ipcc

PAINEL INTERGOVERNAMENTAL SOBRE Alterações Climáticas

ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS 2013

A Base Científica

Perguntas Frequentes

GRUPO DE TRABALHO I

CONTRIBUIÇÃO DO GRUPO DE TRABALHO I PARA O QUINTO RELATÓRIO DE AVALIAÇÃO DO PAINEL INTERGOVERNAMENTAL SOBRE ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS

WMO UNEP

Alterações Climáticas 2013
A Base Científica

Resumo para Decisores

Um relatório do Grupo de Trabalho I do IPCC

Resumo Técnico

Um relatório do grupo de Trabalho I do IPCC

E

Perguntas Frequentes

Parte da Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas

Editado por

Thomas F. Stocker
Vice-Presidente do Grupo de Trabalho I
Universidade de Berna Research

Dahe Qin
Vice-Presidente do Grupo de Trabalho I
Administração Meteorológica da China

Gian-Kasper Plattner
Diretor Científico

Melinda M. B. Tignor
Diretora de Operações

Simon K. Allen
Investigador Sénior

Judith Boshchung
Assistente Administrativa

Alexander Nauels
Assistente de Investigação

Yu Xia
Investigador

Vincent Bex
Tecnologias de Informação

Pauline M. Midgley
Diretora

Unidade de Apoio Técnico do Grupo de Trabalho I

FICHA TÉCNICA

Título
ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS 2013
A Base Científica
Perguntas Frequentes

Edição
Instituto Português do Mar e da Atmosfera, I.P.
Rua C do Aeroporto de Lisboa
1749-077 Lisboa – Portugal
Telefone: (+351) 218 447 000 – Fax: (+351) 218 402 468
www.ipma.pt

Tradução
M21Global.com

Revisão técnica
Instituto Português do Mar e da Atmosfera, I.P.

Impressão
Editorial do Ministério da Educação e Ciência

Tiragem
1000 exemplares

Depósito legal
426 034/17

ISBN
978-972-9083-15-0

© PAINEL INTERGOVERNAMENTAL SOBRE ALTERAÇÕES CLIMÁTICAS 2013

ISBN 978-92-9169-138-8

IPCC
c/o Organização Meteorológica Mundial (WMO)
7bis, avenue de la Paix
P.O. Box 2300
CH 1211 Geneva 2, Switzerland
Telefone (+41) 227 308 208 – Fax (+41) 227 308 025
www.ipcc.ch

As designações empregues em mapas não implicam a expressão de qualquer opinião por parte do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas no que respeita o estatuto legal de qualquer país, território, cidade ou área ou das suas autoridades, ou no que respeita a delimitação das suas fronteiras ou limites.

Foto da capa:
Glaciar de Folgefonna nos planaltos de SØrfjorden, Noruega (60º03′ N – 6º20′ E) © Yann Arthus-Bertand / Altitude.

Resumo para Decisores

RPD

Resumo para Decisores

Autores Redatores:

Lisa V. Alexander (Austrália), Simon K. Allen (Suíça/Nova Zelândia), Nathaniel L. Bindoff (Austrália), François-Marie Bréon (França), John A. Church (Austrália), Ulrich Cubasch (Alemanha), Seita Emori (Japão), Piers Forster (Reino Unido), Pierre Friedlingstein (Reino Unido/Bélgica), Nathan Gillett (Canadá), Jonathan M. Gregory (Reino Unido), Dennis L. Hartmann (EUA), Eystein Jansen (Noruega), Ben Kirtman (EUA), Reto Knutti (Suíça), Krishna Kumar Kanikicharla (Índia), Peter Lemke (Alemanha), Jochem Marotzke (Alemanha), Valérie Masson-Delmotte (França), Gerald Meehl A. (EUA), Igor I. Mokhov (Federação Russa), Shilong Piao (China), AGI Plattner (Suíça), Qin Dahe (China), Venkatachalam Ramaswamy (EUA), David Randall (EUA), Monika Rhein (Alemanha), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (EUA) , Drew Shindell (EUA), Thomas F. Stocker (Suíça), Lynne D. Talley (EUA), David G. Vaughan (Reino Unido), Shang-Ping Xie (EUA)

Autores Redatores Contribuidores:

Myles R. Allen (Reino Unido), Olivier Boucher (França), Don Chambers (EUA), Jens Hesselbjerg Christensen (Dinamarca), Philippe Ciais (França), Peter U. Clark (EUA), Matthew Collins (Reino Unido), Josefino C. Comiso (EUA), Viviane Vasconcellos de Menezes (Austrália/Brasil), Richard A. Feely (EUA), Thierry Fichefet (Bélgica), Arlene M. Fiore (EUA), Gregory Flato (Canadá), Jan Fuglestvedt (Noruega), Gabriele Hegerl (Reino Unido/Alemanha), Paul J. Hezel (Bélgica/EUA), Gregory C. Johnson (EUA), Georg Kaser (Áustria/Itália), Vladimir Kattsov (Federação Russa), John Kennedy (Reino Unido), Albert MG Klein Tanque (Países Baixos), Corinne Le Quéré (Reino Unido), Gunnar Myhre (Noruega), Timothy Osborn (Reino Unido), Antony J. Payne (Reino Unido), Judith Perlwitz (EUA), Scott alimentação (Austrália), Michael Prather (EUA), Stephen R. Rintoul (Austrália), Joeri Rogelj (Suíça/Bélgica), Matilde Rusticucci (Argentina), Michael Schulz (Alemanha), Jan Sedlá ek (Suíça), Peter A. Stott (Reino Unido), Rowan Sutton (Reino Unido), Peter W. Thorne (EUA/Noruega/Reino Unido), Donald Wuebbles (EUA)

Este Resumo para Decisores deve ser citado como:

IPCC, 2013: Resumo para Decisores. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA.

A. Introdução

A contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quinto Relatório de Avaliação do IPCC (AR5) considera novas evidências das alterações climáticas com base em muitas análises científicas independentes a partir de observações do sistema climático, registos do paleoclima, estudos teóricos de processos climáticos e simulações utilizando modelos climáticos. Ele baseia-se na contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (AR4), e incorpora novas descobertas de pesquisas posteriores. Como um componente do quinto ciclo de avaliação, o Relatório Especial IPCC sobre a Gestão dos Riscos de Eventos Extremos e Desastres para o Avanço da Adaptação às Alterações Climáticas (SREX) é uma base importante para as informações sobre a mudança meteorológica e climas extremos.

Este Resumo para Decisores (RPD) segue a estrutura do relatório do Grupo de Trabalho I. A narrativa é apoiada por uma série de conclusões destacadas abrangentes que, em conjunto, apresentam um resumo conciso. As secções principais são introduzidas por um breve parágrafo em itálico, o qual descreve a base metodológica da avaliação.

O grau de certeza nas principais conclusões desta avaliação baseia-se nas avaliações das equipas de autor sobre o conhecimento científico subjacente e está expresso como um nível qualitativo de confiança (de *muito baixo* a *muito alto*) e, quando possível, de forma probabilística com uma probabilidade quantificada (de *excecionalmente improvável* a *virtualmente certa*). A confiança na validade de uma constatação baseia-se no tipo, quantidade, qualidade e consistência das provas (por exemplo, dados, compreensão mecanicista, teoria, modelos, pareceres de peritos) e o grau de concordância[1]. As estimativas probabilísticas das medidas quantificadas de incerteza numa descoberta baseiam-se na análise estatística de observações ou resultados modelo, ou ambos, e em pareceres de peritos[2]. Se for caso disso, os resultados também são formulados como exposição de factos, sem utilizar qualificadores de incerteza. (Consulte o Capítulo 1 e a Caixa RT.1 para mais detalhes sobre a linguagem específica que o IPCC usa para comunicar as incertezas).

A base para os parágrafos significativos neste Resumo para Decisores pode ser encontrada nas secções dos capítulos do relatório subjacente e no Resumo Técnico. Essas referências são dadas em chavetas.

B. Alterações Observadas no Sistema Climático

As observações do sistema climático baseiam-se nas medições diretas e na deteção remota a partir de satélites e outras plataformas. As observações à escala global da era instrumental começaram em meados do século XIX para a temperatura e outras variáveis, com conjuntos mais abrangentes e diversificados de observações disponíveis para o período de 1950 em diante. Alguns registos obtidos por reconstruções paleoclimáticas datam de há centenas de milhões de anos. Juntos, fornecem uma visão abrangente da variabilidade e alterações a longo prazo na atmosfera, oceano, criosfera e à superfície.

O aquecimento do sistema climático é inequívoco, e desde a década de 1950, muitas das mudanças observadas não têm precedentes ao longo de décadas a milénios. A temperatura da atmosfera e do oceano subiu, as quantidades de neve e de gelo diminuíram, o nível do mar subiu, e as concentrações de gases de efeito estufa aumentaram (ver Figuras RPD.1, RPD.2, RPD.3 e RPD.4). {2.2, 2.4, 3.2, 3.7, 4.2-4.7, 5.2, 5.3, 5.5-5.6, 6.2, 13.2}

[1] Neste Resumo para Decisores, os seguintes termos são usados para descrever as evidências disponíveis: limitado, médio ou forte; e para o grau de concordância: baixa, média ou alta. Um nível de confiança é expresso através de cinco qualificadores: muito baixo, baixo, médio, alto e muito alto e é escrito em itálico, por exemplo, *confiança média*. Podem ser atribuídos diferentes níveis de confiança a uma determinada declaração de provas e de concordância, mas os níveis crescentes de provas e graus de concordância estão em correlação com a confiança crescente (ver Capítulo 1 e Caixa RT.1, para mais detalhes).

[2] Neste Resumo para Decisores, foram usados os seguintes termos para indicar a probabilidade avaliada de uma conclusão ou de um resultado: probabilidade praticamente certa 99-100%, muito provável 90-100%, provável 66-100%, tão provável quanto improvável 33-66%, 0-33% improvável, muito improvável 0-10%, excecionalmente improvável 0-1%. Também podem ser utilizados termos adicionais (extremamente provável: 95-100%, mais provável que improvável >50-100%, e extremamente improvável 0-5%), quando apropriado. A probabilidade avaliada é expressa em itálico, por exemplo, *muito provável* (ver Capítulo 1 e Caixa RT.1, para mais detalhes).

B.1 Atmosfera

Cada uma das três últimas décadas tem sido sucessivamente mais quente na superfície da Terra do que qualquer década anterior desde 1850 (ver Figura RPD.1). No Hemisfério Norte, 1983 – 2012 foi provavelmente o período de 30 anos mais quente dos últimos 1400 anos (*confiança média*). {2,4, 5,3}

- Os dados combinados da temperatura média global da superfície terrestre e oceânica determinados por uma tendência linear, mostram um aquecimento de 0,85 [0,65-1,06] °C[3], durante o período 1880-2012, quando existem vários conjuntos de dados produzidos de forma independente. O aumento total entre a média do período de 1850–1900 e o período de 2003–2012 é de 0,78 [0,72 a 0,85] °C, com base no único conjunto de dados mais longo disponível[4] (ver Figura RPD.1). {2.4}

- No período mais longo, em que o cálculo das tendências regionais está suficientemente completo (1901-2012), quase todo o globo vivenciou um aquecimento da superfície (ver Figura RPD.1). {2.4}

- Além do forte aquecimento em várias décadas, a temperatura média global à superfície apresenta variabilidade substancial interanual e por décadas (ver Figura RPD.1). Devido à variabilidade natural, as tendências com base em registos de curta duração são muito sensíveis às datas de início e de fim e, em geral, não refletem as tendências climáticas de longo prazo. Como exemplo, a taxa de aquecimento ao longo dos últimos 15 anos (1998–2012; 0,05 [0,05 a 0,15] °C por década), que se inicia com um forte El Niño, é menor do que a taxa calculada desde 1951 (1951- 2012; 0,12 [0,08-0,14] °C por década)[5]. {2.4}

- As reconstruções da temperatura de superfície à escala continental mostram, com *confiança elevada*, períodos de várias décadas durante a Anomalia Climática Medieval (ano 950 a 1250) em que estava em algumas regiões tão quente como no final do século XX. Estes períodos quentes regionais não ocorreram de forma tão coerente em todas as regiões, como o aquecimento no final do século XX (*confiança elevada*). {5,5}

- É *praticamente certo* que a troposfera tem aquecido globalmente desde meados do século XX. Observações mais completas permitem maior confiança nas estimativas das mudanças da temperatura troposférica no Hemisfério Norte extratropical do que noutros lugares. Há *confiança média* na taxa de aquecimento e na sua estrutura vertical na troposfera extratropical do Hemisfério Norte e uma *confiança baixa* noutros lugares. {2.4}

- A *confiança* na alteração da precipitação calculada nas áreas terrestres globais desde 1901 é *baixa* antes de 1951 e *média* mais tarde. Calculada nas áreas terrestres de latitude média do Hemisfério Norte, a precipitação aumentou desde 1901 (*confiança média* antes e *confiança alta* depois de 1951). Para outras latitudes, as tendências negativas ou positivas de longo prazo têm *confiança baixa* (ver Figura RPD.2). {TS TFE.1, Figura 2; 2,5}

- Desde 1950, têm sido observadas alterações em muitos eventos climáticos extremos (ver Tabela RPD.1, para detalhes). É *muito provável* que o número de dias e noites frias tenha diminuído e o número de dias e noites quentes tenha aumentado numa escala global[6]. É *provável* que a frequência de ondas de calor tenha aumentado em grandes partes da Europa, Ásia e Austrália. Há *provavelmente* mais regiões terrestres onde aumentou o número de eventos de forte precipitação do que locais em que diminuiu. A frequência ou intensidade de precipitação forte tem *provavelmente* aumentado na América do Norte e na Europa. Noutros continentes, a *confiança* em alterações de eventos de precipitação intensa é quanto muito *média*. {2.6}

---

[3] Na contribuição WGI para o AR5, a incerteza foi quantificada utilizando intervalos de incerteza de 90%, salvo indicação em contrário. O intervalo de incerteza de 90%, entre parêntesis quadrados, terá uma probabilidade de 90% de cobrir o valor que está a ser avaliado. Os intervalos de incerteza não são necessariamente simétricos em relação à melhor estimativa correspondente. Também é dada uma estimativa melhor desse valor quando disponível.

[4] Os métodos apresentados neste ponto também foram usados em AR4. O primeiro calcula a diferença usando uma tendência linear de melhor ajuste de todos os pontos entre 1880 e 2012. O segundo calcula a diferença entre as médias para os dois períodos 1850–1900 e 2003–2012. Assim, os valores resultantes e os seus intervalos de incerteza de 90% não são diretamente comparáveis. {2.4}

[5] As tendências para períodos de 15 anos com início em 1995, 1996 e 1997 são 0,13 [0,02 para 0,24] °C por década, 0,14 [0,03 a 0,24] °C por década e 0,07 [–0,02 a 0,18] °C por década, respetivamente.

[6] Consulte o Glossário para a definição destes termos: dias frios/noites frias, dias quentes/noites quentes, ondas de calor.

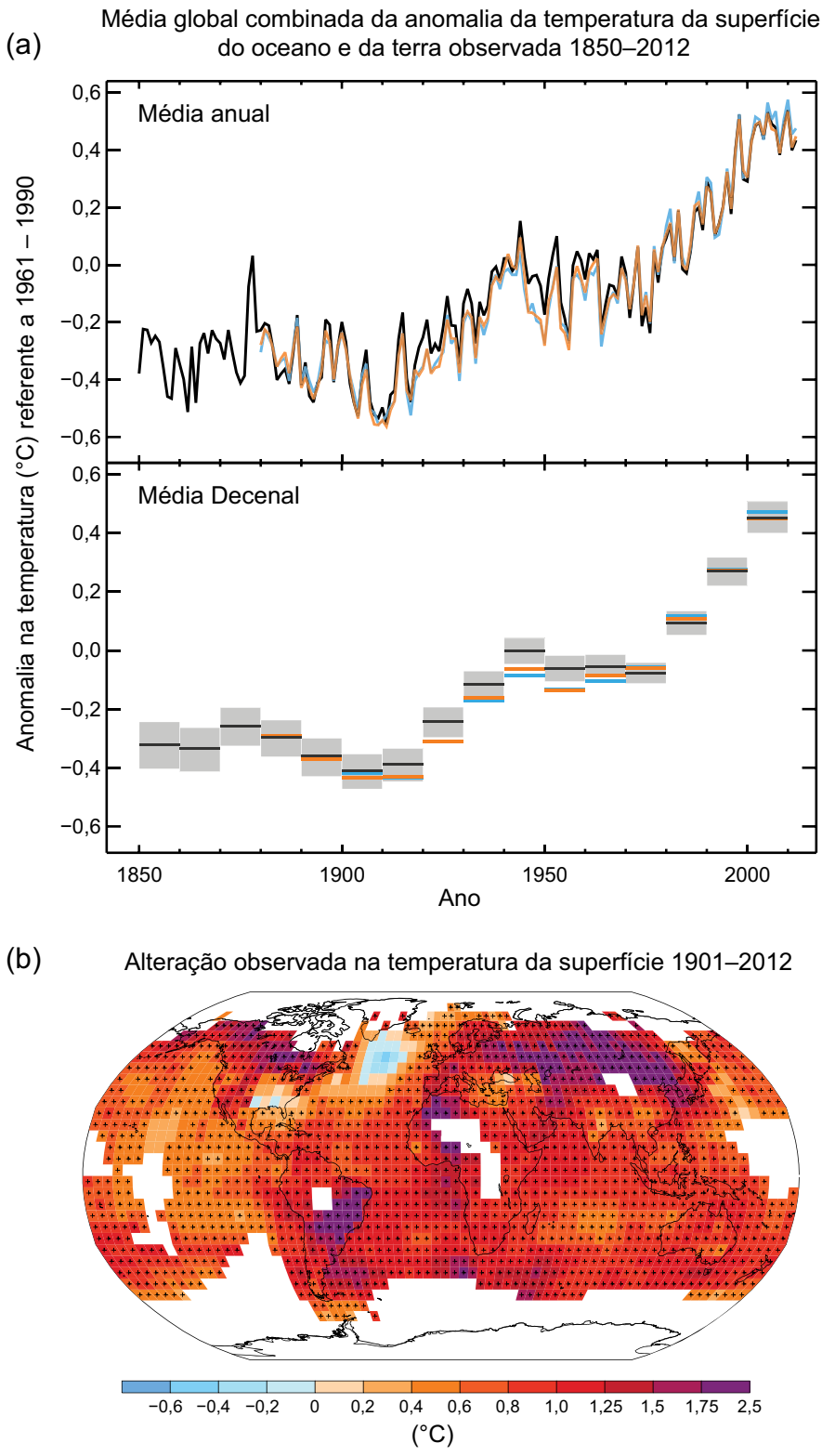


Figura RPD.1 | (a) Média global observada das anomalias combinadas da temperatura da terra e da superfície dos oceanos, de 1850 a 2012 a partir de três conjuntos de dados. Painel superior: valores médios anuais. Painel inferior: valores médios por década, incluindo a estimativa de incerteza para um conjunto de dados (preto). As anomalias são em relação à média de 1961–1990. (b) Mapa da alteração de temperatura da superfície observada de 1901 a 2012 derivado das tendências da temperatura determinadas pela regressão linear de um conjunto de dados (linha laranja no painel a). As tendências foram calculadas onde a disponibilidade de dados permite uma estimativa sólida (isto é, apenas para as caixas da grelha com mais de 70% dos registos completos e mais de 20% de disponibilidade de dados nos primeiros e últimos 10% do período de tempo). As outras áreas estão em branco. As caixas da grelha onde a tendência é significativa no nível 10% estão marcadas com um sinal +. Para obter uma lista dos conjuntos de dados e outros detalhes técnicos ver o Material Suplementar do Resumo Técnico. {Figuras 2.19-2.21; Figura RT.2}

Tabela RPD.1 | Eventos climáticos e meteorológicos extremos: A avaliação à escala global das alterações recentes observadas, contribuição humana para as alterações e futuras alterações previstas para o início de (2016–2035) e o final (2081–2100) do século XXI. O negrito indica onde o AR5 (preto) apresenta uma avaliação revista* numa escala global do SREX (azul) ou AR4 (vermelho). As projeções para o início do século XXI não foram disponibilizadas em relatórios de avaliação anteriores. As projeções do AR5 são relativas ao período de referência de 1986–2005, e usam os novos cenários dos Patamares de Concentração Representativos (RCP) (ver Caixa RPD.1), salvo indicação em contrário. Consulte o Glossário para ver as definições de eventos climáticos e meteorológicos extremos.

Fenómenos e direção da tendência	Avaliação das alterações ocorridas (tipicamente desde 1950, salvo indicação em contrário)	Avaliação de uma contribuição humana para as alterações observadas	Início do século XXI	Final do século XXI
Dias e noites mais quentes e/ou menor número de dias e noites frias na maior parte das áreas terrestres	*Muito provável* {2.6} *Muito provável* *Muito provável*	***Muito provável*** {10.6} *Provável* *Provável*	*Provável* {11.3}	*Praticamente certo* {12.4} *Praticamente certo* *Praticamente certo*
Dias e noites mais quentes e/ou mais frequentemente quentes na maior parte das áreas terrestres	*Muito provável* {2.6} *Muito provável* *Muito provável*	***Muito provável*** {10.6} *Provável* *Provável* (apenas noites)	*Provável* {11.3}	*Praticamente certo* {12.4} *Praticamente certo* *Praticamente certo*
Períodos quentes/ondas de calor. Aumento da frequência e/ou da duração na maior parte das áreas terrestres	***Confiança média*** à escala global *Provável* em grandes partes da Europa, Ásia e Austrália {2.6} *Confiança média* em muitas (mas não todas) regiões *Provável*	***Provável***[a] {10.6} Não foram avaliados formalmente *Mais provável do que improvável*	Não foram avaliados formalmente[b] {11.3}	*Muito provável* {12.4} *Muito provável* *Muito provável*
Eventos de precipitação intensa. Aumento na frequência, intensidade e/ou quantidade de precipitação intensa	*É provável* que haja mais áreas terrestres com aumentos do que com reduções[c] {2.6} *É provável* que haja mais áreas terrestres com aumentos do que com reduções *Provável* na maior parte das áreas terrestres	***Confiança média*** {7.6, 10.6} *Confiança média* *Mais provável do que improvável*	Provável *na maior parte das áreas terrestres* {11,3}	***Muito provável*** na maior parte das massas terrestres de latitude média e nas regiões tropicais húmidas {12.4} *Provável* em muitas áreas *Muito provável* na maior parte das áreas terrestres
Aumentos na intensidade e/ou duração da seca	***Confiança baixa*** numa escala global *prováveis alterações* em algumas regiões[d] {2.6} *Confiança média* em algumas regiões *Provável* em muitas regiões, desde 1970[e]	***Confiança baixa*** {10.6} *Confiança média*[f] *Mais provável do que improvável*	*Confiança baixa*[g] {11.3}	***Provável*** *(confiança média)* numa escala regional a global[h] {12.4} *Confiança média* em algumas regiões *Provável*[e]
Aumentos na intensa atividade de ciclones tropicais	***Confiança baixa*** em alterações a longo prazo (centenárias) *Praticamente certo* no Atlântico Norte desde 1970 ***{2.6}*** *Confiança baixa* *Provável* em algumas regiões desde 1970	***Confiança baixa***[i] {10.6} *Confiança baixa* *Mais provável do que improvável*	*Confiança baixa* {11.3}	***Mais provável do que improvável*** no Pacífico Norte Ocidental e no Atlântico Norte[j] {14.6} *Mais provável do que improvável* em algumas bacias *Provável*
Aumento da incidência e/ou magnitude do nível extremo do mar	*Provável* (desde 1970) {3.7} *Provável* (final do século XX) *Provável*	***Provável***[k] {3.7} *Provável*[k] *Mais provável do que improvável*[k]	*Provável*[l] {13.7}	***Muito provável***[l] {13.7} *Muito provável*[m] *Provável*

* A comparação direta dos resultados da avaliação entre os relatórios é difícil. Para algumas variáveis climáticas, foram avaliados diferentes aspetos e a nota de orientação revista sobre as incertezas tem sido utilizada para o SREX e o AR5. A disponibilidade de novas informações, uma melhor compreensão científica, a análise contínua de dados e modelos e as diferenças específicas nas metodologias aplicadas nos estudos avaliados, contribuem todos para as conclusões revistas da avaliação.

Notas:

[a] A atribuição baseia-se em estudos de casos disponíveis. É *provável* que a influência humana tenha mais do que duplicado a probabilidade de ocorrência de ondas de calor observadas em alguns locais.

[b] Os modelos projetam aumentos a curto prazo na duração, intensidade e extensão espacial das ondas de calor e períodos quentes.

[c] Na maioria dos continentes, a *confiança* nas tendências não é maior do que *média*, exceto na América do Norte e na Europa onde existiram aumentos *prováveis* quer na frequência quer na intensidade de precipitação intensa com alguma variação sazonal e/ou regional. É *muito provável* que tenham existido aumentos na América do Norte central.

[d] A frequência e intensidade da seca aumentou *provavelmente* no Mediterrâneo e na África Ocidental e *provavelmente* diminuiu na América do Norte central e no noroeste da Austrália.

[e] O AR4 avaliou a área afetada pela seca.

[f] O SREX avaliou com *confiança média* que a influência antropogénica contribuiu para algumas alterações nos padrões de seca observados na segunda metade do século XX, com base no seu impacto atribuído na precipitação e alterações da temperatura. O SREX avaliou *confiança baixa* na atribuição de alterações nas secas ao nível das regiões individuais.

[g] Há uma *confiança baixa* nas alterações projetadas na humidade do solo.

[h] A redução à escala regional e global prevista para a humidade do solo e o aumento na seca agrícola são *prováveis (confiança média)* nas regiões atualmente secas no final deste século de acordo com o cenário de RCP8.5. A diminuição da água no solo no Mediterrâneo, Sudoeste dos EUA e regiões da África Austral é consistente com as mudanças projetadas na circulação Hadley e no aumento das temperaturas da superfície, portanto há *confiança elevada* na *probabilidade* de seca da superfície nessas regiões no final deste século num cenário RCP8.5.

[i] Existe uma *confiança média* de que uma redução no forçamento de aerossóis sobre o Atlântico Norte contribuiu, pelo menos em parte, para o aumento observado na atividade ciclónica tropical desde 1970 nesta região.

[j] Com base nos pareceres de peritos e avaliação das projeções que utilizam um cenário SRES A1B (ou semelhante).

[k] A atribuição baseia-se na estreita relação entre as alterações observadas no nível médio e extremo do mar.

[l] Há uma *confiança elevada* de que este aumento no nível do mar extremamente elevado será, sobretudo, o resultado de um aumento no nível médio do mar. Há *confiança baixa* nas projeções de tempestades e *storm surges* associadas específicas da região.

[m] O SREX avaliou que seria *muito provável* que o aumento médio do nível do mar irá contribuir para futuras tendências ascendentes nos níveis extremamente altos de águas costeiras.

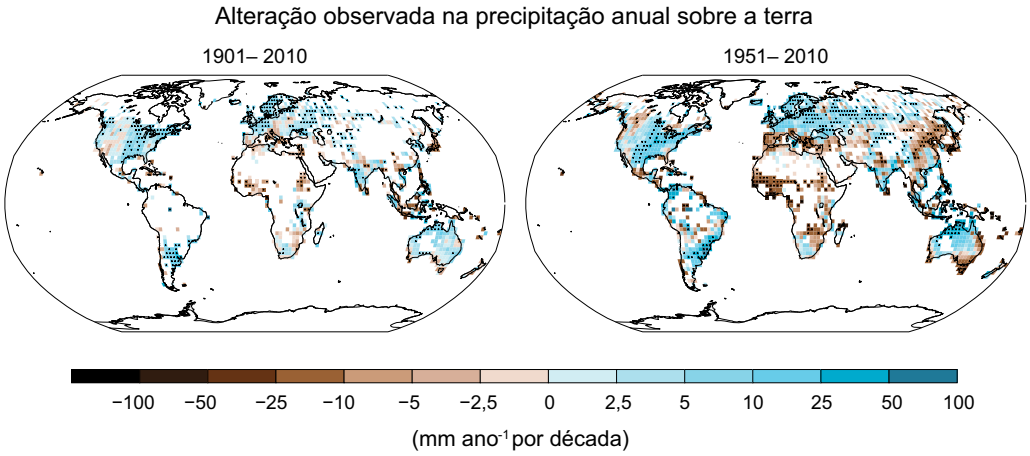


Figura RPD.2 | Os mapas da precipitação observada mudam de 1901 a 2010 e de 1951 a 2010 (as tendências na acumulação anual calculadas usando os mesmos critérios como na Figura RFP.1), de um conjunto de dados. Para obter mais detalhes técnicos, ver o Material Suplementar do Resumo Técnico. {TS TFE.1, Figura 2; Figura 2.29}

B.2 Oceano

O aquecimento do oceano domina o aumento na energia armazenada no sistema climático, respondendo por mais de 90% da energia acumulada entre 1971 e 2010 (*confiança elevada*). É *praticamente certo* que o oceano superior (0-700 m) aqueceu de 1971 a 2010 (ver Figura RPD.3), e *provavelmente* aqueceu entre as décadas de 1870 e 1971. {3.2, Caixa 3.1}

- Numa escala global, o aquecimento dos oceanos é maior junto à superfície, e os 75 m superiores aqueceram cerca de 0,11 [0,09-0,13] °C por década durante o período 1971-2010. Desde o AR4, foram identificados e reduzidos erros instrumentais nos registos de temperatura na parte superior do oceano, realçando a confiança na avaliação das alterações. {3.2}

- É *provável* que o mar tenha aquecido entre 700 e 2000 m de 1957 a 2009. Estão disponíveis observações suficientes para o período de 1992 a 2005, para uma avaliação global da alteração da temperatura abaixo dos 2000 m. *Provavelmente* não havia tendências da temperatura significativas observada entre os 2000 e 3000 m para este período. É *provável* que o mar tenha aquecido a partir dos 3000 m até o fundo neste período, com o maior aquecimento observado no Oceano Austral. {3.2}

- Mais de 60% do aumento líquido de energia no sistema climático foi armazenado no oceano superior (0–700 m) durante o período de 40 anos relativamente bem amostrado de 1971 a 2010, e cerca de 30% está armazenado no oceano abaixo dos 700 m. O aumento no conteúdo de calor no oceano superior durante este período de tempo estimado a partir de uma tendência linear é *provavelmente* 17 [15 a 19] × 10^{22} J [7] (ver Figura RPD. 3). {3.2, Caixa 3.1}

- É tão *provável como improvável* que esse conteúdo do calor do oceano a 0–700 m tenha aumentado mais lentamente de 2003 a 2010 do que de 1993 a 2002 (ver Figura RPD.3). A absorção de calor pelo oceano a partir dos 700 a 2000 m, onde a variabilidade plurianual é menor, provavelmente continuou sem alteração de 1993 a 2009. {3.2, Caixa 9.2}

- É *muito provável* que as regiões com salinidade elevada, onde predomina a evaporação, se tenham tornado mais salinas, enquanto as regiões de baixa salinidade onde predomina a precipitação se tenham tornado menos salinas a partir da década de 1950. Estas tendências regionais na salinidade do oceano fornecem provas indiretas de que a evaporação e a precipitação sobre os oceanos mudaram (*confiança média).* {2.5, 3.3, 3.5}

- Não há nenhuma prova observacional de uma tendência na Circulação Termohalina Meridional do Atlântico (AMOC), com base no registo de uma década da AMOC completa e mais longos registos de componentes AMOC individuais. {3.6}

7 Um fornecimento constante de calor através da superfície do oceano à taxa de 1 W m^{-2} durante 1 ano aumentaria o conteúdo de calor do oceano em 1,1 × 10^{22} J.

B.3 Criosfera

Ao longo das duas últimas décadas, os mantos de gelo da Gronelândia e da Antártida têm vindo a perder massa, os glaciares continuam a diminuir em quase todo o mundo, e o gelo do mar Ártico e a camada de neve primaveril do Hemisfério Norte continuam a diminuir em extensão (*confiança elevada*) (ver *Figura* RPD.3). {4.2-4.7}

- A taxa média de perda de gelo[8] dos glaciares em todo o mundo, exceto os glaciares na periferia dos mantos de gelo[9], era *muito provavelmente* 226 [91-361] Gt ano^{-1} durante o período 1971-2009, e *muito provavelmente* 275 [140-410] Gt ano^{-1} durante o período 1993-2009[10]. {4.3}

- A taxa média de perda de gelo nas camadas de gelo da Gronelândia aumentou *muito provavelmente* substancialmente de 34 [– 6 para 74] Gt ano^{-1} durante o período 1992-2001 para 215 [157 para 274] Gt ano^{-1} no período de 2002 a 2011. {4,4}

- A taxa média de perda de gelo do manto de gelo da Antártida aumentou *provavelmente* de 30 [-37 a 97] Gt ano^{-1} durante o período 1992–2001 para 147 [72-221] Gt ano^{-1} durante o período de 2002 a 2011. Há *confiança muito elevada* de que estas perdas sejam principalmente no norte da Península da Antártida e no setor do Mar de Amundsen da Antártida Ocidental. {4.4}

- A extensão de gelo média anual do mar Ártico diminuiu durante o período de 1979 a 2012 com uma taxa que estava *muito provavelmente* no intervalo 3,5 a 4,1% por década (intervalo de 0,45 para 0,51 milhões de km^2 por década) e *muito provavelmente* no intervalo 9,4 a 13,6% por década (intervalo de 0,73 a 1,07 milhões de km^2 por década) para o mínimo de gelo do mar de verão (gelo perene do mar). A diminuição média na extensão média por década do gelo do mar Ártico tem sido mais rápida no verão (*confiança elevada*); *a* extensão espacial diminuiu em todas as estações, e em todas as décadas sucessivas desde 1979 (*confiança elevada*) (ver Figura RPD.3). Há *confiança média* a partir das reconstruções em que ao longo das últimas três décadas, o retrocesso do gelo do mar do verão do Ártico não teve precedentes e as temperaturas da superfície do mar eram anormalmente elevadas pelo menos nos últimos 1.450 anos. {4,2, 5,5}

- É *muito provável* que a extensão média anual do gelo marinho da Antártida tenha aumentado no intervalo de 1,2 a 1,8% por década (intervalo de 0,13-0,20 milhões de km^2 por década) entre 1979 e 2012. Há *confiança elevada* de que existem fortes diferenças regionais nessa taxa anual, com a extensão a aumentar em algumas regiões e a diminuir noutras. {4.2}

- Há *confiança muito elevada* de que a extensão da cobertura de neve do Hemisfério Norte diminuiu desde meados do século XX (ver Figura RPD.3). A extensão da cobertura de neve do Hemisfério Norte diminuiu 1,6 [0,8-2,4]% por década para março e abril, e 11,7 [8,8-14,6]% por década para junho, durante o período 1967-2012. Durante este período, a extensão da cobertura de neve no Hemisfério Norte não apresentou um aumento estatisticamente significativo em qualquer mês. {4.5}

- Há *confiança elevada* de que as temperaturas do *permafrost* aumentaram na maioria das regiões desde o início de 1980. O aquecimento observado era de até 3 °C em zonas do norte do Alasca (início dos anos 1980 a meados dos anos 2000) e até 2 °C em zonas do Norte europeu russo (1971 a 2010). Nesta última região, foi observada uma redução considerável na espessura do *permafrost* e na extensão da área ao longo do período entre 1975 e 2005 (*confiança média*). {4,7}

- Várias linhas de evidências suportam o aquecimento muito substancial do Ártico desde meados do século XX {Caixa 5,1, 10,3}

---

[8] Todas as referências a "perda de gelo" ou "perda de massa" referem-se à perda líquida de gelo, ou seja, acumulação menos derretimento e queda de partes do icebergue.

[9] Por razões metodológicas, esta avaliação da perda de gelo dos mantos de gelo da Antártida e da Gronelândia inclui as alterações dos glaciares na periferia. Estes glaciares periféricos são assim excluídos dos valores dados para os glaciares.

[10] 100 Gt ano^{-1} de perda de gelo é equivalente a cerca de 0,28 milímetros ano^{-1} do aumento médio global do nível do mar.

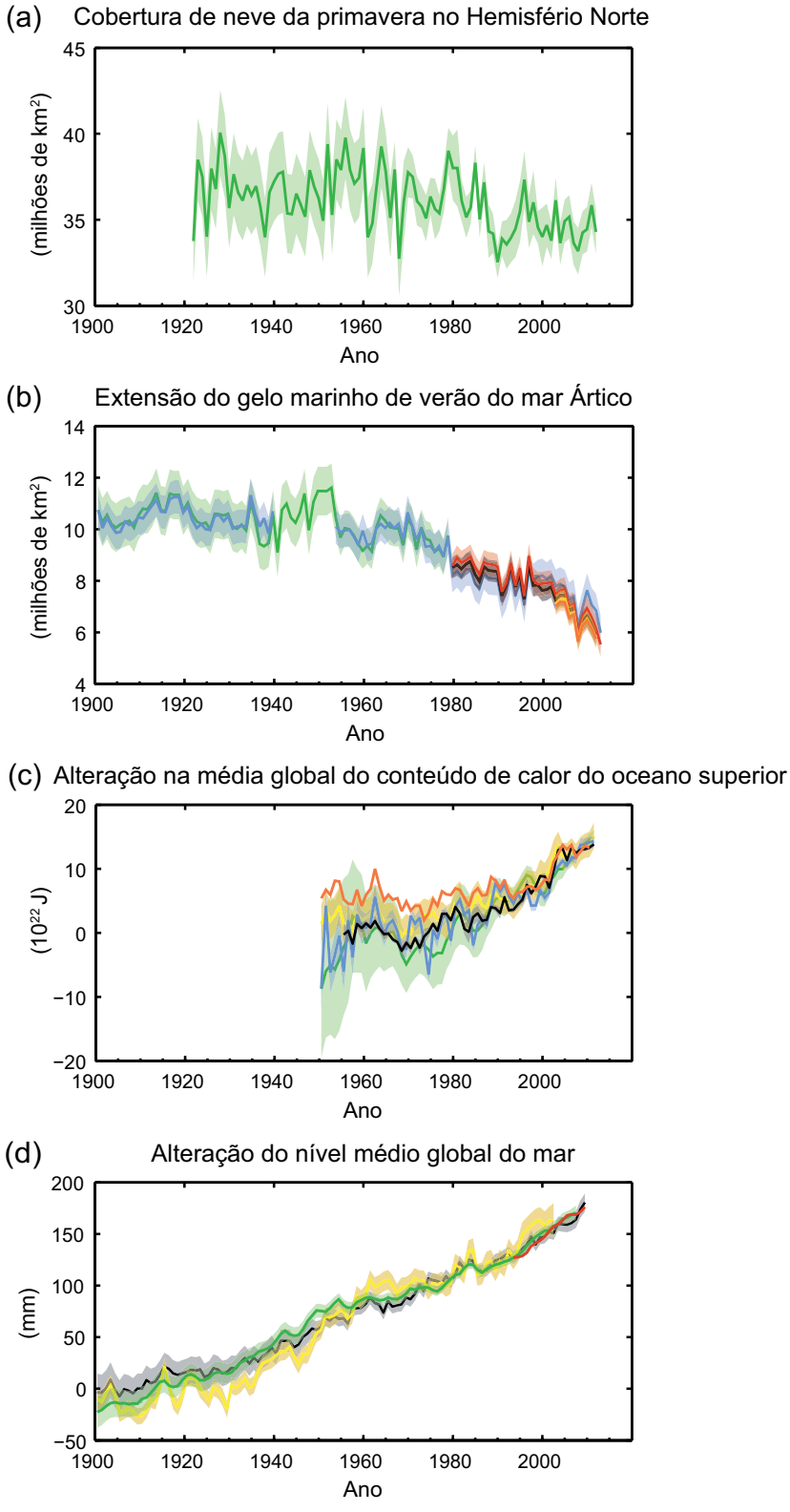


Figura RPD.3 | Vários indicadores observados de um clima global em mudança: (a) Extensão da cobertura média de neve do Hemisfério Norte em março-abril (primavera); (b) extensão média de gelo no mar do Ártico em julho-agosto-setembro (verão); (c) mudança no conteúdo térmico médio global do oceano superior (0–700 m) alinhado para 2006-2010, e em relação à média de todos os conjuntos de dados para 1970; (d) o nível médio global do mar relativo à media de 1900–1905 do conjunto de dados em funcionamento há mais tempo, e com todos os conjuntos de dados alinhados para ter o mesmo valor, em 1993, o primeiro ano de dados de altimetria por satélite. Todas as séries cronológicas (as linhas coloridas indicam conjuntos de dados diferentes) mostram valores anuais, e quando são avaliadas, as incertezas são indicadas através de um sombreamento colorido. Consulte o Material Suplementar do Resumo Técnico para obter uma lista dos conjuntos de dados. {Figuras 3.2, 3.13, 4.19 e 4.3; FAQ 2.1, Figura 2; Figura RT.1}

B.4 Nível do Mar

A taxa de aumento do nível do mar desde meados do século XIX tem sido maior do que a taxa média durante os dois milénios anteriores (*confiança elevada*). Ao longo do período 1901-2010, o nível médio global do mar subiu 0,19 [0,17-0,21] m (ver Figura RPD.3). {3.7, 5.6, 13.2}

- Dados indiretos e instrumentais sobre o nível do mar indicam uma transição no final do século XIX e início do século XX das taxas médias relativamente baixas durante os dois milénios anteriores para taxas mais elevadas de subida (*confiança elevada*). É *provável* que a taxa média global do aumento do nível do mar tenha continuado a aumentar desde o início do século XX. {3,7, 5,6, 13,2}

- É *muito provável* que a taxa média global do aumento do nível do mar tenha sido de 1,7 [1,5-1,9] mm ano^{-1} entre 1901 e 2010, 2,0 [1,7-2,3] mm ano^{-1}, entre 1971 e 2010, e de 3,2 [2,8-3,6] mm ano^{-1}, entre 1993 e 2010. Os dados dos marégrafos e altímetros a bordo de satélites são consistentes em relação à taxa mais elevada do último período. É *provável* que tenham ocorrido taxas igualmente elevadas entre 1920 e 1950. {3,7}

- Desde o início da década de 1970 que a perda de massa glaciar e a expansão térmica do aquecimento do oceano explicam cerca de 75% do aumento médio global do nível do mar observado (*confiança elevada).* Durante o período de 1993 a 2010, o aumento médio global do nível do mar é, com *confiança elevada*, consistente com a soma das contribuições observadas da expansão térmica dos oceanos devido ao aquecimento (1,1 [0,8-1,4] mm ano^{-1}), de mudanças nos glaciares (0,76 [0,39-1,13] mm ano^{-1}), manto de gelo da Gronelândia (0,33 [0,25-0,41] mm ano^{-1}), manto de gelo da Antártica (0,27 [0,16-0,38] mm ano^{-1}), e armazenamento de água terrestre (0,38 [0,26 a 0,49] mm ano^{-1}). A soma destas contribuições é de 2,8 [2,3-3,4] mm ano^{-1}. {13.3}

- Há *confiança muito elevada* de que o nível do mar médio global máximo durante o último período interglacial (há 129.000 a 116.000 anos atrás) tenha sido, durante vários milhares de anos, pelo menos 5 m superior ao presente, e *confiança elevada* em como não excedeu os 10 m acima do atual. Durante o último período interglacial, o manto de gelo da Gronelândia *muito provavelmente* contribuiu entre 1,4 e 4,3 m para o nível médio global do mar mais elevado, o que implica *confiança média* numa contribuição adicional do manto de gelo da Antártida. Esta mudança no nível do mar ocorreu no contexto de diferentes forçamentos orbitais e com temperatura da superfície de alta latitude, calculadas durante vários milhares de anos, pelo menos 2 °C mais quente do que atualmente (*confiança elevada).* {5.3, 5.6}

B.5 Ciclo do Carbono e Outros Ciclos Biogeoquímicos

As concentrações atmosféricas de dióxido de carbono, metano e óxido nitroso aumentaram para níveis sem precedentes, pelo menos nos últimos 800.000 anos. As concentrações de dióxido de carbono aumentaram 40% desde a era pré-industrial, em primeiro lugar, a partir das emissões de combustíveis fósseis e, em segundo lugar, pelas emissões líquidas das alterações do uso dos solos. O oceano absorveu cerca de 30% do dióxido de carbono antropogénico emitido, provocando a acidificação do oceano (ver Figura RPD.4). {2.2, 3.8, 5.2, 6.2, 6.3}

- A concentração atmosférica dos gases de efeito de estufa dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O) aumentou desde 1750 devido à atividade humana. Em 2011, as concentrações destes gases de efeito de estufa foram de 391 ppm[11], 1803 ppb e 324 ppb, e excederam os níveis pré-industriais em cerca de 40%, 150% e 20%, respetivamente. {2.2, 5.2, 6.1, 6.2}

- Atualmente, as concentrações de CO_2 , CH_4 e N_2O excedem substancialmente as concentrações mais elevadas registadas nos núcleos de gelo durante os últimos 800.000 anos. As taxas médias do aumento das concentrações atmosféricas ao longo do século passado não têm, com *confiança muito elevada*, precedentes nos últimos 22.000 anos. {5.2, 6.1, 6.2}

[11] ppm (partes por milhão) ou ppb (partes por mil milhões, mil milhões = 1000 milhões) é a razão entre o número de moléculas de gás e o número total de moléculas de ar seco. Por exemplo, 300 ppm significa 300 moléculas de um gás por milhões de moléculas de ar seco.

- As emissões anuais de CO_2 da produção de cimento e da combustão de combustíveis fósseis foram 8,3 [7,6 a 9,0] GtC[12] ano^{-1} durante 2002–2011 (*confiança elevada*) e foram 9,5 [8,7 a 10,3] GtC ano^{-1} em 2011, 54% acima do nível de 1990. As emissões líquidas anuais de CO_2 da mudança antropogénica no uso dos solos foram de 0,9 [0,1 a 1,7] GtC ano^{-1} em média de 2002 a 2011 (*confiança média).* {6.3}

- De 1750 a 2011, as emissões de CO_2 provenientes da queima de combustíveis fósseis e da produção de cimento lançaram 375 [345-405] GtC para a atmosfera, enquanto se estima que a desflorestação e outras mudanças na utilização dos solos tenham libertado 180 [100-260] GtC. Isto resulta em emissões antropogénicas cumulativas de 555 [470-640] GtC. {6.3}

- Destas emissões cumulativas antropogénicas de CO_2, 240 [230-250] GtC acumularam-se na atmosfera, 155 [125-185] GtC foram absorvidas pelo oceano e 160 [70-250] GtC acumularam-se nos ecossistemas naturais terrestres (ou seja, o sumidouro terrestre residual cumulativo). {Figura RT.4, 3.8, 6.3}

- A acidificação dos oceanos é quantificada pela diminuição do pH[13]. O pH da água da superfície do oceano diminuiu em 0,1 desde o início da era industrial (*confiança elevada*), correspondendo a um aumento de 26% na concentração de iões de hidrogénio (ver Figura RPD.4). {3.8, Caixa 3.2}

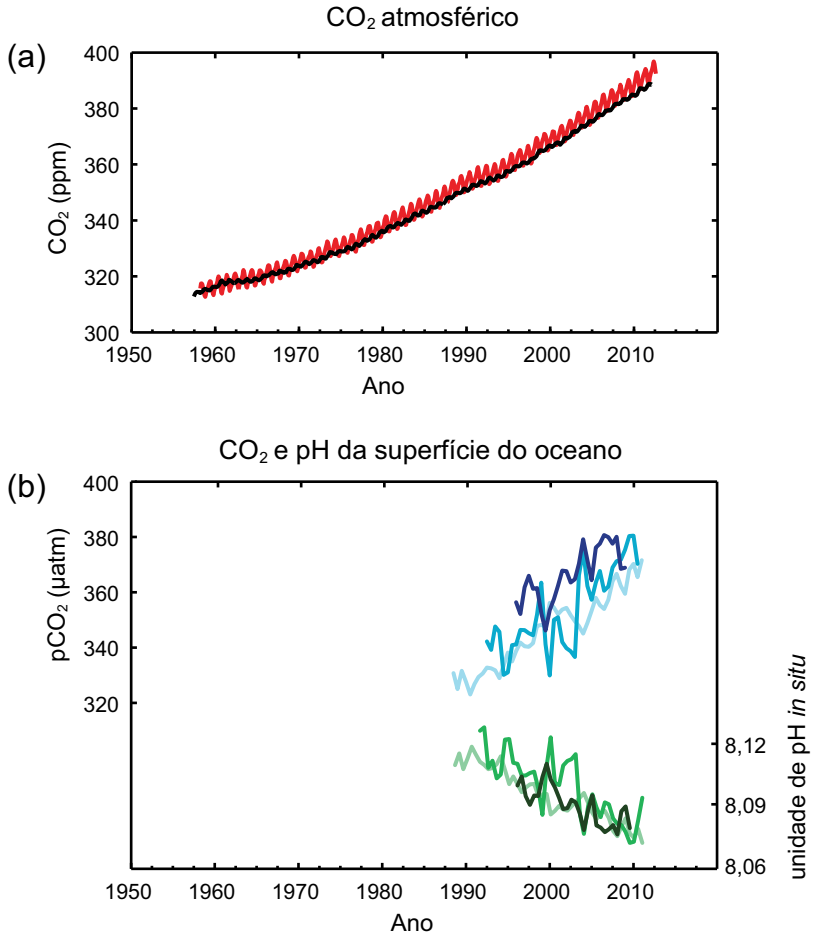


Figura RPD.4 | Vários indicadores observados de um ciclo de carbono global em mutação: (a) concentrações atmosféricas de dióxido de carbono (CO_2) de Mauna Loa (19° 32'N, 155° 34'O - vermelho) e Polo Sul (89° 59'S, 24° 48'O - preto) desde 1958; (b) pressão parcial do CO_2 dissolvido na superfície do oceano (curvas azuis) e no pH no local (curvas verdes), uma medida da acidez da água do oceano. As medições são de três estações do Atlântico (29° 10'N, 15° 30'O - azul escuro/verde escuro; 31° 40'N, 64° 10'O - azul/verde) e o oceano Pacífico (22° 45'N, 158° 00'O - azul claro/verde claro). Detalhes completos dos conjuntos de dados mostrados aqui são fornecidos no relatório subjacente e no Material Suplementar do Resumo Técnico. {Figuras 2.1 e 3.18; Figura RT.5}

[12] Giga tonelada de carbono = 1 = 10 GtC 15 gramas de carbono. Isto corresponde a 3667 $GtCO_2$.

[13] pH é uma medida da acidez que usa uma escala logarítmica: uma diminuição pH de 1 unidade corresponde a um aumento de 10 vezes na concentração de iões de hidrogénio, ou de acidez.

C. Catalisadores de Alterações Climáticas

As substâncias e processos naturais e antropogénicos que alteram o balanço energético da Terra são os catalisadores de alterações climáticas. O forçamento radiativo[14] (FR) quantifica a mudança nos fluxos de energia provocados por alterações nestes catalisadores para 2011 em relação a 1750, salvo indicação contrária. Um FR positivo leva ao aquecimento da superfície, um FR negativo leva ao arrefecimento da superfície. O FR é estimado com base em observações in situ e remotas, propriedades dos gases de efeito de estufa e aerossóis, e cálculos usando modelos numéricos que representam os processos observados. Alguns compostos emitidos afetam a concentração atmosférica de outras substâncias. O FR pode ser detetado com base nas alterações de concentração de cada substância[15]. Alternativamente, pode ser assinalado o FR com base na emissão de um composto, o que apresenta uma ligação mais direta com as atividades humanas. Inclui contribuições de todas as substâncias afetadas por essa emissão. O FR antropogénico total das duas abordagens é idêntico quando se consideram todos os catalisadores. Embora sejam usadas as duas abordagens neste Resumo para Decisores, os FR com base nas emissões são enfatizados.

O forçamento radiativo total é positivo, e levou a uma absorção de energia pelo sistema climático. A maior contribuição para o forçamento radiativo total é causada pelo aumento na concentração atmosférica de CO_2 desde 1750 (ver Figura RPD. 5). {3.2, Caixa 3.1, 8.3, 8.5}

- O FR antropogénico total para 2011 em relação a 1750 é de 2,29 [1,13 para 3,33] W m^{-2} (ver figura RPD. 5), e aumentou mais rapidamente desde 1970 que durante as décadas anteriores. A melhor estimativa de FR antropogénico total para 2011 é 43% maior do que a relatada no AR4 para o ano de 2005. Isto deve-se a uma combinação do crescimento continuado na maioria das concentrações de gases de efeito de estufa e estimativas melhoradas de FR por aerossóis, indicando um efeito de arrefecimento líquido mais fraco (FR negativo). {8.5}

- O FR das emissões de gases de efeito de estufa bem misturados (CO_2, CH_4, N_2O e os derivados halocarbonetos) para 2011 em relação a 1750 é 3,00 [2,22 a 3,78] W m^{-2} (ver Figura RPD.5). O FR a partir das alterações nas concentrações desses gases é de 2,83 [2,26-3,40] W m^{-2}. {8.5}

- As emissões de CO_2 por si só causaram um FR de 1,68 [1,33-2,03] W m^{-2} (ver Figura RPD.5). Incluindo as emissões de outros gases que contêm carbono, que também contribuíram para o aumento nas concentrações de CO_2, o FR de CO_2 é de 1,82 [1,46 a 2,18] W m^{-2}. {8.3, 8.5}

- As emissões de CH_4 por si só provocaram um FR de 0,97 [0,74-1,20] W m^{-2} (ver Figura RPD.5). Este é muito maior do que a estimativa baseada na concentração de 0,48 [0,38-0,58] W m^{-2} (inalterado desde AR4). Esta diferença nas estimativas é causada por alterações de concentração no ozono e no vapor de água estratosférico devido às emissões de CH_4 e a outras emissões que afetam indiretamente o CH_4. {8.3, 8.5}

- As emissões de hidrocarbonetos que reduzem a camada de ozono estratosféricos causaram um FR líquido positivo de 0,18 [0,01-0,35] W m^{-2} (ver Figura RPD.5). O seu próprio FR positivo ultrapassou o FR negativo da redução da camada de ozono que induziram. O FR positivo de todos os halocarbonetos é semelhante ao valor em AR4, com um FR reduzido de CFC, mas aumentos de muitos dos seus substitutos. {8.3, 8.5}

- As emissões de gases de vida curta contribuem para o FR antropogénico total. É *praticamente certo* que as emissões de monóxido de carbono (CO) tenham induzido um FR positivo, enquanto as emissões de óxidos de azoto (NO_x) *provavelmente* induziram um FR líquido negativo (ver Figura RPD.5). {8.3, 8.5}

- O FR do efeito aerossol total na atmosfera, que inclui ajustes nas nuvens devido a aerossóis, é de -0,9 [-1,9 a -0,1] W m^{-2}

[14] A intensidade dos catalisadores é quantificada como Forçamento Radiativo (FR) em watts por metro quadrado (W m^{-2}) como nas avaliações IPCC anteriores. FR representa a alteração no fluxo de energia causada por um catalisador, e é calculada na tropopausa ou na parte superior da atmosfera. No conceito tradicional de FR empregue em relatórios IPCC anteriores, toda a superfície e condições troposféricas são mantidas fixas. Nos cálculos do FR para os gases de efeito de estufa bem misturados e aerossóis neste relatório, as variáveis físicas, exceto para o gelo do oceano e do mar, podem responder a perturbações com ajustamentos rápidos. O forçamento resultante é chamado Forçamento Radiativo Efetivo (ERF) no relatório subjacente. Esta mudança reflete o progresso científico de avaliações anteriores e resulta numa melhor indicação da eventual resposta da temperatura para estes catalisadores. Para todos os catalisadores além dos gases de efeito de estufa bem misturados e aerossóis, os ajustamentos rápidos são menos bem caracterizados e assumidos como pequenos, e assim o FR tradicional é usado. {8.1}

[15] Esta abordagem foi usada para relatar o FR no Resumo para Decisores AR4.

(*confiança média*), e resulta de um forçamento negativo da maioria dos aerossóis e de uma contribuição positiva da absorção da radiação solar pelo carbono negro. Há *confiança elevada* de que os aerossóis e as suas interações com as nuvens compensaram uma parte substancial do forçamento médio global a partir de gases de efeito de estufa bem misturados. Eles continuam a contribuir para a maior incerteza da estimativa total de FR. {7.5, 8.3, 8.5}

- O forçamento dos aerossóis estratosféricos vulcânicos pode ter um grande impacto sobre o clima alguns anos após erupções vulcânicas. Diversas pequenas erupções provocaram um FR de -0,11 [-0,15 a -0,08] W m^{-2} para os anos de 2008 a 2011, que é aproximadamente duas vezes mais forte do que durante os anos de 1999 a 2002. {8.4}

- O FR devido a mudanças na irradiação solar é estimado em 0,05 [0,00 a 0,10] W m^{-2} (ver figura RPD. 5). As observações de satélite das alterações na irradiação solar global de 1978 a 2011 indicam que o último mínimo solar foi menor do que os dois anteriores. Isto resulta num FR de –0,04 [–0,08 a 0,00] W m^{-2} entre o mínimo mais recente em 2008 e o mínimo de 1986. {8.4}

- O FR natural total das alterações da irradiação solar e os aerossóis vulcânicos estratosféricos deram apenas uma pequena contribuição para o forçamento radiativo líquido ao longo do século passado, com exceção de breves períodos após grandes erupções vulcânicas. {8.5}

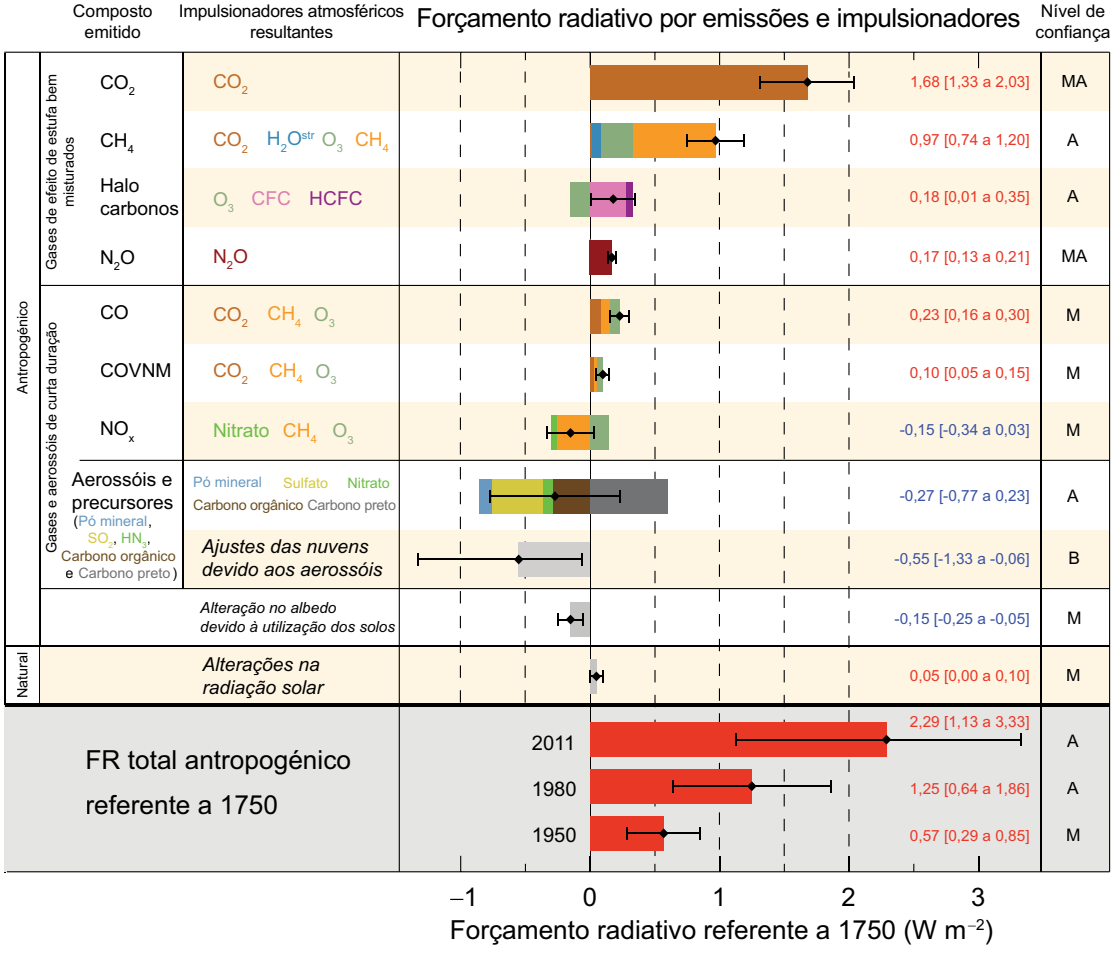


Figura RPD. 5 | Estimativas do forçamento radiativo para 2011 em relação a 1750 e incertezas associadas para os principais catalisadores da mudança climática. Os valores são o forçamento radiativo médio global (FR[14]), dividido de acordo com os compostos emitidos ou processos que resultam numa combinação de catalisadores. As melhores estimativas do forçamento radiativo líquido são mostradas como diamantes negros com intervalos de incerteza correspondentes; os valores numéricos são apresentados à direita da Figura, juntamente com o nível de confiança no forçamento líquido (MA – *muito alto*, A – *alto*, M – *médio*, B – *baixo*, MB – *muito baixo*). Um forçamento do albedo devido ao carbono negro na neve e no gelo está incluído na barra do aerossol de carbono negro. Não são mostrados os pequenos forçamentos devido a rastros de condensação (0,05 W m^{-2}, incluindo cirros induzidos do rastro de condensação), e HFCs, PFCs e SF_6 (total de 0,03 W m^{-2}). FR para gases com base na concentração podem ser obtidos pela soma das barras de tipo colorido. O forçamento vulcânico não está incluído, pois a sua natureza episódica torna difícil a sua comparação com outros mecanismos de forçamento. O forçamento radiativo antropogénico total é apresentado para três anos diferentes em relação a 1750. Para obter mais detalhes técnicos, incluindo intervalos de incerteza associados aos componentes e processos individuais, consultar o Material Suplementar do Resumo Técnico. {8.5; Figuras 8.14-8.18; Figuras RT.6 e RT.7}

D. Compreender o Sistema Climático e as suas Alterações Recentes

Compreender as alterações recentes no sistema climático resulta da combinação de observações, estudos de processos de feedback e simulações de modelo. A avaliação da capacidade dos modelos climáticos para simularem alterações recentes exige a consideração do estado de todos os componentes modelados do sistema climático no início da simulação e o forçamento natural e antropogénico usado para dirigir os modelos. Relativamente ao AR4, observações mais detalhadas e mais longas e modelos climáticos melhorados permitem agora a atribuição de uma contribuição humana para as alterações detetadas em mais componentes do sistema climático.

A influência humana no sistema climático é clara. Isto é evidente a partir das concentrações crescentes de gases de efeito de estufa na atmosfera, forçamento radiativo positivo, aquecimento observado, e compreensão do sistema climático. {2–14}

D.1 Avaliação dos Modelos Climáticos

Os modelos climáticos têm melhorado desde o AR4. Os modelos reproduzem os padrões e as tendências observados na temperatura da superfície à escala continental ao longo de várias décadas, incluindo o aquecimento mais rápido desde meados do século XX e o arrefecimento imediatamente após grandes erupções vulcânicas (*confiança muito alta*). {9,4, 9,6, 9,8}

- As simulações de modelos climáticos a longo prazo mostram uma tendência na temperatura superficial média global de 1951 a 2012 que está de acordo com a tendência observada (*confiança muito alta).* No entanto, existem diferenças entre as tendências simuladas e observadas durante períodos tão curtos como 10 a 15 anos (por exemplo, 1998 a 2012). {9.4, Caixa 9.2}

- A redução observada na tendência de aquecimento da superfície durante o período 1998-2012, em comparação com o período 1951-2012, é devida em medida aproximadamente igual a uma tendência reduzida no forçamento radiativo e a uma contribuição do arrefecimento a partir da variabilidade natural interna, que inclui uma possível redistribuição do calor do oceano (*confiança média).* A tendência reduzida no forçamento radiativo é principalmente devida às erupções vulcânicas e ao momento da fase descendente do ciclo solar de 11 anos. No entanto, há pouca confiança na quantificação do papel das alterações no forçamento radiativo ao causar a tendência de aquecimento reduzida. Há *confiança média* que a variabilidade decadal natural interna provoca num grau substancial a diferença entre as observações e as simulações; não se espera que as últimas reproduzam a ocorrência exata da variabilidade natural interna. Também pode haver uma contribuição das inadequações do forçamento e, em alguns modelos, uma estimativa excessiva da resposta ao aumento dos gases de efeito de estufa e outros forçamentos antropogénicos (dominados pelos efeitos dos aerossóis). {9.4, Caixa 9.2, 10.3, Caixa 10.2, 11.3}

- Nas escalas regionais, a confiança na capacidade do modelo para simular a temperatura da superfície é menor do que para as escalas maiores. No entanto, há *confiança elevada* de que a temperatura da superfície à escala regional está melhor simulada do que no momento do AR4. {9.4, 9.6}

- Tem havido um progresso substancial na avaliação de fenómenos meteorológicos e climáticos extremos desde o AR4. As tendências médias globais simuladas na frequência de dias e noites extremamente quentes e frios ao longo da segunda metade do século XX são geralmente consistentes com as observações. {9.5}

- Houve alguma melhoria na simulação dos padrões de precipitação à escala continental desde o AR4. Em escalas regionais, a precipitação também não é simulada, e a avaliação é dificultada por incertezas observacionais. {9.4, 9.6}

- Alguns fenómenos climáticos importantes estão agora melhor reproduzidos pelos modelos. Há *confiança elevada* de que as estatísticas de monção e o El Niño - Oscilação Austral (ENSO), com base em simulações multimodelo, melhoraram desde o AR4. {9.5}

- Os modelos climáticos incluem agora mais processos de nuvens e aerossóis, e as suas interações, do que na altura do AR4, mas permanece *confiança baixa* na representação e quantificação destes processos em modelos. {7,3, 7,6, 9,4, 9,7}

- Há provas fortes de que a tendência decrescente na extensão de gelo de verão do mar Ártico desde 1979 é agora reproduzida por mais modelos do que na época do AR4, com cerca de um quarto dos modelos a apresentar uma tendência tão grande ou maior do que a tendência nas observações. A maioria dos modelos simulam uma pequena tendência descendente na extensão do gelo do mar da Antártida, embora com grande dispersão entre os modelos, em contraste com a pequena tendência ascendente nas observações. {9.4}

- Muitos modelos reproduzem as mudanças observadas no conteúdo térmico do oceano superior (0–700 m) de 1961 a 2005 *(confiança elevada*), com a série cronológica média multimodelo a cair dentro do intervalo das estimativas observacionais disponíveis na maioria do período. {9.4}

- Os modelos climáticos que incluem o ciclo do carbono (Modelos do Sistema Terrestre) simulam o padrão global dos fluxos de CO_2 do oceano-atmosfera , com libertação de gases nos trópicos e absorção nas latitudes média e alta. Na maioria destes modelos, os tamanhos dos sumidouros globais simulados de carbono da terra e do oceano no fim do século XX encontram-se dentro do intervalo das estimativas observacionais. {9.4}

D. 2 Quantificação das Respostas do Sistema Climático

Estudos observacionais e de modelos de alterações da temperatura, *feedbacks* do clima e alterações no balanço energético da Terra fornecem, no seu todo, confiança na magnitude do aquecimento global em resposta ao forçamento passado e futuro. {Caixa 12.2, Caixa 13.1}

- É *extremamente provável* que o *feedback* líquido do efeito combinado das alterações no vapor de água e as diferenças entre o aquecimento da atmosfera e da superfície seja positivo e, portanto, amplifica as alterações no clima. O *feedback* radiativo líquido devido a todos os tipos de nuvem combinados é *provavelmente* positivo. A incerteza no sinal e na magnitude do *feedback* das nuvens deve-se principalmente à incerteza contínua no impacto do aquecimento em nuvens baixas. {7.2}

- A sensibilidade de equilíbrio climático quantifica a resposta do sistema climático ao forçamento radiativo constante em escalas cronológicas de diversos séculos. É definida como a mudança na temperatura média global da superfície em equilíbrio que é causada por uma duplicação na concentração de CO_2 atmosférico. A sensibilidade do equilíbrio climático está *provavelmente* no intervalo de *1,5* °C a 4,5 °C (*confiança elevada*), *extremamente improvável* a menos de 1 °C (confiança elevada), e *muito improvável* superior *a 6* °C (confiança média)[16]. O limite de temperatura inferior do intervalo avaliado como *provável* é, portanto, inferior a 2 °C no AR4, mas o limite superior é o mesmo. Esta avaliação reflete uma melhor compreensão, o registo prolongado de temperatura no oceano e atmosfera, e novas estimativas de forçamento radiativo. {RT TFE.6, Figura 1; Caixa 12.2}

- A taxa e a magnitude da alteração climática global são determinadas pelo forçamento radiativo, *feedback* do clima e armazenamento de energia pelo sistema climático. As estimativas destas quantidades para as décadas recentes são consistentes com o intervalo *provável* da sensibilidade do equilíbrio climático avaliado no âmbito das incertezas avaliadas, apresentando provas fortes para a nossa compreensão das alterações climáticas antropogénicas. {Caixa 12.2, Caixa 13.1}

- A resposta climática transiente quantifica a resposta do sistema climático a um crescente forçamento radiativo numa escala cronológica decadal a secular. É definida como a mudança na temperatura média da superfície global na altura em que a concentração de CO_2 atmosférico duplicou num cenário de aumento da concentração na ordem de 1% por ano. A resposta climática transiente está *provavelmente* no intervalo de 1,0 °C a 2,5 °C (*confiança elevada*) e é *extremamente improvável* que seja superior a 3 °C. {Caixa 12.2}

- Uma característica relacionada é a resposta climática transiente para as emissões de carbono cumulativas (TCRE). Ela quantifica a resposta transiente do sistema climático às emissões de carbono cumulativas (ver secção E.8). TCRE é definida como a alteração

[16] Não pode ser dada agora uma melhor estimativa para a sensibilidade do equilíbrio climático devido à falta de acordo sobre os valores das linhas de avaliação de provas e estudos.

da temperatura superficial média global por 1000 GtC emitidas para a atmosfera. TCRE está *provavelmente* no intervalo de 0,8 °C a 2,5 °C por 1000 GtC e aplica-se nas emissões cumulativas até cerca de 2000 GtC até ao máximo das temperaturas (ver Figura RPD.10). {12.5, Caixa 12.2}

- Podem ser usadas várias métricas para comparar as contribuições para as alterações climáticas das emissões de substâncias diferentes. A métrica mais adequada e o horizonte temporal dependerão dos aspetos das alterações climáticas considerados mais importantes para determinada aplicação. Nenhuma métrica simples pode comparar com precisão todas as consequências das diferentes emissões, e todas têm limitações e incertezas. O Potencial de Aquecimento Global baseia-se no forçamento radiativo cumulativo num horizonte temporal determinado, e o Potencial de Alteração da Temperatura Global baseia-se na alteração da temperatura média global da superfície num determinado momento. Os valores atualizados são apresentados no relatório subjacente. {8.7}

D.3 Deteção e Atribuição de Alterações Climáticas

Foi detetada influência humana no aquecimento da atmosfera e do oceano, em alterações no ciclo global da água, nas reduções da neve e do gelo, no aumento médio global do nível do mar e nas alterações em alguns extremos climáticos (ver Figura RFP.6 e Tabela RPD.1). Estas evidências da influência humana têm aumentado desde o AR4. É *extremamente provável* que a influência humana tenha sido a causa dominante do aquecimento observado desde meados do século XX. {10,3-10,6, 10,9}

- É *extremamente provável* que mais de metade dos aumentos observados na temperatura média da superfície global de 1951-2010 tenha sido causada pelo aumento antropogénico nas concentrações de gases de efeito de estufa juntamente com outros forçamentos antropogénicos. A melhor estimativa da contribuição para o aquecimento induzida pelo homem é semelhante ao aquecimento observado durante este período. {10.3}

- Os gases com efeito de estufa contribuíram para que o aquecimento da superfície média global esteja, *provavelmente*, no intervalo de 0,5°C a 1,3°C durante o período de 1951 a 2010, com as contribuições de outros forçamentos antropogénicos, incluindo o efeito de arrefecimento dos aerossóis, *provavelmente* no intervalo de –0.6°C a 0,1°C. A contribuição de forçamentos naturais *provavelmente* está no intervalo de –0.1°C a 0,1°C e da variabilidade interna natural está *provavelmente* no intervalo de –0.1°C a 0,1°C. Juntas, estas contribuições avaliadas são consistentes com o aquecimento observado de aproximadamente 0,6°C de 0,7°C durante este período. {10,3}

- Em todas as regiões continentais, exceto na Antártida, os forçamentos antropogénicos *provavelmente* deram uma contribuição substancial para os aumentos da temperatura da superfície desde meados do século XX (ver Figura RPD.6). Para a Antártida, as grandes incertezas observacionais resultam em *baixa confiança* que os forçamentos antropogénicos têm contribuído para o aquecimento observado calculado nas estações disponíveis. É *provável* que tenha havido uma contribuição antropogénica para o aquecimento muito substancial do Ártico desde meados do século XX. {2.4, 10.3}

- É *muito provável* que a influência antropogénica, particularmente os gases de efeito estufa e a depleção da camada de ozono estratosférico, tenha conduzido a um padrão observado detetável do aquecimento da troposfera e um arrefecimento correspondente na baixa estratosfera desde 1961. {2.4, 9.4, 10.3}

- É *muito provável* que os forçamentos antropogénicos tenham dado uma contribuição substancial aos aumentos no conteúdo térmico do oceano superior global (0–700 m) observados desde a década de 1970 (ver Figura RPD.6). Há provas da influência humana em algumas bacias oceânicas individuais. {3.2, 10.4}

- É *provável* que as influências antropogénicas tenham afetado o ciclo global da água desde 1960. As influências antropogénicas têm contribuído para os aumentos observados no conteúdo da humidade atmosférica (*confiança média*), para as mudanças à escala global nos padrões de precipitação sobre a terra (*confiança média*), para a intensificação da precipitação forte sobre as regiões terrestres onde os dados são suficientes (*confiança média*) e para as alterações na salinidade da superfície e subsuperfície oceânicas (*muito provável*). {2,5, 2,6, 3,3, 7,6, 10,3, 10,4}

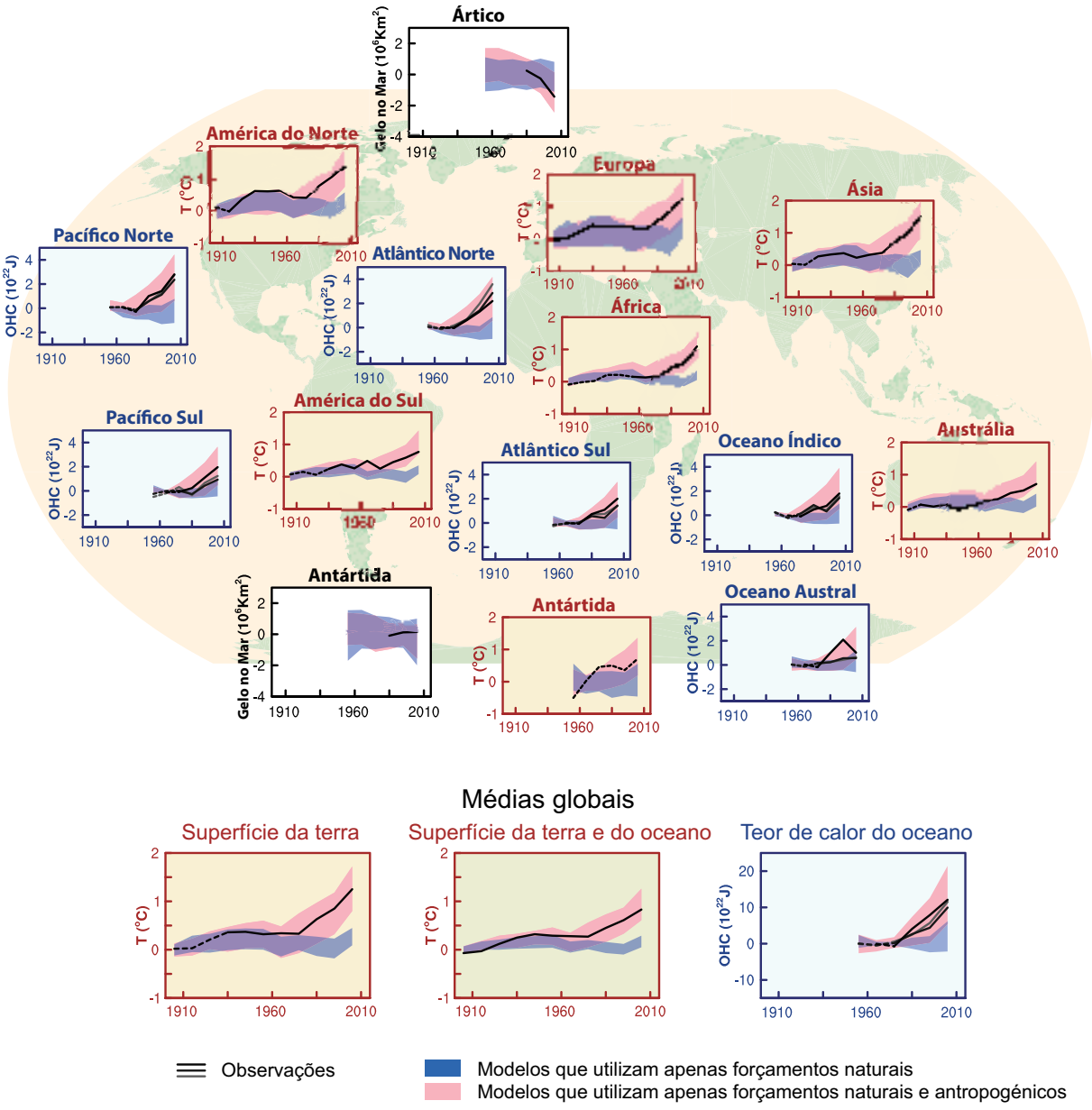


Figura RPD.6 | Comparação das alterações climáticas observadas e simuladas com base em três indicadores de grande escala na atmosfera, criosfera e oceano: alteração nas temperaturas do ar à superfície continental (painéis amarelos), extensão do manto de gelo marinho Ártico e Antártico em setembro (painéis brancos) e conteúdo térmico do oceano (OHC) superior nas principais bacias do oceano (painéis azuis). Também são apresentadas as alterações médias globais. São apresentadas as anomalias relativas a 1880–1919 para as temperaturas de superfície, 1960–1980 para o conteúdo de calor do oceano e 1979–1999 para o gelo no mar. Todas as séries cronológicas são médias decadais, traçadas no centro da década. Para os painéis de temperatura, as observações são linhas tracejadas se a cobertura espacial das áreas a serem examinadas se encontra abaixo dos 50%. Para os painéis de conteúdo térmico dos oceanos e gelo no mar, a linha sólida está onde a cobertura dos dados é boa e superior em qualidade, e a linha tracejada está onde a cobertura de dados é apenas adequada e, portanto, a incerteza é maior. Os resultados do modelo mostrados são médias conjuntas dos diversos modelos do Projeto de Comparação do Modelo Associado Fase 5 (CMIP5), com bandas sombreadas que indicam os intervalos de confiança de 5 a 95%. Para obter mais detalhes técnicos, incluindo definições de região, consultar Material Suplementar do Resumo Técnico. {Figura 10.21; Figura RT.12}

- Tem havido um maior reforço das provas da influência humana nas temperaturas excessivas desde o SREX. Agora é *muito provável* que a influência humana tenha contribuído para as alterações observadas à escala global na frequência e intensidade dos extremos de temperatura diários desde meados do século XX e é *provável* que a influência humana mais do que duplicou a probabilidade de ocorrência de ondas de calor em alguns locais (ver tabela RPD.1). {10,6}

- As influências antropogénicas *muito provavelmente* contribuíram para a perda de gelo do mar Ártico desde 1979. Há *pouca confiança* na compreensão científica do pequeno aumento observado na extensão do gelo marinho da Antártida devido às explicações científicas incompletas e contraditórias para as causas da alteração e *baixa confiança* nas estimativas da variabilidade natural interna na região (ver Figura RPD.6). {10.5}

- As influências antropogénicas *provavelmente* contribuíram para o recuo dos glaciares desde a década de 1960 e para a perda crescente da massa superficial do manto de gelo da Gronelândia desde 1993. Devido a um baixo nível de conhecimento científico há *confiança baixa* em atribuir as causas da perda de massa observada desde o manto de gelo da Antártida ao longo das últimas duas décadas. {4.3, 10.5}

- É *provável* que tenha havido uma contribuição antropogénica para as reduções observadas no manto de neve da primavera do Hemisfério Norte desde 1970. {10.5}

- É *muito provável* que haja uma contribuição antropogénica substancial para o aumento do nível do mar médio global desde os anos 1970. Isto baseia-se na *elevada confiança* numa influência antropogénica nas duas maiores contribuições para o aumento do nível do mar, que são a expansão térmica e a perda de massa glaciar. {10.4, 10.5, 13.3}

- Há *confiança elevada* em que as alterações na irradiação solar total não contribuíram para o aumento da temperatura média global da superfície durante o período de 1986 a 2008, com base nas medições diretas de satélite da irradiação solar global. Há *confiança média* de que o ciclo de 11 anos da variabilidade solar influencia as flutuações climáticas decadais em algumas regiões. Não foi identificada qualquer associação sólida entre as alterações nos raios cósmicos e nebulosidade. {7.4, 10.3, Caixa 10.2}

E. Alterações Climáticas Futuras Globais e Regionais

As projeções de alterações no sistema climático são feitas usando uma hierarquia de modelos climáticos que vão desde os modelos climáticos simples aos modelos de complexidade média, aos modelos climáticos globais e aos Modelos do Sistema Terrestre. Estes modelos simulam as alterações com base num conjunto de cenários de forçamentos antropogénicos. Foi utilizado um novo conjunto de cenários, os Patamares de Concentração Representativos (RCP) para as novas simulações do modelo climático realizadas no âmbito do Projeto de Comparação do Modelo Associado Fase 5 (CMIP5) do Programa Mundial da Pesquisa Climática. Em todos os RCP, as concentrações atmosféricas de CO_2 são mais elevadas em 2100 relativamente aos dias de hoje, como resultado de um aumento adicional das emissões cumulativas de CO_2 para a atmosfera durante o século XXI (ver Caixa RPD.1). As projeções neste Resumo para Decisores são para o final do século XXI (2081–2100) dadas em relação a 1986–2005, salvo indicação em contrário. Para colocar tais projeções no contexto histórico, é necessário considerar as mudanças observadas entre os diferentes períodos. Com base no conjunto de dados mais longo disponível da temperatura da superfície global, a alteração observada entre a média do período de 1850–1900 e do período de referência AR5 é de 0,61 [0,55-0,67] °C. No entanto, o aquecimento ocorreu além da média do período de referência do AR5. Portanto, esta não é uma estimativa do aquecimento histórico a apresentar (ver Capítulo 2).

As emissões contínuas de gases de efeito de estufa provocarão ainda mais aquecimento e alterações em todos os componentes do sistema climático. A limitação das alterações climáticas exigirá reduções substanciais e sustentadas das emissões de gases de efeito de estufa. {6, 11–14}

- As projeções para as próximas décadas mostram padrões espaciais das alterações climáticas semelhantes aos que são projetados para o final do século XXI, mas com menor magnitude. A variabilidade interna natural continuará a ser uma grande influência no clima, particularmente a curto prazo e em escala regional. Em meados do século XXI, as magnitudes das alterações projetadas são substancialmente afetadas pela escolha do cenário de emissões (Caixa RPD.1). {11.3, Caixa 11.1, Anexo I}

- As alterações climáticas projetadas com base em RCP são semelhantes ao AR4, tanto nos padrões como na magnitude, tendo em conta as diferenças de cenário. A dispersão geral de projeções para os RCP elevados é mais restrita do que para cenários comparáveis utilizados no AR4 porque em contraste com os cenários de emissões SRES usados no AR4, os RCP usados no AR5 são definidos como patamares de concentração e, assim, as incertezas do ciclo de carbono que afetam as concentrações atmosféricas de CO_2 não são consideradas nas simulações CMIP5 determinadas pelas concentrações dos respetivos cenários. As projeções para o aumento do nível do mar são maiores do que no AR4, principalmente devido à modelagem melhorada das contribuições terra-gelo. {11.3, 12.3, 12.4, 13.4, 13.5}

E.1 Atmosfera: Temperatura

A alteração da temperatura global da superfície para o final do século XXI *provavelmente* ultrapassará 1,5°C em relação ao período de 1850 a 1900 em todos os cenários RCP, exceto no RCP2.6. É *provável* que ultrapasse 2°C no RCP6.0 e RCP8.5, e *mais provável do que improvável* que não exceda 2°C no RCP4.5. O aquecimento continuará para além de 2100 em todos os cenários RCP, exceto no RCP2.6. O aquecimento continuará a apresentar variabilidade interanual e decadal e não será uniforme regionalmente (ver Figuras RPD.7 e RPD.8). {11.3, 12.3, 12.4, 14.8}

- A alteração da temperatura média global da superfície para o período 2016–2035 relativo a 1986–2005 estará *provavelmente* no intervalo de 0,3 °C a 0,7 °C (*confiança média).* Esta avaliação baseia-se em várias linhas de evidências e assume que não haverá grandes erupções vulcânicas ou alterações seculares na irradiação solar global. Relativamente à variabilidade interna natural, os aumentos a curto prazo nas temperaturas médias sazonais e anuais deverão ser maiores nos trópicos e subtópicos do que nas latitudes médias (*confiança elevada).* {11.3}

- O aumento das temperaturas de superfície médias globais para 2081–2100 relativamente a 1986–2005 está projetado para se situar *provavelmente* nos intervalos derivados das simulações CMIP5 determinadas pelas concentrações dos respetivos cenários, isto é, de 0,3°C a 1,7°C (RCP2.6), 1,1°C a 2,6°C (RCP4.5), 1,4°C a 3,1°C (RCP6.0), 2,6°C a 4,8°C (RCP8.5). A região do Ártico irá aquecer mais rapidamente do que a média global, e o aquecimento médio sobre a terra será maior do que sobre o oceano (*confiança muito elevada)* (ver Figuras RPD.7 e RPD.8 e Tabela RPD.2). {12.4, 14.8}

- Relativamente à média dos anos 1850 a 1900, a alteração da temperatura da superfície global no final do século XXI está projetada para *provavelmente* exceder os 1,5° C para RCP4.5, RCP6.0 e RCP8.5 (*confiança elevada*). *Provavelmente* o aquecimento é superior a 2 °C para RCP6.0 e RCP8.5 (*confiança elevada*), *mais provável que improvável* não ultrapassa os 2 °C para RCP4.5 (*confiança elevada*), mas *improvável* que ultrapasse os 2 °C para RCP2.6 (*confiança média*). É *improvável* que o aquecimento exceda os 4°C para RCP2.6, RCP4.5 e RCP6.0 (*confiança elevada*) e é aproximadamente *tão provável como improvável* que não exceda os 4°C para RCP8.5 (*confiança média*). {12,4}

- É *praticamente certo* que haverá mais fenómenos extremos de temperaturas altas e menos de temperaturas baixas na maioria das áreas terrestres em escalas cronológicas diárias e sazonais, à medida que as temperaturas médias globais aumentam. É *muito provável* que as ondas de calor irão ocorrer com maior frequência e duração. Os fenómenos extremos de invernos frios ocasionais continuarão a acontecer (consultar a Tabela RPD.1). {12.4}

E.2 Atmosfera: Ciclo da Água

As alterações no ciclo da água global em resposta ao aquecimento ao longo do século XXI não serão uniformes. Vai aumentar o contraste na precipitação entre regiões húmidas e secas e entre as estações húmidas e secas, embora possa haver exceções regionais (ver Figura RPD.8). {12.4, 14.3}

- As alterações projetadas no ciclo da água ao longo das próximas décadas mostram padrões de grande escala similares aos do final do século, mas com magnitude menor. As mudanças a curto prazo, e à escala regional, serão fortemente influenciadas pela variabilidade natural interna e podem ser afetadas pelas emissões antropogénicas de aerossóis. {11.3}

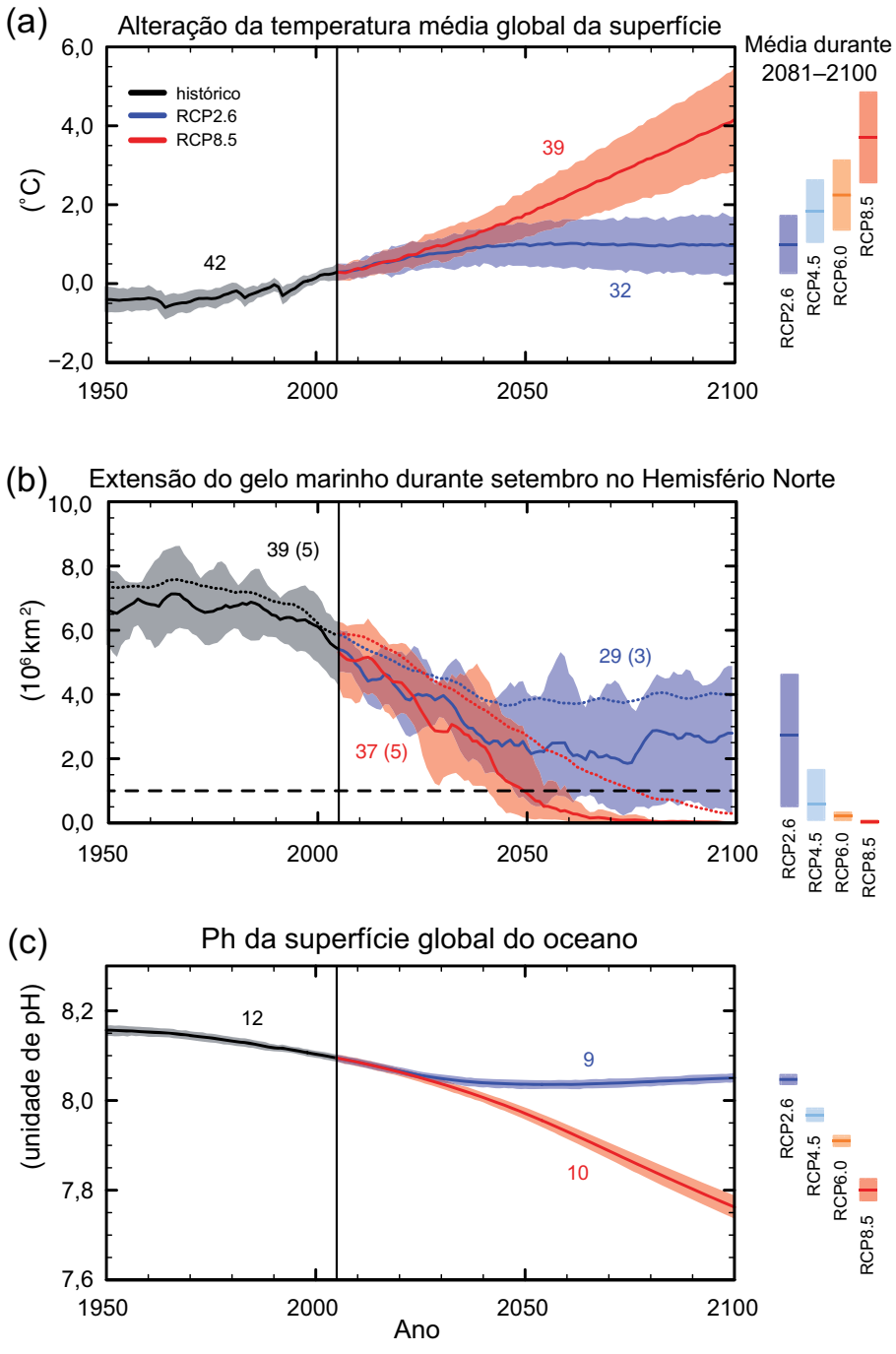


Figura RPD.7 | O multimodelo CMIP5 simulou séries cronológicas de 1950 a 2100 para (a) alteração na temperatura média anual global da superfície relativa a 1986–2005, (b) extensão do gelo no mar do Hemisfério Norte em setembro (média contínua durante 5 anos), e (c) pH médio global da superfície do oceano. Mostra-se uma série temporal de projeções e uma medida de incerteza (sombreamento) para os cenários RCP2.6 (azul) e RCP8.5 (vermelho). O preto (sombreamento cinza) é a evolução histórica modelada que usa forçamentos históricos reconstruídos. A média e as incertezas associadas calculadas durante o período 2081-2100 são apresentadas para todos os cenários RCP como barras verticais coloridas. São apresentados os números dos modelos CMIP5 usados para calcular a média multimodelo. Para a extensão do gelo marinho (b), é apresentada a média e a incerteza projetada (intervalo mínimo-máximo) do subconjunto de modelos que reproduzem mais fielmente o estado climático médio e a tendência de 1979-2012 do gelo do mar Ártico (número de modelos apresentados entre parênteses). Para clarificação, a média do multimodelo CMIP5 também é apresentada com linhas tracejadas. A linha tracejada representa condições quase sem gelo (ou seja, quando a extensão do gelo marinho é inferior a 10^6 km^2 em pelo menos cinco anos consecutivos). Para obter mais detalhes técnicos, ver o Material Suplementar do Resumo Técnico {Figuras 6.28, 12.5 e 12.28-12.31; Figuras RT.15, RT.17 e RT.20}

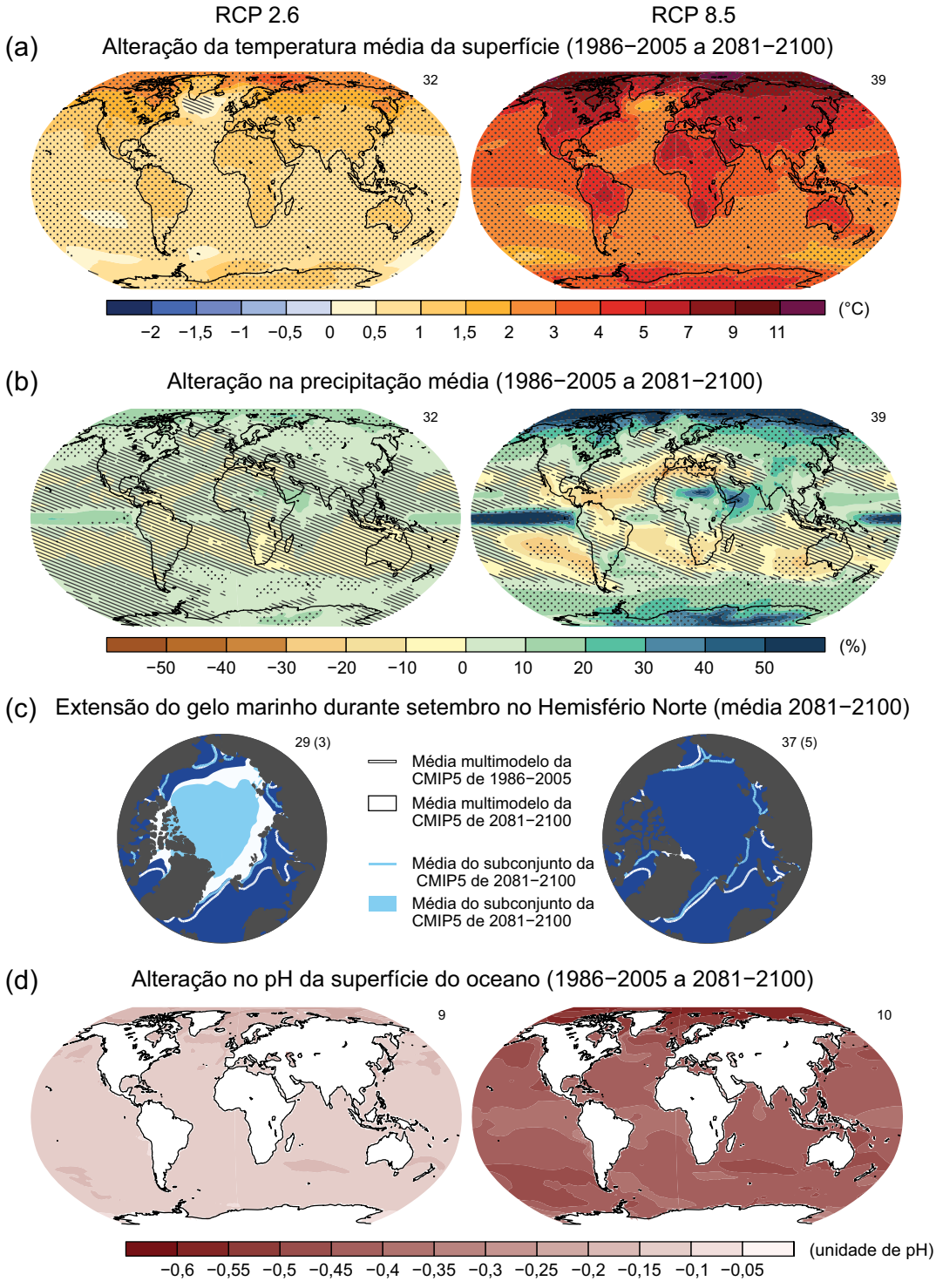


Figura RPD.8 | Mapas dos resultados da média do multimodelo CMIP5 para os cenários RCP2.6 e RCP8.5 em 2081 – 2100 (a) alteração da temperatura média da superfície, (b) alteração da variação percentual na precipitação média anual, (c) extensão do gelo marinho no Hemisfério Norte em setembro e (d) alteração no pH da superfície do oceano. São apresentadas as alterações nos painéis (a), (b) e (d) em relação a 1986–2005. O número de modelos CMIP5 usados para calcular a média multimodelo está indicado no canto superior direito de cada painel. Para os painéis (a) e (b), o sombreado indica regiões onde a média multimodelo é pequena quando comparada à variabilidade interna natural (ou seja, inferior a um desvio padrão da variabilidade interna natural nas médias em 20 anos). O pontilhado indica as regiões onde a média multimodelo é grande quando comparada à variabilidade interna natural (ou seja, maior do que dois desvios padrão da variabilidade interna natural nas médias em 20 anos) e onde pelo menos 90% dos modelos concordam com o sinal de mudança (ver Caixa 12.1). No painel (c), as linhas são as médias modeladas para 1986-2005; as áreas preenchidas são para o final do século. A média do multimodelo CMIP5 é apresentada na cor branca, a extensão projetada média do mar de gelo de um subconjunto de modelos (número de modelos apresentados entre parêntesis) que reproduzem mais fielmente o estado da média climática e a tendência de 1979 a 2012 da extensão do gelo do mar Ártico é apresentada a azul claro. Para obter mais detalhes técnicos, ver o Material Suplementar do Resumo Técnico. {Figuras 6.28, 12.11, 12.22 e 12.29; Figuras RT.15, RT.16, RT.17 e RT.20}

- As altas latitudes e o Oceano Pacífico equatorial *provavelmente* registarão um aumento na precipitação média anual no final deste século num cenário RCP8.5. Em muitas regiões secas subtropicais e de média latitude, a precipitação média *provavelmente* diminuirá, enquanto em muitas regiões húmidas de média latitude, a precipitação média *provavelmente* aumentará no final deste século num cenário RCP8.5 (ver Figura RPD.8). {7.6, 12.4, 14.3}

- Os episódios de precipitação extrema na maior parte das massas terrestres de latitude média e em regiões tropicais húmidas, *muito provavelmente*, tornar-se-ão mais intensos e frequentes no final deste século, com o aumento da temperatura média global da superfície (ver Tabela RPD.1). {7.6, 12.4}

- Globalmente, é *provável* que a área abrangida pelos sistemas de monções aumente ao longo do século XXI. Enquanto os ventos das monções provavelmente irão enfraquecer, a precipitação de monção é provável que se intensifique devido ao aumento da humidade atmosférica. É provável que o início das monções seja mais cedo ou não se altere muito. As datas que marcam o fim das monções *provavelmente* serão atrasadas, resultando no prolongamento da estação das monções em muitas regiões. {14.2}

- Há *confiança elevada* que a El Niño-oscilação austral (ENSO) permanecerá o modo dominante de variabilidade interanual no Pacífico tropical, com efeitos globais no século XXI. Devido ao aumento da humidade disponível, a variabilidade de precipitação relativa à ENSO nas escalas regionais *provavelmente* intensificar-se-á. As variações naturais da amplitude e do padrão espacial da ENSO são grandes e, consequentemente, a *confiança* em qualquer alteração específica projetada na ENSO e nos fenómenos regionais relacionados para o século XXI continua *baixa*. {5.4, 14.4}

RPD.2 de mesa | A alteração projetada na temperatura média global da superfície e o aumento médio global do nível do mar em meados e final do século XXI relativos ao período de referência de 1986 – 2005. {12,4; Tabela 12,2, tabela 13,5}

		2046–2065		2081–2100	
	Cenário	**Média**	**Intervalo *provável*[c]**	**Média**	**Intervalo *provável*[c]**
Alteração da Temperatura Média Global da Superfície (°C)[a]	RCP2.6	1,0	0,4 a 1,6	1,0	0,3 a 1,7
	RCP4.5	1,4	0,9 a 2,0	1,8	1,1 a 2,6
	RCP6.0	1,3	0,8 a 1,8	2,2	1,4 a 3,1
	RCP8.5	2,0	1,4 a 2,6	3,7	2,6 a 4,8
	Cenário	**Média**	**Intervalo *provável*[d]**	**Média**	**Intervalo *provável*[d]**
Aumento Global Médio do Nível do Mar (m)[b]	RCP2.6	0,24	0,17 a 0,32	0,40	0,26 a 0,55
	RCP4.5	0,26	0,19 a 0,33	0,47	0,32 a 0,63
	RCP6.0	0,25	0,18 a 0,32	0,48	0,33 a 0,63
	RCP8.5	0,30	0,22 a 0,38	0,63	0,45 a 0,82

Notas:

[a] Com base no *ensemble* da CMIP5; anomalias calculadas em relação a 1986-2005. Utilizando HadCRUT4 e a sua estimativa de incerteza (5-95% intervalo de confiança), o aquecimento observado no período de referência 1986-2005 é de 0,61 [0,55 a 0,67] °C em 1850-1900, e de 0,11 [0,09 a 0,13] °C em 1980-1999, o período de referência para projeções utilizadas no AR4. *Provavelmente* os intervalos não foram avaliados aqui relativamente aos períodos de referência anteriores porque os métodos não estão geralmente disponíveis na literatura para combinar as incertezas em modelos e observações. Adicionar alterações previstas e observadas não explica os potenciais efeitos dos desvios do modelo em relação às observações, e à variabilidade interna natural durante o período de referência observacional. {2.4; 11.2; Tabelas 12.2 e 12.3}

[b] Com base em 21 modelos CMIP5; anomalias calculadas relativamente a 1986–2005. Quando os resultados CMIP5 não estavam disponíveis para um determinado AOGCM e cenário, eles foram estimados conforme explicado no Capítulo 13, Tabela 13.5. As contribuições para a alteração dinâmica rápida do manto de gelo e para o armazenamento antropogénico de água da terra são tratadas como tendo distribuições de probabilidade uniformes, e como muito independentes do cenário. Este tratamento não implica que as contribuições em causa não irão depender do cenário seguido, apenas que o estado atual de conhecimento não permite uma avaliação quantitativa da dependência. Com base no conhecimento atual, apenas o colapso dos sectores marinhos do manto de gelo da Antártica, se iniciado, poderá fazer com que o nível médio global do mar aumente substancialmente acima do intervalo *provável* durante o século XXI. Há *confiança média* que esta contribuição adicional não excederia várias décimas do metro do aumento do nível do mar durante o século XXI.

[c] Calculado das projeções como os intervalos do modelo 5–95%. Estes intervalos são então avaliados para serem *prováveis* intervalos após contabilização das incertezas adicionais ou dos diferentes níveis de confiança nos modelos. Para projeções de alterações da temperatura média global da superfície em 2046–2065, a *confiança* é *média*, porque a importância relativa da variabilidade interna natural e a incerteza no forçamento e na resposta dos gases sem efeito de estufa, são maiores do que para 2081–2100. Os intervalos *prováveis* para 2046-2065 não têm em conta a possível influência de fatores que levam ao intervalo avaliado para a alteração a curto prazo (2016-2035) da temperatura média global da superfície que é inferior ao intervalo do modelo 5-95%, porque a influência destes fatores nas projeções a longo prazo não foi quantificada devido ao conhecimento científico insuficiente. {11,3}

[d] Calculado das projeções como os intervalos de modelo 5–95%. Estes intervalos são então avaliados para serem *prováveis* intervalos após contabilização das incertezas adicionais ou dos diferentes níveis de confiança nos modelos. Para as projeções do aumento médio global do nível do mar a *confiança* é *média* para ambos os horizontes de tempo.

E.3 Atmosfera: Qualidade do Ar

- O intervalo nas projeções da qualidade do ar (ozono e PM2.5[17] no ar próximo da superfície) é impulsionada primeiramente pelas emissões (que incluem CH_4), em vez das alterações climáticas físicas (*confiança média*). Há *confiança elevada* de que globalmente, o aquecimento diminua o ozono da superfície. Os níveis altos de CH_4 (como em RCP8.5) podem eliminar esta diminuição, aumentando o ozono da superfície no ano de 2100 em média aproximadamente 8 ppb (25% dos níveis atuais) relativamente aos cenários com alterações pequenas do CH_4 (como em RCP4.5 e RCP6.0) (*confiança elevada*). {11,3}

- As evidências observacionais e de modelagem indicam que, sendo tudo o resto igual, as temperaturas de superfície locais mais elevadas nas regiões poluídas despoletarão *feedbacks* regionais na química e nas emissões locais que aumentarão os níveis de pico de ozono e PM2.5 (*confiança média*). Para o PM2.5, as alterações climáticas podem mudar as fontes de aerossóis naturais, bem como a remoção por precipitação, mas não está ligado nenhum nível de confiança ao impacto global das alterações climáticas nas distribuições PM2.5. {11.3}

E.4 Oceano

O oceano global vai continuar a aquecer durante o século XXI. O calor vai penetrar a partir da superfície do oceano profundo e afetar a circulação oceânica. {11.3, 12.4}

- O aquecimento mais forte do oceano está projetado para a superfície nas regiões subtropicais e tropicais do Hemisfério Norte. Em maior profundidade, o aquecimento será mais pronunciado no Oceano Austral (*confiança elevada*). As melhores estimativas do aquecimento do oceano nos 100 metros superiores são cerca de 0,6 °C (RCP2.6) a 2,0 °C (RCP8.5) e aproximadamente 0,3 °C (RCP2.6) a 0,6 °C (RCP8.5) a uma profundidade de cerca de 1000 m no final do século XXI. {12.4, 14.3}

- É *muito provável* que a Circulação Termohalina Meridional do Atlântico (AMOC) enfraqueça ao longo do século XXI. As melhores estimativas e intervalos[18] para a redução são 11% (de 1 a 24%) no RCP2.6 e 34% (12 a 54%) no RCP8.5. É *provável* que haja algum declínio na AMOC em 2050, mas pode haver algumas décadas em que a AMOC aumenta devido à grande variabilidade interna natural. {11.3, 12.4}

- É *muito improvável* que a AMOC venha a sofrer uma transição abrupta ou colapso no século XXI nos cenários considerados. Há *pouca confiança* na avaliação da evolução da AMOC para além do século XXI devido ao número limitado de análises e resultados ambíguos. No entanto, não pode ser excluído um colapso para além do século XXI para um forte aquecimento sustentado. {12.5}

E.5 Criosfera

É *muito provável* que a camada de gelo do Mar Ártico continue a diminuir em tamanho e espessura e que a camada de neve do Hemisfério Norte da primavera diminua durante o século XXI enquanto a temperatura média global da superfície aumenta. O volume global dos glaciares vai diminuir ainda mais. {12.4, 13.4}

- As reduções durante todo o ano na extensão do gelo marinho do Ártico estão projetadas para o final do século XXI a partir de médias de vários modelos. Estas reduções variam de 43% para o RCP2.6 a 94% para o RCP8.5 em setembro e de 8% para o RCP2.6 a 34% para o RCP8.5 em fevereiro (*confiança média*) (ver Figuras RPD.7 e RPD.8). {12.4}

[17] PM2.5 refere-se a partículas com um diâmetro inferior a 2,5 micrómetros, uma medida de concentração dos aerossóis atmosféricos..

[18] Os intervalos neste parágrafo indicam um modelo de disseminação CMIP5.

- Com base numa avaliação do subconjunto de modelos que reproduzem de forma mais aproximada o estado médio climatológico e a tendência de 1979 a 2012 da extensão do gelo marinho do Ártico, é *provável* um oceano Ártico quase sem gelo[19] em setembro antes do meados do século para RCP8.5 (*confiança média*) (ver Figuras RPD.7 e RPD.8). Uma projeção de quando o Ártico se poderia tornar quase livre de gelo nos meses de setembro do século XXI não pode ser feita com confiança para os outros cenários. {11.3, 12.4, 12.5}

- Na Antártida, uma diminuição na extensão e no volume do gelo marinho está projetada com *confiança baixa* para o final do século XXI à medida que a temperatura da superfície média global aumenta. {12.4}

- No final do século XXI, o volume global dos glaciares, excluindo os da periferia da Antártida deverá diminuir de 15 a 55% no RCP2.6 e de 35 a 85% no RCP8.5 (*confiança média*). {13.4, 13.5}

- A camada de neve primaveril da área do hemisfério Norte deverá diminuir 7% no RCP2.6 e 25% no RCP8.5 no final do século XXI para a média do modelo (*confiança média*). {12.4}

- É *praticamente certo* que a extensão do *permafrost* perto da superfície nas altas latitudes do norte será reduzida à medida que a temperatura média global da superfície aumenta. No final do século XXI, a área do *permafrost* perto da superfície (os primeiros 3,5 m) deverá diminuir entre 37% (RCP2.6) e 81% (RCP8.5) para a média do modelo (*confiança média*). {12.4}

E.6 Nível do Mar

O nível global médio do mar vai continuar a subir durante o século XXI (ver Figura RPD.9). Em todos os cenários RCP, a taxa de aumento do nível do mar será, *muito provavelmente*, superior à observada durante 1971-2010 devido ao aumento do aquecimento dos oceanos e ao aumento da perda de massa dos glaciares e camadas de gelo. {13,3-13,5}

- A confiança nas projeções de aumento médio global do nível do mar aumentou desde o AR4, devido à melhor compreensão física dos componentes do nível do mar, do acordo de melhoria dos modelos baseados no processo com observações, e a inclusão das alterações dinâmicas do manto de gelo. {13.3 – 13.5}

- O aumento médio global do nível do mar para 2081–2100 em relação a 1986–2005 estará *provavelmente* nos intervalos 0,26-0,55 m para RCP2.6, 0,32-0,63 m para RCP4.5, 0,33-0,63 m para RCP6.0, e 0,45 para 0,82 m para RCP8.5 (*confiança média*). Para o RCP8.5, o aumento no ano 2100 é de 0,52 a 0,98 m, com uma taxa entre 2081 a 2100 de 8 a 16 mm ano^{-1} (*confiança média*). Estes intervalos derivam das projeções climáticas CMIP5 em combinação com os modelos baseados em processos e a avaliação da literatura das contribuições do glaciar e do manto de gelo (ver Figura RPD.9, Tabela RPD.2). {13.5}

- Nas projeções RCP, a expansão térmica é responsável por 30 a 55% do aumento médio global do nível do mar do século XXI e 15 a 35% para os glaciares. O aumento do degelo da superfície do manto de gelo da Gronelândia excederá o aumento da queda de neve, levando a um contributo positivo das alterações no equilíbrio da massa superficial para o futuro nível do mar (*confiança elevada).* Enquanto o degelo da superfície permanecerá reduzido, é esperado um aumento na queda de neve no manto de gelo da Antártida (*confiança média*), resultando numa contribuição negativa para o futuro nível do mar a partir de alterações no equilíbrio da massa superficial. As alterações no fluxo dos dois mantos de gelo combinadas provavelmente darão uma contribuição no intervalo de 0,03-0,20 m em 2081-2100 (*confiança média*). *{13,3-13,5}*

- Com base no conhecimento atual, apenas o colapso dos setores marinhos do manto de gelo da Antártida, se iniciado, poderá fazer com que o nível médio global do mar aumente substancialmente acima do intervalo *provável* durante o século XXI. No entanto, há *confiança média* de que esta contribuição adicional não seja superior a várias décimas do metro no aumento

[19] As condições no Oceano Ártico são referidas como quase sem gelo, quando a extensão do gelo marinho é inferior a 10^6 km^2 durante pelo menos cinco anos consecutivos.

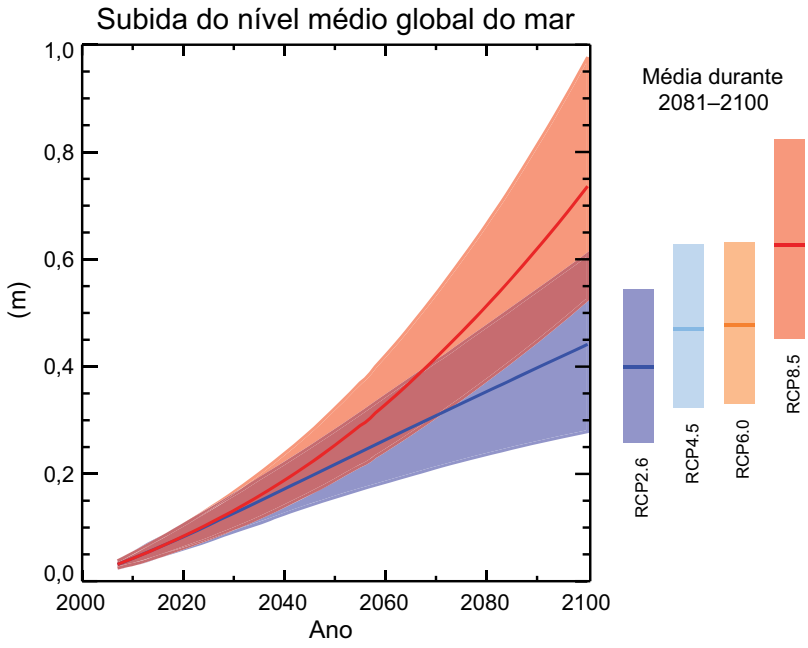


Figura RPD.9 | Projeções de aumento médio global do nível do mar ao longo do século XXI em relação a 1986-2005 a partir da combinação do CMIP5 com modelos baseados em processos, para RCP2.6 e RCP8.5. O intervalo avaliado *provavelmente é* apresentado como uma banda sombreada. Os intervalos avaliados *prováveis* para a média ao longo do período 2081 – 2100 para todos os cenários RCP são dados como barras verticais coloridas, com o correspondente valor mediano dado como uma linha horizontal. Para obter mais detalhes técnicos, ver o Material Suplementar do Resumo Técnico {Tabela 13.5, Figuras 13.10 e 13.11; Figuras RT.21 e RT.22}

do nível do mar durante o século XXI. {13.4, 13.5}

- Tem sido considerada a base para as projeções mais elevadas do aumento médio global do nível do mar no século XXI e concluiu-se que não há atualmente evidências suficientes para avaliar a probabilidade de níveis específicos acima do intervalo *provável* avaliado. Muitas projeções semi-empíricas do modelo de aumento médio global do nível do mar são superiores às projeções de modelo baseadas em processos (até cerca de duas vezes maiores), mas não há consenso na comunidade científica sobre a sua fiabilidade e, assim, há *confiança baixa* nas suas projeções. {13.5}

- O aumento do nível do mar não será uniforme. No final do século XXI, é *muito provável* que o nível do mar aumente em mais de 95% da área do oceano. Cerca de 70% das zonas costeiras em todo o mundo deverão experimentar uma mudança do nível do mar em cerca de 20% da alteração média global do nível do mar. {13.1, 13.6}

E.7 Ciclo do Carbono e Outros Ciclos Biogeoquímicos

As alterações climáticas afetarão os processos do ciclo de carbono de uma forma que irá exacerbar o aumento de CO_2 na atmosfera (*confiança elevada).* Além disso, a absorção de carbono pelo oceano aumentará a sua acidificação. {6,4}

- A absorção oceânica do CO2 antropogénico continuará nos quatro RCP até 2100, com maior absorção para patamares de concentração superiores (*confiança muito alta).* A evolução futura da absorção de carbono da terra é menos certa. A maioria dos modelos projeta uma absorção contínua do carbono pela terra em todos os RCP, mas alguns modelos simulam uma perda do carbono terrestre devido ao efeito combinado da alteração climática e da alteração do uso dos solos. {6.4}

- Com base em Modelos do Sistema Terrestre, há *confiança elevada* de que o *feedback* entre o clima e o ciclo do carbono seja positivo no século XXI; isto é, as alterações climáticas irão compensar parcialmente os aumentos nos sumidouros de carbono da terra e do oceano provocados pelo aumento do CO_2 atmosférico. Como resultado, mais CO_2

Tabela RPD. 3 | Emissões cumulativas de CO_2 para o período de 2012 a 2100, compatíveis com as concentrações atmosféricas de RCP simuladas pelos modelos de Sistema Terrestre de CMIP5. {6,4, Tabela 6,12, Figura TS.19}

Cenário	Emissões cumulativas de CO_2 de 2012 a 2100[a]			
	GtC		$GtCO_2$	
	Média	Intervalo	Média	Intervalo
RCP2.6	270	140 a 410	990	510 a 1505
RCP4.5	780	595 a 1005	2860	2180 a 3690
RCP6.0	1060	840 a 1250	3885	3080 a 4585
RCP8.5	1685	1415 a 1910	6180	5185 a 7005

Notas:

[a] 1 Giga tonelada de carbono = 1 GtC = 10^{15} gramas de carbono. Isto corresponde a 3667 $GtCO_2$.

antropogénico emitido irá permanecer na atmosfera. Um *feedback* positivo entre o clima e o ciclo do carbono nas escalas cronológicas de séculos e milénios é sustentado por observações e modelagem paleoclimáticas. {6.2, 6.4}

- Os Modelos do Sistema Terrestre projetam um aumento global da acidificação do oceano para todos os cenários RCP. A diminuição correspondente no pH da superfície oceânica no final do século XXI encontra-se no intervalo [18] de 0,06-0,07 para RCP2.6, 0,14-0,15 para RCP4.5, 0,20-0,21 para RCP6.0, e 0,30-0,32 para RCP8. 5 (ver Figuras RPD.7 e RPD.8). {6.4}

- As emissões de CO_2 cumulativas [20] para o período de 2012 a 2100 compatíveis com as concentrações de CO_2 atmosféricas RCP, tal como indicado pelos 15 Modelos do Sistema Terrestre, variam [18] de 140 a 410 GtC para RCP2.6, 595 a 1005 GtC para RCP4.5, 840 a 1250 GtC para RCP6.0 e 1415 a 1910 GtC para RCP8.5 (ver Tabela RPD. 3). {6.4}

- Em 2050, as emissões anuais de CO_2 derivadas dos Modelos do Sistema Terrestre subsequentes ao RCP2.6 serão menores do que as emissões de 1990 (14-96%). No final do século XXI, cerca de metade dos modelos inferirão emissões ligeiramente acima de zero, enquanto a outra metade inferirá uma remoção líquida de CO_2 da atmosfera. {6.4, Figura RT.19}

- A libertação de CO_2 ou CH_4 para a atmosfera a partir dos *stocks* de carbono libertados pelo degelo do *permafrost* ao longo do século é avaliada no intervalo de 50 a 250 GtC para RCP8.5 (*confiança baixa*). {6,4}

E.8 Estabilização Climática, Compromisso e Irreversibilidade das Alterações Climáticas

As emissões cumulativas de CO_2 determinam em grande parte o aquecimento médio global da superfície no final do século XXI e para além dele (ver Figura RPD.10). A maioria dos aspetos das alterações climáticas irá persistir por muitos séculos, mesmo se as emissões de CO_2 tenham cessado. Isto representa um compromisso substancial multissecular de alterações climáticas criado por emissões de CO_2 passadas, presentes e futuras. {12.5}

- As emissões totais cumulativas de CO_2 e a resposta da temperatura média global da superfície estão aproximadamente e linearmente relacionadas (ver Figura RPD.10). Qualquer nível de aquecimento está associado a uma gama de emissões de CO_2 cumulativas[21], e, por conseguinte, por exemplo, níveis mais elevados de emissões em décadas anteriores implicam menos emissões mais tarde. {12.5}

- Limitar o aquecimento causado pelas emissões antropogénicas de CO_2 por si só, com uma probabilidade >33%, >50%, e >66% para menos de 2 °C desde o período 1861–1880[22], vai exigir emissões de CO_2 acumuladas de todas as fontes antropogénicas para ficar entre 0 e cerca de 1570 GtC (5760 $GTCO_2$), 0 e cerca de 1210 GtC (4440 $GTCO_2$), e 0 e cerca de 1000 GtC (3670 $GTCO_2$) a partir desse período, respetivamente[23]. Estes montantes superiores são reduzidos a cerca de 900 GtC (3300 $GTCO_2$), 820 GtC (3010 $GTCO_2$), e 790 GtC (2900 $GTCO_2$), respetivamente, quando contabilizados para

[20] Apartir dos setores dos combustíveis fósseis, cimento, indústria e resíduos.

[21] A quantificação das emissões desta gama de CO_2 requer a consideração dos catalisadores não-CO_2.

[22] O primeiro período de 20 anos disponível a partir dos modelos.

[23] Isto baseia-se na avaliação da resposta transiente climática às emissões cumulativas de carbono (TCRE, ver a Secção D.2).

forçamentos não-CO_2 como em RCP2.6. Um montante de 515 [445-585] GtC (1890 [1630-2150] $GtCO_2$) já foi emitido em 2011. {12.5}

- Um objetivo de aquecimento inferior, ou uma maior probabilidade de permanecer abaixo de um alvo de aquecimento específico, exigirá emissões cumulativas de CO_2 mais reduzidas. A contabilização dos efeitos do aquecimento dos aumentos nos gases com efeito de estufa não-CO_2, reduções nos aerossóis, ou a libertação de gases com efeito de estufa a partir do *permafrost* também irão reduzir as emissões de CO_2 cumulativas para um alvo de aquecimento específico (ver Figura RPD.10). {12.5}

- Uma grande fração das alterações climáticas antropogénicas resultante das emissões de CO_2 é irreversível numa escala de séculos a milénios, exceto no caso de uma grande remoção líquida de CO_2 da atmosfera durante um período contínuo. As temperaturas de superfície permanecerão aproximadamente constantes em níveis elevados durante muitos séculos após a cessação completa das emissões líquidas antropogénicas de CO_2. Devido às longas escalas de tempo de transferência de calor da superfície do oceano para a profundidade, o aquecimento dos oceanos vai continuar durante séculos. Dependendo do cenário, cerca de 15 a 40% do CO_2 emitido permanecerá na atmosfera mais de 1000 anos. {Caixa 6.1, 12.4, 12.5}

- É *praticamente certo* que o aumento médio global do nível do mar continuará para além de 2100, com o aumento do nível do mar devido à expansão térmica a continuar por muitos séculos. Os poucos resultados disponíveis do modelo que vão além de 2100 indicam um aumento médio global do nível do mar acima do nível pré-industrial em 2300 inferior a 1 m para um forçamento radiativo que corresponde a concentrações de CO_2 que atingem um pico e começam a decrescer e permanecem abaixo de 500 ppm, como no cenário RCP2.6. Para um forçamento radiativo que corresponde a uma concentração de CO_2 que está acima de 700 ppm, mas abaixo de 1500 ppm, como no cenário RCP8.5, o aumento deverá ser de 1 m a mais de 3 m (*confiança média*). {13.5}

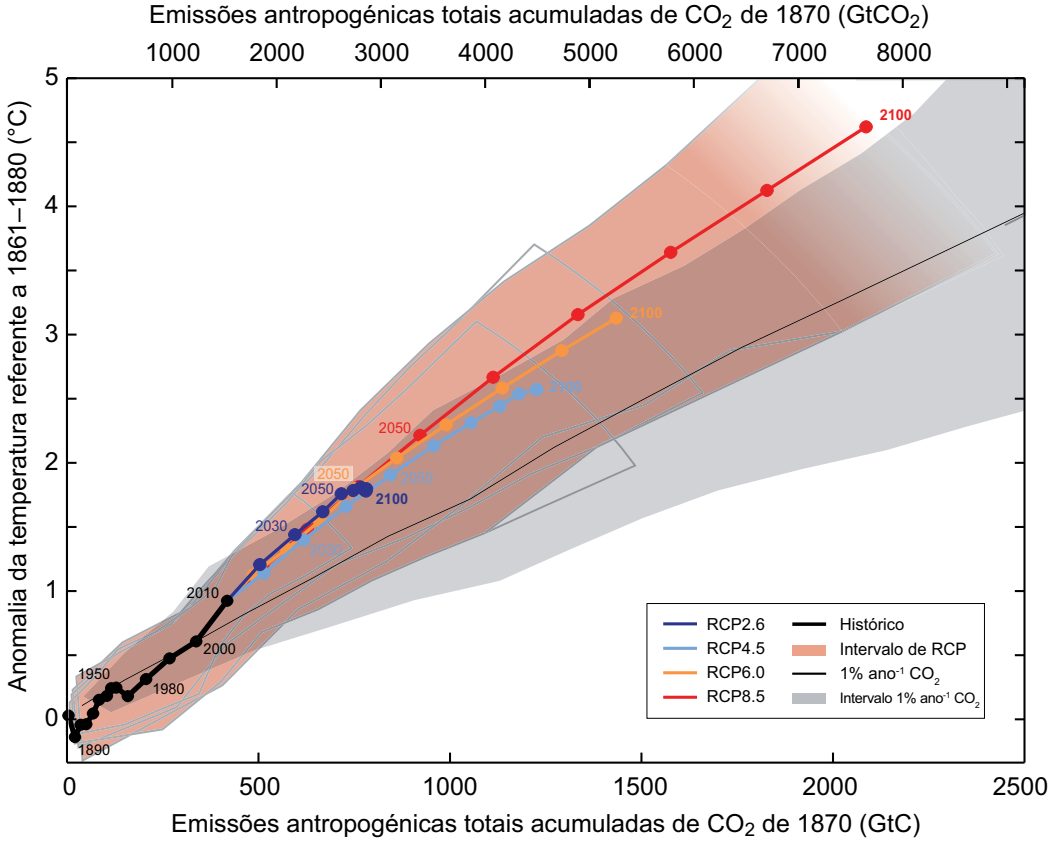


Figura RPD.10 | Aumento médio global da temperatura da superfície em função das emissões cumulativas globais totais de CO_2 a partir de várias linhas de evidência. Os resultados multimodelo de uma hierarquia de modelos do ciclo clima-carbono para cada RCP até 2100 são apresentados com linhas coloridas e médias por décadas (pontos). Algumas médias por décadas são rotuladas por razões de clareza (por exemplo, 2050 indicando a década 2040-2049). Os resultados do modelo ao longo do período histórico (1860 a 2010) estão apresentados a preto. A pluma colorida ilustra o multimodelo disperso ao longo dos quatro cenários RCP e desaparece com o número decrescente de modelos disponíveis no RCP8.5. A média e o intervalo multimodelo simulados pelos modelos CMIP5, forçados por um aumento de CO_2 de 1% ao ano (simulações 1% de CO_2 ano^{-1}), são dadas pela linha preta fina e área a cinzento. Para uma quantidade específica de emissões cumulativas de CO_2, as simulações de 1% por ano de CO_2 apresentam um aquecimento menor do que aqueles motivados por RCP, que incluem forçamentos adicionais não CO_2. Os valores da temperatura são apresentados em relação ao período base 1861-1880, emissões relativas a 1870. As médias decadais estão ligadas por linhas retas. Para obter mais detalhes técnicos, ver o Material Suplementar do Resumo Técnico. {Figura 12.45; RT TFE.8, Figura 1}

- A perda contínua de massa pelos mantos de gelo causaria um aumento maior do nível do mar, e alguma parte da perda de massa pode ser irreversível. Há *grande confiança* de que o aquecimento contínuo superior a algum limiar levaria à perda quase completa do manto de gelo da Gronelândia em cerca de um milénio ou mais, provocando um aumento médio global do nível do mar até 7 m. As estimativas atuais indicam que o limiar é maior em cerca de 1 °C (*confiança baixa)*, mas inferior a 4 °C (*confiança média*) do aquecimento médio global relativo à era pré-industrial. A perda de gelo abrupta e irreversível a partir de uma potencial instabilidade nos setores marinhos do manto de gelo da Antártida em resposta ao forçamento climático é possível, mas as provas e o entendimento atuais são insuficientes para fazer uma avaliação quantitativa. {5.8, 13.4, 13.5}

- Foram propostos métodos que visam alterar deliberadamente o sistema climático para combater as alterações climáticas, denominados geoengenharia. Evidências limitadas excluem uma avaliação quantitativa abrangente tanto da Gestão da Radiação Solar (SRM) como da Remoção do Dióxido de Carbono (CDR) e do seu impacto no sistema climático. Os métodos de CDR têm limitações tecnológicas e biogeoquímicas no seu potencial numa escala global. Não há conhecimento suficiente para quantificar quanto das emissões de CO_2 pode ser parcialmente neutralizado pelos CDR no período de um século. A modelagem indica que os métodos SRM, se realizáveis, têm o potencial de neutralizar substancialmente um aumento da temperatura global, mas também modificariam o ciclo global da água, e não reduziriam a acidificação do oceano. Se os SRM fossem terminados por qualquer razão, há *confiança elevada* de que as temperaturas da superfície global subiriam muito rapidamente para valores compatíveis com o forçamento dos gases de efeito estufa. Os métodos de CDR e SRM têm efeitos secundários e consequências a longo prazo numa escala global. {6.5, 7.7}

Caixa RPD.1: Patamares de Concentração Representativos (RCP)

As projeções das alterações climáticas no Grupo de Trabalho I do IPCC exigem informações sobre emissões futuras ou concentrações de gases de efeito de estufa, aerossóis e outros catalisadores climáticos. Esta informação é geralmente expressa como um cenário de atividades humanas, as quais não são avaliadas neste relatório. Os cenários utilizados no Grupo de Trabalho I têm incidido nas emissões antropogénicas e não incluem as alterações nos catalisadores naturais, como o forçamento solar ou vulcânico ou as emissões naturais, por exemplo, de CH_4 e N_2O.

Para o Quinto Relatório de Avaliação do IPCC, a comunidade científica definiu um conjunto de quatro novos cenários, chamados Patamares de Concentração Representativos (RCP, consultar o Glossário). Eles são identificados pelo seu forçamento radiativo total aproximado no ano de 2100 em relação a 1750: 2.6 W m^{-2} para RCP2.6, 4,5 W m^{-2} para RCP4.5, 6,0 W m^{-2} para RCP6.0, e 8,5 W m^{-2} para RCP8.5. Para os resultados do Projeto Associado de Comparação de Modelo Fase 5 (CMIP5), estes valores devem ser entendidos como meramente indicativos, pois o forçamento climático resultante de todos os catalisadores varia entre os modelos devido às características específicas do modelo e ao tratamento de forçadores climáticos de curta duração. Estes quatro RCP incluem um cenário de mitigação que leva a um nível de forçamento muito baixo (RCP2.6), dois cenários de estabilização (RCP4.5 e RCP6), e um cenário com emissões de gases de efeito estufa muito elevadas (RCP8.5). Assim, os RCP podem representar uma variedade das políticas climáticas do século XXI, em comparação com a política não-climática do Relatório Especial sobre Cenários de Emissões (SRES) usado no Terceiro Relatório de Avaliação e no Quarto Relatório de Avaliação. Para o RCP6.0 e RCP8.5, o forçamento radiativo não culmina em 2100; para o RCP2.6, ele atinge o pico e decresce; e para o RCP4.5, ele estabiliza em 2100. Cada RCP apresenta conjuntos de dados resolvidos espacialmente de alteração na utilização dos solos e emissões sectoriais de poluentes atmosféricos, e especifica as concentrações anuais de gases com efeito de estufa e as emissões antropogénicas até 2100. Os RCP baseiam-se numa combinação de modelos integrados de avaliação, modelos climáticos simples, química atmosférica e modelos globais do ciclo de carbono. Enquanto os RCP abrangem uma vasta gama de valores de forçamento totais, eles não cobrem toda a gama de emissões na literatura, em particular para os aerossóis.

A maioria das CMIP5 e simulações do Modelo do Sistema Terrestre foram efetuadas com concentrações de CO_2 indicadas que atingem 421 ppm (RCP2.6), 538 ppm (RCP4.5), 670 ppm (RCP6.0), e 936 ppm (RCP 8.5) até 2100. Incluindo também as concentrações indicadas de CH_4 e N_2O, as concentrações combinadas de CO_2 equivalente são 475 ppm (RCP2.6), 630 ppm (RCP4.5), 800 ppm (RCP6.0), e 1.313 ppm (RCP8.5). Para o RCP8.5, as simulações adicionais Modelo do Sistema Terrestre CMIP5 são realizadas com emissões indicadas de CO_2, como previsto pelos modelos de avaliação integrada. Para todos os RCP, foram feitos cálculos adicionais com dados e modelos de química atmosférica atualizados (incluindo a Química Atmosférica e Componente Climático do CMIP5), utilizando as emissões indicadas RCP dos gases quimicamente reativos (CH_4, N_2O, HFC, NO_x, CO, NMVOC). Estas simulações possibilitam a investigação de incertezas relacionadas com os *feedbacks* do ciclo do carbono e química atmosférica.

Resumo Técnico

RT

Resumo Técnico

Principais Autores Coordenadores:
Thomas F. Stocker (Suíça), Qin Dahe (China), Gian-Kasper Plattner (Suíça)

Principais Autores:
Lisa V. Alexander (Austrália), Simon K. Allen (Suíça/Nova Zelândia), Nathaniel L. Bindoff (Austrália), François-Marie Bréon (França), John A. Church (Austrália), Ulrich Cubasch (Alemanha), Seita Emori (Japão), Piers Forster (Reino Unido), Pierre Friedlingstein (Reino Unido/Bélgica), Nathan Gillett (Canadá), Jonathan M. Gregory (Reino Unido), Dennis L. Hartmann (EUA), Eystein Jansen (Noruega), Ben Kirtman (EUA), Reto Knutti (Suiça), Krishna Kumar Kanikicharla (Índia), Peter Lemke (Alemanha), Jochem Marotzke (Alemanha), Valérie Masson-Delmotte (França), Gerald A. Meehl (EUA), Igor I. Mokhov (Federação Russa), Shilong Piao (China), Venkatachalam Ramaswamy (EUA), David Randall (EUA), Monika Rhein (Alemanha), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (EUA), Drew Shindell (EUA), Lynne D. Talley (EUA), David G. Vaughan (Reino Unido), Shang-Ping Xie (EUA)

Autores Secundários:
Myles R. Allen (Reino Unido), Olivier Boucher (França), Don Chambers (EUA), Jens Hesselbjerg Christensen (Dinamarca), Philippe Ciais (França), Peter U. Clark (EUA), Matthew Collins (Reino Unido), Josefino C. Comiso (EUA), Viviane Vasconcellos de Menezes (Austrália/Brasil), Richard A. Feely (EUA), Thierry Fichefet (Bélgica), Gregory Flato (Canadá), Jesús Fidel González Rouco (Espanha), Ed Hawkins (Reino Unido), Paul J. Hezel (Bélgica/EUA), Gregory C. Johnson (EUA), Simon A. Josey (Reino Unido), Georg Kaser (Áustria/Itália), Albert M.G. Klein Tank (Países Baixos), Janina Körper (Alemanha), Gunnar Myhre (Norueda), Timothy Osborn (Reino Unido), Scott B. Power (Austrália), Stephen R. Rintoul (Austrália), Joeri Rogelj (Suíça/Bélgica), Matilde Rusticucci (Argentina), Michael Schulz (Alemanha), Jan Sedlá ek (Suíça), Peter A. Stott (Reino Unido), Rowan Sutton (Reino Unido), Peter W. Thorne (EUA/Noruega/Reino Unido), Donald Wuebbles (EUA)

Editores:
Sylvie Joussaume (França), Joyce Penner (EUA), Fredolin Tangang (Malásia)

Este Resumo Técnico deve ser citado como:
Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, L.V. Alexander, S.K. Allen, N.L. Bindoff, F.-M. Bréon, J.A. Church, U. Cubasch, S. Emori, P. Forster, P. Friedlingstein, N. Gillett, J.M. Gregory, D.L. Hartmann, E. Jansen, B. Kirtman, R. Knutti, K. Krishna Kumar, P. Lemke, J. Marotzke, V. Masson-Delmotte, G.A. Meehl, I.I. Mokhov, S. Piao, V. Ramaswamy, D. Randall, M. Rhein, M. Rojas, C. Sabine, D. Shindell, L.D. Talley, D.G. Vaughan e S.-P. Xie, 2013: Resumo Técnico. Em: *Climate Change 2013: As Bases da Ciência Física. Contribuição do Grupo de Trabalho I para o Quinto Relatório de Avaliação do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA.

Índice

RT1 Introdução 35

Caixa RT.1: Tratamento de Incertezas 36

RT.2 Observação de Alterações no Sistema Climático 37

RT.2.1 Introdução 37

RT.2.2 Mudanças de Temperatura 37

RT.2.3 Alterações no Balanço da Energia e no Conteúdo Energético 39

RT.2.4 Alterações na Circulação e Modos de Variabilidade 39

RT.2.5 Alterações no Ciclo da Água e na Criosfera 40

RT.2.6 Alterações no Nível do Mar 46

RT.2.7 Alterações em Eventos Climáticos Extremos 46

RT.2.8 Alterações no Ciclo do Carbono e outros Ciclos Biogeoquímicos 50

RT.3 Impulsionadores de Alterações Climáticas 53

RT.3.1 Introdução 53

RT.3.2 Forçamento Radiativo dos Gases de Efeito de Estufa 53

Caixa RT.2: Forçamento Radiativo e Forçamento Radiativo Eficaz 53

RT.3.3 Forçamento Radiativo de Aerossóis Antropogénicos 55

RT.3.4 Forçamento Radiativo das Alterações da Superfície Terrestre e Rastos de Condensação 55

RT.3.5 Forçamento Radiativo de Impulsionadores Naturais de Alterações Climáticas 55

RT.3.6 Síntese de Forçamentos; Evolução Espacial e Temporal 56

RT.3.7 *Feedbacks* Climáticos 57

RT.3.8 Métrica das Emissões 58

RT.4 Compreender o Sistema Climático e as suas Recentes Alterações 60

RT.4.1 Introdução 60

RT.4.2 Temperatura da Superfície 60

Caixa RT.3: Modelos Climáticos e o Hiato no Aquecimento Médio Global da Superfície nos Últimos 15 Anos 61

RT.4.3 Temperatura Atmosférica 66

RT.4.4 Oceanos 68

RT.4.5 Criosfera 69

RT.4.6 Ciclo da Água 72

RT.4.7 Eventos Climáticos Extremos 72

RT.4.8 Do Global ao Regional 73

Caixa RT.4: Avaliação do Modelo 75

Caixa RT.5: Paleoclima 77

RT.5 Projeções de Alterações Climáticas Globais e Regionais 79

RT.5.1 Introdução 79

RT.5.2 Forçamento Futuro e Cenários 79

Caixa RT.6: Os Novos Padrões de Concentração Representativos Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados e Cenários Modelos da Fase 5 79

RT.5.3 Quantificação da Resposta do Sistema Climático 81

RT.5.4 Alterações Climáticas a Curto Prazo 85

RT.5.5 Alterações Climáticas a Longo Prazo 85

RT.5.6 Projeções do Ciclo do Carbono e de Outros Ciclos Biogeoquímicos a Longo Prazo 93

Caixa RT.7: Métodos de Geoengenharia Climática 98

RT.5.7 Projeções da Alteração do Nível do Mar a Longo Prazo 98

RT.5.8 Fenómenos Climáticos e Alterações Climáticas Regionais 105

RT.6 Principais Incertezas 114

RT.6.1 Principais Incertezas na Observação de Alterações no Sistema Climático 114

RT.6.2 Principais Incertezas nos Impulsionadores de Alterações Climáticas 114

RT.6.3 Principais Incertezas na Compreensão do Sistema Climático e nas suas Recentes Alterações 114

RT.6.4 Principais Incertezas sobre as Projeções das Alterações Climáticas Globais e Regionais 115

Elementos de Foco Temático

EFT.1 Alterações no Ciclo da Água 42

EFT.2 Alteração do Nível do Mar: Entendimento e Incertezas Científicas 47

EFT.3 Comparação de Projeções de antigas Avaliações com Observações do IPCC 64

EFT.4 O Balanço Energético do Sistema Climático Global em Mudança 67

EFT.5 Irreversibilidade e Alterações Abruptas 70

EFT.6 Sensibilidade e *Feedbacks* do Clima 82

EFT.7 Perturbação e Incertezas do Ciclo do Carbono 96

EFT.8 Alvos Climáticos e Estabilização 102

EFT.9 Eventos Climáticos Extremos 109

Material Suplementar

O Material Suplementar está disponível nas versões online do relatório.

RT.1 Introdução

Alterações Climáticas 2013: A Base da Ciência Física é a contribuição do Grupo de Trabalho I (WGI) para o Quinto Relatório de Avaliação (AR5) do Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas (IPCC). Esta avaliação abrangente dos aspetos físicos das alterações climáticas concentra-se naqueles elementos que são relevantes para compreender o passado, documentar o presente e projetar as futuras alterações climáticas. A avaliação baseia-se no Quarto Relatório de Avaliação (AR4) do IPCC[1] e no recente Relatório Especial sobre Gestão de Desastres e dos Riscos de Eventos Extremos para a Adaptação Avançada às Alterações Climáticas (SREX)[2] e é apresentado em 14 capítulos e 3 anexos. Os capítulos abrangem observações diretas e alternativas das alterações de todos os componentes do sistema climático; avaliam o atual conhecimento de vários processos relacionados com, e interações entre, os componentes do sistema climático, que determinam a sensibilidade e resposta do sistema às alterações no forçamento; e quantificam a ligação entre as alterações nos constituintes atmosféricos e reforçam o forçamento radiativo (RF)[3] e a consequente deteção e atribuição de alterações climáticas. As projeções de alterações em todos os componentes do sistema climático baseiam-se em simulações modelo forçadas por um novo conjunto de cenários. O Relatório também oferece uma avaliação abrangente de antigas e futuras alterações do nível do mar num capítulo dedicado. A informação referente às alterações climáticas regionais é apresentada sob a forma de um Atlas das Projeções Globais e Regionais (Anexo I). Isto é complementado pelo Anexo II: Tabelas de Cenários de Alterações Climáticas e pelo Anexo III: Glossário.

O principal objetivo deste Resumo Técnico (RT) é fornecer a ligação entre a avaliação completa das múltiplas linhas de evidência independente apresentadas nos 14 capítulos do relatório principal e o resumo altamente condensado preparado como o Resumo para Decisores (RPD) do WGI. O Resumo Técnico serve, assim, como ponto de partida para aqueles leitores que procuram a informação completa sobre tópicos mais específicos abrangidos por esta avaliação. Esta finalidade é facilitada pela inclusão de indicadores para os capítulos e secções onde pode ser encontrada a avaliação completa. Tópicos relacionados com políticas, que abrangem muitos capítulos e envolvem muitos processos interligados no sistema climático, são apresentados aqui como Elementos de Foco Temático (EFT), permitindo um rápido acesso a esta informação.

Um elemento integrante do presente relatório é a utilização de linguagem incerta que permite um relato rastreável da avaliação (Caixa RT.1). O grau de certeza nos principais resultados desta avaliação baseia-se nas avaliações de compreensão científica subjacente das equipas de autores e é expressa como nível de confiança que resulta do tipo, quantidade, qualidade e consistência das provas e do grau de compromisso nos estudos científicos considerados[4]. A confiança é expressa qualitativamente. As medidas de incerteza quantificadas numa constatação são expressas probabilisticamente e baseiam-se numa combinação de análises estatísticas de observações ou resultados modelo, ou ambos, e pareceres de peritos. Se for caso disso, os resultados também são formulados como exposição de factos, sem utilizar qualificadores de incerteza (consultar Capítulo 1 e Caixa RT.1 para mais detalhes).

O Resumo Técnico está estruturado em quatro secções principais, apresentando os resultados da avaliação de acordo com o enredo da contribuição do WGI para o AR5: A Secção RT.2 abrange a avaliação das observações das alterações no sistema climático; A Secção RT.3 resume a informação sobre os diferentes impulsionadores, naturais e antropogénicos, expressos em termos de RF; a Secção RT.4 apresenta a avaliação do entendimento quantitativo das alterações climáticas observadas; e a Secção RT.5 resume os resultados da avaliação para as projeções de futuras alterações climáticas ao longo, e além, do século XXI, de uma escala regional para uma escala global. A Secção RT.6 combina e enumera as principais incertezas da avaliação do WGI das Secção RT.2 e RT.5. O conjunto total dos nove EFT, transversal aos vários componentes do WGI AR5, está disperso pelas quatros principais secções do RT, é visualmente diferente do texto principal e deverá permitir uma leitura autónoma.

A base para os parágrafos neste Resumo Técnico pode ser encontrada nas secções dos capítulos do relatório subjacente. Essas referências são dadas em chavetas.

---

1 IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis.* Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor e H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 996 págs.

2 IPCC, 2012: *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor e P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 582 págs.

3 O forçamento radiativo (RF) é uma medida da alteração líquida no balanço energético no sistema da Terra em resposta a alguma perturbação externa. É expresso em *watts* por metro quadrado (W m^{-2}); ver Caixa RT.2.

4 Mastrandrea, M.D., C.B. Field, T.F. Stocker, O. Edenhofer, K.L. Ebi, D.J. Frame, H. Held, E. Kriegler, K.J. Mach, P.R. Matschoss, G.-K. Plattner, G.W. Yohe e F.W. Zwiers, 2010: *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas (IPCC)

Caixa RT.1 | Tratamento da Incerteza

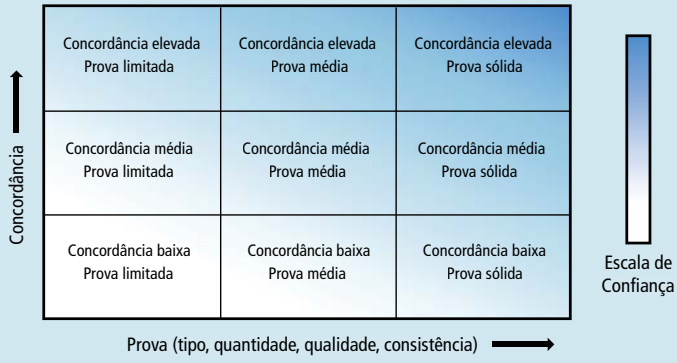
Com base na Nota de Orientação para os Autores Principais do Quinto Relatório de Avaliação sobre o Tratamento Consistente de Incerteza do IPCC, o Resumo Técnico deste WGI e o Resumo para Decisores do WGI dependem de duas métricas para comunicar o grau de certeza nas principais constatações, que se baseiam nas avaliações das equipas de autores sobre o conhecimento científico subjacente:

- Confiança na validade de uma constatação, com base no tipo, quantidade, qualidade e consistência da prova (por exemplo, entendimento mecanicista, teoria, dados, modelos, decisões de especialistas) e no grau de compromisso. A confiança é expressa qualitativamente.
- As medidas de incerteza quantificadas numa constatação são expressas probabilisticamente (baseiam-se numa combinação de análises estatísticas de observações ou resultados modelo ou de pareceres de peritos).

A Nota de Orientação do AR5 refina as orientações disponibilizadas para apoiar o Terceiro e Quarto Relatórios de Avaliação do IPCC. As comparações diretas entre a avaliação de incertezas nas constatações neste Relatório e as do AR4 e do SREX são difíceis devido à aplicação da nota de orientação das incertezas revista, bem como a disponibilidade de nova informação, melhor entendimento científico, análise contínua dos dados e modelos e diferenças específicas nas metodologias aplicadas nos estudos avaliados. Para algumas variáveis climáticas, foram avaliados diferentes aspetos e, por isso, uma comparação direta seria inapropriada.

Cada conclusão principal é baseada na avaliação de provas e concordância associadas de uma das equipas de autores. A confiança métrica oferece uma síntese qualitativa da decisão de uma das equipas de autores sobre a validade de uma descoberta, conforme determinado através da avaliação das provas e da concordância. Se as incertezas podem ser quantificadas probabilisticamente, uma equipa de autores pode caracterizar uma descoberta utilizando a linguagem de probabilidade calibrada ou uma apresentação mais precisa da probabilidade. Salvo indicação em contrário, a confiança alta ou muito alta está associada a descobertas para as quais uma equipa de autores atribuiu um termo de probabilidade.

Os seguintes termos do resumo são utilizados para descrever as provas disponíveis: limitada, média ou sólida; e para o grau de concordância: baixa, média ou alta. Um nível de confiança é expresso através de cinco qualificadores: muito baixa, baixa, média, alta e muito alta e é escrito em itálico, por exemplo, *confiança média*. A Caixa RT.1, Figura 1 descreve declarações do resumo para provas e concordância e a sua relação com a confiança. Há flexibilidade nesta relação; para uma determinada declaração de prova e concordância, podem ser avaliados diferentes níveis de confiança, mas o aumento dos níveis de prova e graus de confiança correlacionam-se com o aumento da confiança.



Caixa RT.1, Figura 1 | Uma descrição das declarações de provas e de concordância e a sua relação com a confiança. A confiança aumenta em direção ao canto superior direito conforme sugerido pelo aumento da força de sombreamento. Geralmente, a prova é mais sólida quando existem linhas de alta qualidade múltiplas, consistentes e independentes. {Figura 1.11}

Os termos seguintes têm sido utilizados para indicar a probabilidade avaliada e são escritos em itálico:

Prazo*	**Probabilidade do resultado**
Praticamente certo	99–100% probabilidade
Muito provável	90–100% probabilidade
Provável	66–100% probabilidade
Tão provável quanto improvável	33–66% probabilidade
Improvável	0–33% probabilidade
Muito improvável	0–10% probabilidade
Excecionalmente improvável	0–1% probabilidade

* Os termos adicionais (*extremamente provável*: 95–100% probabilidade, *mais provável do que improvável*: >50–100% probabilidade e *extremamente improvável*: 0–5% probabilidade) também podem ser utilizados quando apropriado.

RT.2 Observação das Alterações no Sistema Climático

RT.2.1 Introdução

As observações do sistema climático baseiam-se em medidas físicas e biogeoquímicas diretas e na teledeteção de estações terrestres e satélites; a informação proveniente dos arquivos paleoclimáticos oferece um contexto a longo prazo. As observações à escala global da era instrumental começaram em meados do século XIX e as reconstruções paleoclimáticas aumentam o registo de algumas quantidades de centenas de milhões de anos. Em conjunto, oferecem uma visão abrangente da variabilidade e alterações a longo prazo na atmosfera, no oceano, na criosfera e na superfície terrestre.

A avaliação das provas observacionais para as alterações climáticas é resumida nesta secção. Os avanços substanciais na disponibilidade, aquisição, qualidade e análise dos conjuntos de dados observacionais para a atmosfera, superfície terrestre, oceano e criosfera ocorreram desde o AR4. Muitos aspetos do sistema climático evidenciam de alterações climáticas. {2, 3, 4, 5, 6, 13}

RT.2.2 Mudanças de Temperatura

RT.2.2.1 Superfície

É certo que a temperatura média global da superfície (TMGS) aumentou desde finais do século XIX (Figuras RT.1 e RT.2). Cada uma das três últimas décadas tem sido sucessivamente mais quente na superfície da terra do que qualquer uma das décadas anteriores no registo instrumental e a década dos anos 2000 foi a mais quente. A média global da temperatura terrestre e dos oceanos combinada, calculada por tendência linear[5], mostra um aquecimento de 0,85 [0,65 a 1,06] °C[6] ao longo do período entre 1880-2012, quando existem múltiplos conjuntos de dados produzidos independentemente, cerca de 0,89 [0,69 a 1,08] °C ao longo do período entre 1901-2012 e cerca de 0,72 [0,49 a 0,89] °C ao longo do período entre 1951-2012, quando baseada em três conjuntos de dados produzidos independentemente. O aumento total entre a média do período de 1850-1900 e de 2003-2012 é de 0,78 [0,72 a 0,85] °C, com base no 4º. conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4), o conjunto de dados da média global da temperatura da superfície com o maior registo dos três conjuntos de dados produzidos independentemente. De 1850–1900 a 1986–2005 (período de referência para os capítulos de modelação e do Atlas no Anexo I) o aquecimento é de 0,61 [0,55 a 0,67] °C, quando calculado utilizando o HadCRUT4 e quando a sua incerteza é estimada. Também é *praticamente certo* que as temperaturas máxima e mínima da terra aumentaram numa escala global desde 1950.[7] {2.4.1, 2.4.3; Capítulo 2 do Material Suplementar Secção2.MS.3}

Apesar do aquecimento multi decadal sólido, existe uma variabilidade interanual a decadal substancial na taxa de aquecimento, com vários períodos a exibir tendências mais fracas (incluindo o hiato do aquecimento desde 1998) (Figura RT.1). A taxa de aquecimento nos últimos 15 anos (1998–2012; 0,05 [–0,05 a +0,15] °C por década) é mais pequena do que a tendência desde 1951 (1951–2012; 0,12[0,08 a 0,14] °C por década). As tendências para períodos curtos são incertas e muito sensíveis a inícios e fins de ano. Por exemplo, as tendências para períodos de 15 anos que começam em 1995, 1996 e 1997 são de 0,13 [0,02 a 0,24] °C por década, 0,14 [0,03 a 0,24] °C por década e 0,07 [–0,02 a 018] °C por década, respetivamente. Vários registos de dados da temperatura atmosférica, global e regional, da superfície terrestre analisados independentemente e obtidos de observatórios estão em amplo acordo de que as temperaturas atmosféricas na superfície terrestre aumentaram. As temperaturas da superfície do mar (TSM) também aumentaram. As intercomparações de novos registos de dados da TSM, obtidos por diferentes métodos de medição, incluindo dados satélite, resultaram numa melhor compreensão dos erros e de distorções nos registos. {2.4.1–2.4.3; Caixa 9.2}

É *improvável* que quaisquer efeitos de ilhas de calor urbano e efeitos das alterações na utilização dos solos não corrigidos tenham aumentado a temperatura atmosférica média global da superfície terrestre estimada em mais de 10% da tendência relatada. Este é um valor médio; em algumas regiões que têm ilhas de calor urbanas de rápido desenvolvimento e impactos das alterações na utilização dos solos em tendências regionais podem ser substancialmente maiores. {2.4.1}

Existe uma *confiança elevada* de que o aquecimento anual médio da superfície desde o século XX reverteu tendências de arrefecimento a longo prazo dos últimos 5000 anos em altitudes médias a elevadas do Hemisfério Norte (HN). Para as temperaturas médias globais do HN, o período entre 1983-2012 foi, *muito provavelmente*, o período de 30 anos mais quente dos últimos 800 anos (*confiança alta*) e *provavelmente* o período de 30 anos mais quente dos últimos 1400 anos (*confiança média*). Isto é suportado pela comparação de temperaturas instrumentais com múltiplas reconstruções de uma variedade de dados aproximados e métodos estatísticos e é consistente com o AR4. As reconstruções da temperatura da superfície à escala continental mostram, com *confiança alta*, períodos de várias décadas durante a Anomalia Climática Medieval (950–1250) que, em algumas regiões, foram tão quentes como em meados do século XX e, noutras regiões, tão quentes como em finais do século XX. Com *confiança alta*, estes períodos de aquecimento regional não eram tão sincronizados em

[5] O aquecimento é relatado como uma média não ponderada com base em estimativas de tendência linear calculada a partir do 4º. conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4) e dos conjuntos de dados da Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (MLOST) e do Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature Analysis (GISTEMP) (ver Figura RT.2; Secção 2.4.3).

[6] Na contribuição do WGI para o AR5, a incerteza foi quantificada utilizando intervalos de incerteza de 90%, salvo indicação em contrário. O intervalo de incerteza de 90%, entre parêntesis quadrados, terá uma probabilidade de 90% de cobrir o valor que está a ser avaliado. O ponto final superior do intervalo de incerteza tem 95% de probabilidade de exceder o valor que está a ser estimado e o ponto final inferior tem 95% de probabilidade de ser inferior a esse valor. Também é dada uma estimativa melhor desse valor quando disponível. Os intervalos de incerteza não são necessariamente simétricos em relação à melhor estimativa correspondente.

[7] Ambos os métodos apresentados neste parágrafo para calcular a alteração da temperatura também foram utilizados no AR4. O primeiro calcula a diferença utilizando uma tendência linear mais adaptada de todos os pontos entre dois anos, por exemplo, 1880 e 2012. O segundo calcula a diferença entre as médias para os dois períodos, por exemplo, 1850 a 1900 e 2003 a 2012. Assim, os valores resultantes e os seus intervalos de incerteza de 90% não são diretamente comparáveis.

todas as regiões como o aquecimento desde meados do século XX. Com base na comparação entre reconstruções e simulações, existe *confiança alta* de que não só o forçamento orbital externo, solar e vulcânico mas, também, a variabilidade interna, contribuem para o padrão espacial e duração das alterações da temperatura da superfície entre a Anomalia Climática Medieval e a Pequena Idade do Gelo (1450–1850). {5.3.5, 5.5.1}

RT.2.2.2 Troposfera e Estratosfera

Com base em múltiplas análises independentes de medições de radiossondas e sensores satélite, é *praticamente certo* que, globalmente, a troposfera tem aquecido e a estratosfera tem arrefecido desde meados do século XX (Figura RT.1). Apesar do acordo unânime sobre o sinal das tendências, existem desacordos substanciais entre as estimativas disponíveis quanto à taxa de alterações da temperatura, particularmente fora da troposfera extratropical do HN, que tem sido bem amostrado por radiossondas. Portanto, existe apenas *confiança média* na taxa de variação e na sua estrutura vertical na troposfera extratropical do HN e *confiança baixa* noutros locais. {2.4.4}

RT.2.2.3 Oceano

É *praticamente certo* que a superfície do oceano (acima dos 700 m) aqueceu de 1971 a 2010 e é *provável* que tenha aquecido de 1870 a 1971 (Figura RT.1). Há menos certeza em alterações antes de 1971 devido à amostragem relativamente escassa em períodos anteriores. As distorções instrumentais nas medições da temperatura histórica do oceano superior foram identificadas e reduzidas desde o AR4, diminuindo a variação decenal na temperatura e no conteúdo térmico do oceano superior,

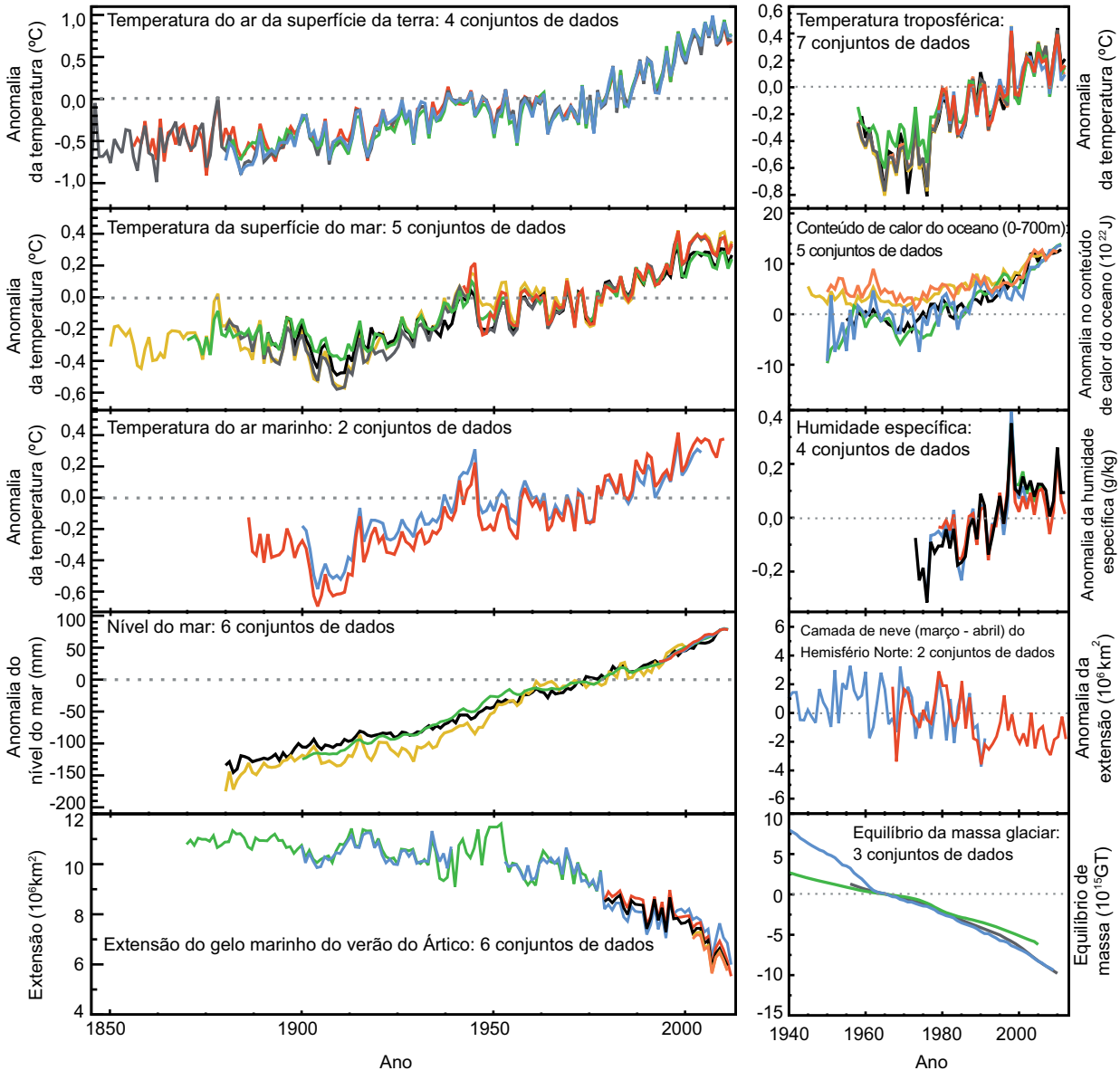


Figura RT.1 | Vários indicadores complementares de um clima global em mudança. Cada linha representa uma estimativa derivada independentemente da alteração no elemento do clima. As séries temporais apresentadas são avaliadas nos Capítulos 2,3 e 4. Em cada painel, todos os conjuntos de dados foram normalizados para um período comum de registo. No Capítulo 2, Secção de Material Suplementar 2.SM.5 e nos respetivos capítulos são dadas informações completas sobre em que painel fica cada um dos conjuntos de dados de origem. São dadas mais informações referentes à Figura RPD.3 no Material Suplementar do Resumo Técnico. {FAQ 2.1, Figura 1; 2.4, 2.5, 3.2, 3.7, 4.5.2, 4.5.3}

mais proeminente durante os anos 1970 e 1980. {3.2.1–3.2.3, 3.5.3}

É *provável* que o oceano tenha aquecido entre 700-2000 m de 1957 a 2009, com base em médias de 5 anos. É *provável* que o oceano tenha aquecido de 3000 m para o fundo, de 1992 a 2005, enquanto não foram observadas tendências significativas na temperatura média global entre 2000 e 3000 m de profundidade por volta de 1992 a 2005. Abaixo dos 3000 m de profundidade, o maior aquecimento é observado no Oceano Antártico. {3.2.4, 3.5.1; Figuras 3.2b, 3.3; FAQ 3.1}

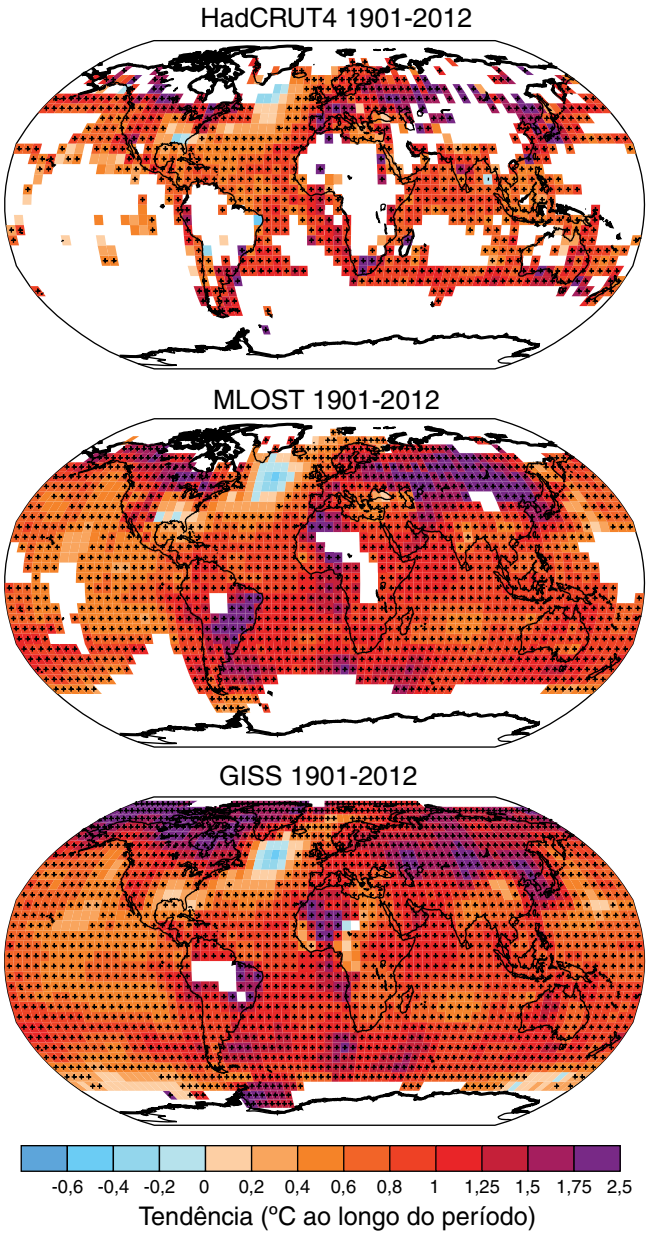


Figura RT.2 | Alteração na temperatura da superfície ao longo de 1901–2012, conforme determinado pela tendência linear para três conjuntos de dados. As áreas a branco indicam dados incompletos ou em falta. As tendências foram calculadas apenas para essas caixas da grelha com mais de 70% dos registos completos e mais do que 20% da disponibilidade de dados nos primeiros e últimos 10% do período de tempo. Os sinais de adição pretos (+) indicam onde as tendências são significativas (ou seja, uma tendência de zero fica fora do intervalo de confiança de 90%). As diferenças na cobertura espacial refletem principalmente a interpolação necessária para preencher valores em zonas com escassez de dados (sem preenchimento de valores em falta no mapa HADCRUT4, e com densificação acrescida para MLOST e GISS, respetivamente). São dadas mais informações em relação à Figura RPD.1 no Material Suplementar do RT. {Figura 2.21}

RT.2.3 Alterações no Balanço da Energia e no Conteúdo Energético

A Terra tem estado em desequilíbrio radiativo, com mais energia do Sol a entrar do que a sair do topo da atmosfera desde, pelo menos, cerca de 1970. É *praticamente certo* que a Terra ganhou energia substancial de 1971 a 2010. O aumento estimado no inventário energético entre 1971 e 2010 é de 274 [196 to 351] × 10^{21} J (*confiança alta*), com uma velocidade de aquecimento de 213 × 10^{12} W a partir de um ajuste linear aos valores anuais ao longo desse período de tempo (Consultar, também, EFT.4). {Caixas 3.1, 13.1}

O aquecimento do oceano determina que a taxa de aquecimento total, com um aquecimento em profundidade de cerca de 93% (*confiança alta*) e um aquecimento da superfície do oceano (0 a 700 m) de cerca de 64%. O derretimento do gelo (incluindo gelo do mar Ártico, camadas de gelo e glaciares) e o aquecimento dos continentes, cada um contabiliza 3% do total. O aquecimento da atmosfera compensa o 1% restante. A taxa estimada de ganho de energia dos oceanos entre 1971–2010 é de 199 × 10^{12} W de um ajuste linear dos dados ao longo desse período de tempo, equivalente a 0,42 W m^{-2} de aquecimento aplicado continuamente sobre a área total da superfície da Terra e 0,55 W m^{-2} para a parte devida ao aquecimento do oceano aplicada na área total da superfície do oceano. O aumento energético estimado da Terra, de 1993 a 2010, é de 163 [127 to 201] × 10^{21} J com uma tendência estimada de 275 × 10^{15} W. A porção do oceano da tendência para 1993-2010 é de 257 × 10^{12} W, equivalente a um fluxo térmico médio no oceano de 0,71 W m^{-2}. {3.2.3, 3.2.4; Caixa 3.1}

É *tão provável quanto improvável* que o conteúdo térmico do oceano do de 0-700 m aumente mais lentamente durante 2003 até 2010 do que durante 1993 até 2002 (Figura RT.1.). A absorção de calor do oceano a partir de 700-2000 m, onde a variabilidade interanual é menor, é *provável* que continue inabalável de 1993 a 2009. {3.2.3, 3.2.4; Caixa 9.2}

RT.2.4 Alterações na Circulação e Modos de Variabilidade

A grande variabilidade em escalas de tempo interanuais a decadais dificulta as conclusões sólidas sobre as alterações a longo prazo na circulação atmosférica em muitos casos. A *confiança* é *alta* de que o índice do aumento dos ventos do oeste das latitudes médias a norte e a Oscilação do Atlântico Norte (OAN) da década de 1950 à década de 1990, e o enfraquecimento da Circulação de Walker no Pacífico em finais do século XIX até 1990, foram largamente compensados por alterações recentes. Com *confiança alta*, as alterações de décadas e de multi décadas no índice do OAN de inverno observadas desde o século XX não são precedentes no contexto dos últimos 500 anos {2.7.2, 2.7.5, 2.7.8, 5.4.2; Caixa 2.5; Tabela 2.14}

É *provável* que as caraterísticas da circulação se tenham movido em direção aos polos desde a década de 1970, envolvendo um alargamento da faixa tropical, uma mudança das faixas de tempestades e correntes de jato em direção aos polos e uma contração do vórtice polar norte. A evidência é mais sólida para o Hemisfério Norte. É *provável* que o Modo Anular do Sul (MAS) se tenha tornado mais positivo desde a década de 1950. O aumento na força do MAS de verão observado desde 1950 foi anómalo, com *confiança média* no contexto dos últimos 400 anos. {2.7.5, 2.7.6, 2.7.8, 5.4.2; Caixa 2.5; Tabela 2.14}

Novos resultados dos registos de alta definição dos corais documentam com *confiança alta* que o sistema El Niño - Oscilação Sul (ENOS) permaneceu altamente variável ao longo dos últimos 7000 anos, não apresentando qualquer prova discernível para uma modulação orbital do ENOS. {5.4.1}

As observações recentes fortaleceram as provas da variabilidade nos principais sistemas de circulação do oceano em escalas de tempo de anos a décadas. É *muito provável* que os giros subtropicais no Pacífico Norte e no Pacífico Sul se tenham expandido e fortalecido desde 1993. Com base nas medições da Circulação Termohalina Meridional do Atlântico (AMOC) e dos seus componentes em várias latitudes e diferentes períodos de tempo, não existem provas de uma tendência a longo prazo. Também não existem provas para tendências nos transportes da *Indonesian Throughflow*, da Corrente Circumpolar Antártica (CCA) ou nos movimentos entre o Oceano Atlântico e os mares nórdicos. Contudo, observou-se uma mudança da CCA em direção ao sul de cerca de 1º de latitude em dados que abrangem o período de tempo de 1950-2012 com *confiança média*. {3.6}

RT.2.5 Alterações no Ciclo da Água e na Criosfera

RT.2.5.1 Atmosfera

A confiança na alteração média da precipitação sobre as áreas terrestres globais é *baixa* antes de 1951 e *média* depois devido a dados insuficientes, particularmente na parte mais inicial do registo (para uma visão geral das alterações observadas e previstas no ciclo da água global consulte o EFT.1). Além disso, quando praticamente toda a área terrestre está preenchida com um método de reconstrução, a série temporal resultante mostra poucas alterações na precipitação terrestre desde 1901. As áreas terrestes de latitude média do HN mostram um *provável* aumento na precipitação (*confiança média* antes de 1951, mas uma *confiança alta* após). Para outras áreas de latitude média a longo prazo, as tendências positivas ou negativas têm *confiança baixa* (EFT.1, Figura 1). {2.5.1}

É *muito provável* que a humidade específica do ar global troposférico ou perto da superfície tenha aumentado desde a década de 1970. Contudo, nos últimos anos, a tendência de humedecimento perto da superfície sobre a terra diminui (*confiança média*) (Figura RT.1). Como resultado, são observadas diminuições bastante generalizadas na humidade relativa perto da superfície sobre a terra nos últimos anos. {2.4.4, 2.5.5, 2.5.6}

Embora as tendências de cobertura de nuvens sejam consistentes entre conjuntos de dados independentes em determinadas regiões, a ambiguidade substancial e, por isso, a *confiança baixa* permanecem nas observações da variabilidade e tendência das nuvens à escala global. {2.5.7}

RT.2.5.2 Fluxos do Oceano e da Superfície

É *muito provável* que as tendências regionais tenham melhorado os contrastes geográficos médios na salinidade da superfície do mar desde a década de 1950: as águas de superfícies salinas nas latitudes médias dominadas por evaporação tornaram-se mais salinas, enquanto as águas de superfícies relativamente doces nas regiões tropical e polar dominadas por chuvas se tornaram mais doces. O contraste médio entre as regiões de alta e baixa salinidade aumentaram em 0,13 [0,08 a 0,17] de 1950 a 2008. É *muito provável* que o contraste no conteúdo de água doce entre bacias tenha aumentado: o Atlântico ficou mais salgado e os oceanos Pacífico e Antártico ficaram mais doces. Embora se tenha chegado a conclusões semelhantes no AR4, estudos recentes baseados em conjuntos de dados expandidos e novas abordagens de análises oferecem uma *confiança elevada* nesta avaliação. {3.3.2, 3.3.3, 3.9; FAQ 3.2}

Os padrões espaciais das tendências de salinidade, a salinidade média e a distribuição média da evaporação menos a precipitação são todos semelhantes (EFT.1, Figura 1). Estas semelhanças oferecem provas indiretas de que o padrão de evaporação menos a precipitação sobre os oceanos foi melhorado desde os anos 1950 (*confiança média*). As incertezas nos atuais fluxos da superfície disponíveis impedem que os produtos do fluxo sejam utilizados de forma fiável para identificar as tendências na distribuição da evaporação regional ou global ou da precipitação sobre os oceanos na escala temporal das alterações na salinidade observadas desde os anos 1950. {3.3.2–3.3.4, 3.4.2, 3.4.3, 3.9; FAQ 3.2}

RT.2.5.3 Gelo Marinho

Continuando as tendências relatadas no AR4, existe uma *confiança muito alta* de que a extensão do gelo marinho do Ártico (anual, multianual e perene) diminui ao longo do períodos de 1979-2012 (Figura RT.1). A taxa da diminuição anual foi *muito provável* entre 3,5 e 4,1% por década (intervalo de 0,45 a 0,51 milhões de km^2 por década). A diminuição média na extensão decadal do gelo marinho anual do Ártico foi mais rápida no verão e no outono (*confiança alta*) mas a extensão diminuiu em cada estação e em cada década sucessiva desde 1979 (*confiança alta*). A extensão perene e multianual do gelo do Ártico diminuiu entre 1979 e 2012 (*confiança muito alta*). As taxas são, *muito provavelmente*, de 11,5 [9,4 para 13,6]% por década (0,73 a 1,07 milhões de km^2 por década) para a extensão do gelo marinho numa mínima de verão (gelo perene) e *muito provavelmente* de 13,5 [11 a 16] % por década para o gelo multianual. Há uma *confiança média* nas reconstruções de que o atual recuo (1980–2012) do gelo marinho de verão do Ártico não teve precedentes e que a SST foi anormalmente alta na perspetiva de, pelo menos, os último 1450 anos. {4.2.2, 5.5.2}

É *provável* que o período anual do derretimento superficial do gelo marinho perene do Ártico se tenha prolongado em 5,7 [4,8 a 6,6] dias por década durante o período de 1979-2012. Durante este período, na região entre o Mar Siberiano Oriental e a oeste do Mar Beaufort, a duração das condições sem gelo aumentou em quase 3 meses. {4.2.2}

Existe uma *confiança alta* de que a espessura média do gelo marinho de inverno na Bacia do Ártico tenha diminuido entre 1980 e 2008. A diminuição média foi, *provavelmente*, entre 1,3 m e 2,3 m. A *confiança alta* nesta avaliação baseia-se nas observações de múltiplas fontes: submarinas, sondas eletromagnéticas e altimetria de satélite; e é consistente com o declínio da extensão de gelo plurianual e perene. As medições por satélite feitas no período de 2010-2012 mostram uma redução no volume do gelo marinho em comparação com as que foram feitas no período de 2003–2008 (*confiança média*). Existe uma *confiança alta* de que no Ártico, onde a espessura do gelo marinho diminuiu, a velocidade da deriva do gelo marinho aumentou. {4.2.2}

É *muito provável* que a extensão anual do gelo marinho da Antártida tenha aumentado num intervalo entre 1,2 e 1,8% por década (0,13 a 0,20 milhões de km^{2}por década) entre 1979 e 2012 (*confiança muito alta*). Houve um maior aumento na área do gelo marinho, devido a uma redução na percentagem de mar aberto na camada de gelo. Há uma *confiança alta* de que existem fortes diferenças regionais nesta taxa anual, com algumas regiões a aumentarem em extensão/área e algumas a diminuírem. Também existem regiões contrastantes ao redor da Antártida onde as estações sem gelo aumentaram e outras onde diminuíram ao longo do período de satélite (*confiança alta*). {4.2.3}

RT.2.5.4 Glaciares e Camadas de Gelo

Há uma *confiança muito alta* de que os glaciares de todo o mundo estão a encolher de forma persistente, conforme revelado pela série temporal de alterações no comprimento, área, volume e massa dos glaciares (Figuras RT.1 e RT.3). As poucas exceções são regionalmente e temporalmente limitadas. As medições das alterações nos glaciares aumentaram substancialmente em número desde o AR4. A maioria dos novos conjuntos de dados, juntamente com um inventário de glaciares completo, foram obtidos através da deteção remota por satélite {4.3.1, 4.3.3}

Há uma *confiança muito alta* de que, durante a última década, as maiores contribuições para a perda global do gelo de glaciares foram no Alasca, no Ártico Canadiano, na periferia da camada do gelo na Gronelândia, no sul dos Andes e nas montanhas asiáticas. Em conjunto, estas áreas contabilizam mais de 80% da perda total de gelo. As perdas de massa total de todos os glaciares do mundo, excluindo os da periferia das camadas de gelo, foi *muito provavelmente* 226 [91 a 361] Gt anos^{-1} (equivalente ao nível do mar, 0,62 [0,25 a 0,99] mm anos^{-1}) no período de 1971–2009, 275 [140 a 410] Gt anos^{-1} (0,76 [0,39 a 1,13] mm anos^{-1}) no período de 1993–2009 e 301 [166 to 436] Gt anos^{-1} (0,83 [0,46 a 1,20] mm anos^{-1}) entre 2005 e 2009[8]. {4.3.3; Tabelas 4.4, 4.5}

Há uma *confiança alta* de que as atuais extensões de glaciares estão em desequilíbrio com as atuais condições climáticas, indicando que os glaciares vão continuar a encolher no futuro, mesmo sem mais aumento da temperatura. 4.3.3}

Há uma *confiança muito alta* de que a camada de gelo da Gronelândia perdeu gelo durante as duas últimas décadas. As combinações de deteção remota por satélite e atmosférica, juntamente com os dados de campo, indicam com *confiança alta* que a perda de gelo ocorreu em vários setores e que grandes taxas de perda em massa se espalharam para regiões mais amplas do que as reportadas no AR4 (Figura RT3). Há uma *confiança elevada* de que a perda de massa do manto de gelo da Gronelândia acelerou desde 1992; é *muito provável* que a taxa média tenha aumentado de 34 [–6 para 74] Gt ano^{-1} durante o período de 1992-2001 (nível do mar equivalente, 0,09 [–0,02 a 0,20] mm ano^{-1}), a 215 [157 a 274] Gt ano^{-1} durante o período de 2002–2011 (0,59 [0,43 a 0,76] mm ano^{-1}). Há uma *confiança elevada* de que a perda de gelo da Gronelândia resultou do aumento do derretimento e escoamento superficial e do aumento da descarga dos glaciares de descarga e estes ocorreram a uma taxa semelhante. Há uma *confiança elevada* de que a área sujeita ao derretimento de verão aumentou durante as duas últimas décadas. {4.4.2, 4.4.3}

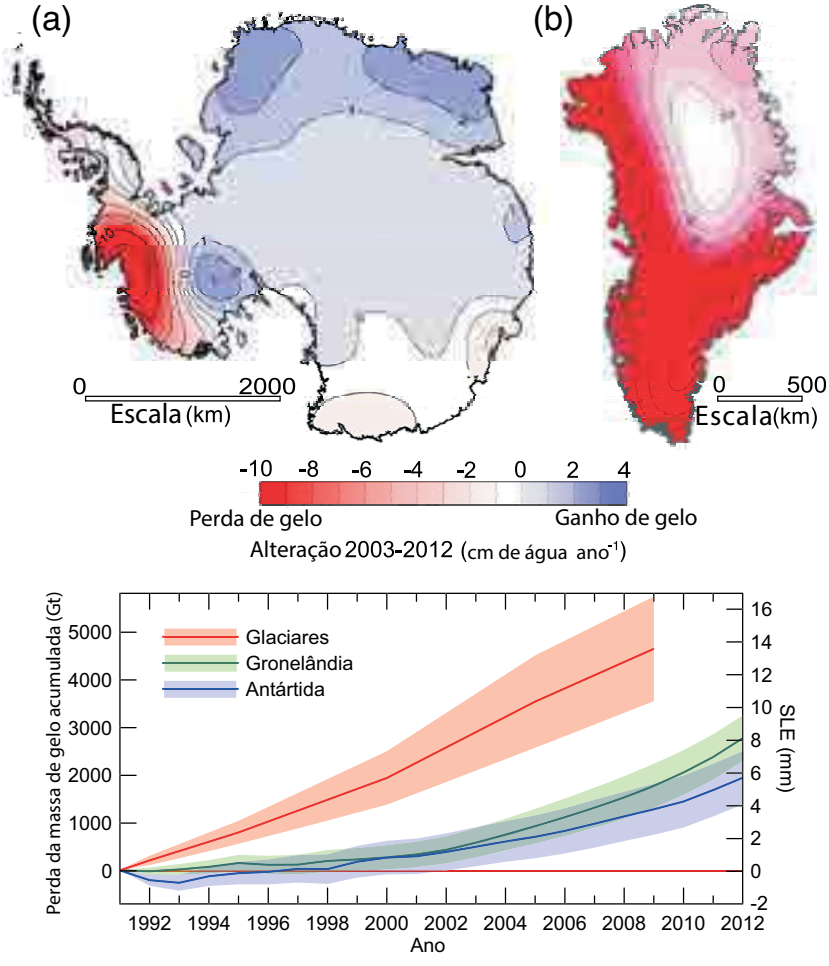


Figura RT.3 | (Superior) Distribuição da perda de gelo determinada pela gravidade de tempo variável da Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE) para a (a) Antártida e a (b) Gronelândia, mostrada em centímetros de água por ano (cm de água por ano^{-1}) para o período de 2003–2012. (Inferior) A avaliação da perda total de gelo dos glaciares e mantos de gelo em termos de massa (Gt) e do nível do mar equivalente (mm). A contribuição dos glaciares exclui os que estão na periferia dos mantos de gelo. {4.3.4; Figuras 4.12–4.14, 4,16, 4.17, 4,25}

[8] 100 Gt ano^{-1} de perda de gelo corresponde a cerca de 0,28 mm ano^{-1} do nível do mar equivalente.

Elementos de Foco Temático

EFT.1 | Alterações no Ciclo da Água

O ciclo da água descreve o movimento contínuo da água através do sistema climático no seu estado líquido, sólido e gasoso e armazenamento nos reservatórios do oceano, criosfera, superfície da terra e atmosfera. Na atmosfera, a água ocorre principalmente como um gás — vapor de água — mas também ocorre como gelo e água líquida nas nuvens. O oceano é principalmente composto por água líquida, mas é parcialmente coberto por gelo nas regiões polares. A água terrestre no estado líquido aparece como água superficial (lagos, rios), humidade do solo e águas subterrâneas. A água terrestre sólida ocorre em mantos de gelo, glaciares, neve e gelo na superfície e no *permafrost*. O movimento da água no sistema climático é essencial para a vida na terra, uma vez que a água que cai na terra como precipitação e fornece a humidade do solo e o caudal dos rios foi evaporada do oceano e transportada para terra pela atmosfera. A água que cai como neve durante o inverno pode fornecer a humidade do solo durante a primavera e o caudal dos rios durante o verão e é essencial para os sistemas naturais e humanos. O movimento de água doce entre a atmosfera e o oceano também podem influenciar a salinidade oceânica, que é um importante impulsionador da densidade e circulação do oceano. O calor latente contido no vapor de água na atmosfera é fundamental para impulsionar a circulação da atmosfera em escalas que variam de trovoadas individuais à circulação global da atmosfera. {12.4.5; FAQ 3.2, FAQ 12.2}

Observações da Alteração no Ciclo da Água

Como a pressão do vapor de saturação do ar aumenta com a temperatura, espera-se que a quantidade de vapor de água no ar aumente com um clima mais quente. As observações de estações superficiais radiossondas, sistemas de posicionamento global e medições por satélite indicam aumentos no vapor de água troposférico em grandes escalas espaciais (EFT.1, Figura 1). É *muito provável* que a humidade troposférica específica tenha aumentado desde a década de 1970. A magnitude da alteração global observada no vapor de água troposférico de cerca de 3,5% nos últimos 40 anos é consistente com a alteração da temperatura observada de cerca de 0,5ºC durante o mesmo período e a humidade relativa continuou aproximadamente constante. A alteração do vapor de água pode ser atribuída à influência humana com *confiança média*. {2.5.4, 10.3.2}

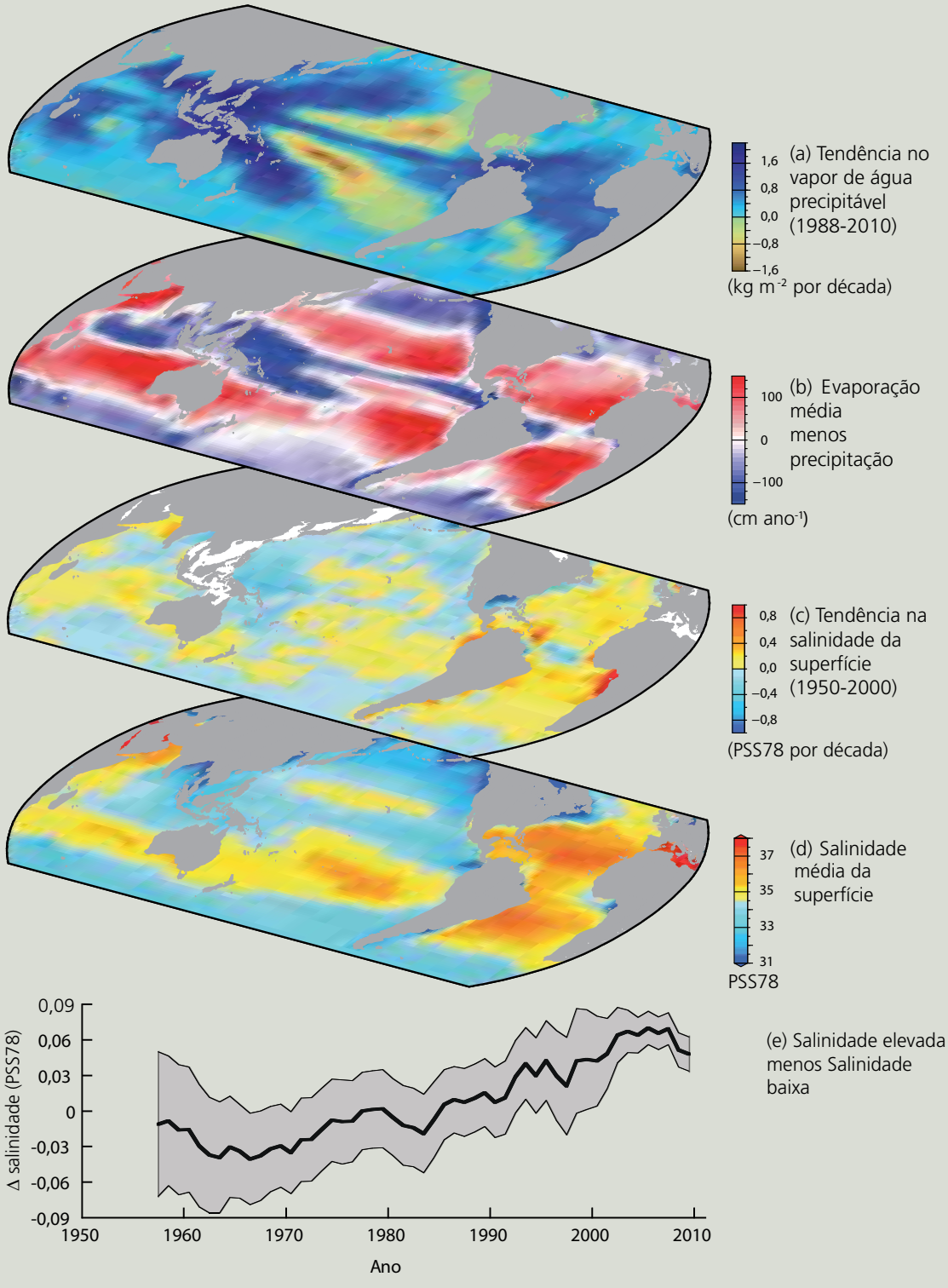
As alterações na precipitação são mais difíceis de medir com os registos existentes, tanto devido à maior dificuldade na amostragem da precipitação como porque se espera que a precipitação terá uma alteração fracional mais pequena do que o conteúdo de vapor de água do ar à medida que o clima aquece. Algumas tendências da precipitação regional parecem ser sólidas (EFT.1, Figura 2), mas quando praticamente toda a área da terra é preenchida utilizando um método de construção, a série temporal resultante da precipitação média global da terra mostra poucas alterações desde 1900. Atualmente existe uma *confiança média* de que tem havido uma significativa influência humana das alterações à escala global nos padrões de precipitação, incluindo aumentos nas latitudes média a elevada do Hemisfério Norte (HN). As alterações nos extremos de precipitação e outros eventos climáticos extremos relacionados com o ciclo da água são exaustivamente debatidos em EFT.9. {2.5.1, 10.3.2}

Embora as tendências diretas na precipitação e evaporação sejam difíceis de medir com os registos disponíveis, a salinidade da superfície oceânica observada, que é fortemente dependente da diferença entre evaporação e precipitação, mostra as tendências significativas (EFT.1, Figura 1). Os padrões espaciais das tendências da salinidade desde 1950 são muito semelhantes à salinidade média e à distribuição média da evaporação menos precipitação: regiões de alta salinidade onde domina a evaporação, tornaram-se mais salinas, enquanto as regiões de baixa salinidade, onde a precipitação domina, tornaram-se mais doces (EFT.1, Figura 1). Isto oferece provas indiretas de que o padrão de evaporação menos a precipitação sobre os oceanos foi melhorado desde os anos 1950 (*confiança média*). As alterações inferidas na evaporação menos precipitação são consistentes com o aumento observado do conteúdo de vapor de água do ar mais quente. É *muito provável* que as alterações observadas na salinidade da superfície e da subsuperfície se devam, em parte, aos forçamentos climáticos antropogénicos. {2.5, 3.3.2–3.3.4, 3.4, 3.9, 10.4.2; FAQ 3.2}

Na maior parte das regiões analisadas, é *provável* que os números decrescentes de eventos de queda de neve estejam a ocorrer onde foi observado o aumento das temperaturas de inverno. Tanto as observações de satélites como as *in situ* mostram reduções significativas na extensão da cobertura de neve do HN nos últimos 90 anos, com a maior parte da redução a acontecer nos anos 1980. A cobertura de neve diminuiu mais em junho, quando a extensão média diminuiu, *muito provavelmente* em 53% (40 a 66%) durante o período de 1967 a 2012. De 1922 a 2012, só estão disponíveis dados de março a abril e mostram um declínio *muito provável* de 7% (4,5 a 9,5%). Devido ao derretimento de neve precoce na primavera, a duração da temporada de neve no HN diminuiu em 5,3 dias por década desde o inverno de 1972/1973. É *provável* que tenha havido uma componente antropogénica para estas reduções observadas na cobertura de neve desde os anos 1970. {4.5.2, 10.5.1, 10.5.3}

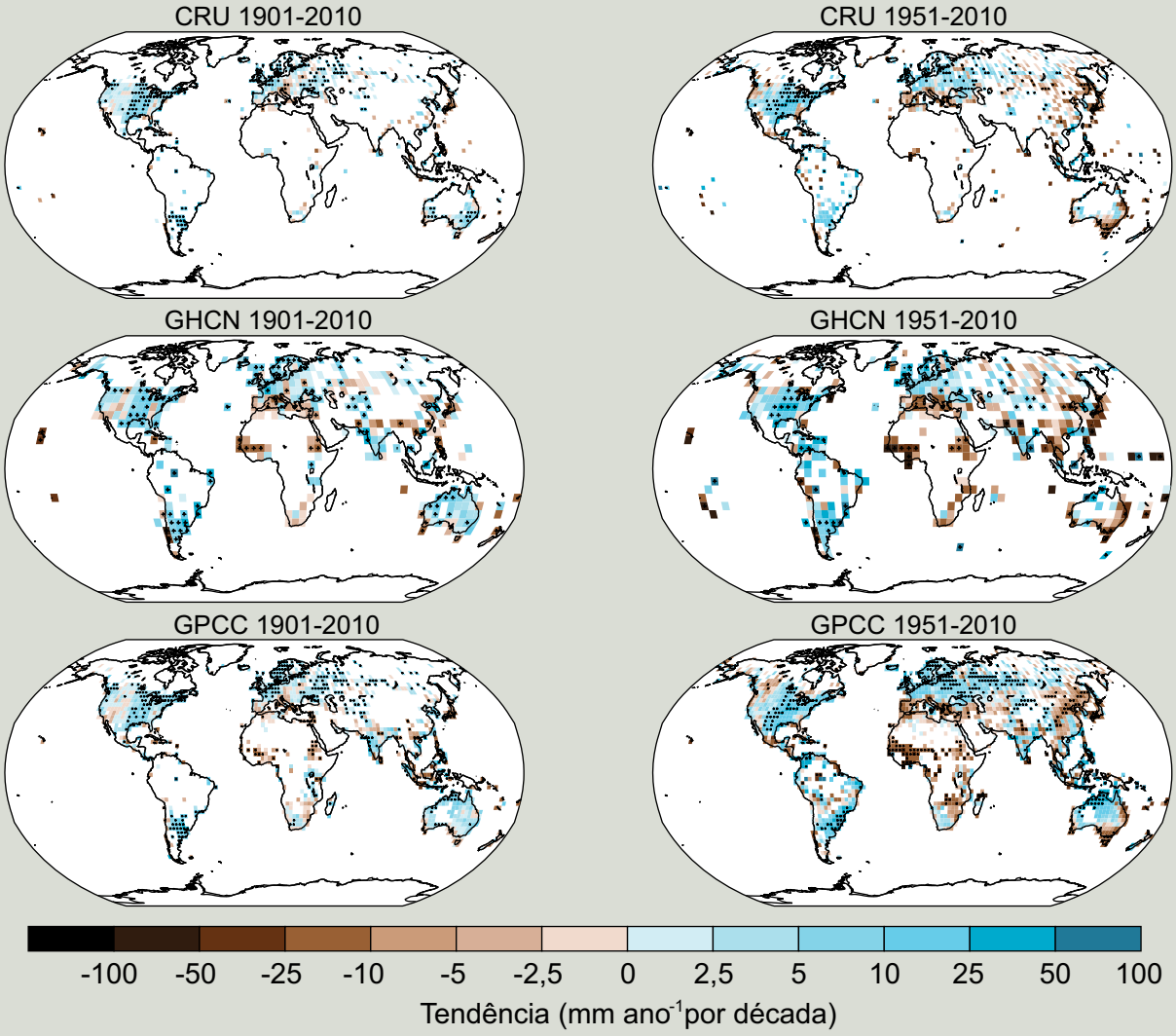
(continua na página seguinte)

EFT.1 (continuação)



EFT.1, Figura 1 | As alterações na salinidade da superfície da terra estão relacionadas com os padrões atmosféricos de evaporação menos a precipitação (*E* – *P*) e as tendências na água precipitável total: (a) Tendência linear (1988 a 2010) na água precipitável total (vapor de água integrado a partir da superfície da Terra até toda a atmosfera) (kg m^{-2} por década) a partir de observações por satélite. (b) A evaporação climatológica líquida média menos a precipitação de 1979-2005 (cm ano–1) a partir da reanálise dos dados meteorológicos. (c) Tendência (1950–2000) na salinidade da superfície (Escala Prática da Salinidade 78 (PSS78) por 50 anos). (d) A salinidade climatológica média da superfície (PSS78) (azuis <35; amarelos-vermelhos >35). (e) Diferença global entre a salinidade calculada nas regiões onde a salinidade da superfície do mar é maior do que a salinidade média global da superfície do mar ("Salinidade Alta") e a salinidade calculada nas regiões com valores abaixo da média global ("Salinidade Baixa"). Para obter detalhes sobre as fontes de dados consulte a Figura 3.21 e a FAQ 3.2, Figura 1. {3.9}

EFT.1 (continuação)



EFT.1, Figura 2 | Mapas da alteração observada na precipitação sobre a terra de 1901 a 2010 (painéis da esquerda) e de 1951 a 2010 (painéis da direita) para os conjuntos de dados da Climatic Research Unit (CRU), Global Historical Climatology Network (GHCN) e Global Precipitation Climatology Centre (GPCC). As tendências na acumulação anual foram calculadas apenas para as caixas da grelha com mais de 70% dos registos completos e mais de 20% da disponibilidade de dados no primeiro e último decil do período. As áreas a branco indicam dados incompletos ou em falta. Os sinais de adição pretos (+) indicam caixas de grade onde as tendências são significativas (ou seja, uma tendência de zero fica fora do intervalo de confiança de 90%). São dadas mais informações em relação à Figura RPD.2 relacionada no Material Suplementar do RT. {Figura 2.29; 2.5.1}

As análises mais recentes e mais abrangentes do escoamento fluvial não apoiam a conclusão do Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (AR4) de que o escoamento global aumentou durante o século XX. Novos resultados também indicam que as conclusões do AR4 sobre as tendências globais crescentes das secas desde os anos 1970 já não são apoiadas. {2.5.2, 2.6.2}

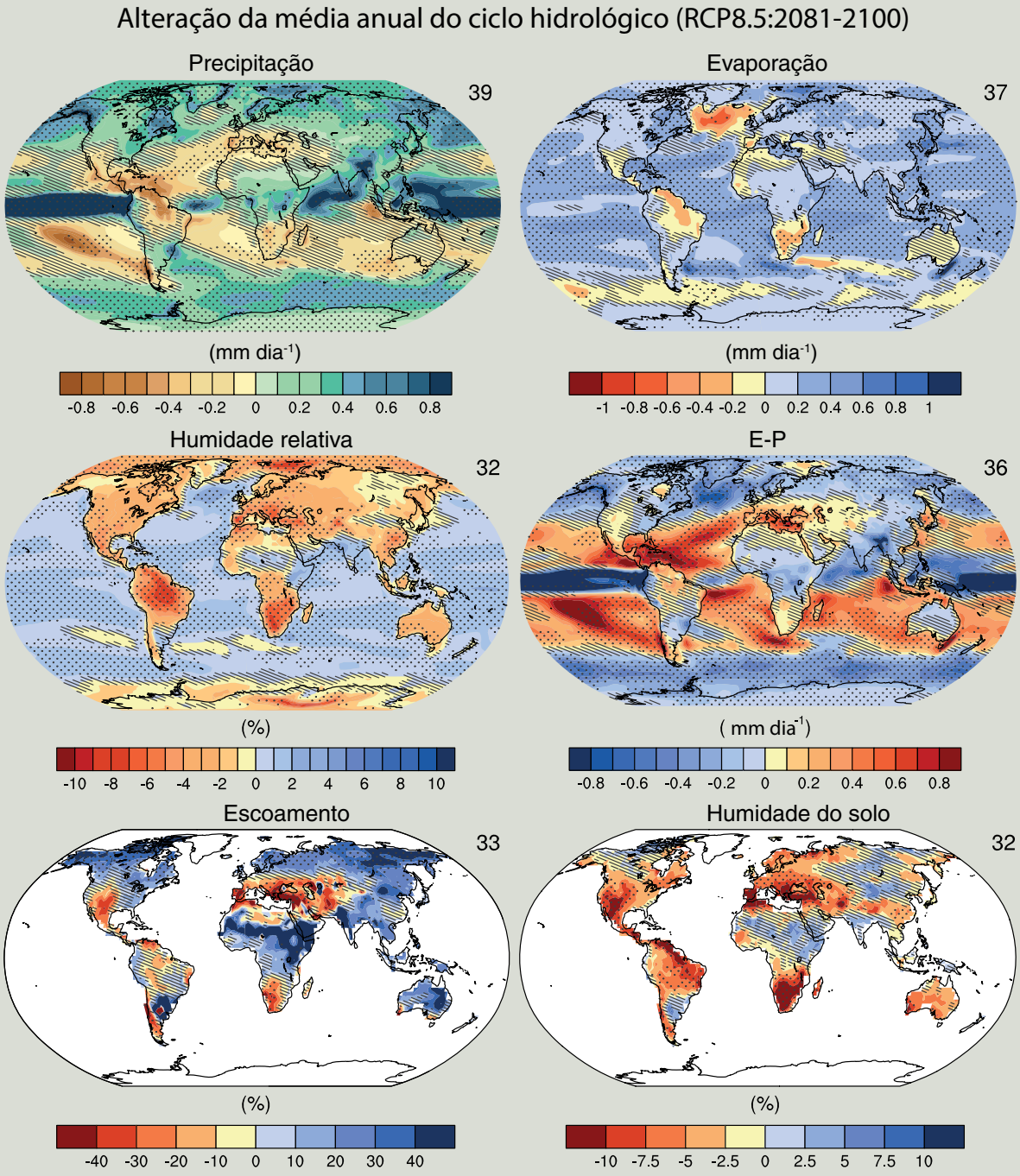
Previsões de Alterações Futuras

Estão previstas alterações no ciclo da água num clima que está a aquecer (EFT.1, Figura 3, ver, também RT 4.6, RT 5.6, Anexo I). Está previsto que a precipitação à escala global aumente gradualmente no século XXI. O aumento de precipitação deverá ser muito menor (cerca de 2% K^{-1}) do que a taxa de crescimento mais baixa do vapor de água troposférico (cerca de 7% K^{-1}), devido a restrições energéticas globais. As alterações na precipitação média num mundo muito mais quente não serão uniformes, com algumas regiões a experienciarem aumentos, e outras com reduções ou nenhuma alteração. É *provável* que as massas terrestres de altas latitudes experienciem maiores quantidades de precipitação devido à capacidade de transporte de água adicional da troposfera mais quente. É *provável* que muitas regiões de latitude média e áridas subtropicais e semiáridas venham a experienciar menos precipitação. As maiores alterações na precipitação sobre a Eurásia do norte e a América do Norte devem ocorrer durante o inverno. {12.4.5, Anexo I}

(continua na página seguinte)

EFT.1 (continuação)

As previsões à escala regional a global da humidade do solo e das secas permanecem relativamente incertas em relação a outros aspetos do ciclo da água. No entanto, a desidratação no Mediterrâneo, sudoeste dos EUA e regiões da África Austral é consistente com as alterações previstas na Circulação de Hadley, por isso, a desidratação nestas regiões à medida que as temperaturas globais aumentam é *provável* para vários graus de aquecimento de acordo com o Patamar de Concentração Representativo RCP8.5. As reduções no escoamento são *prováveis* no sul da Europa e no Médio Oriente. O aumento do escoamento nas altas latitudes do norte é *provável* e consistente com os aumentos previstos na precipitação. {12.4.5}



EFT.1, Figura 3 | Alterações médias anuais na precipitação (*P*), evaporação (*E*), humidade relativa, *E* – *P*, escoamento e humidade do solo para 2081–2100, referente a 1986–2005, de acordo com o Patamar de Concentração Representativo RCP8.5 (ver Caixa RT.6). O número de modelos da Fase 5 do Projecto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) para calcular a média multimodelo é indicado no canto superior direito de cada painel. O sombreado indica regiões onde a alteração média multimodelo é menor do que um desvio padrão da variabilidade interna. O pontilhado indica as regiões onde a alteração multimodelo média é superior a dois desvios-padrão de variabilidade interna e onde 90% dos modelos concordam sobre o sinal de alteração (ver Caixa 12.1). {Figuras 12.25–12.27}

Há uma *confiança muito alta* de que a camada de gelo da Gronelândia tem vindo a perder gelo durante as duas últimas décadas (Figura RT.3). Há uma *confiança muito elevada* de que estas perdas são, sobretudo, no norte da Península Antártica e no setor do Mar de Amundsen na Antártida Ocidental e uma *confiança elevada* de que resultam da aceleração dos glaciares de descarga. É *provável* que a taxa de perda de gelo da Antártida tenha aumentado de 30 [–37 para 97] Gt anos^{-1} (equivalente ao nível do mar, 0,08 [–0,10 a 0,27] mm anos^{-1}) ao longo do períodos de 1992–2001, para 147 [72 para 221] Gt anos^{-1} ao longo do período de 2002–2011 (0,40 [0,20 a 0,61] mm anos^{-1}). {4.4.2, 4.4.3}

Há uma *confiança alta* de que, em algumas partes da Antártida, as plataformas de gelo flutuantes estão a sofrer alterações substanciais. Há uma *confiança média* de que as plataformas de gelo estão a diminuir na região do Mar de Amundsen da Antártida Ocidental e *confiança baixa* de que isto se deve ao fluxo elevado de calor no mar. Há uma *confiança alta* de que as plataformas de gelo em torno da Península Antártica continuam uma tendência de recuo e colapso parcial a longo prazo que começou há algumas décadas atrás. {4.4.2, 4.4.5}

RT.2.5.5 Cobertura de Neve, Gelo de Água Doce e Solos Gelados

Há uma *confiança muito elevada* de que a extensão da cobertura de neve tenha diminuído no HN, especialmente durante a primavera (Figura RT.1). Os registos de satélite indicam que, durante o período de 1967–2012, é *muito provável* que a extensão da cobertura de neve tenha diminuído; a maior alteação, –53% [–40 a –66%], ocorreu em junho. Nenhum mês teve aumentos estatisticamente significativos. Durante o período mais longo, 1922–2012, estão disponíveis dados apenas para março e abril, mas estes mostram um *muito provável* declínio de 7% [4,5 a 9,5%] e uma correlação negativa (–0,76) com uma temperatura terrestre de 40°N para 60°N de março a abril. No Hemisfério Sul (HS), as provas são demasiado limitadas para concluir se têm ocorrido alterações. {4.5.2, 4.5.3}

As temperaturas do *permafrost* aumentaram na maior parte das regiões do mundo desde o início dos anos 1980 (*confiança elevada*). Estes aumentos foram em resposta ao aumento da temperatura do ar e às alterações na duração e espessura da cobertura de neve (*confiança elevada).* O aumento da temperatura para o *permafrost* mais frio foi, geralmente, maior do que para o *permafrost* mais quente (*confiança elevada*). {4.7.2; Tabela 4.8}

RT.2.6 Alterações no Nível do Mar

A principal contribuição para as alterações no volume de água no oceano são a expansão da água do oceano à medida que aquece e a transferência de água atualmente armazenada em terra para o oceano, sobretudo a partir de glaciares e de mantos de gelo. Os represamentos de água nos reservatórios e o esgotamento de águas subterrâneas (e o seu posterior escoamento para o oceano) também afetam o nível do mar. A alteração do nível do mar em relação à terra (nível relativo do mar) pode ser significativamente diferente da alteração do nível médio global do mar (NMGM), devido às alterações na distribuição de água no oceano, o movimento vertical da terra e alterações no campo gravitacional da Terra. Para uma visão geral sobre o conhecimento científico e as incertezas associadas com a recente (e prevista) alteração do nível do mar, consulte EFT.2. {3.7.3, 13.1}

Durante os intervalos quentes de meados do Plioceno (3,3 a 3,0 Ma), quando existe uma *confiança média* de que a TMGS era 1,9ºC a 3,6ºC mais quente do que para os níveis do clima pré-industrial e do dióxido de carbono (CO_2) que estavam entre 350 e 450 ppm, há uma *confiança elevada* de que a NGMM estava acima do valor atual, implicando um volume reduzido dos mantos de gelo polar. As melhores estimativas de vários métodos implicam com *confiança elevada* que o nível do mar não ultrapassou +20 m durante os períodos mais quentes do Plioceno, devido ao degelo dos mantos de gelo da Gronelândia e da Antártida Ocidental e dos mantos de gelo de algumas áreas da Antártida Oriental.

Há uma *confiança muito elevada* de que a GMSL máxima durante o último período interglacial (129 a 116 milhares de anos) foi, durante vários milhares de anos, pelo menos 5 m mais alta do que atualmente e uma *confiança alta* de que não ultrapassou 10 m acima do valor atual, implicando contribuições substanciais dos mantos de gelo da Gronelândia e da Antártida. Esta alteração no nível do mar ocorreu no contexto do forçamento orbital diferente e com a temperatura da superfície de latitudes altas, calculados durante vários milhares de anos, pelo menos 2°C mais quente do que atualmente (*confiança alta*). Com base em simulações de modelos dos mantos de gelo consistentes com alterações de altitude derivadas de um novo núcleo de gelo da Gronelândia, é *muito provável* que o manto de gelo da Gronelândia tenha contribuído entre 1,4 m e 4,3 m do nível do mar equivalente, implicando com *confiança média* uma contribuição do manto de gelo da Antártida para a GMSL durante o Último Período Interglacial. {5.3.4, 5.6.2, 13.2.1}

Os dados *proxy* e instrumentais do nível do mar indicam uma transição no final do século XIX para o início do século XX das taxas médias de aumento relativamente baixas durante os anteriores dois milénios para maiores taxas de aumento (*confiança alta*) {3.7, 3.7.4, 5.6.3, 13.2}

A GMSL aumentou de 0,19 [0,17-0,21] m, estimada a partir de uma tendência linear ao longo do período de 1901–2010, com base nos registos maregráficos e, adicionalmente, em dados de satélite desde 1993. É *muito provável* que a taxa média da subida do nível do mar fosse de 1,7 [1,5 para 1,9] mm anos^{-1} entre 1901 e 2010. Entre 1993 e 2010, a taxa era *muito provavelmente* superior a 3,2 [2,8 a 3,6] mm ano^{-1}; as taxas igualmente elevadas ocorreram, *provavelmente*, entre 1920 e 1950. É *provável* que a taxa de aumento da GMSL tenha subido desde o início de 1900, com as estimativas a variar de 0,000 [0,002 a 0,002] para 0,013 [0,007 a 0,019] mm ano^{-2}. {3.7, 5.6.3, 13.2}

RT.2.7 Alterações em Eventos Meteorológicos Extremos

RT.2.7.1 Atmosfera

Normalmente, as análises recentes de eventos extremos apoiam as conclusões do AR4 e do SREX (ver EFT.9 e, especialmente, EFT.9, Tabela 1, para uma síntese). É *muito provável* que o número de dias e noites frias tenha diminuído e que o número de dias e noites quentes tenha aumentado à escala global entre 1951 e 2010. Globalmente, há uma *confiança média* de que a duração e a frequência dos períodos quentes, incluindo as ondas de calor, têm aumentado desde meados do século XX, principalmente devido à falta de dados ou estudos em África e na América do Sul. No entanto, é *provável* que a frequência das ondas de calor tenha aumentado ao longo deste período em grandes partes da Europa, Ásia e Austrália. {2.6.1; Tabelas 2.12, 2.13}

É *provável* que desde cerca de 1950 o número de eventos de precipitação intensa sobre a terra tenha aumentado em mais regiões do que tem diminuído. A confiança é mais alta para a América do Norte e para a Europa onde ocorreram *prováveis* aumentos na frequência ou intensidade da precipitação intensa com algumas variações sazonais e regionais. É *muito provável* que tenha havido tendências em direção a eventos de precipitação mais intensa na região central da América do Norte. {2.6.2; Tabela 2.13}

Elementos de Foco Temático

EFT.2 | Alteração do Nível do Mar: Entendimento e Incertezas Científicas

Após o último máximo glacial, os níveis globais médios do mar (GMSL) ficaram próximos dos valores atuais há vários milhares de anos atrás. Desde então, é *praticamente certo* que a taxa de subida do nível do mar aumentou de baixas taxas de alteração durante a última parte do Holoceno (décimas de mm ano^{-1}) para as taxas do século XX (ordem mm ano^{-1}, Figura RT1). {3.7, 5.6, 13.2}

A expansão térmica dos oceanos e a perda de massa glaciar são os contribuintes dominantes para a subida da GMSL durante o século XX (*confiança alta*). É *muito provável* que o aquecimento do oceano tenha contribuído 0,8 [0,5 a 1,1] mm ano^{-1} para a alteração do nível do mar durante 1971–2010, com a maior parte da contribuição originária dos 700 m superiores. A taxa média do modelo de expansão térmica do oceano para 1971 – 2010 está próxima das observações. {3.7, 13.3}

As observações, combinadas com melhores métodos de análise, indicam que a contribuição global dos glaciares (excluindo os glaciares periféricos em torno da Gronelândia e da Antártida) para o nível do mar foi de 0,25 a 0,99 mm ano^{-1} do nível do mar equivalente durante 1971–2010. A *confiança média* nos modelos de equilíbrio da massa glaciar global utilizados para projeções de alterações nos glaciares surge da compreensão baseada no processo de equilíbrio da massa da superfície glaciar, a consistência de observações e modelos de alterações nos glaciares e as provas de que as simulações climáticas do Modelo de Circulação Geral Atmosfera-Oceano (AOGCM) podem oferecer uma contribuição climática realística. Uma simulação utilizando dados climáticos observados mostra uma maior taxa de perda de massa glaciar durante os anos 1930 do que as simulações utilizando a contribuição do AOGCM, possivelmente um resultado de um episódio de aquecimento na Gronelândia associado à variabilidade climática regional não forçada. {4.3, 13,3}

As observações indicam que é *muito provável* que o manto de gelo da Gronelândia tenha sofrido uma perda líquida de massa devido ao aumento do derretimento e escoamento da superfície e aumento da descarga de gelo nas duas últimas décadas (Figura RT.3). Os modelos climáticos regionais indicam que o equilíbrio da massa da superfície do manto de gelo da Gronelândia não mostrou qualquer tendência significativa das décadas de 1960 a 1980, mas o derretimento e o consequente escoamento aumentaram desde, o início dos anos 1990. Esta tendência está relacionada com um pronunciado aquecimento regional, que pode ser atribuído a uma combinação de variabilidade regional anómala nos últimos anos e alterações climáticas antropogénicas. A *confiança alta* nas projeções de aquecimento futuro na Gronelândia e o aumento do derretimento da superfície baseiam-se nos modelos de acordo qualitativos na projeção de um aquecimento ampliado nas latitudes elevadas do norte para razões físicas bem compreendidas. {4.4, 13.3}

Há uma *confiança alta* de que o manto de gelo da Antártida está num estado de perda de massa líquida e que a sua contribuição para o nível do mar também é *provável* que tenha aumentado ao longo das últimas duas décadas. Tem sido observada uma aceleração no escoamento de gelo desde a década de 1990, especialmente no setor do Mar de Amundsen na Antártida ocidental. A variabilidade interanual em acumulação é grande e, como resultado, não está presente nenhuma tendência significativa na acumulação desde 1979 nos modelos ou nas observações. Atualmente, o derretimento da superfície é insignificante na Antártida. {4.4, 13.3}

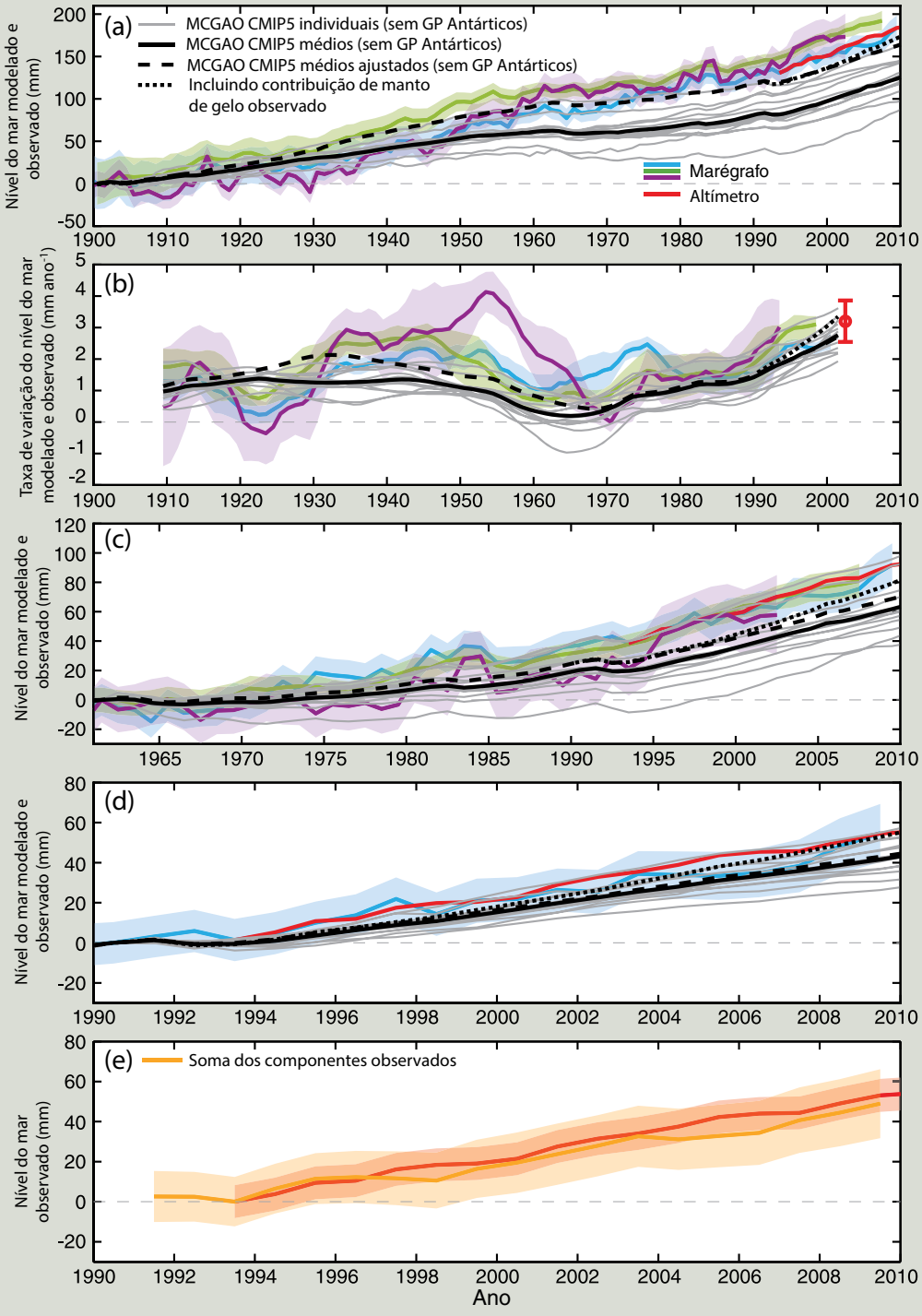
As estimativas baseadas em modelos de alterações relacionadas com o clima no armazenamento de água na terra (como a cobertura de neve, água superficial, humidade do solo e água subterrânea) não mostram significativas contribuições a longo prazo para a alteração do nível do mar nas últimas décadas. No entanto, as alterações induzidas pelo homem (represamento dos reservatórios e destruição das águas subterrâneas) contribuíram, pelo menos, com várias dezenas de mm ano^{-1} para a alteração do nível do mar. O represamento do reservatório excedeu a destruição das águas subterrâneas na maior parte do século XX, mas a taxa de destruição das águas subterrâneas aumentou e agora excede a taxa de represamento. Estima-se que a sua contribuição líquida combinada para o século XX seja pequena. {13.3}

A subida da GMSL observada para 1993–2010 é consistente com a soma das contribuições estimadas de forma observacional (EFT.2, Figura 1e). A conclusão da provisão observacional para os períodos recentes dentro das incertezas representa um avanço significativo desde o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC sobre a compreensão física das causas de anteriores alterações na GMSL e oferece uma base melhorada para a avaliação crítica de modelos destas contribuições, de modo a avaliar a sua fiabilidade para fazer projeções. {13.3}

A soma da expansão térmica do oceano e das contribuições dos glaciares modeladas e a alteração estimada no armazenamento de água na terra (que é relativamente pequeno) contabiliza cerca de 65% da subida observada da GMSL para 1901–1990 e 90% para 1971–2010 e 1993–2010 (EFT.2, Figura 1). Após a inclusão de pequenas contribuições de longo prazo dos mantos de gelo e a possível maior perda de massa dos glaciares durante a década de 1930, devido à variabilidade climática não forçada, a soma da contribuição modelada está perto da subida observada. A adição da contribuição dos mantos de gelo observada desde 1993 melhora ainda mais a concordância entre a subida do nível do mar observada e modelada (EFT.2, Figura 1). A evidência disponível agora faz um relato mais claro do que nas anteriores avaliações do IPCC sobre a alteração do nível do mar no século XX. {13.3}

(continua na página seguinte)

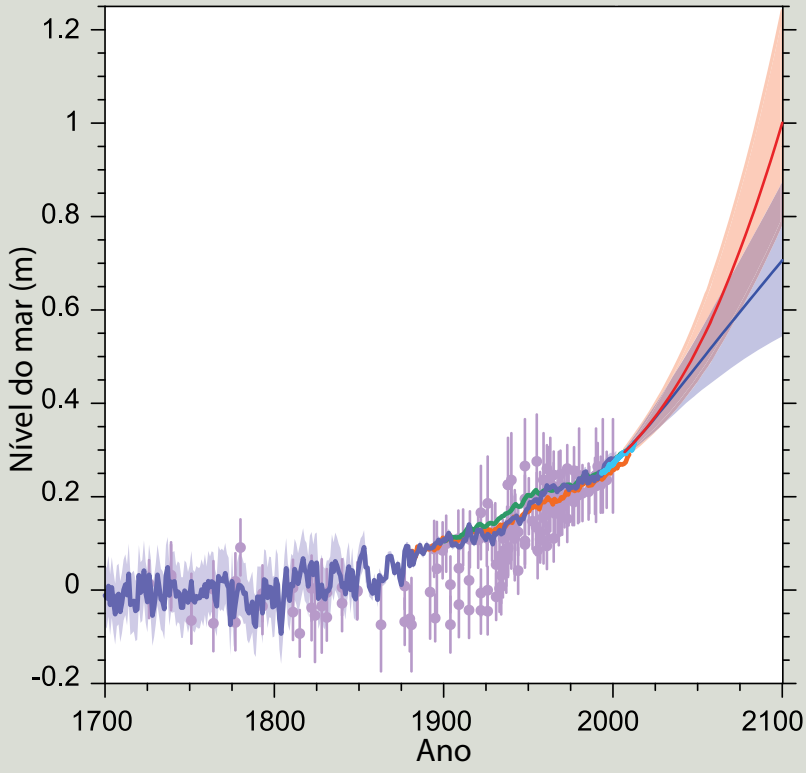
EFT.2 (continuação)



EFT.2, Figura 1 | (a) Nível do mar observado e modelado para 1900 a 2010. (b) Taxas de alteração do nível do mar para o mesmo período, com os dados do altímetro satélite mostrados como um ponto vermelho para a taxa. (c) Nível do mar observado e modelado para 1961 a 2010. (d) O nível do mar observado e modelado para 1990-2010. O painel (e) compara a soma das contribuições observadas (laranja) e o nível do mar observado a partir dos dados de altímetro satélite (vermelho). São dadas estimativas da GMSL de diferentes fontes, com o sombreado a indicar as estimativas de incerteza (dois desvios padrão). Os dados do altímetro do satélite desde 1993 são apresentados em vermelho. As linhas cinzentas nos painéis (a)-(d) são as somas das contribuições da expansão térmica modelada do oceano e dos glaciares (excluindo os glaciares periféricos para o manto de gelo da Antártida), além de alterações no armazenamento de água na terra (ver Figura 13.4). A linha preta é a média das linhas cinzentas mais uma correção da expansão térmica para a omissão do forçamento vulcânico nas experiências de controlo do Modelo de Circulação Geral da Atmosfera-Oceano (ver Secção 13.3.1). A linha preta tracejada (média do modelo ajustado) é a soma do modelo corrigido da expansão térmica média, a alteração no armazenamento de água na terra, a estimativa do glaciar utilizando o clima observado (em vez de ser modelado) (ver Figura 13.4) e uma contribuição ilustrativa a longo prazo do manto de gelo (de 0,1 mm ano^{-1}). A linha preta pontilhada é a média do modelo ajustado mas agora inclui as contribuições do manto de gelo observadas, que começaram em 1993. Como as estimativas observacionais do manto de gelo incluem os glaciares periféricos aos mantos de gelo da Antártida e da Gronelândia (da Secção 4.4), a contribuição dos glaciares para a média do modelo ajustado exclui os glaciares periféricos (PG) para evitar uma dupla contagem. {13.3; Figura 13.7}

EFT.2 (continuação)

Quando calibrados apropriadamente, os modelos dinâmicos do manto de gelo recentemente melhorados podem reproduzir as rápidas alterações observadas no escoamento do manto de gelo para sistemas de glaciares individuais (por exemplo, Glaciar de Pine Island na Antártida; *confiança média*). No entanto, os modelos da resposta do manto gelo ao aquecimento global e, particularmente, as interações entre o manto de gelo e o oceano estão incompletas e a omissão de modelos do manto de gelo, especialmente da dinâmica, a partir da provisão dos modelos do passado significa que não foram criticamente avaliados como as outras contribuições. {13.3, 13.4}



EFT.2, Figura 2 | Compilação dos dados paleo do nível do mar (roxo), dados de marégrafo (azul, vermelho e verde), dados de altímetro (azul claro) e estimativas centrais e intervalos *prováveis* para as previsões da subida do nível médio global do mar a partir da combinação da CMIP5 e dos modelos baseados em processos para os cenários RCP2.6 (azul) e RCP8.5 (vermelho), todos relativos a valores pré-industriais. {Figuras 13.3, 13.11, 13.27}

É *provável* que a subida do GMSL para 2081–2100 (relativa a 1986–2005) para os Patamares de Concentração Representativos (RCP) esteja nos intervalos de 5 a 95% derivado das previsões climáticas da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) em conjunto com os modelos baseados em processos de outras contribuições (*confiança média*), ou seja, 0,26 a 0,55 m (RCP2.6), 0,32 a 0,63 m (RCP4.5), 0,33 a 0,63 m (RCP6.0), 0,45 a 0,82 (RCP8.5) m (ver Tabela RT.1 e Figura RT.15 para o forçamento do RCP). Para o RCP8.5 a variedade é de 0,52-0,98 m em 2100. A confiança nos intervalos *prováveis* previstos advém da consistência dos modelos baseados em processos com observações e compreensão dos fenómenos físicos. Está avaliado que, atualmente, existem provas insuficiente para avaliar a probabilidade de níveis específicos acima do intervalo *provável*. Com base no conhecimento atual, apenas o colapso dos setores marinhos do manto de gelo da Antártida, se iniciado, pode fazer com que a GMSL suba substancialmente acima do intervalo *provável* durante o século XXI. Há uma falta de consenso sobre a probabilidade de tal colapso e a potencial contribuição para a subida do GSML não pode ser quantificada de forma precisa, mas há uma *confiança média* de que não seria superior a várias décimas de metro da subida do nível do mar durante o século XXI. É *praticamente certo* que a subida da GMSL continue para além de 2100 {13.5.1, 13.5.3}

Muitos projeções de modelos semi empíricos da subida do GMSL são superiores às projeções de modelos baseadas em processos, mas não há consenso na comunidade científica sobre a sua fiabilidade e, assim, há uma *confiança baixa* nas suas projeções. {13.5.2, 13.5.3}

A EFT.2, A Figura 2 combina as observações paleo com as de marégrafo e de altímetro da subida do nível do mar para 1700 com a alteração prevista no GMSL para 2100. {13.5, 13.7, 13.8}

Há *confiança baixa* numa tendência observada à escala global sobre a seca ou a desidratação (falta de chuva), devido à falta de observações diretas, tendências inferidas sobre a escolha dos índices e inconsistências geográficas nas tendências. No entanto, isto esconde importantes alterações regionais e, por exemplo, é *provável* que a frequência e intensidade da seca tenham aumentado na zona central da América do Norte e no noroeste da Austrália desde 1950. {2.6.2; Tabela 2.13}

Há uma *confiança alta* para as secas de maior magnitude e maior duração durante o último milénio relativamente às que foram observadas desde o início do século XX em muitas regiões. Há uma *confiança média* de que ocorreram mais mega secas na Ásia das monções e que as condições mais húmidas prevaleceram nas zonas áridas da Ásia Central e da região das monções da América do Sul durante a Pequena Idade do Gelo (1450–1850) em comparação com a Anomalia Climática Medieval (950–1250). {5.5.4, 5.5.5}

A *confiança* permanece *baixa* para alterações de longo prazo (centenárias) na atividade dos ciclones tropicais, após a contabilização de alterações passadas nas capacidades observadas. Ainda assim, para os anos desde a década de 1970, é *praticamente certo* que a frequência e intensidade das tempestades no Atlântico Norte tem aumentado, embora as razões para este aumento ainda sejam debatidas (ver EFT.9). Há uma *confiança baixa* das tendências de larga escala das tempestades durante o último século e ainda existem provas insuficientes para determinar se as tendências sólidas existem em eventos meteorológicos severos de pequena escala, tais como granizo ou trovoadas. {2.6.2–2.6.4}

Com *confiança alta*, inundações maiores do que as registadas desde o século XX ocorreram durante os últimos cinco séculos no norte e centro da Europa, na região mediterrânea ocidental e na Ásia oriental. Há uma *confiança média* de que no Próximo Oriente, Índia e região central da América do Norte, as grandes inundações modernas são comparáveis ou superam as inundações passadas em magnitude e/ou frequência. {5.5.5}

RT.2.7.2 Oceanos

É *provável* que a magnitude dos eventos extremos do nível elevado do mar tenha aumentado desde 1970 (ver EFT.9, Tabela 1). A maior parte do aumento do nível extremo do mar pode ser explicada pela subida média do nível do mar: as alterações nos níveis extremamente elevados do mar são reduzidas a menos de 5 mm ano^{-1} em 94% dos marégrafos assim que a subida do nível médio do mar for contabilizado. Há uma *confiança média* baseada na reanálise dos modelos forçados por *hindcasts* e observações efetuadas a bordo de navios que indicam que a altura significativa da onda aumentou desde a década de 1950 na maior parte da região 45ºN a norte do Atlântico Norte, com tendências típicas da temporada de inverno de cerca de 20 cm por década. {3.4.5, 3.7.5}

RT.2.8 Alterações no Ciclo do Carbono e outros Ciclos Biogeoquímicos

Em 2011, as concentrações de gases de efeito de estufa atmosféricos (GEE), dióxido de carbono (CO_2), metano (CH_4) e óxido nitroso (N_2O) ultrapassaram a taxa de concentrações registada nos núcleos de gelo durante os últimos 800 mil anos. As anteriores alterações nas concentrações atmosféricas de GEE são determinadas pelos núcleos de gelo polar com uma *confiança muito elevada*. Estes registos foram prolongados de 650 mil anos para 800 mil anos desde o AR4. {5.2.2}

Com uma *confiança muito elevada*, as atuais taxas de aumento do CO_2, CH_4 e N_2O nas concentrações atmosféricas e os aumentos associados no RF não têm precedentes no que diz respeito aos registos de "maior resolução" dos núcleos de gelo dos últimos milhares de anos. Há uma *confiança média* de que a taxa de variação do aumento observados dos GEE também não tem precedentes quando comparada com os registos de resolução mais baixa dos últimos 800 mil anos. {2.2.1, 5.2.2}

Em vários períodos caracterizados por concentrações atmosféricas elevadas de CO_2, há uma *confiança média* de que a temperatura média global estava significativamente acima do nível pré-industrial. Durante o Plioceno médio (3,3 a 3,0 milhões de anos), a concentração atmosférica de CO_2 entre 350 ppm e 450 ppm (*confiança média*) ocorreu quando a GMST estava 1,9ºC a 3,6ºC mais quente (*confiança média*) do que para o clima pré-industrial. Durante o Eoceno Precoce (52 a 48 milhões de anos), a concentração atmosférica de CO_2 ultrapassou cerca de 1000 ppm quando a GMST estava 9ºC a 14ºC mais alta (*confiança média*) do que para as condições pré-industriais. {5.3.1}

RT.2.8.1 Dióxido de Carbono

Entre 1750 e 2011, estima-se que as emissões de CO_2 da combustão de combustível fóssil e da produção de cimento, a partir das estatísticas de utilização da energia e dos combustíveis, tenham libertado 375 [345 a 405] PgC[9]. Em 2002–2011, a média das emissões de produção de combustíveis fósseis e de cimento foi 8,3 [7,6 a 9.0] PgC ano^{-1} (*confiança alta*), com uma taxa de crescimento médio de 3,2% ano^{-1} (Figura RT.4). Esta taxa de aumento das emissões de combustíveis fósseis é maior do que durante a década de 1990 (1,0% ano^{-1}). Em 2011, as emissões de combustíveis fósseis eram de 9,5 [8,7 a 10,3] PgC. {2.2.1, 6.3.1; Tabela 6.1}

Entre 1750 e 2011, estima-se que a alteração da utilização dos solos (sobretudo a desflorestação), derivada dos dados e da modelação da cobertura terrestre, libertou 180 [100 a 260] PgC. Entre 220 e 2011, as emissões da alteração da utilização dos solos são dominadas pela desflorestação tropical e são estimadas em 0,9 [0,1 a 1,7] PgC ano^{-1} (*confiança média*), com uma possível pequena diminuição da década de 1990, devido a uma menor perda de floresta durante esta década. Esta estimativa inclui emissões brutas da desflorestação de cerca de 3 PgC ano^{-1} compensadas por cerca de 2 PgC ano^{-1} da regeneração da floresta em algumas regiões, sobretudo terrenos agrícolas abandonados. {6.3.2; Tabela 6.2}

Dos 555 [470 a 640] PgC libertados para a atmosfera pelas emissões de combustíveis fósseis e utilização dos solos de 1750 a 2011, 240 [230 a 250] PgC acumulados na atmosfera, conforme estimado com uma precisão muito elevada do aumento observado da concentração atmosférica de CO_2 de 278 [273 a 283] ppm[10] em 1750 a 390,5 [390,4 a 390,6] ppm em 2011. A quantidade de CO_2 na atmosfera cresceu em 4,0 [3,8 a 4,2] PgC ano^{-1} na primeira década do século XXI. A distribuição

[9] 1 Pentagrama de carbono = 1 PgC = 10^{15} gramas de carbono = 1 Gigatonelada de carbono = 1 GtC. Isto corresponde a 3,667 $GtCO_2$.

[10] ppm (partes por milhão) ou ppb (partes por mil milhões, 1 mil milhão = 1000 milhões) é a razão do número de moléculas de gás de efeito de estufa para o número total de moléculas de ar seco. Por exemplo, 300 ppm representa 300 moléculas de gás de efeito de estufa por milhão de moléculas de ar seco.

dos aumentos observados do CO_2 atmosférico com a latitude mostra, claramente, que os aumentos são impulsionados pelas emissões antropogénicas que ocorrem principalmente nos países industrializados a norte do equador. Baseado em concentrações médias anuais, as estações no HN mostram concentrações ligeiramente mais elevadas do que as estações no HS. Uma linha de evidência independente para a origem antropogénica do aumento do CO_2 atmosférico observado advém da diminuição consistente observada no conteúdo de oxigénio atmosférico (O_2) e uma diminuição no rácio isotópico estável de CO_2 ($^{13}C/^{12}C$) na atmosfera (Figura RT.5). {2.2.1, 6.1.3}

A quantidade restante do carbono libertado por emissões de combustíveis fósseis e utilização dos solos foi absorvida pelo oceano e ecossistemas terrestres. Com base numa concordância elevada entre as estimativas independentes utilizando diferentes métodos e conjuntos de dados (por exemplo, carbono oceânico, oxigénio e dados marcadores transitórios), é *muito provável* que o inventário de carbono antropogénico do oceano global tenha aumentado de 1994 a 2010. Em 2011, estima-se que seja 155 [125-185] PgC. As taxas anuais globais de absorção oceânica calculadas a partir de conjuntos de dados independentes (a partir das alterações no inventário oceânico do carbono antropogénico, a partir de medições do oxigénio atmosférico para a razão de azoto (O_2/N_2) ou a partir de dados da pressão parcial de CO_2 (pCO_2)) e para diferentes períodos de tempo acordam entre

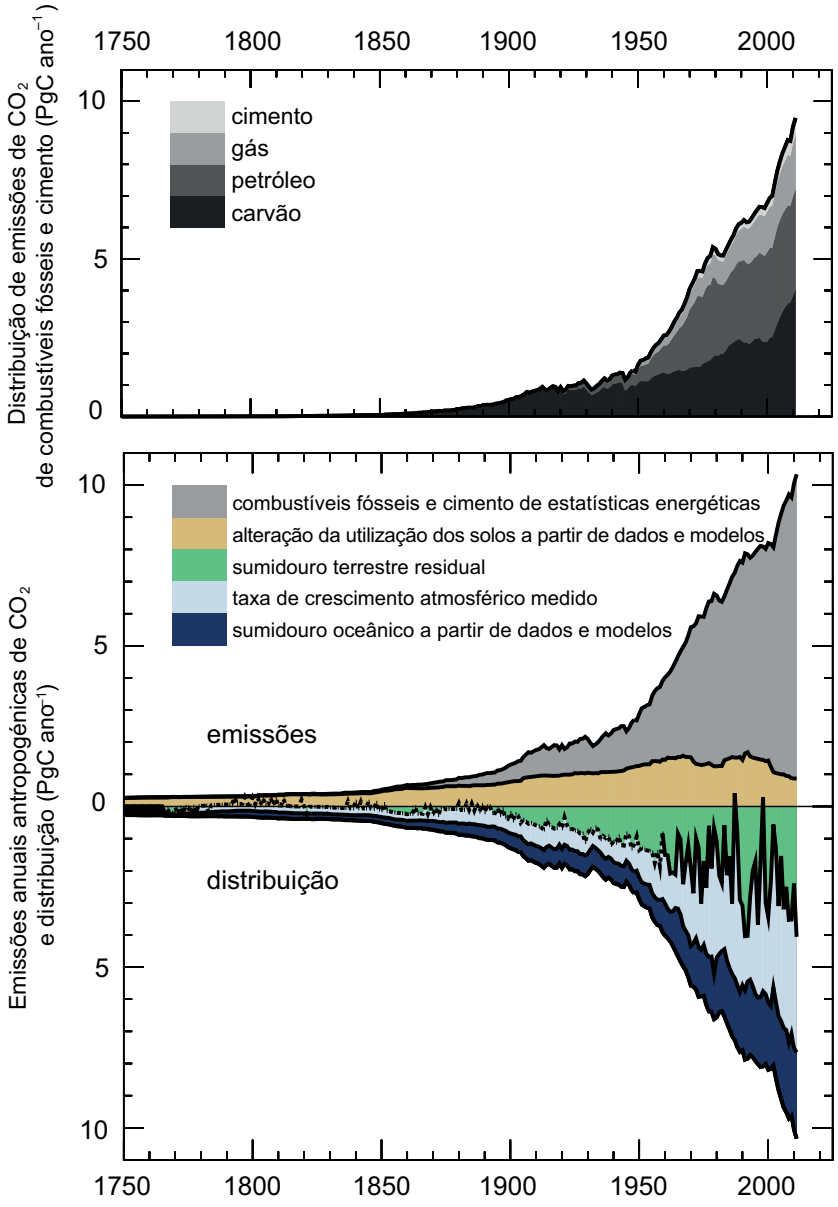


Figura RT.4 | Emissões antropogénicas anuais de CO_2 e a sua distribuição entre a atmosfera, terra e oceano (PgC ano^{-1}) de 1750 a 2011. (Topo) Emissões de CO_2 de combustíveis fósseis e de cimento por categoria, estimadas pelo Centro de Análise de Informação sobre Dióxido de Carbono (CDIAC). (Inferior) Emissões de CO_2 de combustíveis fósseis e de cimento como acima. As emissões de CO_2 devido a alterações efetivas na utilização dos solos, sobretudo a desflorestação, baseiam-se nos dados das alterações da cobertura do solo (ver Tabela 6.2). A taxa de crescimento do CO_2 atmosférico antes de 1959 baseia-se num ajuste às observações do núcleo de gelo e uma síntese das medições atmosféricas de 1959. A adaptação às observações do núcleo do gelo não captam a grande variabilidade interanual no CO_2 atmosférico e é representada com uma linha tracejada. A redução do CO_2 do oceano deriva de uma combinação de modelos e de observações. O sumidouro terrestre residual (zona a verde na figura) é calculado de forma a fechas o balanço de CO_2. As emissões e a sua divisão incluem apenas os fluxos que foram alterados desde 1750, e não os fluxos de CO_2 natural (por exemplo, absorção de CO_2 atmosférico a partir da erosão, desgaseificação do CO_2 dos lagos e rios e desgaseificação do CO_2 pelo oceano através do carbono transportado pelos rios; ver Figura 6.1) entre os reservatórios da atmosfera, da terra e do oceano que existiam antes desse tempo e que ainda existem atualmente. As incertezas são discutidas no Capítulo 6 e apresentados na Tabela 6.1 para valores médios decenais. {Figura 6.8}

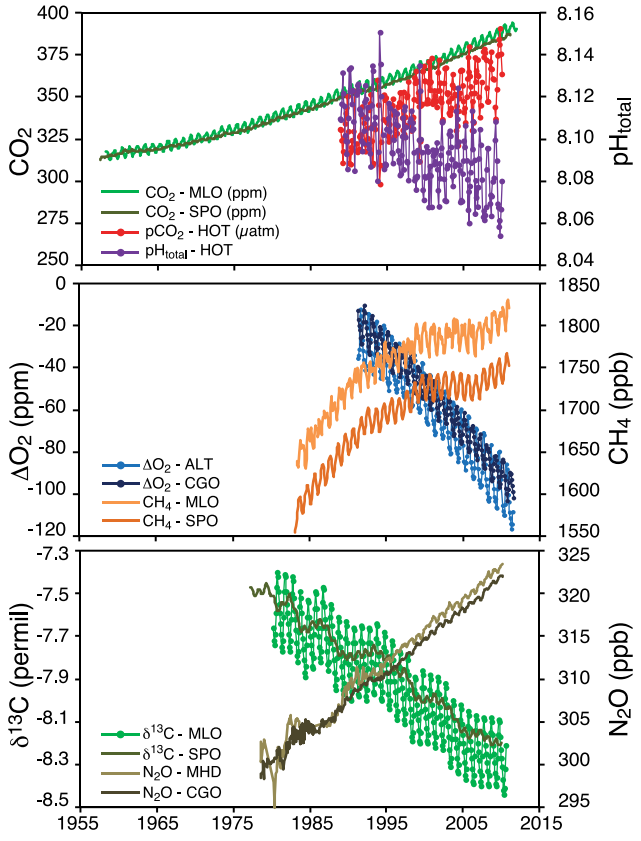


Figura RT.5 | Concentração atmosférica de CO_2, oxigénio, rácio estável de isótopos $^{13}C/^{12}C$ no CO_2, bem como concentrações atmosféricas de CH_4 e N_2O e observações da pressão parcial de CO_2 da superfície do oceano (pCO_2) e pH, registadas em estações de séries temporais representativas nos Hemisférios Norte e Sul. MLO: Observatório Mauna Loa, no Havai; SPO: Polo Sul; HOT: Hawaii Ocean Time-Series station; MHD: Mace Head, Irlanda; CGO: Cabo Grim, Tasmânia; ALT: Alert, Territórios do Noroeste, Canadá. São dadas mais informações referentes à Figura RPD.4 no Material Suplementar do Resumo Técnico. {Figuras 3.18, 6.3; FAQ 3.3, Figura 1}

si dentro das suas incertezas e, é *muito provável* que estejam no intervalo de 1,0 a 3,2 PgC ano^{-1}. As observações regionais da taxa de armazenamento de carbono antropogénico no oceano concordam amplamente com a taxa esperada resultante do aumento das concentrações atmosféricas de CO_2, mas com variações espaciais e temporais significativas {3.8.1, 6.3}.

Os ecossistemas terrestres naturais (aqueles não afetados por alterações na utilização dos solos) são estimados pela diferença de alterações noutros reservatórios, acumularam 160 [70 a 250] PgC entre 1750 e 2011. O ganho de carbono pelos ecossistemas terrestres naturais deverá ocorrer, sobretudo, através da absorção de CO_2 pelo aumento da fotossíntese em níveis mais elevados de CO_2 e pela deposição de azoto e estações de crescimento mais longas nas latitudes médias e altas. Os sumidouros de carbono natural variam regionalmente devido a processos físicos, biológicos e químicos, atuando em escalas temporais diferentes. Um excesso de CO_2 atmosférico absorvido pelos ecossistemas terrestres fica armazenado como matéria orgânica em diversos reservatórios de carbono, de curta duração (folhas, raízes finas) a longa duração (caules, carbono do solo). {6.3; Tabela 6.1}

RT.2.8.2 Carbono e Acidificação do Oceano

A absorção oceânica de CO_2 antropogénico resulta na acidificação gradual do oceano. O pH[11] da água superficial do oceano diminuiu em cerca de 0,1 desde o início da era industrial (*confiança alta*), o que corresponde a um aumento de 26% na concentração de iões de hidrogénio. As tendências do pH observadas variam entre –0,0014 e –0,0024 por ano nas águas superficiais. No interior do oceano, os processos físicos e biológicos naturais, bem como a absorção de CO_2 antropogénico, podem causar alterações no pH em escalas temporais mais longas e decenais {3.8.2; Caixa 3.2; Tabela 3.2; FAQ 3.3}

RT.2.8.3 Metano

A concentração de CH_4 aumentou por um fator de 2,5 desde a era pré-industrial, de 722 [697 a 747] ppb em 1750 para 1803 [1799 a 1807] ppb em 2011 (Figura RT.5). Há uma *confiança muito elevada* de que o aumento de CH_4 atmosférico durante a Era Industrial seja causado por atividades antropogénicas. O aumento massivo no número de ruminantes, as emissões da extração e utilização de combustível fóssil, a expansão da agricultura dos arrozais e as emissões dos sanitários e de resíduos são as principais fontes antropogénicas de CH_4. As emissões antropogénicas contabilizam 50 a 65% das emissões totais. Ao incluir emissões naturais geológicas de CH_4 que não foram contabilizadas nos orçamentos anteriores, o componente fóssil das emissões totais de CH_4 (ou seja, emissões antropogénicas relacionadas com fugas na indústria do combustível fóssil e fugas geológicas naturais) está agora estimado em cerca de 30% das emissões totais de CH_4 (*confiança média*). {2.2.1, 6.1, 6.3.3}

Nas últimas décadas, o crescimento do CH_4 na atmosfera tem sido variável. As concentrações de CH_4 foram relativamente estáveis durante cerca de uma década nos anos de 1990, mas depois começaram a crescer novamente a partir de 2007. Os impulsionadores exatos deste crescimento renovado ainda são debatidos. As flutuações das emissões de CH_4 das zonas húmidas naturais impulsionadas pelo clima (177 to 284 $\times 10^{12}$ g (CH_4) ano^{-1} para 2000-2009 com base em estimativas ascendentes) são os principais impulsionadores da variabilidade interanual global das emissões de CH_4 (*confiança alta*), com uma contribuição mais pequena das emissões da queima de biomassa durante anos com muitos incêndios {2.2.1, 6.3.3; Tabela 6.8}.

RT.2.8.4 Óxido de Azoto

Desde a época pré-industrial, a concentração de N_2O na atmosfera aumentou por um fator de 1,2 (Figura RT.5). As alterações no ciclo do azoto, além das interações com fontes e poços de CO_2, afetam as emissões de N_2O na terra e do oceano. {2.2.1, 6.4.6}

RT.2.8.5 Oxigénio do Oceano

A concordância elevada entre as análises oferece uma *confiança média* de que as concentrações de oxigénio diminuíram na termoclina do mar aberto em muitas regiões oceânicas desde a década de 1960. O declínio geral é consistente com a expectativa de que a estratificação induzida pelo aquecimento leva a uma diminuição no fornecimento de oxigénio para a termoclina das águas perto da superfície, que as águas mais quentes podem reter menos oxigénio e que as alterações na circulação impulsionada pelo vento afetam as concentrações de oxigénio. É *provável* que as zonas tropicais de oxigénio mínimo se tenham expandido nas últimas décadas. {3.8.3}

[11] O pH é uma medida de acidez: uma diminuição no valor do pH significa um aumento da acidez, ou seja, a acidificação.

RT.3 Impulsionadores de Alterações Climáticas

RT.3.1 Introdução

As atividades humanas alteraram e continuam a alterar a superfície da Terra e a composição atmosférica. Algumas dessas alterações têm um impacto direto ou indireto no balanço energético da Terra e são, portanto, impulsionadores de alterações climáticas. O forçamento radiativo (RF) é uma medição da alteração líquida no balanço energético no sistema da Terra em resposta a alguma perturbação externa (ver Caixa RT.2), com o FR positivo a originar um aquecimento e o RF negativo a originar um arrefecimento. O conceito do RF é valioso para comparar a influência na TMGS da maior parte dos agentes individuais que afetam o balanço de radiação da Terra. Os valores quantitativos previstos no AR5 são consistentes com os que constavam em anteriores relatórios do IPCC, embora tenham sido feitas algumas revisões importantes (Figura RT.6). O forçamento radiativo eficaz (ERF) é agora utilizado para quantificar o impacto de alguns agentes de forçamento que envolvem adaptações rápidas dos componentes da atmosfera e da superfície que são assumidos como constantes no conceito do RF (ver Caixa RT.1). O RF e o ERF são estimados a partir da alteração entre 1750 e 2011, referida como "Era Industrial", se não forem explicitamente declarados outros períodos de tempo. As incertezas são dadas em associação com as melhores estimativas de RF e ERF, com valores que representam o intervalo de confiança de 5 para 95% (90%). {8.1, 7.1}

Além da média global do RF e do ERF, a distribuição espacial e evolução temporal do forçamento, bem como os retornos do clima, desempenham um papel na determinação de um eventual impacto de vários impulsionadores no clima. As alterações na superfície da terra também podem afetar o clima local e regional através de processos que não são de natureza radiativa. {8.1, 8.3.5, 8.6}

RT.3.2 Forçamento Radiativo dos Gases de Efeito de Estufa

A atividade humana leva à alteração na composição atmosférica, quer seja direta (através de emissões de gases ou partículas) ou indiretamente (através da química atmosférica). As emissões antropogénicas impulsionaram as alterações nas concentrações de gases de efeito de estufa bem misturados (WMGHG) durante a Era Industrial (ver Secção RT.2.8 e EFT.7). Como as antecedentes concentrações de WMGHG desde a era pré-industrial são bem conhecidas, com base em medições diretas e registos do núcleo do gelo, e as propriedades radiativas dos WMGHG também são bem conhecidas, a computação do forçamento radiativo devido às alterações nas concentrações oferece valores estritamente limitados (Figura RT.6). No nosso entender, não foram registadas alterações significativas no impacto radiativo do WMGHG, por isso, as alterações estimadas para o forçamento radiativo referentes ao AR4 devem-se, essencialmente, a aumentos da concentração. A melhor estimativa para o ERF dos WMGHG é igual para o RF, mas o intervalo de incerteza é duas vezes maior devido às respostas pouco limitativas das nuvens. Devido às observações de alta qualidade, é certo que o aumento das cargas atmosféricas da maior parte dos WMGHG, especialmente do CO_2, resultou num aumento adicional no seu RF de 2005 a 2011. Com base nas alterações de concentração, o RF de todos os WMGHG em 2011 é de 2,83 [2,54 para 3,12] W m^{-2} (*confiança muito alta*). Isto é um aumento desde o AR4 de 0,20 [0,18 a 0,22] W m^{-2}, com quase todo o aumento devido ao aumento na abundância de CO_2 desde 2005. O RF de CO_2 da Era Industrial por si só é de 1,82 [1,63 a 2,01] W m^{-2}. Nos últimos 15 anos, o CO_2 tem sido o principal contribuidor para o aumento do RF dos WMGHG, com o RF do CO_2 com uma taxa de crescimento média ligeiramente menor do que 0,3 W m^{-2} por década. A incerteza sobre o RF dos WMGHG deve-se, em parte, às suas propriedades radiativas mas principalmente à contabilização total da transferência radiativa atmosférica, incluindo as nuvens. {2.2.1, 5.2, 6.3, 8.3, 8.3.2; Tabela 6.1}

Após uma década de quase estabilidade, o recente aumento na concentração de CH_4 conduziu a um aumento do RF em comparação com o AR4 de 2% a 0,48 [0,43 a 0,53] W m^{-2}. É *muito provável* que o RF do CH_4 seja, agora, maior do que o de todos os hidrocarbonetos halogenados combinados. {2.2.1, 8.3.2}

O N_2O atmosférico aumentou 6% desde o AR4, provocando um RF de 0,17 [0,14 a 0,20] W m^{-2}. As concentrações de N_2O continuam a subir, enquanto as do diclorodifluorometano (CF_2Cl_2, CFC-12), o terceiro maior contribuidor WMGHG para o RF durante várias décadas, estão a diminuir

Caixa RT.2 | Forçamento Radiativo e Forçamento Radiativo Eficaz

O RF e o ERF são utilizados para quantificar a alteração no equilíbrio energético da Terra que ocorre como resultado de uma alteração imposta externamente. São expressos em *watts* por metro quadrado (W m^{-2}). O RF é definido no AR5, como em anteriores avaliações do IPCC, como a alteração no fluxo descendente líquido (onda curta + onda longa) na tropopausa após permitir que as temperaturas estratosféricas se reajustem ao equilíbrio radiativo, mantendo outras variáveis de estado, tais como as temperaturas na troposfera, vapor de água e a cobertura de nuvens fixada nos valores não perturbados (ver Glossário). {8.1.1}

Embora o conceito de RF tenha provado ser muito valioso, uma melhor compreensão mostrou que incluir ajustes rápidos da superfície e da troposfera da Terra pode oferecer uma métrica melhor para quantificar a resposta climática. Estes ajustes rápidos ocorrem numa variedade de escalas temporais mas são relativamente distintas das respostas à alteração da TMGS. Os aerossóis, em particular, afetam o perfil da temperatura da atmosfera e as propriedades das nuvens numa escala temporal muito mais curta do que os ajustes do oceano (mesmo da camada superior) aos forçamentos. O conceito do ERF definido no AR5 permite uma adaptação rápida a perturbações, para todas as variáveis exceto para a TMGS ou temperatura do oceano e camada de gelo marinho. Os valores de FRE e de FR são significativamente diferentes para os aerossóis antropogénicos, devido à sua influência nas nuvens e na neve ou na camada de gelo. Para outros componentes que impulsionam o equilíbrio energético da Terra, tal como os GEE, o ERF e o RF são bastante semelhantes e o RF pode ter uma utilidade comparável uma vez que exige menos recursos computacionais para calcular e não é afetado pela variabilidade do clima e, por isso, podem isolar melhor os forçamentos pequenos. Em casos onde o RF e o ERF diferem substancialmente, o ERF foi apresentado para ser um melhor indicador da resposta da TMGS e, por isso, é enfatizado no AR5. {7.1, 8.1; Caixa 8.1}

devido à eliminação de emissões deste químico no âmbito do Protocolo de Montreal. Desde AR4, o N_2O ultrapassou o CFC-12 para se tornar o terceiro maior contribuidor dos WMGHG para o RF. O RF dos halocarbonos é muito semelhante ao valor no AR4, com um RF reduzido dos CFC mas aumentos em muitos dos seus substitutos. Quatro dos hidrocarbonetos halogenados (triclorofluormetano ($CFCl_3$, CFC-11), CFC-12, triclorotrifluoretano ($CF_2ClCFCl_2$, CFC-113) clorodifluorometano (CHF_2Cl, HCFC-22) contabilizam 85% do RF total de hidrocarbonetos halogenados. Os três compostos anteriores têm reduzido o RF ao longo dos últimos 5 anos mas são mais do que compensados pelo aumento do RF de HCFC-22. Há uma *confiança alta* de que a taxa de crescimento em RF de todos os WMGHG é mais fraca ao longo da última década do que nos anos 1970 e 1980, devido a um aumento mais lento no RF de não CO_2 . {2.2.1, 8.3.2}

O ozono (O_3) dos GEE de curta duração e o vapor de água estratosférico também contribuem para o forçamento antropogénico. As observações indicam que é *provável* que o O_3 tenha aumentado em muitos locais não

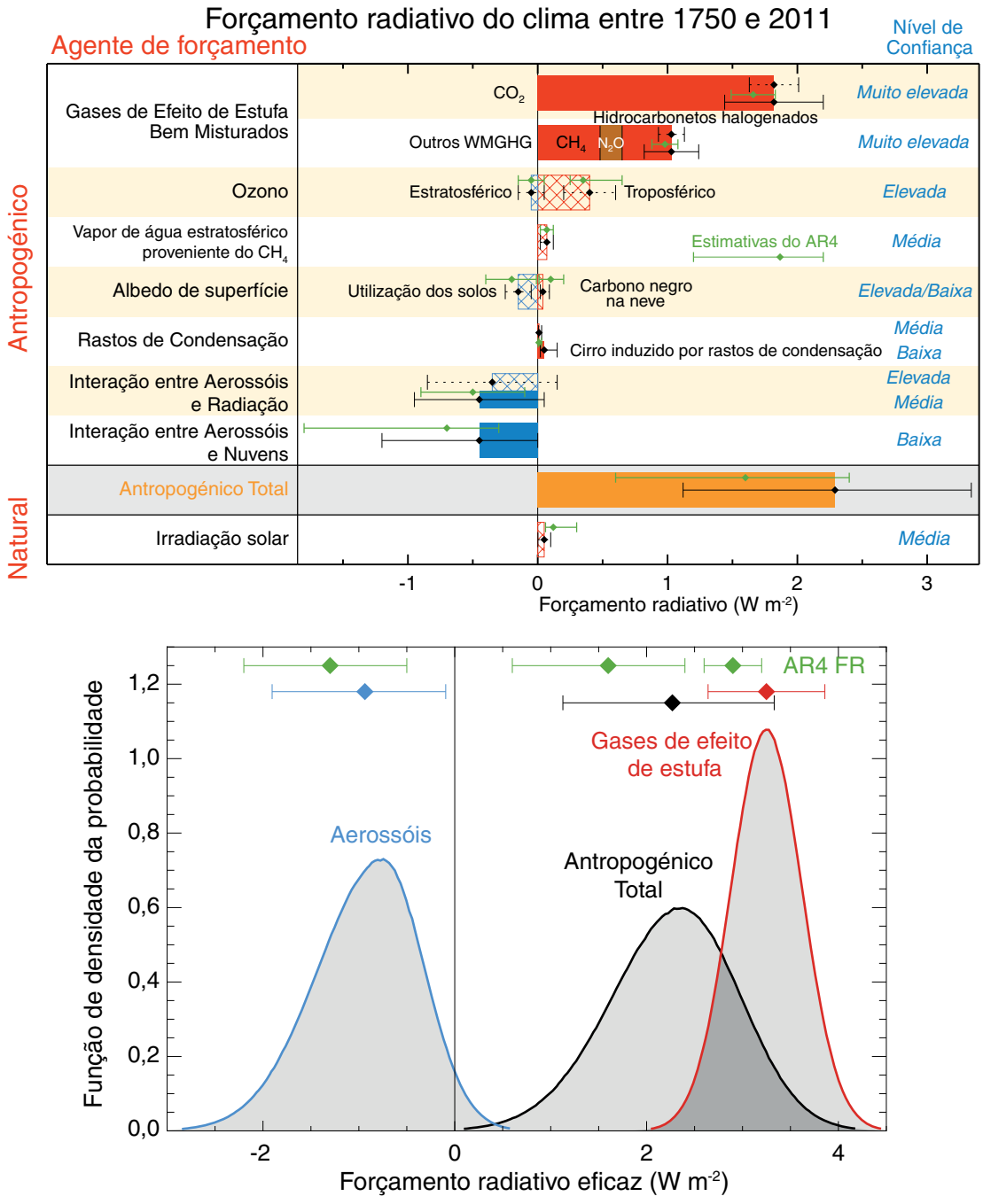


Figura RT.6 | Forçamento radiativo (RF) e forçamento radiativo eficaz (ERF) das alterações climáticas durante a Era Industrial. (Parte superior) O forçamento pela alteração da concentração entre 1750 e 2011 com uma intervalo de incerteza associado (as barras preenchidas são o ERF, as barras tracejadas são o RF, os diamantes verdes e as incertezas associadas são para o RF avaliado no AR4). (Parte inferior) Funções da densidade da probabilidade (PDF) para o FRE, para o aerossol, o gás de efeito estufa (GEE) e o total. As linhas verdes mostram os intervalos de confiança de 90% do RF do AR4 e pode ser comparadas com as linhas vermelhas, azuis e pretas que mostram os intervalos de confiança de 90% do ERF do AR5 (embora o RF e o ERF sejam diferentes, sobretudo nos aerossóis). O ERF das alterações no albedo da superfície e os rastos de condensação combinados e os cirros induzidos por rastos de condensação estão incluídos no forçamento total antropogénico mas não são apresentados como o ERF individual. Para alguns mecanismos de forçamento (ozono, utilização dos solos, solar) assume-se que o RF é representante do ERF, mas uma incerteza adicional de 17% é adicionada em quadratura com a incerteza do RF. {Figuras 8.15, 8.16}

perturbados durante a década de 1990. Estes aumentos têm continuado principalmente sobre a Ásia (ainda que as observações cubram uma área limitada) e acalmaram na Europa durante a última década. O RF total devido a alterações no O_3 é de 0,35 [0,15 a 0,55] W m^{-2} (*confiança alta*), com o RF devido ao O_3 troposférico de 0,40 [0,20 a 0,60] W m^{-2} (*confiança alta*) e devido ao O_3 estratosférico de –0,05 [–0,15 a +0,05] W m^{-2} (*confiança alta*). O O_3 não é emitido diretamente para a atmosfera; em vez disso, é formado por reações fotoquímicas. Na troposfera estas reações envolvem compostos precursores que são emitidos para a atmosfera a partir de uma variedade de fontes naturais e antropogénicas. O RF de O_3 troposférico é atribuído, em grande parte, a aumentos nas emissões de CH_4, monóxido de carbono, compostos orgânicos voláteis e óxidos de azoto, enquanto o RF estratosférico resulta, principalmente, do esgotamento do O_3 pelos hidrocarbonetos halogenados antropogénicos. No entanto, atualmente existem fortes indícios para ligações substanciais entre as alterações no O_3 troposférico e estratosférico e um RF total do O_3 de 0,50 [0,30 a 0,70] W m^{-2} é atribuído às emissões do precursor de O_3 troposférico e –0,15 [–0,30 a 0,00] W m^{-2} para o esgotamento de O_3 pelos hidrocarbonetos halogenados. Existem fortes indícios de que o O_3 troposférico também tem um impacto negativo sobre a fisiologia da vegetação e, portanto, na sua absorção de CO_2. Esta absorção reduzida leva a um aumento indireto na concentração atmosférica de CO_2. Por isso, uma parte do RF do CO_2 teria de ser atribuída ao ozono ou aos seus precursores em vez das emissões diretas de CO_2, mas existe uma *confiança baixa* sobre as estimativas quantitativas. O RF para o vapor de água estratosférico produzido pela oxidação do CH_4 é de 0,07 [0,02 a 0,12] W m^{-2}. Outras alterações no vapor de água estratosférico, e todas as alterações no vapor de água na troposfera, são considerados como um *feedback* e não como um forçamento. {2.2.2, 8.1–8.3; FAQ 8.1}

RT.3.3 Forçamento Radiativo de Aerossóis Antropogénicos

Os aerossóis antropogénicos são responsáveis por um RF do clima através de múltiplos processos que podem ser agrupados em dois tipos: interações aerossol - radiação (ari) e interações aerossol-nuvem (aci). Tem havido progressos desde o AR4 na observação e modelação das propriedades dos aerossóis relevantes para o clima (incluindo distribuição do seu tamanho, higroscopicidade, composição química, estado de mistura, propriedades óticas e de nucleação das nuvens) e a sua distribuição atmosférica. No entanto, permanecem incertezas substanciais nas avaliações das tendências a longo prazo da espessura ótica do aerossol e outras propriedade dos aerossóis devido às dificuldades de medição e à falta de observações de alguns parâmetros relevantes, à elevada variabilidade espacial e temporal e aos registo observacionais relativamente curtos que existem. Às RFari antropogénicas é dada uma melhor estimativa de –0,35 [–0,85 a +0,15] W m^{-2} (*confiança alta*) utilizando provas de modelos de aerossóis e algumas restrições das observações. A RFari é causada por vários tipos de aerossóis (ver Secção RT3.6). A rápida adaptação às RFari leva a um forçamento negativo adicional, especialmente através dos ajustes das nuvens, e é principalmente atribuída ao carbono negro. Como consequência, o ERFari é mais negativo do que o RFari (*confiança baixa*) e é dada uma melhor estimativa de –0,45 [–0,95 a +0,05] W m^{-2}. A avaliação para as RFari é menos negativa do que o relatado no AR4 devido a uma reavaliação da absorção de aerossóis. A estimativa de incerteza é mais ampla mas mais sólida {2.2.3, 7.3, 7.5.2}

Uma melhor compreensão das interações aerossóis-nuvens levou a uma redução na magnitude de muitas estimativas globais de forçamentos aerossol-nuvem. O ERF total devido aos aerossóis (ERFari+aci, excluindo o efeito da absorção de aerossóis na neve e no gelo) é avaliado para ser –0,9 [–1,9 a –0,1] W m^{-2} (*confiança média*). Esta estimativa abrange todos os ajustes rápidos, incluindo alterações no tempo de vida da nuvem e efeitos microfísicos dos aerossóis na fase mista, gelo e nuvens convectivas. Esta variação foi obtida dando a mesma importância aos estudos baseados em satélites e estimativas de modelos climáticos. É compatível com múltiplas linhas de evidência sugerindo estimativas menos negativas para interações aerossóis-nuvens do que as que foram discutidas no AR4. {7.4, 7.5, 8.5}

O RF do carbono negro (BC) na neve e no gelo é avaliado para ser 0,04 [0,02 a 0,09] W m^{-2} (*confiança baixa*). Ao contrário da anterior avaliação do IPCC, esta estimativa inclui os efeitos sobre o gelo marinho, contabiliza mais processos físicos e incorpora provas de ambos os modelos e observações. Este RF provoca uma alteração na GMST duas a quatro vezes maior por unidade de forçamento do que o CO_2, principalmente porque toda a energia do forçamento é depositada diretamente na criosfera, cuja evolução leva a um *feedback* positivo do albedo sobre o clima. Este efeito, portanto, pode representar um importante mecanismo de forçamento no Ártico e noutras regiões cobertas de neve ou gelo. {7.3, 7.5.2, 8.3.4, 8.5}

Apesar dos grandes intervalos de incerteza sobre o forçamento dos aerossóis, há uma *confiança alta* de que os aerossóis tenham compensado uma porção substancial do forçamento de GEE. As interações aerossol-nuvem podem influenciar o caráter das tempestades individuais, mas as provas para um efeito sistemático do aerossol sobre a intensidade da tempestade ou da precipitação são mais limitadas e ambíguas. {7.4, 7.6, 8.5}

RT.3.4 Forçamento Radiativo das Alterações da Superfície Terrestre e Rastos de Condensação

Há uma prova sólida de que as alterações antropogénicas da utilização dos solos, como a desflorestação, aumentaram o albedo da superfície da terra, o que leva a um RF de –0,15 [–0,25 a –0,05] W m^{-2}. Ainda existe uma grande disseminação de estimativas quantitativas devido a pressupostos diferentes para o albedo de superfícies naturais e sob gestão (por exemplo, culturas agrícolas, pastagens). Além disso, a evolução temporal da alteração da utilização dos solos, e em particular, quanto já tinha sido concluído no ano de referência de 1750, ainda é debatido. Além disso, a alteração na utilização dos solos provoca outras alterações que não são radiativas mas que afetam a temperatura da superfície, incluindo alterações na rugosidade superficial, fluxo de calor latente, escoamento fluvial e irrigação. Estas são mais incertas e são difíceis de quantificar, mas tendem a compensar o impacto das alterações no albedo à escala global. Como consequência, há uma concordância baixa sobre o sinal da variação líquida na temperatura média global como resultado da alteração na utilização dos solos. A alteração na utilização dos solos e, em especial, a desflorestação, também tem impactos significativos sobre as concentrações dos WMGHG. Contribui para o RF correspondente associado às emissões ou variações na concentração de CO_2. {8.3.5}

Os rastos de condensação persistentes derivados da aviação contribuem com um RF positivo de 0,01 [0,005 a 0,03] W m^{-2} (*confiança média*) para o ano 2011 e a combinação do rasto de condensação e do cirro do rasto de condensação do ERF derivados da aviação é avaliada para ser 0,5 [0,02 a 0,15] W m^{-2} (*confiança baixa*). Este forçamento pode ser muito maior regionalmente, mas existe agora uma *confiança média* de que não produz efeitos regionais observáveis no intervalo médio ou diurno da temperatura da superfície. {7.2.7}

RT.3.5 Forçamento Radiativo de Impulsionadores Naturais de Alterações Climáticas

Os forçamentos solares e vulcânicos são os dois contribuidores naturais

dominantes para as alterações climáticas globais durante a Era Industrial. As observações de satélite das alterações na radiação solar global (RSG) desde 1978 mostram uma variação cíclica quase periódica com um períodos de, aproximadamente, 11 anos. O forçamento a longo prazo normalmente é estimado por comparação dos valores mínimos solares (durante os quais a variabilidade é menor). Isto resulta numa alteração do forçamento radiativo de –0,04 [–0,08 a 0,00] W m^{-2} entre os valores solares mínimos (2008) e os valores solares mínimos de 1986. Contudo, há alguma diversidade nas tendências estimadas dos compósitos de vários dados de satélite. As tendências seculares da RSG, antes do início das observações por satélite, dependiam de uma série de aproximações indiretas. A melhor estimativa de forçamento radiativo das alterações da RSG ao longo da era industrial é de 0,05 [0,00 a 0,10] W m^{-2} (*confiança média*), que inclui um maior forçamento radiativo até cerca de 1980 e, de seguida, uma pequena tendência descendente. Esta estimativa de forçamento radiativo é mais pequena do que a estimativa do AR4, devido à adição do último ciclo solar e inconsistências na forma como o forçamento radiativo foi estimado em avaliações anteriores do IPCC. O mínimo solar recente parece ter sido extraordinariamente baixo e de longa duração e várias projeções indicam uma menor TSI para as próximas décadas. No entanto, as atuais capacidades para projetar a radiação solar são extremamente limitadas para que haja uma *confiança muito baixa* sobre o futuro forçamento solar. Contudo, há uma *confiança alta* de que o forçamento solar do século XXI será muito mais pequeno do que o aumento do forçamento previsto devido aos WMGHG. {5.2.1, 8.4.1; FAQ 5.1}

As alterações na atividade solar afetam o fluxo de raios cósmicos que colidem com a atmosfera terrestre, tendo sido colocada a hipótese de isso afetar o clima através de alterações na nebulosidade. Os raios cósmicos melhoram a nucleação dos aerossóis e podem, assim, afetar a produção de núcleos de condensação das nuvens na troposfera livre, mas o efeito é demasiado fraco para ter qualquer influência climática durante um ciclo solar ou ao longo do último século (prova média, concordância elevada). Não foi identificada qualquer associação sólida entre alterações nos raios cósmicos e nebulosidade. Caso existisse tal associação, seria necessário explicar outro mecanismo para além da nucleação induzida por raios cósmicos de novas partículas de aerossóis. {7.3, 7.4.6}

O RF de aerossóis vulcânicos estratosféricos está agora bem compreendido e há um grande RF durante alguns anos após grandes erupções vulcânicas (Caixa RT.5, Figura 1). Embora as erupções vulcânicas injetem partículas minerais e precursores de aerossóis de sulfato na atmosfera, são os últimos, devido ao seu tamanho pequeno e tempos de vida longos, a ser responsáveis pelo RF importante para o clima. As emissões de CO_2 das erupções vulcânicas são, pelo menos, 100 vezes menores do que as emissões antropogénicas e inconsequentes para o clima em escalas de tempo seculares. As grandes erupções vulcânicas tropicais têm desempenhado um papel importante ao impulsionarem alterações climáticas à escala anual a decenal durante a Era Industrial devido ao seu RF negativo muito grande. Não houve qualquer grande erupção vulcânica desde o Monte Pinatubo, em 1991, o que causou um RF de 1 ano de cerca de –3,0 W m^{-2}, mas várias erupções menores causaram um RF calculado para os anos de 2008–2011 de –0,11 [–0,15 a –0,08] W m^{-2} (*confiança alta*), duas vezes mais forte em magnitude em comparação com a média de 1999-2002. As erupções mais pequenas levaram a uma melhor compreensão da dependência de RF sobre a quantidade de material de injeções de alta latitude, bem como a época do ano em que ocorrem. {5.2.1, 5.3.5, 8.4.2; Anexo II}

RT.3.6 Síntese de Forçamentos; Evolução Espacial e Temporal

Uma síntese do forçamento da Era Industrial conclui que entre os agentes do forçamento, existe uma *confiança muito alta* apenas para o RF dos WMGHG. Relativamente ao AR4, o nível de confiança foi elevado para sete agentes de forçamento devido a uma melhoria das provas e do entendimento. {8.5; Figura 8.14}

A evolução temporal do RF antropogénico total mostra um aumento quase contínuo desde 1750, principalmente desde cerca de 1860. A taxa de aumento do RF antropogénico total desde 1960 tem sido muito maior do que durante os períodos anteriores da Era Industrial, impulsionada principalmente pelo aumento contínuo na maioria das concentrações de WMGHG. Ainda há uma concordância baixa sobre a evolução temporal do ERF total de aerossóis, que é o principal fator para a incerteza no forçamento antropogénico total. A incerteza percentual do forçamento antropogénico total diminui gradualmente após 1950 devido a uma menor compensação do forçamento positivo dos WMGHG pelo forçamento negativo dos aerossóis. Há provas sólidas e uma concordância elevada de que o forçamento natural é uma pequena parte do forçamento dos WMGHG. É *provável* que as alterações no forçamento radiativo natural dos últimos 15 anos tenham compensado uma parte substancial (pelo menos 30%) do aumento do forçamento antropogénico durante este período (Caixa RT.3). O forçamento por CO_2 é o maior contribuidor individual para o forçamento total durante a Era Industrial e de 1980-2011. Comparado com toda a Era Industrial, a predominância de forçamento de CO_2 é maior para a alteração de 1980–2011 em relação a outros WMGHG e há uma *confiança alta* de que a compensação do forçamento de aerossóis para o forçamento de WMGHG durante este período foi muito menor do que durante o período de 1950–1980. {8.5.2}

O forçamento também pode ser atribuído às emissões e não apenas às alterações resultantes na concentração (Figura RT.7). O dióxido de carbono é o maior contribuidor individual para o RF histórico da perspetiva das alterações na concentração atmosférica de CO_2 ou do impacto das alterações nas emissões líquidas de CO_2. No entanto, a importância relativa de outros agentes de forçamento pode variar acentuadamente com a perspetiva escolhida. Em particular, as emissões de CH_4 têm um forçamento muito maior (cerca de 1,0 W m^{-2} durante a Era Industrial) do que os aumentos das concentrações de CH_4 (cerca de 0,5 W m^{-2}) devido a diferentes efeitos indiretos através da química atmosférica. Além disso, é *praticamente certo* que as emissões de monóxido de carbono podem causar um forçamento positivo, enquanto é *provável* que as emissões de óxidos de azoto reativo causem um forçamento negativo líquido mas as incertezas são grandes. É *muito provável* que as emissões de hidrocarbonetos halogenados que esgotam a camada de ozono provoquem um forçamento positivo líquido, uma vez que o seu efeito radiativo direto é maior do que o impacto do esgotamento do ozono estratosférico que provocam. As emissões de SO_2, carbono orgânico e amoníaco causam um efeito negativo, enquanto as emissões de carbono negro causam um forçamento positivo através das interações aerossol-radiação. Note que o forçamento da poeira mineral pode incluir um componente natural ou efeito de *feedback* climático. {7.3, 7.5.2, 8.5.1}

Embora os WMGHG mostrem um forçamento espacialmente bastante homogéneo, outros agentes como os aerossóis, ozono e as alterações na utilização dos solos são altamente heterogéneas espacialmente. As Rfari mostraram valores negativos máximos sobre a parte oriental da América do Norte e da Europa durante o século XX, com valores negativos maiores que se estendem até ao leste asiático e ao sudeste asiático, América do Sul e África central em 1980. Desde então, porém, a magnitude tem diminuído ao longo do leste da América do Norte e da Europa devido ao controlo da poluição e o forçamento negativo máximo mudou para o sul e o leste asiático, sobretudo como resultado do crescimento económico e do aumento resultante das emissões nessas áreas. O ERF total dos aeros-

sóis apresenta comportamentos semelhantes para localizações com forçamento máximo negativo mas, também, apresenta um forçamento positivo substancial em alguns desertos e no Ártico. Em contraste, o forçamento médio total do ozono de toda a atmosfera aumentou ao longo do século XX, e tem amplitudes máximas positivas em torno dos 15°N a 30°N, mas valores negativos sobre a Antártida. O forçamento negativo da utilização dos solos por alterações no albedo foi mais forte nas regiões industrializadas e de queima de biomassa. A natureza não homogénea desses forçamentos pode fazer com que tenham uma influência substancialmente maior no ciclo hidrológico do que um forçamento homogéneo global médio equivalente. {8.3.5, 8.6}

Ao longo do século XXI, prevê-se que o RF antropogénico aumente de acordo com os Patamares de Concentração Representativos (RCP; ver Caixa RT.6). As estimativas de modelos simples do RF resultantes dos RCP, que incluem as emissões dos WMGHG que abrangem uma grande variedade de futuros possíveis, mostram o RF antropogénico relativo a 1750 a aumentar de 3,0 para 4,8 W m^{-2} em 2050 e 2,7 a 8,4 W m^{-2} em 2100. No curto prazo, os RCP são bastante semelhantes entre si (e as emissões de forçadores climáticos a curto prazo não abrangem a variedade bibliográfica de futuros possíveis), com o RF em 2030 a variar de 2,9 para 3,3 W m^{-2} (RF adicional de 0,7 a 1,1 W m^{-2} de 2010 a 2030), mas mostram valores altamente divergentes para a segunda metade do século XXI impulsionados, em grande parte, pelo CO_2. Os resultados baseados nos cenários com motivo de preocupação sugerem apenas pequenas alterações no ERF dos aerossóis entre 2000 e 2030, seguidos por uma grande redução nos aerossóis e um enfraquecimento substancial no ERF negativo total dos aerossóis. Os aerossóis de nitrato são uma exceção a esta redução, com um aumento substancial do forçamento negativo que é uma caraterística sólida entre os poucos modelos disponíveis. A divergência entre os RCP indicam que, apesar de uma certa quantidade de futuras alterações climáticas já estar "no sistema" devido ao atual desequilíbrio radiativo causado por emissões históricas e a vida longa de alguns agentes de forçamento atmosférico, as escolhas sociais ainda podem ter um efeito muito grande no RF futuro e, consequentemente, nas alterações climáticas. {8.2, 8.5.3, 12,3; Figuras 8.22, 12,4}

RT.3.7 *Feedbacks* Climáticos

Os *feedbacks* também irão desempenhar um papel importante na determinação de futuras alterações climáticas. Na verdade, as alterações climáticas podem induzir modificações nos ciclos da água, do carbono e noutros ciclos biogeoquímicos que podem reforçar (*feedback* posi-

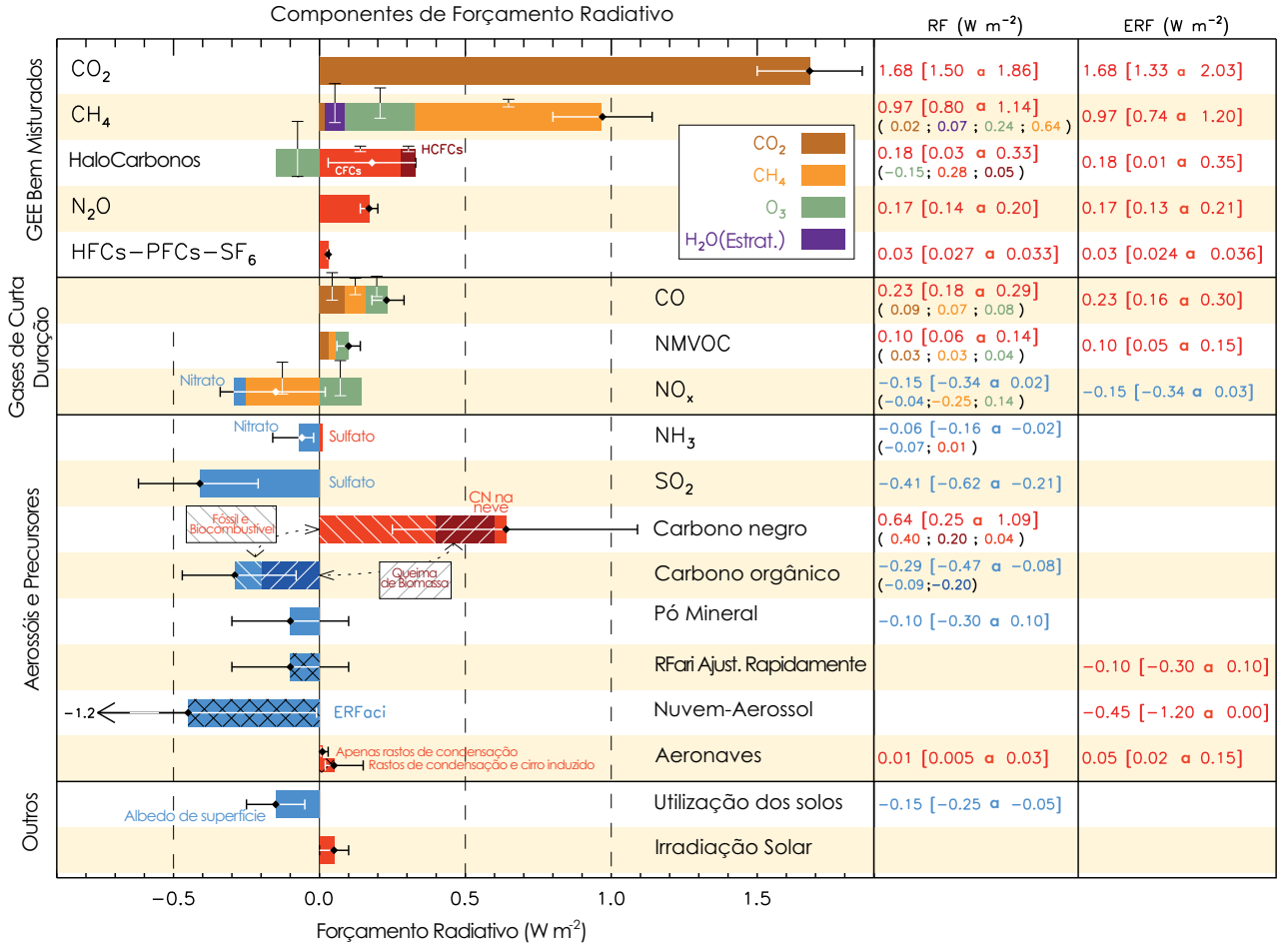


Figura RT.7 | Forçamento radiativo (RF) da alteração climática durante a Era Industrial mostrado pelos componentes emitidos de 1750 a 2011. As barras horizontais indicam a incerteza global, enquanto as barras verticais representam os componentes individuais (o comprimento da barra vertical é proporcional à incerteza relativa, com um comprimento total igual à largura da barra para uma margem de incerteza de ± 50%). Na coluna da direita são dadas as melhores estimativas para os componentes totais e individuais (da esquerda para a direita) da resposta. Os valores são RF exceto para o forçamento radiativo eficaz (ERF) devido às interações aerossol-nuvem (ERFaci) e à rápida adaptação associada ao RF da interação aerossol-radiação (Ajuste Rápido da RFari). Note que o RF total devido à interação entre aerossol-radiação (–0,35 Wm^{-2}) é ligeiramente diferente da soma do RF dos componentes individuais (–0,33 Wm^{-2}). O RF total devido à interação aerossol-radiação é a base para a Figura RPD.5. O aerossol orgânico secundário não foi incluído uma vez que a formação depende de uma variedade de fatores que, atualmente, não são suficientemente quantificados. O ERF dos rastos de condensação inclui o cirro induzido pelos rastos de condensação. Combinando a ERFaci –0,045 [–1,2 a 0,0] Wm^{-2} e o rápido ajuste da ari –0,1 [–0,3 a +0,1] Wm^{-2} resulta num componente integrado de ajuste devido aos aerossóis de –0,55 [–1,33 a –0,06] Wm^{-2}. CFC = clorofluorcarbonetos, HCFC = hidroclorofluorocarboneto, HFC = hidrofluorocarboneto PFC = perfluorocarboneto, NMVOC = Compostos Orgânicos Voláteis Exceto Metano, CN = Carbono negro. São dadas mais informações em relação à Figura RPD.5 no Material Suplementar do RT. {Figura 8.17}

tivo) ou enfraquecer (*feedback* negativo) o aumento da temperatura esperado. Sabe-se que os *feedbacks* do albedo da neve e do gelo são positivas. É *extremamente provável* que o *feedback* combinado do vapor de água e do gradiente seja positivo e, agora, razoavelmente bem quantificado, enquanto os *feedbacks* de nuvens continuam a apresentar grandes incertezas. Além disso, os novos modelos da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) estimam, de forma consistente, um *feedback* positivo do ciclo do carbono, ou seja, uma redução dos poços naturais de CO_2 em resposta às futuras alterações climáticas. Em particular, os *feedbacks* do ciclo do carbono nos oceanos são positivos nos modelos. Os poços de carbono nos ecossistemas terrestres tropicais são menos consistentes e podem ser suscetíveis às alterações climáticas através de processos como as secas e os incêndios que, por vezes, ainda não são totalmente representados. Uma atualização fundamental desde o AR4 foi a introdução da dinâmica de nutrientes em alguns modelos de carbono terrestre da CMIP5, em particular as limitações no crescimento das plantas impostas pela disponibilidade de azoto. O efeito líquido da contabilização do ciclo do azoto é uma previsão mais pequena do poço terrestre para uma determinada trajetória das emissões antropogénicas de CO_2 (ver EFT.7). {6.4, Caixa 6.1, 7.2}

Os modelos e as experiências de aquecimento do ecossistema mostram um consenso elevado de que as emissões de CH_4 das zonas húmidas irão aumentar por unidade de área num clima mais quente, mas a extensão da área das zonas húmidas pode aumentar ou diminuir dependendo das alterações regionais na temperatura e na precipitação que afetam a hidrologia das zonas húmidas, para que haja uma *confiança baixa* nas previsões quantitativas das emissões de CH_4 destas zonas. Os reservatórios de carbono em hidratos e no *permafrost* são muito grandes e, por isso, podem agir como potenciais retornos poderosos. Apesar de pouco limitada, é *provável* que a libertação global de CH_4 dos hidratos para a atmosfera no século XXI seja baixa devido ao estado pouco saturado do oceano, longo tempo de ventilação do oceano e propagação lenta do aquecimento através do fundo do mar. Há uma *confiança alta* de que a libertação de carbono do degelo do *permafrost* ofereça um *feedback* positivo, mas há uma *confiança baixa* nas previsões quantitativas da sua intensidade. {6.4.7}

Os *feedbacks* aerossol-clima ocorrem, sobretudo, através de alterações na intensidade da fonte de aerossóis naturais ou alterações na redução eficaz de aerossóis naturais e antropogénicos; um número limitado de estudos de modelação considerou que a magnitude desse *feedback* era pequena com uma *confiança baixa*. Há uma *confiança média* de um *feedback* fraco (de sinal incerto) envolvendo dimetilsulfureto, núcleos de condensação e albedo das nuvens devido a uma fraca sensibilidade da população de núcleos de condensação das nuvens a alterações nas emissões de dimetilsulfureto. {7.3.5}

RT.3.8 Métrica das Emissões

Podem ser utilizadas diferentes métricas para quantificar e comunicar as contribuições relativas e absolutas para as alterações climáticas das emissões de diferentes substâncias e de emissões de regiões/países ou fontes/setores. Até ao AR4, a métrica mais comum tem sido o Potencial de Aquecimento Global (GWP) que integra o RF para um determinado horizonte temporal. Esta métrica contabiliza, assim, as eficácias radiativas das várias substâncias, e da sua duração na atmosfera, e oferece valores relativos aos do gás de referência CO_2. Há agora uma maior atenção no Potencial de Alteração da Temperatura Global (GTP), que se baseia nas alterações na GMST num ponto escolhido no tempo, novamente relativo ao que foi causado pelo gás de referência CO_2 e, assim, contabiliza a resposta climática juntamente com as eficácias radiativas e com os tempos de vida atmosféricos. Tanto o GWP como o GTP utilizam um horizonte temporal (Figura RT.8 topo), a escolha do qual é subjetiva e dependente do contexto. Em geral, os GWP para os forçadores climáticos a curto prazo são mais elevados do que os GTP devido à ponderação de tempo igual no forçamento integrado no GWP. Por isso, a escolha da métrica pode afetar muito a importância relativa dos forçadores climáticos a curto prazo e os WMGHG, assim como a escolha do horizonte temporal. A análise do impacto das emissões atuais (período de 1 ano de emissões) mostra que os forçadores climáticos a curto prazo, como o carbono negro, o dióxido de enxofre ou o CH_4, podem ter contribuições comparáveis às do CO_2 para horizontes temporais curtos (do mesmo sinal ou do oposto), mas os seus impactos tornam-se progressivamente menores para horizontes temporais mais longos onde dominam as emissões de CO_2 (Figura RT.8 topo). {8.7}

Um grande número de outras métricas pode ser definido na cadeia do impulsionador–resposta–impacto. Nenhuma métrica pode comparar, de forma exata, todas as consequências (ou seja, respostas em parâmetros climáticos ao longo do tempo) das diferentes emissões e uma métrica que estabeleça uma equivalência em relação a um efeito, não dará equivalência em relação a outros efeitos. Assim, a escolha da métrica depende muito da consequência particular que se quer avaliar. É importante observar que as métricas não definem políticas ou objetivos, mas facilitam a análise e implementação de políticas de multicomponentes para cumprir objetivos específicos. Todas as opções de métricas contêm juízos relacionados com valores, como o tipo de efeito considerado e a ponderação dos efeitos ao longo do tempo. Enquanto o GWP integra os efeitos até um horizonte temporal escolhido (ou seja, dando um peso igual a todos os tempos até ao horizonte e peso zero depois), o GTP dá a temperatura apenas para um ano escolhido sem qualquer peso nos anos anteriores ou seguintes. {8.7}

O GWP e o GTP têm limitações e sofrem de inconsistências relacionadas com o tratamento dos efeitos indiretos e *feedbacks*, por exemplo, se os *feedbacks* do clima-carbono estão incluídos para o gás de referência de gás CO_2, mas não para os gases não CO_2. A incerteza no GWP aumenta com o horizonte temporal e para o GWP de 100 anos dos WMGHG, a incerteza pode ser tão grande quanto $\pm$40%. Vários estudos também destacam que esta métrica não é adequada para políticas com um alvo de temperatura máxima. As incertezas no GTP também aumentam com o tempo, uma vez que surgem dos mesmos fatores que contribuem para as incertezas do GWP juntamente com as contribuições adicionais por estar mais afastado da cadeia impulsionador-resposta-impacto e incluindo a resposta climática. A métrica do GTP é mais adequada para políticas baseadas em alvos mas não é, novamente, adequada para cada objetivo. Estão agora disponíveis valores de métricas atualizados que contabilizam as alterações no conhecimento de tempos de vida e eficácias radiativas e para os *feedbacks* do clima-carbono. {8.7, Tabela 8.7, Tabela 8.A.1, Capítulo 8 Material Suplementar Tabela 8.SM.16}

Com essas métricas de emissões, o impacto climático das emissões passadas ou atuais atribuíveis a diversas atividades pode ser avaliado. Tal contabilização baseada na atividade pode fornecer informações adicionais relevantes para a política, uma vez que essas atividades são mais diretamente afetadas pelas escolhas particulares da sociedade do que as emissões globais. O valor de um único ano de emissões (um período) é frequentemente utilizado para quantificar o impacto no clima futuro. Nesta perspetiva e com a métrica de GTP absoluta utilizada para ilustrar os resultados, a energia e a indústria têm as maiores contribuições para o aquecimento durante os próximos 50 a 100 anos (Figura RT.8, inferior). Os combustíveis fósseis e os biocombustíveis de utilização doméstica, a queima de biomassa e o transporte em estrada também são relativamente grandes contribuidores para o aquecimento ao longo destas escalas temporais, enquanto as atuais emissões dos setores que emitem

grandes quantidades de CH_4 (pecuária, resíduos/aterros sanitários e agricultura) também são importantes ao longo de horizontes temporais mais curtos (até cerca de 20 anos). Outra perspetiva útil é analisar o efeito das atuais emissões sustentadas. Como as substâncias emitidas são removidas de acordo com o seu tempo de permanência, as espécies de curta duração permanecem em valores quase constantes enquanto os gases de longa duração se acumulam nesta análise. Em ambos os casos, os setores que têm os maiores impactos do aquecimento a longo prazo (energia e indústria) conduzem a um arrefecimento no curto prazo (principalmente devido às emissões de SO_2) e, por isso, esses setores podem conduzir a respostas opostas da temperatura média global em escalas temporais curtas e longas. A importância relativa dos outros setores depende do tempo e da perspetiva escolhida. Como com o RF ou o ERF, as incertezas sobre os impactos dos aerossóis são grandes e, em particular, a atribuição de interações entre aerossol–nuvem a componentes individuais é pouco restrita. {8.7; Capítulo 8 Material Suplementar Figuras 8.SM.9, 8.SM.10}

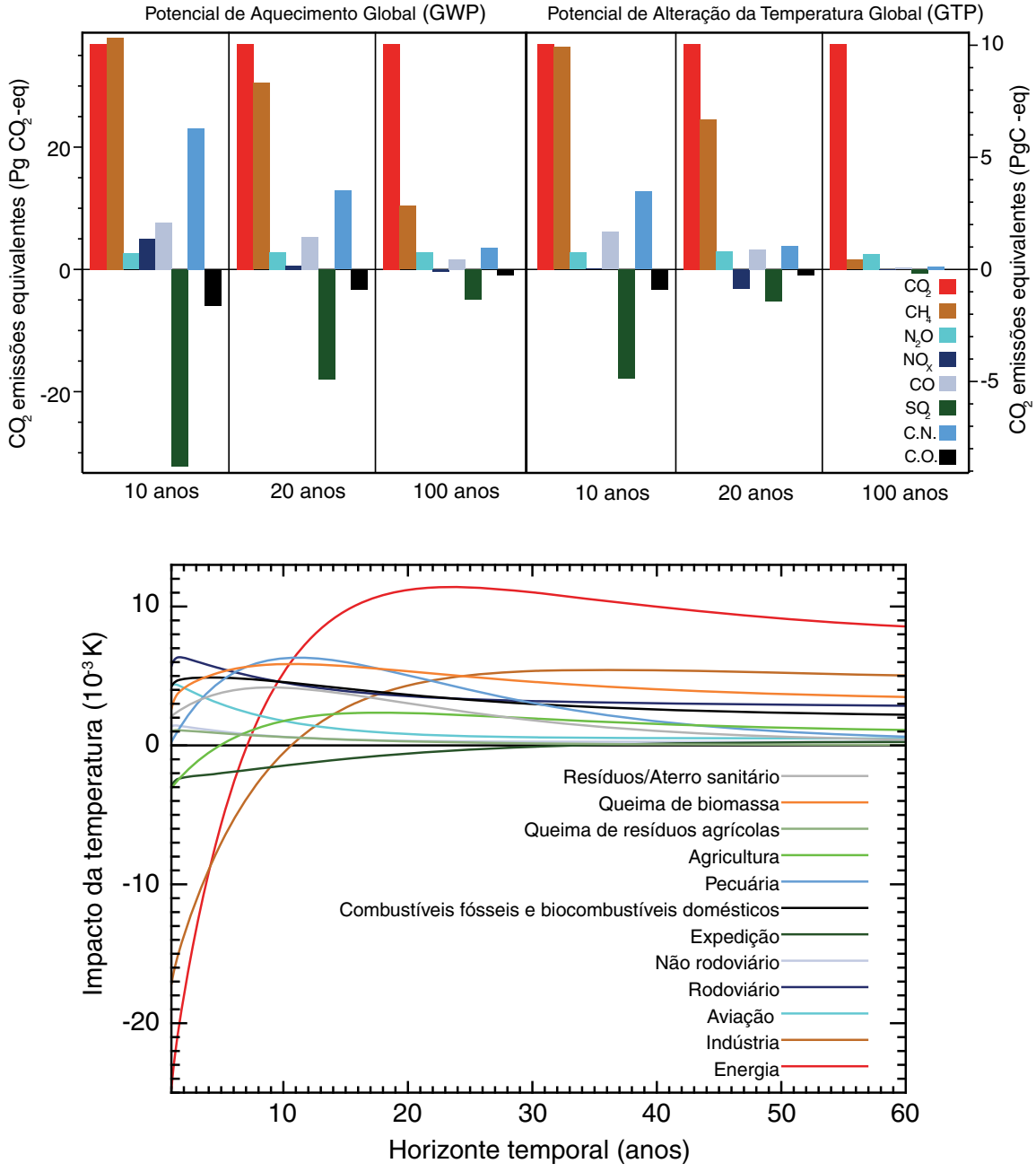


Figura RT.8 | (Superior) Emissões atuais antropogénicas globais ponderadas pelo Potencial de Aquecimento Global (GWP) e o Potencial de Alteração da Temperatura Global (GTP) para os horizontes temporais escolhidos. As emissões do ano 2008 (período de um único ano) ponderadas pelo GWP, que é o forçamento radiativo médio anual (RF) por unidade de massa emitida integrada durante o número de anos indicado relativo ao forçamento das emissões de CO_2 e do GTP que estima o impacto na temperatura média global com base na evolução temporal tanto do RF como da resposta climática por unidade de massa emitida relativa ao impacto das emissões de CO_2. As unidades são "CO_2 equivalentes", o que reflete a equivalência apenas no parâmetro de impacto da métrica escolhida (RF integrado ao longo do horizonte temporal escolhido para o GWP; alteração da temperatura no ponto escolhido no tempo para o GTP), apresentado como Pg(CO_2)eq (eixo esquerdo) e PgCeq (eixo direito). (Inferior) O GTP Absoluto (AGTP) como uma função do tempo multiplicada pelas emissões atuais de todos os compostos dos setores indicados é utilizado para estimar a resposta da temperatura média global (AGTP é o mesmo que o GTP, só que não é normalizado pelo impacto das emissões de CO_2). Há pouca variação nos valores relativos para os setores ao longo do horizonte temporal de 60 a 100 anos. Os efeitos das interações entre aerossóis e nuvens e cirros induzidas por rastos de condensação não estão incluídos no painel superior. {Figuras 8.32, 8.33}

RT.4 Compreender o Sistema Climático e as suas Recentes Alterações

RT.4.1 Introdução

A compreensão do sistema climático resulta da combinação de observações, estudos teóricos de processos de *feedback* e simulações de modelos. Comparado com o AR4, as observações mais detalhadas e os modelos climáticos melhorados (ver Caixa RT.4) permitem, agora, a atribuição das alterações detetadas a influências humanas em mais componentes do sistema climático. A consistência das alterações observadas e modeladas através do sistema climático, incluindo nas temperaturas regionais, no ciclo da água, no balanço energético global, na criosfera e nos oceanos (incluindo a sua acidificação), aponta para a alteração climática global que resulta, principalmente, dos aumentos nas concentrações de WMGHG de origem antropogénica. {10}

RT.4.2 Temperatura da Superfície

Vários avanços desde o AR4 permitiram uma quantificação mais sólida da influência humana sobre as alterações na temperatura da superfície. A incerteza observacional tem sido explorada de forma muito mais minuciosa do que anteriormente e agora a avaliação considera as observações da primeira década do século XXI e as simulações de uma nova geração de modelos climáticos, cuja capacidade de simular o clima passado melhorou em muitos aspetos em relação à geração anterior de modelos considerados no AR4. Nos últimos anos, as anomalias na GMST observadas em relação a 1880–1919 ficam de fora da variedade de anomalias da GMST nas simulações da CMIP apenas com o forçamento natural, mas são consistentes com o conjunto de simulações da CMIP5, incluindo o forçamento natural e antropogénico (Figura RT.9) embora alguns modelos individuais sobrestimam a tendência de aquecimento, enquanto outros a subestimam. As simulações que apenas têm em consideração as alterações dos WMGHG e não as alterações provocados pelos aerossóis, geralmente apresentam um aquecimento mais forte do que tem sido observado (Figura RT.9). As tendências da temperatura observadas ao longo do período de 1951–2010, que se caracterizam pelo aquecimento na maior parte do globo mais intenso nos continentes do HN, são, na maior parte dos locais observados, consistentes com as tendências da temperatura nas simulações da CMIP5, incluindo os forçamentos antropogénicos e naturais e inconsistentes com as tendências da temperatura em simulações da CMIP5, incluindo apenas os forçamentos naturais. Uma série de estudos investigou os efeitos da Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO) na GMST. Embora alguns estudos atribuam um papel significativo para a AMO na condução multidecenal da variabilidade na GMST, a AMO apresentou uma pequena tendência ao longo do período de 1951–2010 em que as avaliações atuais são baseadas, e a AMO é avaliada com *confiança alta* relativamente à baixa contribuição da tendência da GMST entre 1951 e 2010 (consideravelmente menor do que 0,1°C). {2.4, 9.8.1, 10.3; FAQ 9.1}

É *extremamente provável* que as atividades humanas tenham causado mais de metade do aumento observado na temperatura média global da superfície de 1951 a 2010. Esta avaliação é corroborada por provas sólidas a partir de vários estudos utilizando diferentes métodos. Em particular, a tendência da temperatura atribuível a todos os forçamentos antropogénicos combinados pode ser estreitamente restrita em análises de deteção e atribuição de múltiplos sinais. As incertezas sobre os forçamentos e as respostas dos modelos climáticos a esses forçamentos, juntamente com a dificuldade em distinguir os padrões de resposta

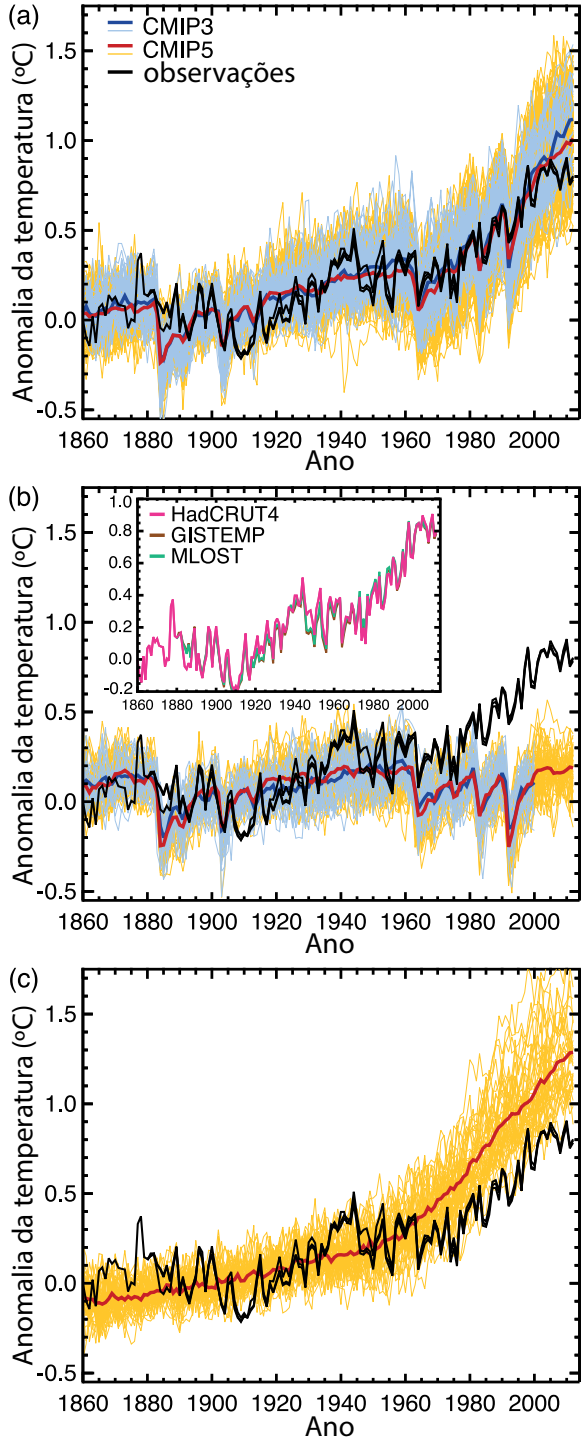


Figura RT.9 | Três estimativas observacionais da temperatura média global da superfície (linhas pretas) do 4º. conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4), Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature Analysis (GISTEMP) e Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (MLOST) em comparação com as simulações de modelos (modelos CMIP3— linhas finas azuis e modelos CMIP5—linhas finas amarelas) com forçamentos antropogénicos e naturais (a), apenas forçamentos naturais (b) e apenas forçamento do gás de efeito de estufa (c). As linhas vermelhas e azuis grossas são médias em todas as simulações da CMIP5 e CMIP3 disponíveis, respetivamente. Todos os dados simulados e observados foram mascarados com a cobertura do HadCRUT4 (uma vez que este conjunto de dados tem a cobertura espacial mais restrita) e as anomalias médias globais são mostradas em relação a 1880–1919, onde todos os dados são calculados primeiro como anomalias relativas a 1961–1990 em cada caixa. A inserção em (b) mostra os três conjuntos de dados observacionais, diferenciados por cores distintas. {Figura 10.1}

Caixa RT.3 | Modelos Climáticos e o Hiato no Aquecimento Médio Global da Superfície nos Últimos 15 Anos

A GMST observada tem mostrado uma tendência de aumento linear muito menor nos últimos 15 anos do que nos últimos 30 a 60 anos (Caixa RT.3, Figura 1a, c). Dependendo do conjunto de dados observacionais, estima-se que a tendência da GMST durante 1998–2012 esteja perto de um terço a metade da tendência durante 1951–2012. Por exemplo, em HadCRUT4 a tendência é de 0,04 °C por década ao longo de 1998–2012, em comparação com 0,11 °C por década ao longo de 1951–2012. A redução observada na tendência da TMGS é mais marcada no inverno do HN. Mesmo com este "hiato" na tendência da GMST, a década de 2000 tem sido a mais quente no registo instrumental da GMST. No entanto, a ocorrência do hiato na tendência da GMST durante os últimos 15 anos aumenta as duas perguntas relacionadas sobre o que o causou e se os modelos climáticos são capazes de o reproduzir. {2.4.3, 9.4.1; Caixa 9.2; Tabela 2.7}

São comuns períodos de hiato de 15 anos nas séries temporais da GMST, tanto observadas como históricas, obtidas pela CMIP5. Contudo, uma análise do conjunto completo das simulações históricas da CMIP5 (aumentada para o período 2006–2012 pelas simulações do RCP4.5) revela que 111 das 114 realizações mostram uma tendência da GMST durante 1998 – 2012 que é superior a todo o conjunto da tendência do HadCRUT4 (Caixa RT.3, Figura 1a; a tendência média do modelo da CMIP5 é de 0,21ºC por década. Esta diferença entre as tendências calculadas e observadas pode ser causada por uma combinação de (a) variabilidade climática interna, (b), RF em falta ou incorreto e (c) resposta de erro do modelo. Estas potenciais fontes da diferença, que não se excluem mutuamente, são avaliadas abaixo, assim como a causa da interrupção da tendência da GMST observada.

Variabilidade Climática Interna

Os períodos de hiato de 10 a 15 anos podem surgir como uma manifestação da variabilidade climática decedal interna, o que, por vezes, melhora e às vezes contraria a tendência de longo prazo forçada externamente. A variabilidade interna diminui, assim, a relevância das tendências durante períodos tão curtos como de 10 a 15 anos para as alterações climáticas a longo prazo. Além disso, a duração das variabilidades climáticas decenais internas não deverá ser acompanhada pelas simulações históricas da CMIP5, devido ao horizonte de previsibilidade de, no máximo, 10 a 20 anos (as simulações históricas da CMIP5 normalmente são iniciadas por volta de 1850 a partir de uma execução de controlo). No entanto, os modelos climáticos apresentam décadas individuais do hiato da tendência da GMST, mesmo durante uma fase prolongada de absorção de energia do sistema climático, caso em que a provisão energética seria equilibrada pelo aumento da absorção de calor da subsuperfície do oceano. {2.4.3, 9.3.2, 11.2.2; Caixas 2.2, 9.2}

Devido a limitações de amostragem, é incerto se um aumento da taxa de absorção de calor da subsuperfície-oceano ocorreu durante os últimos 15 anos. No entanto, é *muito provável* que o sistema climático, incluindo o oceano abaixo de 700 m de profundidade, tenha continuado a acumular energia ao longo do período de 1998–2010. Consistente com esta acumulação de energia, a GMSL continuou a subir durante 1998–2012, a uma velocidade apenas ligeiramente e insignificativamente menor do que durante 1993–2012. A coerência entre o conteúdo de calor e as alterações do nível do mar produz uma *confiança alta* na avaliação da acumulação contínua de energia do oceano que, por sua vez, é consistente com o desequilíbrio radiativo positivo do sistema climático. Por outro lado, há uma evidência limitada que o hiato na tendência da GMST foi acompanhado por uma taxa de aumento mais lenta do conteúdo de calor do oceano ao longo do intervalo de profundidade de 0 a 700 m, ao comparar o período de 2003–2010 contra 1971–2010. Há uma concordância baixa sobre este abrandamento, pois três das cinco análises apresentam uma taxa de aumento enquanto as outras duas mostram que o aumento continua sem redução. {3.2.3, 3.2.4, 3.7, 8.5.1, 13.3; Caixas 3.1, 13.1}

Durante o período de 15 anos que começou em 1998, o conjunto das tendências da GMST do HadCRUT4 encontra-se abaixo de quase todas as tendências simuladas por modelos (Caixa RT.3, Figura 1a), enquanto no período de 15 anos que acabou em 1998, encontra-se acima de 93 das 114 tendências modeladas (Caixa RT.3, Figura 1b; a tendência média do conjunto do HadCRUT4 é de 0,26°C por década, a tendência média do conjunto da CMIP5 é de 0,16°C por década). Ao longo do período de 62 anos de 1951–2012, a tendência média do conjunto dos dados observados e do CMIP5 estão de acordo com 0,02°C por década (Caixa RT.3, Figura 1c, tendência média do conjunto da CMIP5 0,13ºC por década). Há, portanto, uma *confiança muito alta* de que os modelos da CMIP5 mostrem tendências da GMST a longo prazo consistentes com as observações, apesar da discordância no mais recente período de 15 anos. Devido à variabilidade climática interna, em qualquer período de 15 anos, a tendência da GMST observada encontra-se, por vezes, perto de uma das extremidades de um conjunto de modelos, um efeito que é mostrado na Caixa RT.3, Figura 1a, B, uma vez que a GMST foi influenciada por um evento do El Niño muito forte em 1998. {Caixa 9.2}

Ao contrário das simulações históricas da CMIP5 referidas acima, algumas previsões da CMIP5 foram iniciadas a partir do estado do clima observado durante o final da década de 1990 e o início do século XXI. Existem indícios de que estas previsões iniciadas mostram uma GMST mais baixa em cerca de 0,05 °C a 0,1 °C em comparação com as simulações históricas (não iniciadas) e mantém esta GMST mais baixa durante os primeiros anos da simulação. Em alguns modelos inicializados, esta GMST menor ocorre em parte porque eles simulam corretamente uma variação, por volta de 2000, a partir de uma fase positiva para uma fase negativa da Oscilação Interdecenal do Pacífico (IPO). No entanto, a melhoria deste faseamento da IPO através da inicialização não é universal entre as previsões da CMIP5. Além disso, embora parte da redução da GMST através da inicialização resulte mesmo a partir da inicialização na fase atual da variabilidade interna, outra parte pode resultar da correção de um modelo sistemático que foi provocado por um forçamento anterior incorreto ou por uma resposta incorreta do modelo a um forçamento anterior, sobretudo no oceano. As magnitudes relativas destes efeitos são atualmente desconhecidas; além disso, a qualidade de um sistema de previsão não pode ser avaliada a partir de uma única previsão (aqui, uma previsão de 10 anos dentro

(continua na página seguinte)

Caixa RT.3 (continuação)

do período de 1998–2012). No geral, há uma *confiança média* de que a inicialização leva a simulações da GMST durante 1998–2012 que são mais consistentes com a tendência do hiato observada do que as simulações históricas da CMIP5 não iniciadas e que o hiato é, em parte, uma consequência da variabilidade interna que é previsível na escala temporal de vários anos. {11.1, 11.2.3; Caixas de 2,5, 9,2, 11,1, 11,2}

Forçamento Radiativo

Em escalas temporais decenais a interdecenais e sob um ERF a crescer continuamente, o componente forçado da tendência da GMST responde à tendência ERF relativamente rápida e quase linearmente (*confiança média*). A resposta forçada esperada da tendência da GMST está relacionada com a tendência do ERF por um fator que foi estimado para o aumento de 1% por ano do CO_2 no conjunto da CMIP5 como 2,0 [1,3 a 2,7] W m^{-2} °C^{-1} (intervalo de incerteza de 90%). Assim, uma tendência do ERF pode ser aproximadamente convertida numa tendência da resposta forçada da GMST, permitindo uma avaliação da quantidade de alterações nas tendências da GMST mostrada na Caixa RT.3, Figura 1 que se deve a uma alteração na tendência do ERF. {Caixa 9.2}

A melhor estimativa do ERF do AR5 ao longo de 1998–2011 é de 0,22 [0,10 a 0,34] W m^{-2} por década (intervalo de incerteza de 90%), que é substancialmente mais baixa do que a observada durante 1984–1998 (0,32 [0,22 a 0,42] W m^{-2} por década; observe que houve uma forte erupção vulcânica em 1982) e a tendência durante 1951–2011 (0,31 [0,19 a 0,40] W m^{-2} por década; Caixa RT.3, Figura 1d–f; o ano final de 2011 é escolhido porque a disponibilidade de dados é mais limitada do que para a GMST). A resposta forçada da tendência da GMST resultante seria aproximadamente 0,12 [0,05 a 0,29] °C por década, 0,19 [0,09 a 0,39] °C por década e 0,18 [0,08 a 0,37] °C por década para os períodos de 1998–2011, 1984–1998 e 1951–2011, respetivamente (o intervalo de incerteza assume que a amplitude do fator de conversão para a tendência da GMST e a amplitude da tendência do ERF são independentes). A melhor estimativa da diferença da tendência de forçamento do ERF do AR5 entre 1998–2011 e 1951–2011 poderá explicar cerca de metade (0,05 °C por década) da diferença da tendência da GMST observada entre estes períodos (0,06 a 0,08 °C por década, dependendo do conjunto de dados observacionais). {8.5.2}

A redução na melhor estimativa da tendência do ERF do AR5 durante 1998–2011 em comparação com 1984–1998 e 1951–2011 deve-se, sobretudo, às tendências descendentes nos forçamentos naturais, –0,16 [–0,27 a –0,06] W m^{-2} por década durante 1998–2011 em comparação com 0,01 [–0,00 a +0,01] W m^{-2} por década durante 1951–2011. O forçamento solar passou de um máximo relativo em 2000 para um mínimo relativo em 2009, com uma diferença pico-a-pico de cerca de 0,15 W m^{-2} e uma tendência linear ao longo de 1998–2011 de cerca de 0,10 W m^{-2} por década. Além disso, uma série de pequenas erupções vulcânicas aumentou a carga de aerossóis estratosféricos observada após 2000, levando a uma contribuição da tendência linear do ERF negativo adicional de cerca de –0,06 W m^{-2} por década durante 1998–2011 (Caixa RT.3, Figura1d, f). Em contrapartida, as estimativas da espessura ótica do aerossol troposférico derivadas de satélites sugerem pouca tendência global na espessura ótica global média do aerossol nos últimos 10 anos, implicando poucas alterações no ERF devido à interação radiativa do aerossol (*confiança baixa* devido à *confiança baixa* na própria tendência da espessura ótica do aerossol). Além disso, como só há uma *confiança baixa* nas estimativas do ERF devido à interação aerossóis-nuvens, há, igualmente, uma *confiança baixa* na sua tendência nos últimos 15 anos. {2.2.3, 8.4.2, 8.5.1, 8.5.2, 10.3.1; Caixa 10.2; Tabela 8.5}

Para os períodos 1984–1998 e 1951–2011, a tendência do ERF médio do conjunto da CMIP5 desvia-se da melhor estimativa da tendência do ERF do AR5 por apenas 0,01 W m^{-2} por década (Caixa RT.3, Figura 1e, f). A partir de 1998, no entanto, estão a faltar algumas contribuições para uma tendência descendente do ERF nos modelos da CMIP5, tais como o aumento da arga de aerossóis estratosféricos após 2000 e o mínimo solar anormalmente baixo em 2009. No entanto, durante 1998–2011, a tendência do ERF médio do conjunto da CMIP5 é menor do que a melhor estimativa da tendência do ERF pelo AR5 em 0,03 W m^{-2} por década (Caixa RT.3, Figura 1d). Além disso, a espessura ótica média global dos aerossóis nos modelos da CMIP5 mostram pouca tendência durante 1998-2012, semelhante às observações. Apesar das incertezas do forçamento serem substanciais, não há aparentes forçamentos médios globais incorretos ou em falta nos modelos da CMIP5 durante os último 15 anos que possam explicar a diferença das observações modelo durante o hiato do aquecimento. {9.4.6}

Erro de Resposta do Modelo

A discrepância entre as tendências da GMST simuladas e observadas durante 1998-2012 pode se explicada, em parte, por uma tendência de alguns modelos da CMIP5 para simular um aquecimento mais forte em resposta aos aumentos da concentração de gases de efeito de estufa do que é consistente com as observações. Calculado sobre os conjuntos de modelos avaliados na Secção 10.3.1, os GEE melhor estimados e outros fatores antropogénicos são inferiores a um (embora não significativamente, Figura 10.4), indicando que a média modelo dos GEE e outras respostas antropogénicas devem ser escaladas para corresponderem melhor às observações. Esta conclusão oferece provas de que alguns modelos da CMIP5 mostram uma resposta maior aos GEE e a outros fatores antropogénicos (dominados pelos efeitos dos aerossóis) do que o mundo real (*confiança média*). Como consequência, no Capítulo 11 argumenta-se que as previsões dos modelos a curto prazo do aumento da GMST deverá ser escalada em cerca de 10%. Esta escala descendente não é, no entanto, suficiente para explicar a superestimativa do modelo médio da tendência da GMST durante o período de hiato. {10.3.1, 11.3.6}

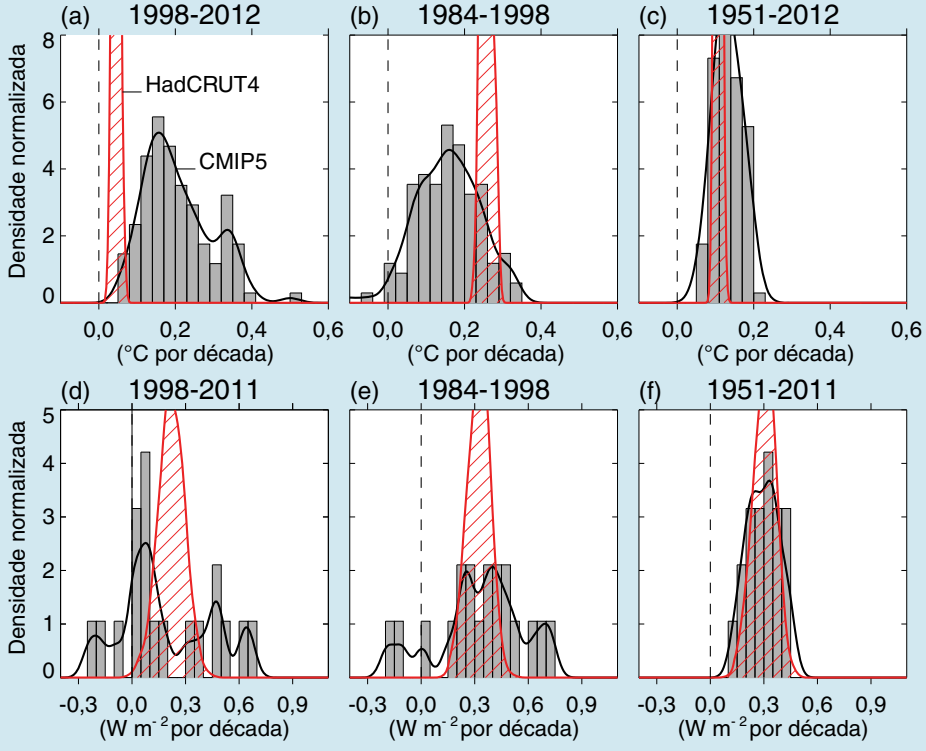
Outra possível fonte de erro do modelo é a fraca representação de vapor de água na atmosfera superior. Foi sugerido que uma redução no vapor de água estratosférico após 2000 causou uma redução na radiação descendente de ondas longas e, por isso, uma contribuição para o arrefecimento da superfície, possivelmente não detetado pelos modelos. No entanto, este efeito é considerado pequeno, dado que houve uma recuperação no vapor de água estratosférico depois de 2005. {2.2.2, 9.4.1; Caixa 9.2} *(continua na página seguinte)*

Caixa RT.3 (continuação)

Em resumo, o recente hiato do aquecimento observado, definido como a redução na tendência da GMST durante 1998–2012, em comparação com a tendência durante 1951–2012, é atribuído, numa medida aproximadamente igual, a uma contribuição de arrefecimento da variabilidade interna e a uma tendência reduzida no forçamento externo (pareceres de peritos, *confiança média*). A redução da tendência de forçamento deve-se, sobretudo, a uma tendência de forçamento negativo das erupções vulcânicas e da fase descendente do ciclo solar. No entanto, há *confiança baixa* na quantificação do papel da tendência do forçamento para causar o hiato, devido à incerteza na magnitude da tendência do forçamento vulcânico e a uma *confiança baixa* na tendência de forçamento dos aerossóis. {Caixa 9.2}

Quase todas as anteriores simulações da CMIP5 não reproduzem o recente hiato de aquecimento observado. Há uma *confiança média* de que a diferença da tendência da GMST entre modelos e observações durante 1988-2012 é, até um certo nível, causada pela variabilidade interna, com possíveis contribuições do erro de forçamento e com alguns modelos da CMIP5 a sobrestimarem a resposta ao aumento do forçamento dos GEE. A tendência modelo do CMIP5 no ERF não mostra nenhum aparente preconceito contra a melhor estimativa do AR5 ao longo de 1998-2012. Ainda assim, a *confiança* nesta avaliação da tendência do ERF da CMIP5 é *baixa*, sobretudo devido às incertezas na modelação do forçamento de aerossóis e processos, que através da heterogeneidade espacial podem causar um erro indetetável na tendência média global do ERF, mesmo na ausência de uma tendência na carga média global de aerossóis. {Caixa 9.2}

As causas tanto da tendência do hiato da GMST observada como da tendência da diferença da GMST do modelo de observação durante 1998–2012 implicam que, salvo uma grande erupção vulcânica, a maior parte das tendências de 15 anos da GMST num futuro a curto prazo será maior do que durante 1998–2012 (*confiança alta*; ver Secção 11.3.6 para a avaliação completa das previsões da GMST a curto prazo.). As razões para esta implicação quadruplicaram: em primeiro lugar, espera-se que as concentrações atmosféricas de GEE aumentem ainda mais em todos os cenários de RCP; em segundo lugar, a concentração de aerossóis antropogénicos deverá diminuir em todos os cenários de RCP, assim como o efeito de arrefecimento resultante; em terceiro lugar, a tendência no forçamento solar deverá ser maior em quase todos os períodos de 15 anos a curto prazo durante 1998–2012 (*confiança média*) porque os anos de 1998–2012 continham a fase descendente completa do ciclo solar; e em quarto lugar, é *mais provável do que improvável* que a variabilidade climática interna aumente a curto prazo e não venha a contrariar o aquecimento superficial que se espera que surja do aumento do forçamento antropogénico. {Caixa 9.2}

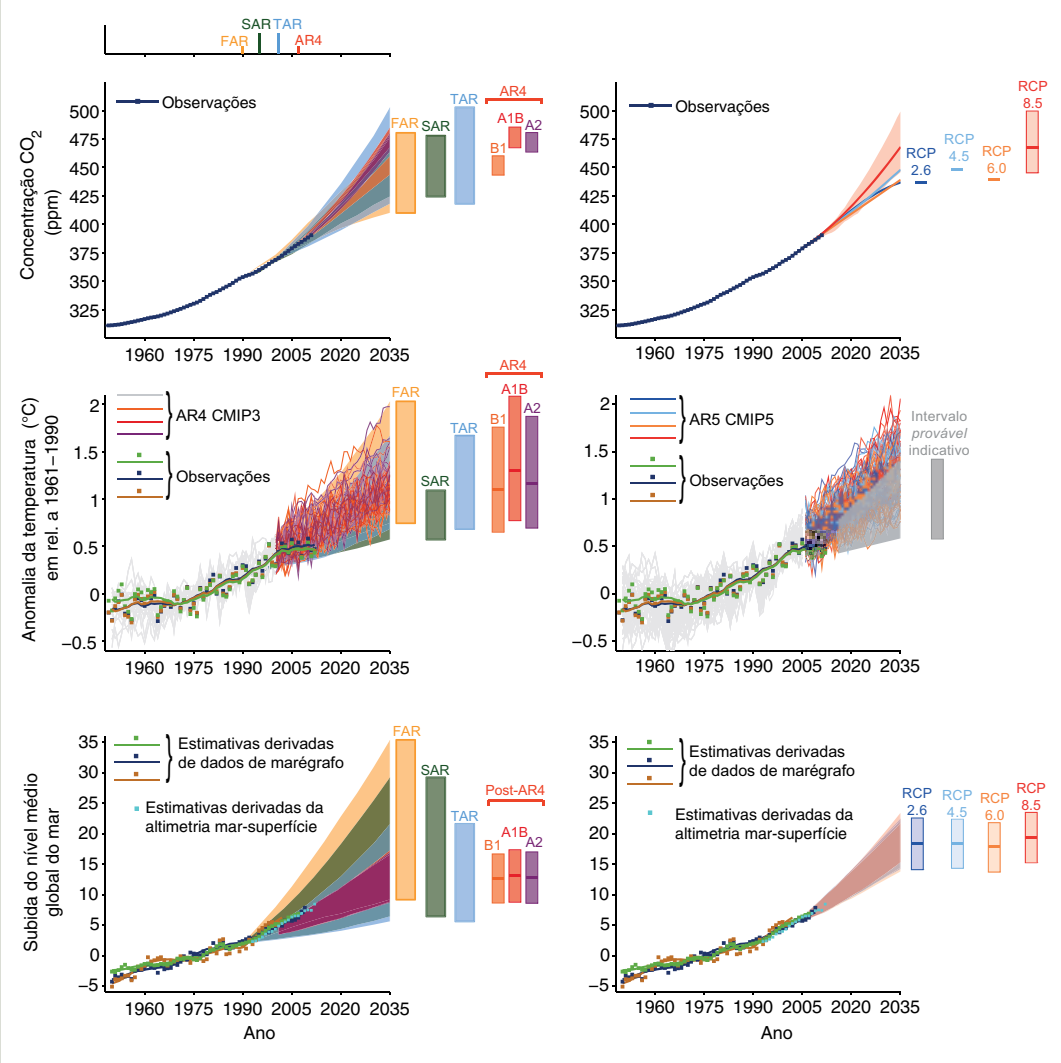


Caixa RT.3, Figura 1 | (Topo) Tendências observadas e simuladas da GMST em °C por década, ao longo dos períodos 1998–2012 (a), 1984–1998 (b) e 1951–2012 (c). Para as observações, são mostradas 100 realizações do 4º. conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4) (vermelho, tracejado). A incerteza exibida pela amplitude do conjunto é a da construção estatística da média global apenas, em contraste com as incertezas da tendência citadas na Secção 2.4.3, o que inclui uma estimativa da variabilidade climática interna. Aqui, por outro lado, a variabilidade interna é caraterizada através da amplitude do conjunto de modelos. Para os modelos, são mostradas todas as 114 realizações históricas da CMIP5 disponíveis, alargadas após 2005 com o cenário RCP4.5 e até 2010 (cinzento, sombreado). (Inferior) Tendências nos forçamentos radiativos eficazes (ERF, in W m^{-2} por década) durante os períodos de 1998–2011 (d), 1984–1998 (e) e 1951–2011 (f). A figura mostra as tendências de ERF melhor estimadas do AR5 (vermelho, tracejado) e o FRE do CMIP5 (cinzento, sombreado). As linhas pretas são versões suaves dos histogramas. Cada histograma é normalizado de modo a que a sua área se resuma a um. {2.4.3, 8.5.2; Caixa 9.2; Figura 8.18; Caixa 9.2, Figura 1}

Elementos de Foco Temático

EFT.3 | Comparação de Projeções com Observações de Antigas Avaliações do IPCC

A verificação das projeções é, sem dúvida, a forma mais convincente de estabelecer a credibilidade da ciência das alterações climáticas. Os resultados das alterações previstas no dióxido de carbono (CO_2), temperatura média global da superfície (GMST) e nível médio global do mar (GMSL) nos anteriores relatórios de avaliação do IPCC são quantitativamente comparados com as melhores estimativas observacionais disponíveis. A comparação entre os quatro relatórios anteriores destaca a evolução do nosso entendimento sobre como o sistema climático responde às alterações no forçamento natural e antropogénico e oferece uma avaliação de como as projeções se comparam às estimativas observacionais. EFT.3, Figura 1, por exemplo, mostra as estimativas projetadas e observadas de: (1) alterações no CO_2 (linha superior), (2) anomalia na GMST relativa a 1961–1990 (linha do meio) e(3) GMSL relativa a 1961–1990 (linha inferior). Os resultados dos relatórios de avaliação anteriores estão na coluna da esquerda e os resultados integrais da avaliação atual são apesentados na coluna da direita. {2.4, 3.7, 6.3, 11.3, 13.3} *(continua na página seguinte)*



EFT.3, Figura 1 | (Superior esquerdo) Concentrações de CO_2 obsevadas e calculadas global e anualmente em partes por milhão (ppm) desde 1950 em comparação com as projeções das anteriores avaliações do IPCC. As concentrações globais anuais de CO_2 observadas são apresentadas a azul escuro. O sombreado mostra o maior intervalo previsto de concentrações anuais globais de CO_2 de 1950 a 2035 a partir do FAR (Primeiro Relatório de Avaliação; Figura A.3 no Resumo para Decisores (RPD) do IPCC 1990), SAR (Segundo Relatório de Avaliação, Figura 5b no RT do IPCC 1996, TAR (Terceiro Relatório de Avaliação; Anexo II do IPCC 2001) e para os cenários A2, A1B e B1 do Relatório Especial sobre Cenários de Emissões do IPCC (SRES) apresentados no AR4 (Quarto Relatório de Avaliação; Figura 10.26). Os anos de publicação dos relatórios de avaliação são mostrados. (Superior direito) As mesmas concentrações de CO_2 observadas calculadas globalmente e as projeções deste relatório. Apenas o RCP8.5 tem uma variedade de valores porque os cenários impulsionados por emissões foram realizados apenas para este RCP. Para os outros RCP é dada a melhor estimativa. (Centro à esquerda) Alterações estimadas na anomalia observada da temperatura da superfície calculada global e anualmente relativa a 1961–1990 (em °C) desde 1950, em comparação com a variedade de previsões das anteriores avaliações

EFT.3 (continuação)

do IPCC. Os valores são harmonizados para começar a partir do mesmo valor em 1990. A anomalia observada na temperatura global anual, relativa a 1961-1990, de três conjuntos de dados é apresentada com a forma de quadrados e as séries temporais são apresentadas como linhas contínuas a partir dos conjuntos de dados do 4º. conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4), Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis (MLOST; amarelo mostarda escuro) e Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature Analysis (GISTEMP; azul escuro). O sombreado colorido mostra o intervalo previsto da alteração da temperatura média anual global próxima da superfície, de 1990 a 2035, para os modelos utilizados no FAR (Figura 6.11), SAR (Figura 19 no RT do IPCC 1996), TAR (intervalo completo do TAR, Figura 9.13(b)). Os resultados do TAR baseiam-se na análise dos modelos climáticos simples apresentados nesta avaliação e não nas simulações individuais dos modelos climáticos tridimensionais. Para o AR4, os resultados são apresentados enquanto execução de modelo único no conjunto da CMIP3 para o período histórico de 1950 a 2000 (linhas cinzento claro) e para os três cenários SRES (A2, A1B e B1) de 2001 a 2035. Para os três cenários SRES, as barras mostram a média do conjunto da CMIP3 e o intervalo *provável* dado de –40 % a +60% da média avaliada no Capítulo 10 do AR4. (Centro à direita) Previsões da temperatura anual média global da superfície do ar (GMST) de 1950–2035 (anomalias relativas a 1961-1990) de acordo com diferentes RCP dos modelos CMIP5 (linhas cinzento claro e coloridas, um membro do *ensemble* por cada modelo) e as estimativas observacionais são as mesmas que as do painel central esquerdo. A região sombreada a cinzento mostra o intervalo *provável* indicativo para a GMST anual média durante o período de 2016–2035 para todos os RCP (ver Figura RT.14 para mais detalhes). A barra cinzenta mostra esse mesmo intervalo *provável* indicativo para o ano de 2035. (Canto inferior esquerdo) Alterações estimadas no nível médio anual global do mar observado (GMSL) Desde 1950. Diferentes estimativas de alterações nas anomalias do nível global anual do mar através de dados de marégrafos (azul escuro, amarelo mostarda quente, verde escuro) e com base nas médias anuais dos dados de altímetria (azul claro) com início em 1993 (os valores foram alinhados para se ajustarem ao valor de 1993 dos dados de marégrafo). Os quadrados indicam valores médios anuais, as linhas sólidas suavizam os valores. O sombreado mostra o maior intervalo previsto para a subida anual global do nível do mar de 1950 a 2035 a partir do FAR (Figuras 9.6 e 9.7), SAR (Figura 21 no RT do IPCC, 1996), TAR (Anexo II do IPCC, 2001) e com base nos resultados dos modelos da CMIP3 disponíveis aquando do AR4, utilizando o cenário A1B do SRES. Note que no AR4 não foi dado nenhum intervalo completo para as previsões do nível do mar para este período. Portanto, a figura mostra os resultados que foram publicados após o AR4. As barras no lado direito de cada gráfico mostram toda a variedade dada para 2035 para cada relatório de avaliação. (Canto inferior direito) A mesma estimativa observacional do canto inferior esquerdo. As barra são intervalos *prováveis* (*confiança média*) para a subida média global do nível do mar em 2035, em relação a 1961–1990 e seguindo os quatro RCP. O Anexo 1 fornece detalhes sobre os dados e cálculos utilizados para criar estes números. Consulte os capítulos 1, 11 e 13 para mais detalhes. {Figuras 1.4, 1.5, 1.10, 11.9, 11.19, 11.25, 13.11}

Alterações no Dióxido de Carbono

De 1950 a 2011, as concentrações observadas de CO_2 atmosférico aumentaram de forma constante. Considerando o período de 1990–2011, as alterações observadas na concentração de CO_2 encontram-se dentro do conjunto de cenários utilizados nos quatro relatórios de avaliação. Como a mais recente avaliação antes da atual, o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (AR4) (EFT.3.Figura 1; superior esquerdo) tem um intervalo de cenários mais estreito e a concentração observada segue este intervalo. Os resultados do Quinto Relatório de Avaliação do IPCC (AR5) (EFT.3, Figura 1; canto superior direito) são consistentes com o AR4 e durante 2002–2011, as concentrações atmosféricas de CO_2 aumentaram num intervalo de 1,9 a 2,1 ppm ano^{-1}. {2.2.1, 6.3; Tabela 6.1}

Anomalia na Temperatura Média Global

Em relação à média de 1961–1990, a anomalia da GMST tem sido positiva e superior a 0,25 °C desde 2001. As observações estão, geralmente, dentro do alcance da extensão das anteriores projeções do IPCC (EFT.3, Figura 1, no meio, à esquerda). Isto também é verdade para os resultados da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) (EFT.3, Figura 1; no meio, à direita) no sentido em que o registo observado se encontra dentro do intervalo das projeções do modelo, mas na extremidade inferior da "pluma". O Monte Pinatubo entrou em erupção em 1991 (ver FAQ 11.2 para discussão sobre como os vulcões afetam o sistema climático), levando a um breve período de relativo arrefecimento médio global durante o início de 1990. O Primeiro, Segundo e Terceiro Relatórios de Avaliação do IPCC (FAR, SAR e TAR) não incluem os efeitos das erupções vulcânicas e, por isso, não incluíram o arrefecimento associado à erupção do Pinatubo. O AR4 e o AR5, no entanto, incluem os efeitos dos vulcões e simularam, com sucesso, o arrefecimento associado. Durante 1995–2000, a anomalia da temperatura média global foi bastante variável — uma fração significativa desta variabilidade deveu-se ao grande El Niño em 1997–1998 e ao forte La Niñas consecutivo em 1999 – 2001. As projeções associadas a estes relatórios de avaliação não tentam captar a evolução real destes eventos El Niño e La Niña, mas incluem-nos como uma fonte de incerteza devido à variabilidade natural conforme abrangido, por exemplo, pelo intervalo dado pelas simulações e previsões individuais da CMIP3 e da CMIP5 (EFT.3, Figura 1). A curva cinzenta em EFT.3, Figura 1 (no meio à direita) corresponde ao intervalo *provável* indicativo para as temperaturas anuais, que é determinado pelo valor avaliado pelos Patamares de Concentração Representativos (RCP) para a média de 20 anos de 2016–2035 (ver debate da Figura RT.14 e Secção 11.3.6 para detalhes). De 1998 a 2012 as estimativas observacionais têm estado na extremidade inferior do intervalo dado pelos cenários nos anteriores relatórios de avaliação e projeções da CMIP3 e da CMIP5. {2.4; Caixa 9.2}

Nível Global Médio do Mar

Com base em dados maregráficos e de altimetria por satélite, em relação a 1961–1990, a GMSL tem continuado a aumentar. Embora o aumento seja bastante estável, ambos os registos observacionais mostram períodos curtos de nenhuma alteração ou de uma ligeira diminuição. As estimativas observadas integram-se no âmbito de todas as projeções, exceto, talvez, no ínicio dos anos 1990. A incerteza da subida do nível do mar devido à incerteza relacionada com o cenário é menor para as avaliações mais recentes (AR4 e AR5) e as estimativas observadas integram-se dentro desta incerteza relacionada com o cenário. É *praticamente certo* que o nível do mar subiu durante o século XX. A taxa média de subida do nível do mar era de 1,7 mm ano^{-1} com um intervalo *muito provável* entre 1,5 a 1,9 entre 1901 e 2010 e esta taxa aumentou para 3,2 com um intervalo *provável* de 2,8 a 3,6 mm ano^{-1} entre 1993 e 2010 (ver EFT.2). {3.7.2, 3.7.4}

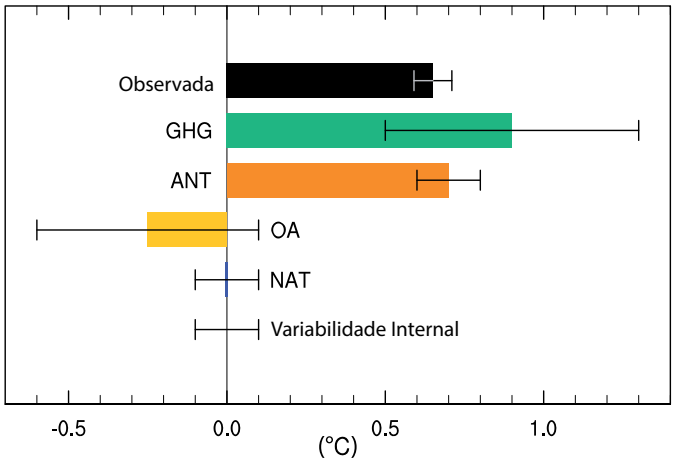


Figura RT.10 | Intervalos *prováveis* avaliados (linhas horizontais) e os seus pontos médios (barras) para as tendências de aquecimento ao longo do período de 1951–2010 devido aos gases de efeito de estufa bem misturados (GEE), forçamentos antropogénicos (ANT), forçamentos antropogénicos para além dos gases de efeito de estufa bem misturados (OA), forçamentos naturais (NAT) e variabilidade interna. A tendência das observações do 4º. conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4) é apresentada a preto com o seu intervalo de incerteza de a 5 a 95% devido, apenas, à incerteza observacional neste registo. {Figura 10.5}

da temperatura devido aos WMGHG e outros forçamentos antropogénicos, evitam uma quantificação precisa das alterações da temperatura atribuíveis aos WMGHG e outros forçamentos antropogénicos individuais. Consistente com o AR4, considera-se que mais de metade do aumento observado na temperatura média da superfície global de 1951-2010 é *muito provável* devido ao aumento observado nas concentrações antropogénicas de WMGHG. É *provável* que os WMGHG tenham contribuído para o aquecimento médio global da superfície entre 0,5ºC e 1,3ºC durante o período entre 1951 e 2010, com as contribuições de outros forçamentos antropogénicos *provavelmente* entre –0,6°C e 0,1°C e é *provável* que a dos forçamentos naturais estejam entre –0,1°C e 0,1°C. Em conjunto, estas contribuições avaliadas são consistentes com o aquecimento observado de aproximadamente 0,6ºC durante este período (Figura RT.10). {10.3}

O forçamento solar é o único forçamento natural conhecido que atua para aquecer o clima ao longo do período de 1951–2010, mas aumentou muito menos do que forçamento dos WMGHG e o padrão observado de aquecimento troposférico e arrefecimento estratosférico a longo prazo não é consistente com a resposta esperada às variações da radiação solar. Considerando estas provas juntamente com a contribuição avaliada dos forçamentos naturais para as tendências observadas ao longo deste período, considera-se que é *extremamente improvável* que a contribuição do forçamento solar para o aquecimento global observado desde 1951 é seja maior do que o do WMGHG. Como é *muito provável* que o forçamento solar tenha diminuído durante um período com medições por satélite diretas da radiação solar de 1986 a 2008, há uma *confiança alta* de que as alterações na radiação solar total não contribuíram para o aquecimento global durante esse período. No entanto, há uma *confiança média* de que o ciclo de 11 anos da variabilidade solar influencia as flutuações climáticas decenais em algumas regiões através de mecanismos de amplificação. {8.4, 10.3; Caixa 10.2}

O aquecimento observado nos últimos 60 anos está muito afastado do intervalo de variabilidade interna do clima estimado a partir de dados pré-instrumentais e também está muito afastado do intervalo de variabilidade interna simulado em modelos climáticos. As simulações baseadas em modelos da variabilidade interna são consideradas adequadas para fazer esta avaliação. Além disso, o padrão espacial do aquecimento observado difere daqueles associados à variabilidade interna. Com base nestes indícios, a contribuição da variabilidade interna para a tendência da GMST de 1951–2010 foi avaliada como estando *provavelmente* entre –0,1°C e 0,1°C, e é *praticamente certo* que o aquecimento desde 1951 não pode ser explicado apenas pela variabilidade interna. {9.5, 10.3, 10.7}

O registo instrumental mostra um aquecimento pronunciado durante a primeira metade do século XX. Consistente com AR4, considera-se que é *muito improvável* que o aquecimento do início do século XX seja devido apenas à variabilidade interna. Continua a ser difícil quantificar as contribuições da variabilidade interna, forçamento natural e antropogénico para esse aquecimento no início do século, devido às incertezas das respostas e cobertura observacional incompleta. {10.3}

RT.4.3 Temperatura Atmosférica

Uma série de estudos desde o AR4 tem investigado a consistência das tendências simuladas e observadas nas temperaturas troposféricas livres (ver Secção RT.2). A maior parte, mas não todos, os modelos da CMIP3 e CMIP5 sobrestimam a tendência de aquecimento observada na troposfera tropical durante o período das medições por satélite de 1979-2012. Cerca de metade a dois terços desta diferença da tendência observada deve-se a uma sobrestimativa da tendência da SST, que se propaga de forma ascendente porque os modelos tentam manter a estabilidade estática. No entanto, há uma *confiança baixa* nestas avaliações, devido à *confiança baixa* nas taxas de tendências troposféricas tropicais observadas e a estrutura vertical. Fora dos trópicos, e durante o período do início do registo por radiossondas em 1961, a discrepância entre as tendências simuladas e observadas é menor. {2.4.4, 9.4, 10.3}

A análise de ambos os conjuntos de dados de radiossonda e de satélite, combinados com as simulações da CMIP5 e da CMIP3, continua a considerar que o aquecimento da troposfera é inconsistente com a variabilidade interna e as simulações da resposta aos forçamentos naturais por si só. Durante o período de 1961–2010, os modelos da CMIP5 simulam o aquecimento troposférico impulsionado por alterações nos WMGHG, com apenas um pequeno arrefecimento compensado devido aos efeitos combinados das alterações na reflexão e absorção dos aerossóis e do ozono troposférico. Juntando esta prova com os resultados da análise de deteção e atribuição de múltiplos sinais, é *provável* que os forçamentos antropogénicos, dominados pelos WMGHG, tenham contribuído para o aquecimento da troposfera desde 1961. As incertezas nos registos de radiossonda e de satélite tornam a avaliação das causas das tendências observadas na troposfera superior menos confiantes do que uma avaliação das alterações da temperatura atmosférica global. {2.4.4, 9.4, 10.3}

As simulações da CMIP5 que incluem alterações nos WMGHG, no ozono e no forçamento natural reproduzem amplamente a evolução observada da menor temperatura estratosférica, com alguma tendência para sobrestimar a tendência de arrefecimento observada durante a era satélite (ver Secção RT.2). Novos estudos da temperatura estratosférica, considerando as respostas aos forçamentos naturais, WMGHG e substâncias que empobrecem a camada de ozono, demonstraram que é *muito provável* que os forçamentos antropogénicos, dominados pelo esgotamento da camada de ozono devido às substâncias que a empobrecem, têm contribuído para o arrefecimento da baixa estratosfera desde 1979. Os modelos da CMIP5 simulam apenas um arrefecimento muito fraco da baixa estratosfera em resposta às anteriores alterações dos WMGHG e a influência dos WMGHG na temperatura estratosférica mais baixa não foi formalmente detetada. Considerando as duas regiões em conjunto, é *muito provável* que o forçamento antropogénico, sobretudo

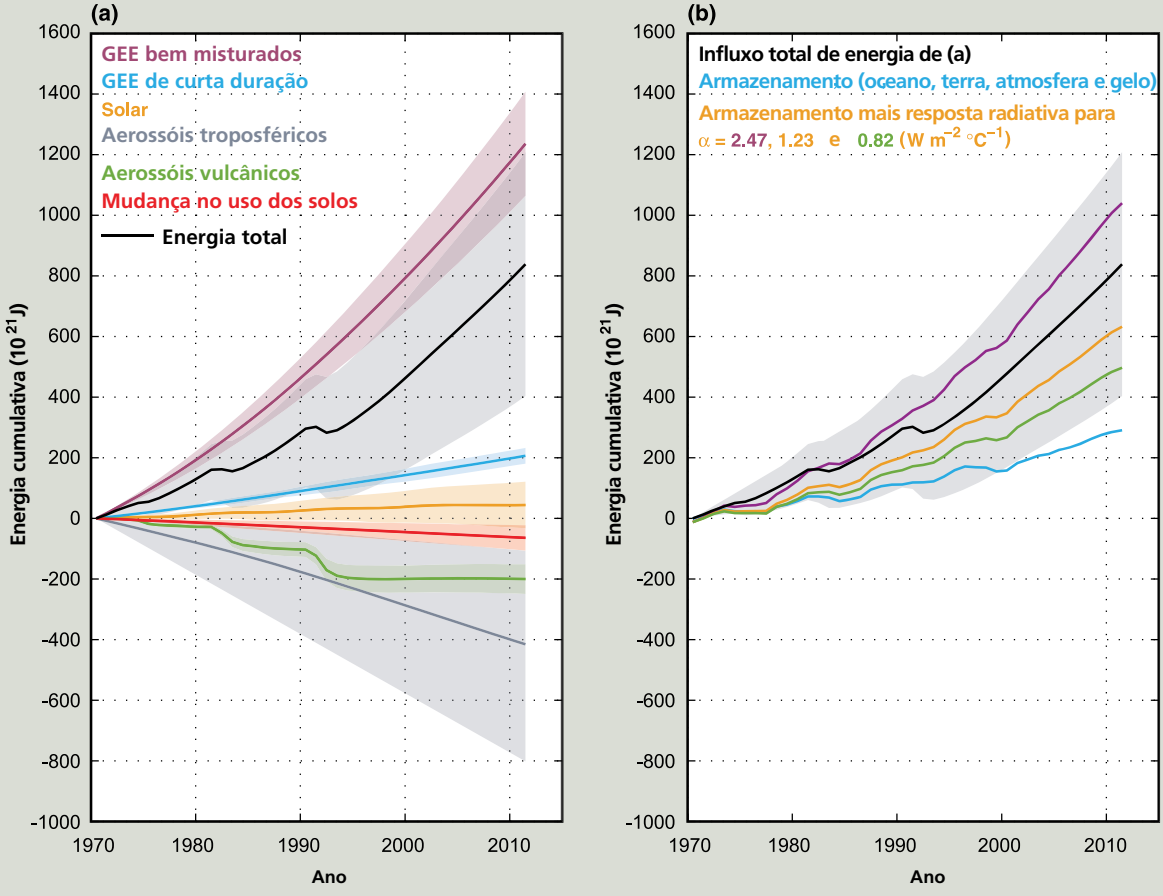
Elementos de Foco Temático

EFT.4 | O Balanço Energético do Sistema Climático Global em Mudança

O balanço energético global é um aspeto fundamental do sistema climático e depende de muitos fenómenos a ele associados. O oceano tem armazenado aproximadamente 93% do aumento energético no sistema climático ao longo das últimas décadas, resultando na expansão térmica do oceano e, por isso, na subida do nível do mar. A taxa de armazenamento de energia no sistema terrestre deve ser igual para o fluxo radiativo líquido no topo da atmosfera, que é a diferença entre o forçamento radiativo eficaz (ERF) devido a alterações impostas no sistema e a resposta radiativa do sistema. Também existem transferências de energia significativa entre os componentes do sistema climático e de um local para outro. O foco está no balanço energético global da Terra desde 1970, altura em que está disponível uma melhor cobertura de dados globais observacionais. {3.7, 9.4, 13.4; Caixa 3.1}

O ERF do sistema climático tem sido positivo como resultado do aumento das concentrações dos gases de efeito de estufa (GEE) bem misturados (de longa duração), alterações nos GEE de curta duração (ozono troposférico e estratosférico e vapor de água estratosférico) e um aumento na radiação solar (EFT.4, Figura 1a). Isto foi parcialmente compensado por um contributo negativo para o ERF do sistema climático na sequência de alterações nos aerossóis troposféricos, que predominantemente refletem a luz solar e, além disso, aumentam a luminosidade das nuvens, apesar do carbono negro produzir um forçamento positivo. Erupções vulcânicas explosivas (como o El Chichón, no México, em 1982 e o Monte Pinatubo, nas Filipinas, em 1991)

(continua na página seguinte)



EFT.4, Figura 1 | Balanço energético da Terra de 1970 a 2011. (a) O influxo energético acumulado no sistema terrestre a partir das alterações nos gases de efeito de estufa bem misturados e de curta duração, forçamento solar, forçamento dos aerossóis troposféricos, forçamento vulcânico e alterações no albedo da superfície devido à alteração na utilização dos solos (todos relativos a 1860–1879) são apresentados pelas linhas coloridas; estas contribuições são acrescentadas para apresentar o influxo energético total (preto; as contribuições do carbono negro na neve e nos rastos de condensação, bem como os cirros induzidos por rastos de condensação são incluídos mas não são mostrados separadamente). (b) o influxo energético total acumulado de (a, preto) é equilibrado pela soma da absorção de energia do sistema terrestre (azul; energia absorvida no aquecimento do oceano, da atmosfera e da terra, bem como no derretimento do gelo) e um aumento na emissão de radiação determinada pelas alterações na temperatura média global da superfície. A soma destes dois termos é dada por um parâmetro de resposta climática α de 2,47, 1,23 e 0,82 W m^{-2} °C^{-1}, correspondendo a uma sensibilidade climática de equilíbrio de 1,5°C, 3,0°C e 4,5°C, respetivamente; 1,5°C a 4,5°C é avaliado como sendo o intervalo *provável* da sensibilidade climáticaem equilíbrio. O balanço energético seria fechado para um determinado valor de α se a linha correspondente coincidisse com o influxo total de energia. Para maior clareza, todas as incertezas (sombreado) mostradas são intervalos *prováveis*. {Caixa 12.2; Caixa 13.1, Figura 1}

EFT.4 (continuação)

podem injetar dióxido de enxofre na atmosfera, dando origem a aerossóis estratosféricos que persistem durante vários anos. Os aerossóis estratosféricos refletem parte da radiação solar e, portanto, originam um forçamento negativo. As alterações no albedo da superfície devido às alterações na utilização dos solos também originaram uma maior reflexão da radiação de onda curta e, portanto, um forçamento negativo. Desde 1970, o ERF líquido do sistema climático aumentou e o impacto integrado destes forçamentos é um influxo de energia durante este período (EFT.4, Figura 1a). {2.3, 8.5; Caixa 13.1}

À medida que o sistema climático aquece, a energia é perdida para o espaço através do aumento da saída de radiação. Esta resposta radiativa do sistema deve-se, predominantemente, ao aumento da radiação térmica, mas é modificada pelas respostas climáticas, tal como as alterações no vapor de água, nuvens e albedo da superfície, que afetam tanto a radiação contínua de ondas longas como a radiação refletida de ondas curtas. Os fluxos do topo da atmosfera foram medidos por satélites do *Earth Radiation Budget Experiment* (ERBE) de 1985 a 1999 e por satélites do *Cloud and the Earth's Radiant Energy System* (CERES) desde março de 2000 até ao presente. As medições dos fluxos radiativos do topo da atmosfera são altamente precisas, permitindo a identificação das alterações no balanço energético líquido da Terra, de ano para ano com as missões do ERBE e do CERES, mas a calibração absoluta destes instrumentos não é suficientemente precisa para possibilitar a determinação do fluxo energético absoluto do topo da atmosfera ou para permitir a continuidade entre as missões. EFT.4, Figura 1b relaciona a alteração da energia total acumulada do sistema terrestre com a alteração no armazenamento de energia e a emissão de radiação acumulada. O cálculo da última baseia-se na temperatura média da superfície global observada multiplicada pelos parâmetros da resposta climática α que, por sua vez, está relacionada com a sensibilidade climática em equilíbrio. O valor de gama média para α, 1,23 W m^{-2} $°C^{-1}$, corresponde a um ERF para o dobro da concentração de dióxido de carbono (CO_2) de 3,7 [2,96 a 4,44] W m^{-2} juntamente com uma sensibilidade climática de equilíbrio de 3,0 °C. É *provável* que o parâmetro do *feedback* climático α esteja no intervalo de 0,82 a 2,47 W m^{-2} $°C^{-1}$ (correspondendo a um intervalo *provável* na sensibilidade climática de equilíbrio de 1,5°C a 4,5°C). {9.7.1; Caixa 12.2}

Se o ERF não variasse, o sistema climático acabaria por aquecer o suficiente para que a resposta radiativa equilibrasse o ERF e não haveria mais nenhuma alteração no armazenamento de energia no sistema climático. No entanto, o forçamento está a aumentar e a grande capacidade térmica do oceano significa que o sistema climático não está em equilíbrio radiativo e que o seus conteúdo energético está a aumentar (EFT.4, Figura 1b). Este armazenamento oferece um forte indício de um clima em mudança. A maioria deste calor adicional está nos 700 m superiores do oceano, mas também existe aquecimento no oceano profundo e abissal. A expansão térmica do oceano associada contribuiu cerca de 40% para a subida do nível do mar observada desde 1970. Foi utilizada uma pequena quantidade de calor adicional para aquecer os continentes, aquecer e derreter glaciares e gelo marinho e aquecer a atmosfera. {13.4.2; Caixas 3.1, 13.1}

Além destas variações forçadas no balanço energético da Terra, também existe uma variabilidade interna em escalas temporais de décadas. As observações e os modelos indicam que, devido à relativamente pequena capacidade térmica da atmosfera, uma década de temperatura da superfície estável ou até mesmo reduzida pode ocorrer num mundo em aquecimento. As simulações dos modelos climáticos sugerem que estes períodos estão associados à transferência de calor a partir do oceano superior para o mais profundo, da ordem de 0,1 W m^{-2}, com um valor quase estável ou um aumento da radiação para o espaço, novamente da ordem de 0,1 W m^{-2}. Embora estas flutuações naturais representem uma grande quantidade de calor, são significativamente menores do que o forçamento antropogénico do balanço energético da Terra, sobretudo em escalas temporais de várias décadas ou mais longas. {9.4; Caixas 9.2, 13.1}

As estimativas independentes do ERF disponíveis, do armazenamento de calor observado e do aquecimento da superfície combinam-se para dar um balanço energético para a Terra que é consistente com o intervalo *provável* avaliado da sensibilidade climática de equilíbrio dentro das incertezas estimadas (*confiança alta*). A quantificação dos termos no balanço energético da Terra e verificação de que estes termos estão em equilíbrio ao longo das últimas décadas oferece fortes indícios para o nosso entendimento das alterações climáticas antropogénicas. {Caixa 13.1}

os WMGHG e o esgotamento da camada de ozono estratosférico, tenha levado a um padrão observado detetável do aquecimento da troposfera e de um menor arrefecimento estratosférico desde 1961. {2.4, 9.4, 10.3}

RT.4.4 Oceanos

O aquecimento superior do oceano observado durante o final do século XX e início do século XXI e as suas causas foram avaliados de forma mais completa desde o AR4 utilizando as observações atualizadas e mais simulações (ver Secção RT.2.2). As tendências de longo prazo e a variabilidade nas observações são mais consistentes com simulações da resposta ao forçamento antropogénico e ao forçamento vulcânico. A pegada antropogénica no aquecimento observado do oceano superior, que é constituída pelas alterações do padrão médio global e à escala da bacia, também foi detetada. Este resultado é sólido para um número de incertezas observacionais, de modelo e metodológicas ou estruturais.

É *muito provável* que os forçamentos antropogénicos tenham feito uma contribuição substancial para o aquecimento do oceano superior (acima de 700 m) observado desde a década de 1970. Este aquecimento antropogénico do oceano tem contribuído para a subida global do nível do mar ao longo deste período através da expansão térmica. {3.2.2, 3.2.3, 3.7.2, 10.4.1, 10.4.3; Caixa 3.1}

As alterações observadas na salinidade da superfície também sugerem que ocorreu uma alteração no ciclo global da água (ver EFT.1) As tendências de longo prazo mostram que há uma forte correlação positiva entre os valores médios da salinidade da superfície e as alterações temporais da salinidade da superfície de 1950 a 2000. Esta correlação mostra uma melhoria do padrão climatológico de salinidade, por isso, as áreas doces ficaram mais doces e as áreas salgadas ficaram mais salgadas. Os sinais antropogénicos mais fortes são nos trópicos (30°S a 30°N) e no Pacífico Ocidental. O contraste da salinidade entre os oceanos Pacífico e Atlântico também aumentou com contribuições significativas dos forçamentos antropogénicos. {3.3, 10.3.2, 10.4.2; FAQ 3.2}

Numa escala global, as alterações na salinidade da superfície e da subsuperfície (1955–2004) nos 250 m superiores da coluna de água não correspondem às alterações esperadas pela variabilidade natural mas correspondem à distribuição modelada das alterações forçadas (WMGHG e aerossóis troposféricos). A variabilidade externa natural retirada das simulações apenas com as variações no forçamento solar e vulcânico não coincide, de todo, com as observações, excluindo, assim, a hipótese de que as tendências observadas podem ser explicadas apenas por variações solares ou vulcânicas. Estas linhas de evidência e a nossa compreensão sobre os processos físicos leva à conclusão de que é *muito provável* que os forçamentos antropogénicos tenham feito uma contribuição visível para as alterações na salinidade da superfície e subsuperfície oceânica desde 1960. {10.4.2; Tabela 10.1}

O oxigénio é um importante marcador físico e biológico no oceano. As análises globais de dados sobre o oxigénio de 1960 a 1990 aumentam a cobertura espacial das escalas locais a globais e foram utilizadas em estudos de atribuição a partir de uma variedade limitada de Modelos do Sistema Terrestre (ESM). Conclui-se que há uma *confiança média* de que o padrão global observado de diminuição no oxigénio dissolvido nos oceanos pode ser atribuído, em parte, a influências humanas. {3.8.3, 10.4.4; Tabela 10.1}

As observações mostram tendências distintas para a acidificação do oceano (que está entre –0,0014 e –0,0024 unidade de pH por ano). Há uma *confiança alta* de que o pH da superfície da água do mar diminuiu em cerca de 0,1 desde o início da era industrial, como consequência da absorção oceânica de CO_2 antropogénico. {3.8.2, 10.4.4; Caixa 3.2; Tabela 10.1}

RT.4.5 Criosfera

As reduções na extensão do gelo marinho do Ártico e a extensão da cobertura de neve do HN e recuo generalizado dos glaciares e crescente derretimento da superfície da Groenlândia representam provas de alterações sistemáticas na criosfera. Todas estas alterações na criosfera têm sido associadas a forçamentos antropogénicos. {4.2.2, 4,4-4,6, 10.5.1, 10.5.3; Tabela 10.1}

Os estudos de atribuição, comparando a evolução sazonal da extensão do gelo marinho do Ártico a partir de observações da década de 1950 com a que foi obtida por simulações de modelos acoplados, demonstram que a influência humana nas alterações da extensão do gelo marinho podem ser detetadas de forma sólida desde o início da década de 1990. O sinal antropogénico também é detetável para meses individuais de maio a dezembro, sugerindo que a influência humana, mais forte no último verão, agora também se estende para as estações mais frias. Destas simulações do gelo marinho e da extensão do gelo marinho observada pelo registo instrumental com alta concordância entre os estudos, conclui-se que é *muito provável* que os forçamentos antropogénicos tenham contribuído para a perda de gelo do mar Ártico desde 1979 (Figura RT.12). {10.5.1}

Para a extensão de gelo do mar Antártico, a falta do registos observados e das diferenças na variabilidade simulada e observada impedem uma avaliação sobre o aumento observado desde 1979 é ou não inconsistente com a variabilidade interna. Desembaraçar os processos envolvidos com tendências e variabilidade na Antártida e nas águas circundantes continua a ser complexo e vários estudos são contraditórios. Em conclusão, há uma *confiança baixa* na compreensão científica do aumento observado na extensão do gelo marinho da Antártida desde 1979, devido às grandes diferenças entre as simulações do gelo marinho a partir de modelos da CMIP5 e das explicações científicas incompletas e contraditórias para as causas das alterações e uma *confiança baixa* nas estimativas da variabilidade interna (Figura RT.12). {9.4.3, 10.5.1; Tabela 10.1}

O manto de gelo da Gronelândia mostra os principais episódios de derretimento recentes em resposta às temperaturas registadas relativas ao século XX associadas a variações persistentes na circulação atmosférica no início do verão e estas variações tornaram-se mais acentuadas desde 2007. Embora muitos registos instrumentais da Gronelândia sejam relativamente curtos (duas décadas), a modelação e observações regionais apresentam uma história consistente sobre a resposta das temperaturas da Gronelândia e do escoamento do manto de gelo a variações na circulação atmosférica regional associada a padrões de fluxo de grande escala e aumento da temperatura global. A perda de massa e o degelo também estão a ocorrer na Gronelândia através da intrusão de água quente nos principais fiordes que contêm glaciares, como o Glaciar Jacobshaven. É *provável* que o forçamento antropogénico tenha contribuído para o degelo da superfície do manto da Gronelândia desde 1993. {10.5.2; Tabela 10.1}

As estimativas da massa de gelo na Antártida desde 2000 mostram que as maiores perdas estão nas extremidades. Uma análise das observações sob uma plataforma flutuante de gelo da Antártida Ocidental leva à conclusão de que o aquecimento do oceano nesta região e uma maior transferência de calor pela circulação oceânica são responsáveis pelo aceleramento da velocidade de derretimento. O registo observacional da perda de massa da Antártica é curto e a variabilidade interna da camada de gelo é mal compreendida. Devido a um baixo nível de compreensão científica, há uma *confiança baixa* em atribuir as causas da perda de massa do manto de gelo da Antártida observada desde 1993. {3.2, 4.2, 4.4.3, 10.5.2}

As provas do recuo dos glaciares devido ao aquecimento e a alterações na humidade estão agora mais completas do que aquando do AR4. Há uma *confiança alta* nas estimativas da perda observada de massa e nas estimativas das variações naturais e variabilidade interna dos registos glaciares a longo prazo. Com base nestes fatores e na nossa compreensão sobre a resposta dos glaciares aos impulsionadores climáticos, há uma *confiança alta* de que uma parte substancial da perda de massa dos glaciares se deve, *provavelmente* à influência humana. É *provável* que tenha havido uma componente antropogénica para as reduções observadas na cobertura de neve do HN desde 1970. {4.3.3, 10.5.2, 10.5.3; Tabela 10.1}

Elementos de Foco Temático

EFT.5 | Irreversibilidade e Alterações Abruptas

Foi proposto um número de componentes e de fenómenos dentro do sistema climático que poderiam exibir, potencialmente, um comportamento limite. Cruzar tais limiares o de originar uma transição abrupta ou irreversível para um estado diferente do sistema climático ou alguns dos seus componentes.

Alteração climática abrupta é definida neste Quinto Relatório de Avaliação do IPCC (AR5) como uma alteração em grande escala no sistema climático que ocorre ao longo de algumas décadas ou menos, persiste (ou prevê-se que persista) por, pelo menos, algumas décadas e que causa interferências substanciais nos sistemas humano e natural. Existem informações sobre possíveis consequências de algumas alterações abruptas mas, em geral há uma *confiança baixa* e pouco consenso sobre a probabilidade de tais eventos ao longo do século XXI. Exemplos de componentes sensíveis a tais alterações tão abruptas são a intensidade da Circulação Termohalina Meridional do Atlântico (AMOC), libertação de hidratos de metano, desaparecimento de florestas tropicais e boreais, desaparecimento do gelo marinho de verão no Oceano Ártico, secas e circulação das monções a longo prazo. {5.7, 6.4.7, 12.5.5; Tabela 12.4}

Diz-se que uma alteração é *irreversível* se a escala temporal de recuperação desde estado devido a processos naturais é significativamente mas longa do que o tempo que o sistema leva a alcançar este estado perturbado. Tal comportamento pode ocorrer porque as escalas temporais para perturbações e processos de recuperação são diferentes, ou porque a alteração climática pode persistir devido ao longo tempo de permanência de uma perturbação do dióxido de carbono (CO_2) na atmosfera (ver EFT.8). Enquanto as alterações da extensão do gelo marinho de verão do Oceano Ártico aumentam, as secas prolongadas e a circulação das monções são avaliadas como reversíveis dentro de anos a décadas, o desaparecimento de florestas tropicais ou boreais pode ser reversível apenas dentro de séculos. Devido às alterações nos clatratos de metano e na libertação de carbono do *permafrost*, o colapso do manto de gelo da Gronelândia e da Antártida pode ser irreversível durante milénios após a perturbação causal. {5.8, 6.4.7, 12.5.5, 13.4.3, 13.4.4; Tabela 12.4}

Alteração Climática Abrupta Relacionada com a Circulação Termohalina Meridional do Atlântico (AMOC)
Novas simulações de modelos climáticos transitórios confirmaram com *confiança alta*que fortes alterações na intensidade da AMOC produzem alterações climáticas abruptas à escala global com a magnitude e o padrão a assemelharem-se a anteriores eventos glaciais de Dansgaard–Oeschger e stadiais de Heinrich. A confiança na ligação entre as alterações climáticas do Atlântico Norte e a precipitação em latitudes baixas aumentou desde o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (AR4). A partir de novas reconstruções paleoclimáticas e estudos de modelação, há uma *confiança muito alta* de que a intensidade reduzida da AMOC e o arrefecimento associados da superfície na região do Atlântico Norte provocou deslocações para sul da Zona de Convergência Intertropical do Atlântico e afetou as monções americana (norte e sul), africana e asiática. {5.7}

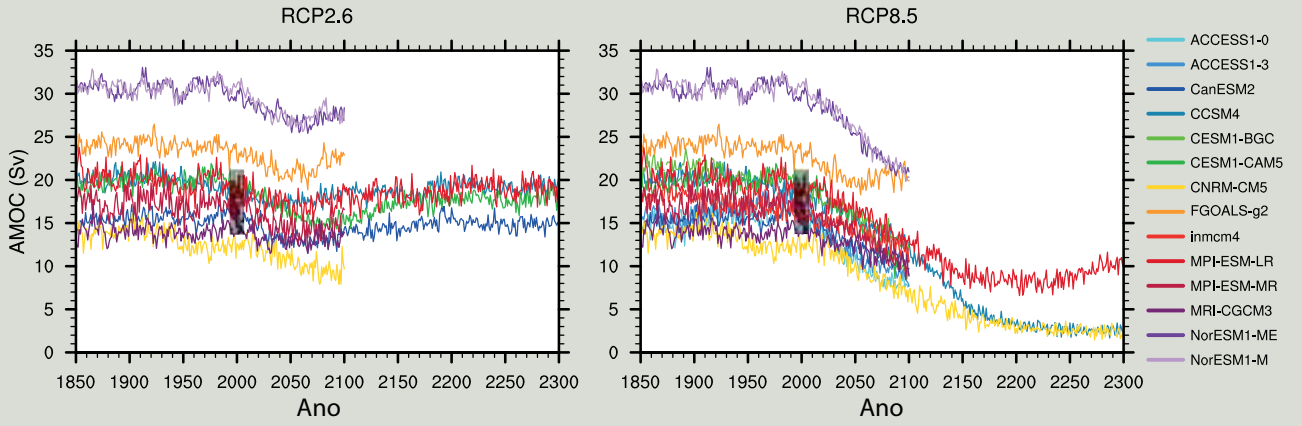
O modo interglacial da AMOC pode recuperar (*confiança alta*) a partir de uma entrada de água doce de curta duração para o Atlântico Norte subpolar. Há aproximadamente 8 200 anos, ocorrem uma súbita libertação de água doce durante as fases finais do degelo do manto de gelo da América do Norte. As observações do paleoclima e os resultados dos modelos indicam, com uma *confiança alta*, uma redução acentuada na intensidade da AMOC seguida de uma rápida recuperação, dentro de aproximadamente 200 anos após a perturbação {5.8.2}.

Embora tenham sido realizadas muito mais simulações de modelos desde o AR4 de acordo com grande variedade de cenários de forçamento futuro, as previsões do comportamento da AMOC não foram alteradas. Continua a ser *muito provável* que a AMOC irá enfraquecer ao longo do século XXI em relação aos valores de 1850-1900. As melhores estimativas e intervalos para a redução da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) são de 11% (1 a 24%) para o Patamar de Concentração Representativo RCP2.6 e de 34% (12 a 54%) para o RCP8.5, mas há uma *confiança baixa* na magnitude do enfraquecimento. Também continua a ser *muito improvável* que a AMOC irá passar por uma transição abrupta ou colapso no século XXI para os cenários considerados (*confiança alta*) (EFT.5, Figura 1). Para que ocorra uma transição abrupta da AMOC, a sensibilidade desta ao forçamento teria de ser muito superior ao que é observada nos modelos atuais ou exigiria um fluxo de água do degelo do manto da Gronelândia muito superior às atuais projeções mais elevadas. Embora nenhuma das possibilidades possa ser completamente excluída, é *improvável* que a AMOC entre em colapso para além do final do século XXI para os cenários considerados, mas não se pode excluir um colapso caso se mantenha um grande aquecimento para além do século XXI. Há uma *confiança baixa* na avaliação da evolução da AMOC para além do século XXI devido a um número limitado de análises e resultados ambíguos. {12.4.7, 12.5.5}

Potencial Irreversibilidade das Alterações no *Permafrost*, Clatratos de Metano e Florestas
Num clima em aquecimento, o degelo do *permafrost* pode induzir a decomposição de carbono acumulado nos solos congelados que poderia persistir durante centenas a milhares de anos, levando a um aumento das concentrações atmosféricas de CO_2 e/ou de metano (CH_4).

(continua na página seguinte)

EFT.5 (continuação)



EFT.5, Figura 1 | Intensidade da Circulação Termohalina Meridional do Atlântico (AMOC) a 30°N (Sv) como uma função do ano, de 1850 a 2300 conforme simulado por diferentes Modelos de Circulação Geral da Atmosfera-Oceano em resposta ao cenário RCP2.6 (esquerda) e RCP8.5 (direita). A barra vertical preta mostra a variedade da intensidade da AMOC medida em 26 °N, de 2004 a 2011 {Figuras 3.11, 12.35}

Os estudos de modelação existentes do equilíbrio do carbono do *permafrost* sob o aquecimento futuro que têm em consideração, pelo menos, alguns dos processos essenciais relacionados com o *permafrost* não produzem resultados consistentes, para além do facto de que o *permafrost* atual se tornará um emissor efetivo de carbono durante o século XXI de acordo com os cenários plausíveis de futuro aquecimento (*confiança baixa*). Isso também reflete uma compreensão insuficiente sobre os processos relevantes do solo durante e após o degelo do *permafrost*, incluindo processos que conduzem à estabilização do carbono terrestre não congelado, e dificulta qualquer avaliação quantitativa da amplitude das alterações irreversíveis no sistema climático potencialmente relacionadas com a desgaseificação do *permafrost* e *feedbacks* associados. {6.4.7, 12.5.5}

É *muito provável* que o aquecimento antropogénico irá aumentar as emissões de CH_4 tanto dos clatratos terrestres como oceânicos. Os depósitos de clatratos de CH_4 abaixo do fundo do mar são suscetíveis à destabilização através do aquecimento do oceano. Contudo, a subida do nível do mar devido às alterações na massa do oceano aumentam a estabilidade dos clatratos no oceano. Embora difícil de avaliar formalmente, as estimativas iniciais do *feedback* da destabilização dos clatratos de CH_4 no século XXI são pequenas mas não insignificantes. É *muito improvável* que o CH_4 dos clatratos passe por uma libertação catastrófica durante o século XXI (*confiança alta*). Em escalas de tempo multimilenar, tais emissões de CH_4 podem oferecer um *feedback* positivo ao aquecimento antropogénico e podem ser irreversíveis, devido à diferença entre a as escalas temporais de libertação e de acumulação. {6.4.7, 12.5.5}

A existência de alterações climáticas críticas impulsionadas por limiares na Amazónia e outras florestas tropicais puramente impulsionadas pela alteração climática permanece muito incerta. Não se pode excluir a hipótese de haver um limiar crítico que é ultrapassado pelo volume da precipitação e duração das estações secas. A resposta da floresta boreal às alterações climáticas projetadas também é altamente incerta, e a existência de limiares críticos não pode atualmente ser descartada. Há uma *confiança baixa* nas previsões do colapso de grandes áreas de florestas tropicais e/ou boreais. {12.5.5}

Potencial Irreversibilidade das Alterações na Criosfera

A reversibilidade da perda de gelo marinho foi diretamente avaliada em estudos de sensibilidade para o aumento e redução de CO_2 com os Modelos de Circulação Geral Atmosfera-Oceano (AOGCMs) ou Modelos do Sistema Terrestre (ESM). Nenhum deles mostram indícios de uma alteração irreversível no gelo do mar Ártico em qualquer altura. Por outro lado, como resultado do forte acoplamento entre águas superficiais e profundas no Oceano Antártico, o gelo marinho da Antártida em alguns modelos integrados com aumento e diminuição da concentração de CO_2 apresenta algum comportamento de histerese. {12.5.5}

Atualmente, os mantos de gelo da Antártida e da Gronelândia têm um equilíbrio da massa da superfície (a queda de neve excede o derretimento), embora ambos estejam a perder massa porque o escoamento de gelo para o mar excede o equilíbrio efetivo da massa da superfície. Um *feedback* positivo funciona para reduzir o volume e a extensão do manto de gelo quando uma diminuição da elevação da superfície do manto de gelo induz uma redução do equilíbrio da massa superficial. Normalmente isto surge através do aumento do derretimento da superfície e, por isso, aplica-se no século XXI na Gronelândia, mas não na Antártida, onde o derretimento superficial é muito pequeno atualmente. Projeta-se que o derretimento da superfície da Antártida se torne importante após vários séculos sob cenários de forçamento radiativo de gases de efeito de estufa bem misturados. {4.4, 13.4.4; Caixas 5,2, 13,2}

A alteração abrupta no escoamento do manto de gelo para o mar pode ser causada pelo recuo instável da linha de assentamento nas regiões onde o substrato rochoso está abaixo do nível do mar e desliza para baixo em direção ao interior do manto de gelo. Isto aplica-se principalmente à Antártida Ocidental mas, também, a para partes do leste da Antártida

(continua na página seguinte)

EFT.5 (continuação)

e à Gronelândia. O recuo da linha de assentamento pode ser impulsionado pela deterioração da plataforma de gelo, devido à agua do oceano mais quente por baixo das plataformas que incentiva o degelo da plataforma submarina ou os reservatórios de água derretida na superfície da plataforma de gelo que promovem a fratura desta. Como o crescimento do manto de gelo é um processo lento, essas alterações seriam irreversíveis na definição adotada aqui. {4.4.5; Caixa 13.2}

Há uma *confiança alta* de que os volumes dos mantos de gelo da Gronelândia e da Antártida Ocidental foram reduzidos durante os períodos dos últimos milhões de anos que foram globalmente mais quentes do que atualmente. As simulações de modelos dos mantos de gelo e os dados geológicos sugerem que o manto de gelo da Antártida Ocidental é muito sensível ao aquecimento da subsuperfície do oceano e implicam, com uma *confiança média*, um recuo do manto de gelo da Antártida Ocidental se a concentração atmosférica de CO_2 se mantiver igual, ou acima, do intervalo de 350–450 ppm durante vários milénios. {5.8.1, 13.4.4; Caixa 13.2}

As provas disponíveis indicam que o aquecimento global para além do limiar levaria a uma perda quase completa do manto de gelo da Gronelândia durante um milénio ou mais, provocando uma subida do nível médio global do mar de aproximadamente 7 m. Estudos com a atual topografia fixa do manto de gelo indicam que o limiar é superior a 2ºC mas inferior a 4ºC (*confiança média*) da subida da temperatura média global da superfície em relação aos níveis pré-industriais. O único estudo com um manto de gelo dinâmico sugere que o limiar é superior a cerca de 1ºC (*confiança baixa*) do aquecimento médio global em relação ao nível pré-industrial. Considerando o atual estado de incerteza científica, não se pode quantificar uma variedade *provável*. A perda total do manto de gelo da Gronelândia não é inevitável porque isso demoraria um milénio ou mais; se as temperaturas diminuírem antes do manto de gelo desaparecer completamente, este pode voltar a crescer. Ainda assim, alguma parte da perda de massa pode ser irreversível, dependendo da duração e grau de passagem do limiar, uma vez que o manto de gelo pode ter múltiplos estados estáveis, devido à sua interação com o clima regional. {13.4.3, 13.4.4}

RT.4.6 Ciclo da Água

Desde o AR4, surgiram novas provas de uma influência humana detetável em vários aspetos do ciclo da água. Há uma *confiança média* de que as alterações observadas na humidade específica próxima da superfície desde 1973 contêm uma componente antropogénica detetável. A pegada antropogénica do vapor de água simulada por um conjunto de modelos climáticos foi detetada em estimativas de menor conteúdo de humidade troposférica derivadas dos dados do Sensor de Microondas/Imageador (SSM/I) que abrangem o período de 1988-2006. Encontrou-se uma contribuição antropogénica para os aumentos na humidade troposférica específica com *confiança média*. {2.5, 10.3}

Os estudos de atribuição da precipitação média global zonal terrestre e da precipitação no Ártico encontraram uma influência antropogénica detetável. No geral, há uma *confiança média* numa significativa influência humana nas alterações à escala global dos padrões de precipitação, incluindo aumentos nas latitudes médias a altas do HN. As restante incertezas observacionais e de modelação e o grande efeito da variabilidade interna na precipitação observada impedem uma avaliação mais confiante. {2.5, 7.6, 10.3}

Com base nas provas recolhidas sobre as alterações atribuíveis (com diferentes níveis de confiança e probabilidade) na humidade específica, precipitação terrestre e salinidade da superfície do oceano através da sua ligação à precipitação e à evaporação e através da compreensão física do ciclo da água, é *provável* que a influência humana tenha afetado o ciclo global da água desde 1960. Este é um grande avanço desde o AR4. {2.4, 2.5, 3.3, 9.4.1, 10.3, 10.4.2; Tabela 10.1; FAQ 3.2}

RT.4.7 Eventos Meteorológicos Extremos

Vários novos estudos de atribuição encontraram uma influência antropogénica detetável no aumento observado da frequência de dias e noites quentes e na diminuição da frequência de dias e noites frios. Desde o AR4 e o SREX, há novas provas para detetar a influência humana sobre as temperaturas extremamente quentes durante o dia e há novas provas de que a influência do forçamento antropogénico pode ser detetada separadamente da influência do forçamento natural em escalas globais e em algumas regiões continentais e subcontinentais. Isso reforça as conclusões do AR4 e do SREX e agora é *muito provável* que o forçamento antropogénico tenha contribuído para as alterações observadas na frequência e intensidade de temperaturas diárias extremas na escala global desde meados do século XX. É *provável* que a influência humana tenha aumentado significativamente a probabilidade de ocorrência de ondas de calor em alguns locais. Ver EFT.9 e EFT.9, Tabela 1 para um resumo da avaliação de eventos climáticos e meteorológicos extremos. {10.6}

Desde o AR4, há novas provas diretas limitadas para uma influência antropogénica na precipitação extrema, incluindo uma deteção formal e o estudo de atribuição e provas indiretas de que seria de esperar que a precipitação intensa teria aumentado dados os indícios da influência antropogénica em vários aspetos do ciclo hidrológico global e uma *confiança alta* de que a intensidade dos eventos de precipitação extrema irá aumentar com o aquecimento, numa taxa que irá ultrapassar bastante a taxa da precipitação média. Em regiões terrestres onde a cobertura observacional é suficiente para a avaliação, há uma *confiança média* de que o forçamento antropogénico contribuiu para uma intensificação à escala global da precipitação intensa ao longo da segunda metade do século XX. {7.6, 10.6}

Globalmente, há uma *confiança baixa* na atribuição de alterações na atividade dos ciclones tropicais à influência humana. Isto deve-se a

provas observacionais insuficientes, falta de entendimento físico sobre as ligações entres os impulsionadores antropogénicos do clima e a atividade dos ciclones tropicais e ao nível baixo de consenso entre os estudos quanto à importância relativa da variabilidade interna e dos forçamentos naturais e antropogénicos. Na região do Atlântico Norte há uma *confiança média* de que uma redução no forçamento dos aerossóis contribuiu, pelo menos em parte, para o aumento observado na atividade dos ciclones tropicais dessa zona desde a década de 1970. Ainda restam desacordos substanciais sobre a importância relativa da variabilidade interna, do forçamento dos WMGHG e dos aerossóis para esta tendência observada. {2.6, 10.6, 14.6}

Embora o AR4 tenha concluído que é *mais provável do que improvável* que a influência antropogénica tenha contribuído para um maior risco de ocorrência de secas na segunda metade do século XX, uma avaliação atualizada da prova observacional indica que as conclusões do AR4 em relação às tendências globais crescentes nas secas hidrológicas desde a década de 1970 já não são suportadas. Devido à *confiança baixa* nas tendências observadas de desidratação em grande escala, juntamente com as dificuldades em distinguir a variabilidade das secas à escala decenal a partir da alteração climática a longo prazo, atualmente há uma *confiança baixa* na atribuição das alterações das secas em todo o mundo desde meados do século XX à influência humana. {2.6, 10.6}

RT.4.8 Do Global ao Regional

Considerar uma perspetiva a mais longo prazo mostra o papel importante dos forçamentos externos no desenvolvimento da variabilidade climática em escalas hemisféricas em tempos pré-industriais (Caixa RT.5). É *muito improvável* que as variações de temperatura no HN de 1400 a 1850 possam ser explicadas apenas pela variabilidade interna. Há uma *confiança média* de que o forçamento externo contribuiu para a variabilidade da temperatura do HN de 850 a 1400 e que o forçamento externo contribuiu para as variações da temperatura europeia durante os últimos 5 séculos. {5.3.3, 5.5.1, 10.7.2, 10.7.5; Tabela 10.1}

As alterações na circulação atmosférica são importantes para a alteração climática local porque podem originar maiores ou menores alterações no clima numa determinada região do que noutras. É *provável* que a influência humana tenha alterado, globalmente, os padrões de pressão do nível do mar. Há uma *confiança média* de que o esgotamento da camada de ozono estratosférico contribuiu para a mudança observada em direção aos polos da Célula de Hadley meridional durante o verão austral. É *provável* que o esgotamento da camada de ozono estratosférico tenha contribuído para a tendência positiva na SAM vista no verão austral desde meados do século XX, o que corresponde às reduções na pressão do nível do mar nas latitudes altas e aumento nos subtrópicos (Figura RT.11). {10.3}

A evidência é mais forte relativamente a que as alterações observadas no sistema climático podem agora ser atribuídas às atividades humanas em escalas globais e regionais em muitos componentes (Figura RT.12). A incerteza observacional tem sido explorada de forma muito mais aprofundada do que anteriormente e as pegadas da influência humana foram deduzidas a partir de uma nova geração de modelos climáticos. Há uma melhor compreensão sobre as alterações do oceano, incluindo alterações na salinidade, que são consistentes com a intensificação em grande escala do ciclo da água previsto pelos modelos climáticos. As alterações nas temperaturas perto da superfície, temperaturas da atmosfera livre, temperaturas do oceano e cobertura de gelo do HN e extensão do gelo marinho, quando consideradas em conjunto, não mostram apenas alterações médias globais mas, também, padrões regionais distintos consistentes com os rastos de alteração esperados dos forçamentos antropogénicos e as respostas esperadas das erupções vulcânicas (Figura RT.12). {10.3–10.6, 10.9}

A influência humana foi detetada em quase todos os principais componentes do sistema climático avaliados (Figura RT.12). Consideradas em conjunto, as provas combinadas aumentam o nível geral de confiança na atribuição da alteração climática observada e reduz as incertezas associadas à avaliação baseada numa única variável climática. A partir desta prova combinada, é *praticamente certo* que a influência humana aqueceu o sistema climático global. A influência antropogénica foi identificada em alterações na temperatura perto da superfície da Terra, na atmosfera e nos oceanos, bem como em alterações na criosfera, no ciclo da água e alguns fenómenos extremos. Há fortes indícios que excluem o forçamento solar, vulcões e a variabilidade interna como os impulsionadores mais fortes do aquecimento desde 1950. {10.9; Tabela 10.1; FAQ 5.1}

Sobre cada continente, exceto na Antártida, é *provável* que a influência antropogénica tenha feito uma contribuição substancial para os aumentos da temperatura da superfície desde meados do século XX (Figura RT.12). É *provável* que tenha havido uma contribuição antropogénica significativa para o aquecimento muito substancial nas temperaturas da superfície terrestre do Ártico ao longo dos últimos 50 anos. Para a Antártida, as grandes incertezas observacionais resultam numa *confiança baixa* de que a influência antropogénica contribuiu para o aquecimento observado calculado em estações disponíveis. A

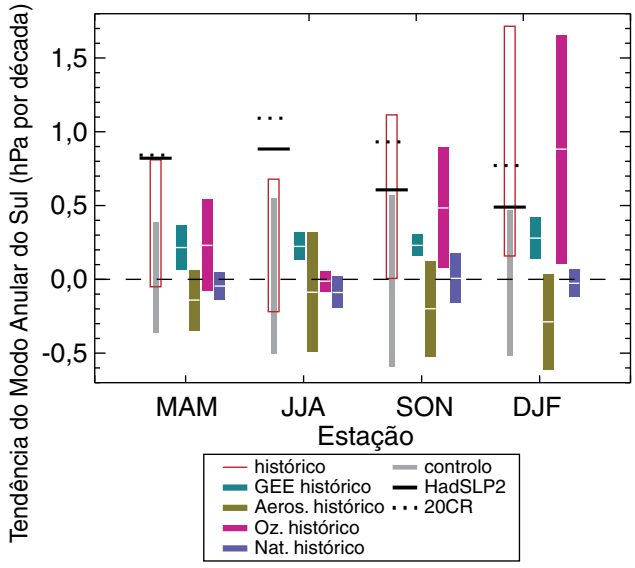


Figura RT.11 | Tendências de 1951-2011 simuladas e observadas no índice do Modo Anular do Sul (SAM) por estação. O índice SAM é uma diferença entre a pressão zonal média do nível do mar (SLP) em 40°S e 65°S. O índice do SAM é definido sem normalização para que as magnitudes das tendências observadas e simuladas possam ser comparadas. As linhas pretas mostram as tendências observadas a partir do conjunto de dados (contínuo) do Hadley Centre Sea Level Pressure 2r (HadSLP2r) e as Reanálises do Século XX (pontilhado). As barras cinzentas mostram os intervalos dos percentis 5°. a 95°. das tendências de controlo e as caixas vermelhas mostram o intervalo do percentil 5°. ao 95°. das tendências nas simulações históricas, incluindo forçamentos antropogénicos e naturais. As barras coloridas mostram as tendências médias do conjunto e os seus intervalos de confiança de 5 a 95% associados, simulados em resposta aos gases de efeito de estufa bem misturados (verde claro), aerossol (verde escuro), ozono (magenta) e alterações no forçamento natural (azul) nas simulações de forçamento individual da CMIP5. {Figura 10.13b}

deteção e a atribuição em escalas regionais é complicada pelo maior papel desempenhado por fatores dinâmicos (alterações na circulação), uma maior variedade de forçamentos que podem ser regionalmente importantes e a maior dificuldade em modelar processos relevantes em escalas regionais. No entanto, é *provável* que a influência humana tenha contribuído para os aumentos da temperatura em muitas regiões subcontinentais. {10.3; Caixa 5.1}

A coerência das alterações observadas com simulações de forçamentos antropogénicos e naturais no sistema físico é notável (Figura RT.12), especialmente para as variáveis relacionadas com a temperatura. A temperatura da superfície e o conteúdo térmico do oceano mostram sinais antropogénicos e naturais emergentes em ambos os registos e uma clara separação da hipótese alternativa de apenas variações naturais. Estes sinais não aparecem apenas nas médias globais, mas também aparecem em escalas regionais nos continentes e nas bacias do oceano em cada uma dessas variáveis. A extensão do gelo marinho emerge, claramente, da taxa de variabilidade interna para o Ártico. Em escalas subcontinentais, é *provável* que a influência humana tenha aumentado substancialmente a probabilidade de ocorrência de ondas de calor em algumas localizações. {Tabela 10.1}

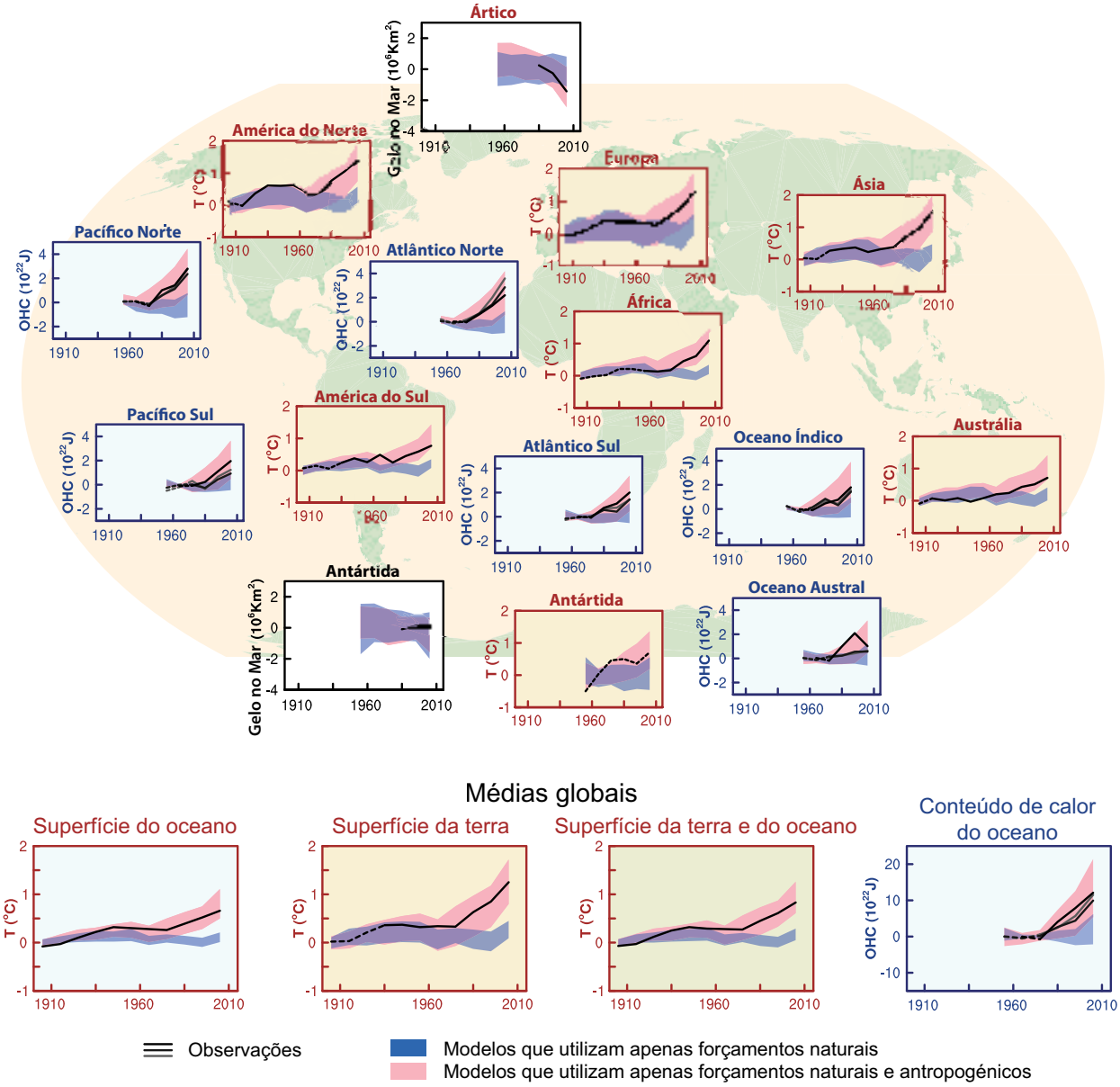


Figura RT.12 | Comparação das alterações observadas e simuladas no sistema climático, em escalas regionais (painéis superiores) e escalas globais (quatro painéis inferiores). Os painéis castanhos são a série temporal da temperatura da superfície da terra, os painéis azuis são a série temporal do conteúdo térmico do oceano e os painéis brancos são a série temporal do gelo marinho (médias decenais). Cada painel mostra as observações (preto ou preto e tons de cinza) e o intervalo de 5 a 95% da resposta simulada aos forçamentos naturais (sombreado azul) e forçamentos naturais e antropogénicos (sombreado rosa), juntamente com as médias do conjunto correspondentes (azul escuro e vermelho escuro, respetivamente). A temperatura da superfície observada é do 4º. conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4). São apresentados três registos observados do conteúdo térmico do oceano (CTO). As anomalias no gelo marinho (em vez de valores absolutos) são traçadas e baseadas em modelos na Figura 10.16. As linhas de observações são contínuas ou tracejadas e indicam a qualidade das observações e das estimativas. Para os painéis das temperaturas da superfície da terra e do oceano e para os painéis da precipitação, as linhas de observação contínuas indicam onde a cobertura espacial das áreas a ser examinada está acima da cobertura de 50% e as linhas de observação tracejadas indicam onde a cobertura está abaixo de 50%. Por exemplo, a cobertura de dados da Antártida nunca fica acima de 50% da área terrestre do continente. Para painéis do conteúdo térmico do oceano e do gelo marinho, a linha sólida de observações é onde a cobertura de dados é boa e com uma qualidade alta e a linha tracejada é onde a cobertura de dados é apenas adequada. Esta figura baseia-se na Figura 10.21, só que apresentada como média decenal em vez de médias anuais. São dadas mais informações em relação à Figura RPD.6 no Material Suplementar do RT. {Figura 10.21}

Caixa RT.4 | Avaliação do Modelo

Os modelos climáticos continuaram a melhorar desde o AR4 e muitos modelos foram ampliados até Modelos do Sistema Terrestre (ESM), incluindo a representação dos ciclos biogeoquímicos importantes para a alteração climática. A Caixa RT.4, Figura 1 apresenta uma visão parcial das capacidades do modelo conforme avaliadas neste relatório, incluindo melhorias ou lacunas em relação aos modelos que foram avaliados no AR4 ou que estavam disponíveis aquando do AR4. {9.1, 9.8.1; Caixa 9.1}

A capacidade dos modelos climáticos para simular a temperatura da superfície melhorou em muitos, embora não todos, os aspetos importantes em relação à geração de modelos avaliados no AR4. Continua a existir uma *confiança muito elevada* de que os modelos reproduzem os padrões da temperatura média da superfície em grande escala (correlação do padrão de cerca de 0,99), embora ainda se encontrem erros sistemáticos de vários graus Celsius em algumas regiões. Há uma *confiança alta* de que na escala regional (subcontinental e mais pequena), a temperatura média da superfície é melhor simulada do que aquando do AR4; contudo, a confiança na capacidade do modelo é menor do que para a grande escala. Os modelos são capazes de reproduzir a magnitude da média global ou a variabilidade da temperatura média do hemisfério norte a escalas temporais interanuais a centenárias. Os modelos também conseguem reproduzir os padrões da temperatura em grande escala durante o Último Máximo Glaciar, indicando uma capacidade de simular um estado climático muito diferente do atual (ver também Caixa RT.5). {9.4.1, 9.6.1}

Há uma *confiança muito alta* de que os modelos reproduzem as caraterísticas gerais das alterações da temperatura média da superfície global e anual ao longo do período histórico, incluindo o aquecimento na segunda metade do século XX e o arrefecimento imediatamente a seguir às grandes erupções vulcânicas. A maioria das simulações do período histórico não reproduzem a redução observada na tendência do aquecimento da superfície média global ao longo dos últimos 10 a 15 anos (ver Caixa RT.3). Há uma *confiança média* de que a diferença da tendência entre modelos e observações durante 1998–2012 é, até um certo nível, causada pela variabilidade interna, com possíveis contribuições das inadequações dos forçamentos nos modelos e alguns modelos que sobrestimam a resposta ao aumento do forçamento dos gases de efeito de estufa. A maior parte dos modelos, mas não todos, sobrestimam a tendência de aquecimento observada na troposfera tropical durante os últimos 30 anos e tendem a subestimar a tendência de arrefecimento da estratosfera inferior a longo prazo. {9.4.1; Caixa 9.2}

A simulação de padrões de precipitação de grande escala melhorou um pouco desde o AR4, embora os modelos continuem a ter um desempenho mais fraco para a precipitação do que para a temperatura da superfície. A correlação do padrão espacial entre a precipitação média anual modelada e observada aumentou de 0,77 para os modelos disponíveis aquando do AR4 para 0,82 para os modelos atuais. Em escalas regionais, a precipitação também não é simulada e a avaliação continua a ser difícil devido às incertezas observacionais. {9.4.1, 9.6.1}

Muitos modelos são capazes de reproduzir as alterações observadas no conteúdo térmico do oceano superior de 1961 a 2005. A série temporal da média multimodelo fica dentro do intervalo das estimativas observacionais disponíveis para a maior parte do período. {9.4.2}

Há indícios sólidos de que a tendência descendente na extensão do gelo marinho de verão do Ártico é melhor simulada do que na altura do AR4. Cerca de um quarto dos modelos mostra uma tendência tão forte quanto, ou mais forte do que, a tendência nas observações sobre a era satélite de 1979–2012. A maior parte dos modelos simulam uma pequena tendência descendente na extensão do gelo marinho da Antártida, embora com grande disseminação inter modelo, em contraste com a pequena tendência ascendente nas observações {9.4.3}

Houve um progresso substancial desde o AR4 na avaliação das simulações de modelo de eventos climáticos extremos. As alterações na frequência de dias e noites extremamente quentes e frios na segunda metade do século XX são consistentes entre os modelos e observações, com a série temporal média global do conjunto médio dentro do intervalo das estimativas observacionais. A maioria dos modelos subestima a sensibilidade da precipitação extrema à variabilidade ou tendências da temperatura, especialmente nos trópicos. {9.5.4}

Na maior parte dos modelos que incluem um ciclo do carbono interativo, os sumidouros de carbono no oceano e na terra simulados ao longo da última parte do século XX ficam no intervalo de estimativas observacionais. No entanto, os modelos subestimam sistematicamente o sumidouro terrestre do HN obtido por técnicas de inversão atmosférica. {9.4.5}

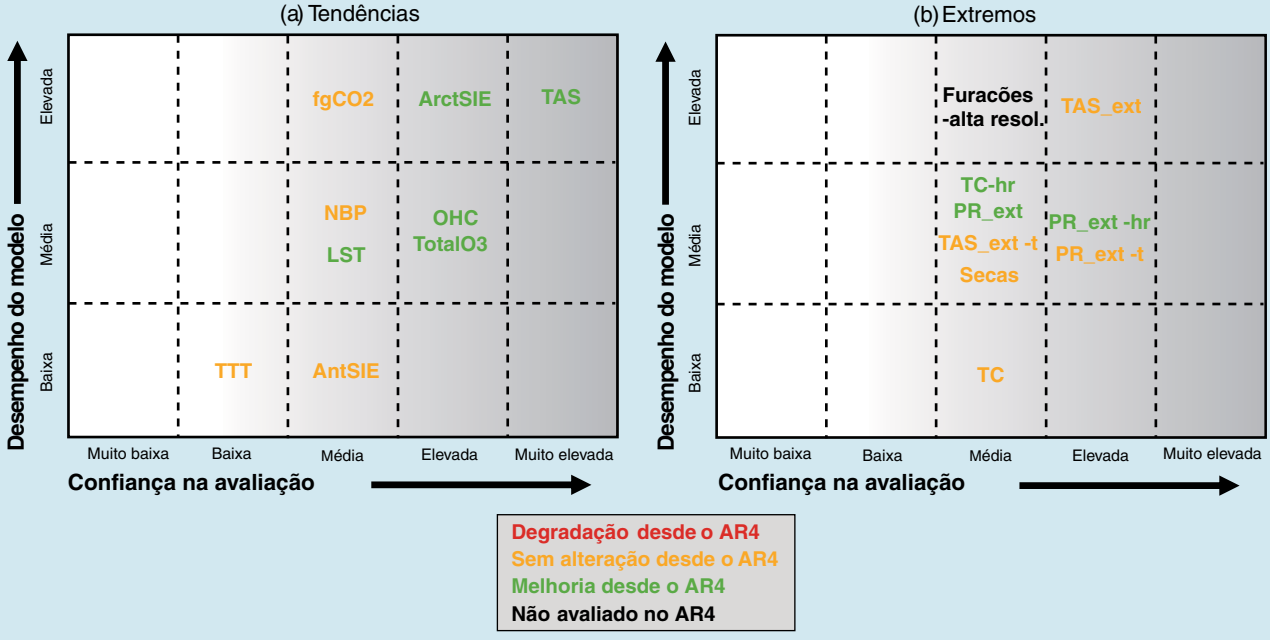
Os métodos regionais de *downscaling* oferecem informações climáticas nas escalas menores necessárias para muitos estudos sobre os impactos climáticos. Há uma *confiança alta* de que o *downscaling* acrescenta valor tanto para regiões com uma topografia altamente variável como para vários fenómenos de pequena escala. {9.6.4}

A disseminação do modelo da sensibilidade climática em equilíbrio varia de 2,1°C a 4,7°C e é muito semelhante ao da avaliação no AR4. Há uma *confiança alta* de que o principal fator que contribuiu para a propagação do equilíbrio da sensibilidade climática continua a ser o *feedback* das nuvens. Isto aplica-se ao clima moderno e ao último máximo glacial. Há, também, uma *confiança muito alta* que, de acordo com as observações, os modelos mostram uma forte correlação positiva entre a temperatura troposférica e o vapor de água em escalas regionais a globais, implicando um *feedback* positivo do vapor de água nos modelos e nas observações. {5.3.3, 9.4.1, 9.7}

(continua na página seguinte)

Caixa RT.4 (continuação)

Os modelos climáticos são baseados em princípios físicos e reproduzem muitos elementos importantes do clima observado. Ambos os aspetos contribuem para a nossa confiança na adequação dos modelos para a sua aplicação nos estudos de deteção e atribuição (ver Capítulo 10) e para as futuras previsões e projeções quantitativas (ver Capítulos 11 a 14). Há provas crescentes de que alguns elementos da variabilidade ou tendências observadas estão bem correlacionados com as diferenças inter modelos nas projeções de modelos para quantidades, como as tendências do gelo marinho de verão do Ártico, o *feedback* neve-albedo e a perda de carbono do solo tropical. No entanto, ainda não existe nenhuma estratégia universal para transferir o desempenho de um modelo no passado para uma influência relativa deste modelo de projeções obtidas por um *ensemble* multimodelo. {9.8.3}



Caixa RT.4, Figura1 | Resumo de quão bem a atual geração de modelos climáticos simula as caraterísticas importantes do clima do século XX. A confiança na avaliação aumenta para a direita, tal como sugerido pela crescente intensidade do sombreado. A qualidade do modelo aumenta de baixo para cima. O código de cores indica melhorias dos modelos disponíveis aquando do AR4 para a avaliação atual. Tem havido um grande número de melhorias desde o AR4, e alguns indicadores modelados não são melhor simulados. Os principais indicadores climáticos estão listados neste resumo e nenhuma delas apresenta degradação. A avaliação baseia-se, principalmente, na média multimodelo, não excluindo que podem existir desvios para modelos individuais. A qualidade do modelo avaliada é simplificada para representação nesta figura; os detalhes de cada avaliação podem ser consultados no Capítulo 9. {9.8.1; Figura 9.44}

A figura destaca as seguintes caraterísticas principais, com as secções que apoiam a avaliação acrescentada entre parênteses:

(a) Tendências na/no:

AntSIE	Extensão do gelo marinho da Antártida {9.4.3}
ArctSIE	Extensão do gelo marinho do Ártico {9.4.3}
fgCO2	Poço de carbono global do oceano {9.4.5}
LST	Temperatura estratosférica baixa {9.4.1.}
NBP	Poço de carbono global da terra {9.4.5}
OHC	Conteúdo térmico global do oceano {9.4.2}
TotalO3	Coluna total de ozono {9.4.1}
TAS	Temperatura do ar da superfície {9.4.1}
TTT	Temperatura troposférica tropical {9.4.1}

(b) Eventos Climáticos Extremos:

Secas	Secas {9.5.4}
Hurric-hr	Contagem anual de furacões Atlântico em AGCM [Modelos da Circulação Geral Atmosférica] de alta resolução {9.5.4}
PR_ext	Distribuição global dos extremos de precipitação {9.5.4}
PR_ext-hr	Distribuição global de extremos de precipitação em AGCM de alta resolução {9.5.4}
PR_ext-t	Tendências globais nos extremos de precipitação {9.5.4}
TAS_ext	Distribuições globais dos extremos da temperatura do ar na superfície {9.5.4}
TAS_ext-t	Tendências globais nos extremos da temperatura do ar na superfície {9.5.4}
TC	Trajetórias e intensidade dos ciclones tropicais {9.5.4}
TC-hr	Trajetórias e intensidade dos ciclones tropicais nos AGCM de alta resolução {9.5.4}

Caixa RT.5 | Paleoclima

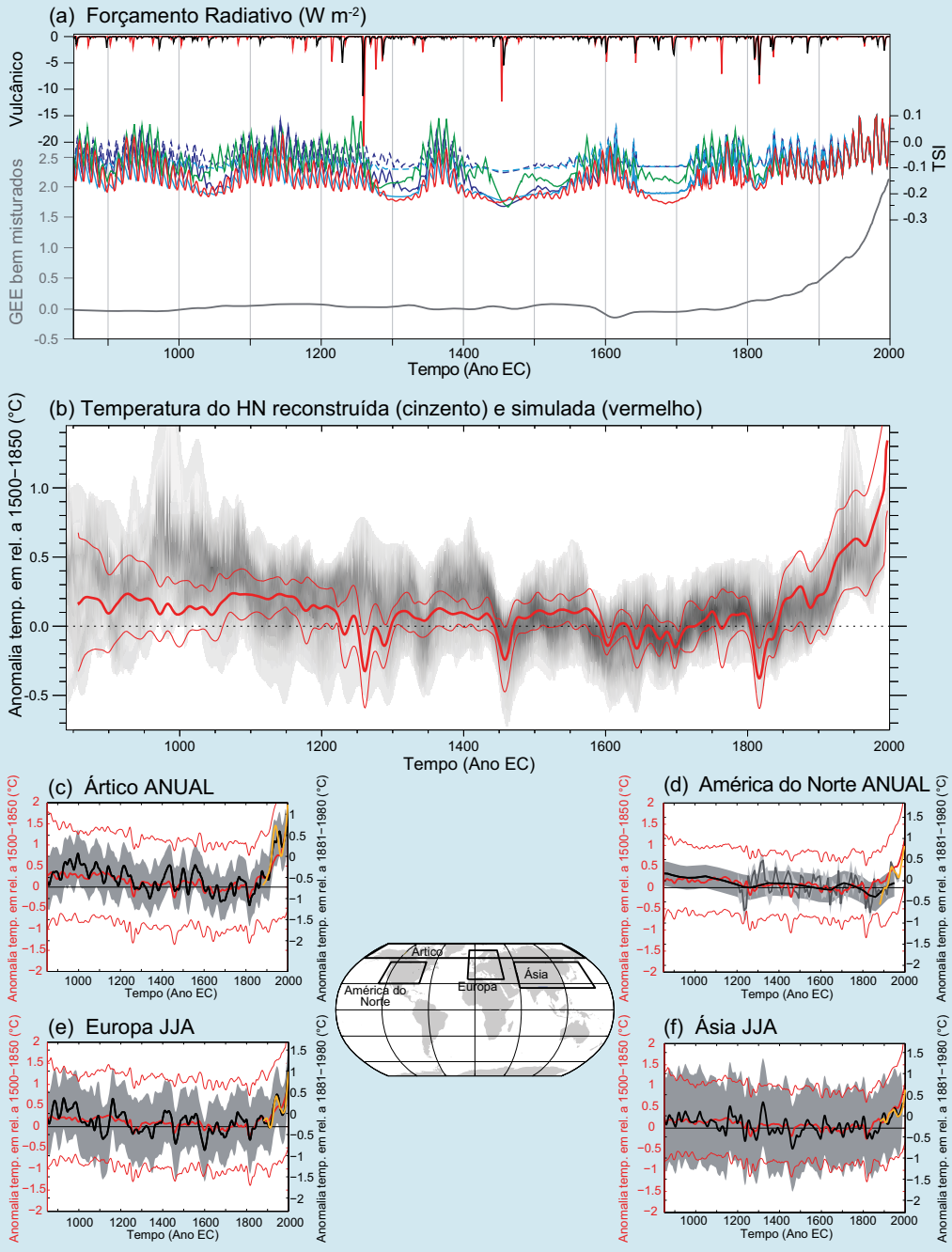
As reconstruções dos arquivos paleoclimáticos permitem que as alterações atuais na composição atmosférica, nível do mar e clima (incluindo eventos extremos, como secas e inundações), bem como as futuras projeções, sejam colocadas numa perspetiva mais ampla da anterior variabilidade climática (ver Secção RT.2). {5.2–5.6, 6.2, 10.7}

As anteriores informações climáticas também documentam o comportamento dos componentes lentos do sistema climático, incluindo o ciclo do carbono, mantos de gelo e o oceano profundo para os quais os registos instrumentais são curtos em comparação com as suas escalas temporais características de resposta às perturbações, informando, assim, sobre os mecanismos das alterações abruptas ou irreversíveis. Juntamente com o conhecimento de anteriores forçamentos climáticos externos, a síntese dos dados paleoclimáticos documentou a amplificação polar, caraterizada pelo aumento das alterações da temperatura no Ártico em comparação com a média global, em resposta a concentrações de CO_2 baixas ou altas. {5.2.1, 5.2.2, 5.6, 5.7, 5.8, 6.2, 8.4.2, 13.2.1, 13.4; Caixas 5.1, 5.2}

Desde o AR4, a inclusão de simulações paleoclimáticas na PMIP3 (Projeto de Intercomparação Modelada do Paleoclima) / CMIP5, permitiu que a informação paleoclimática estivesse mais intimamente ligada às previsões climáticas futuras. A informações paleoclimática para meados do Holoceno (6 mil anos), o Último Máximo Glacial (aproximadamente 21 mil anos) e o último milénio foram utilizados para testar a capacidade que os modelos têm de simular realisticamente a magnitude e os padrões em grande escala das últimas alterações. Combinar informações a partir das simulações e reconstruções paleoclimáticas permite quantificar a resposta do sistema climático às perturbações radiativas, limitações a serem colocadas no intervalo da sensibilidade climática de equilíbrio e padrões, no passado, da variabilidade climática interna a serem documentados em escalas interanuais e até escalas de séculos. {5.3.1–5.3.5, 5.4, 5.5.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.3, 9.7.2, 10.7.2, 14.1.2}

A Caixa RT.5, Figura 1 ilustra a comparação entre as simulações e reconstruções da Fase 3 do Projeto de Intercomparação Modelada do Paleoclima (PMIP3)/CMIP5 no último milénio, juntamente com os RF solar, vulcânico e de WMGHG associados. Para as temperaturas médias globais do HN, o período entre 1983-2012 foi, *muito provavelmente* o período de 30 anos mais quente dos últimos 800 anos (*confiança alta*) e *provavelmente* o período de 30 anos mais quente dos últimos 1400 anos (*confiança média*). Isto é suportado pela comparação de temperaturas instrumentais com múltiplas reconstruções de uma variedade de dados aproximados e métodos estatísticos e é consistente com o AR4. Em resposta às alterações radiativas solares, vulcânicas e antropogénicas, os modelos climáticos simulam as alterações de temperatura de vários séculos nos últimos 1200 anos no HN que são, geralmente, consistentes em amplitude e dimensão temporal com as reconstruções, dentro dos seus intervalos de incerteza. As reconstruções da temperatura à escala continental mostram, com *confiança alta*, períodos de várias décadas durante a Anomalia Climática Medieval (aproximadamente de 950 a 1250) que, em algumas regiões, eram tão quentes como no século XX e noutras eram tão quentes como no final do século XX. Com *confiança alta*, estes períodos de aquecimento regional não eram tão sincronizados em todas as regiões como o aquecimento desde meados do século XX. Com base na comparação entre as reconstruções e as simulações, há uma *confiança alta* de que não só o forçamento externo orbital, solar e vulcânico mas também a variabilidade interna, contribuem substancialmente para o padrão espacial e momento das alterações na temperatura da superfície entre a Anomalia Climática Medieval e a Pequena Idade do Gelo (aproximadamente de 1450 a 1850). No entanto, há apenas uma *confiança muito baixa* em estimativas quantitativas das suas contribuições relativas. *É muito improvável* que as variações de temperatura no HN, de 1400 a 1850, possam ser explicadas apenas pela variabilidade interna. Há uma *confiança média* de que o forçamento externo contribuiu para a variabilidade da temperatura do Hemisfério Norte, de 850 a 1400, e que o forçamento externo contribuiu para as variações da temperatura na Europa durante os últimos 5 séculos. {5.3.5, 5.5.1, 10.7.2, 10.7.5; Tabela 10.1} *(continua na página seguinte)*

Caixa RT.5 (continuação)



Caixa RT.5, Figura 1 | Simulações e reconstruções do último milénio. (a) forçamento radiativo 850–2000 PMIP3/CMIP5 devido às atividades vulcânica e solar e aos gases de efeito de estufa bem misturados. Diferentes cores ilustram os dois conjuntos de dados existentes para o forçamento vulcânico e quatro estimativas de forçamento solar. Para o forçamento solar, as linhas contínuas (tracejadas) representam as variantes de reconstrução em que as anteriores alterações na radiação (não) são consideradas; (b) Alterações da temperatura simuladas (vermelho) e reconstruídas (sombreado) no Hemisfério Norte 850–2000 PMIP3/CMIP5. A linha vermelha grossa descreve a média multimodelo, enquanto as linhas vermelhas finas mostram o intervalo multimodelo de 90%. A sobreposição das temperaturas reconstruídas é mostrada pelo sombreado cinzento; todos os dados são expressos como anomalias da sua média de 1500–1850 e suavizados com um filtro de 30 anos. Note que algumas reconstruções representam um domínio espacial mais pequeno do que todo o HN ou uma estação específica, enquanto as temperaturas anuais para a média completa do HN são mostradas para as simulações. (c), (d), (e) e (f) Temperatura média anual do Ártico e da América do Norte e temperatura de junho, julho e agosto (JJA) da Europa e da Ásia, das reconstruções de 950 a 2000 (linha preta) e simulações PMIP3/CMIP5 (linha grossa vermelha, média multimodelo; linha fina vermelha, intervalo multimodelo de 90%). Todas as curvas vermelhas são expressas como anomalias da sua média de 1500–1850 e suavizadas com um filtro de 30 anos. O invólucro sombreado retrata as incertezas de cada reconstrução (Ártico: intervalos de confiança de 90%, América do Norte: ± 2 desvio padrão. Ásia: ± 2 raiz do erro quadrático médio. Europa: 95% dos intervalos de confiança). Para comparação com o registo instrumental, é apresentado o conjunto de dados da temperatura da estação térrea da Unidade de Investigação Climática (CRUTEM4) (linha amarela). Estes dados instrumentais não são necessariamente aqueles utilizados na calibração das reconstruções e, portanto, podem apresentar maior ou menor correspondência com as reconstruções do que os dados instrumentais de facto utilizados para a calibração; o tempo limite também pode originar efeitos finais para os dados uniformes mostrados. Todas as linhas são suavizadas pela aplicação de uma média móvel de 30 anos. O mapa mostra as regiões individuais para cada reconstrução. {5.3.5; Tabela 5.A.1; Figuras 5.1, 5.8, 5.12}

RT.5 Projeções de Alterações Climáticas Globais e Regionais

RT.5.1 Introdução

As previsões de alterações no sistema climático são feitas usando uma hierarquia de modelos climáticos que vão desde os modelos climáticos simples aos modelos de complexidade média, aos modelos climáticos globais e aos Modelos do Sistema Terrestre (ESM). Estes modelos simulam as alterações com base num conjunto de cenários de forçamentos antropogénicos. Foi utilizado um novo conjunto de cenários, os Patamares de Concentração Representativos (RCP), para as novas simulações do modelo climático realizadas no âmbito da Fase 5 do Projeto de Comparação do Modelo Associado (CMIP5) do Programa Mundial da Pesquisa Climática. Houve um grande número de modelos climáticos e de EMS abrangentes que participaram na CMIP5, cujos resultados formam o núcleo das previsões do sistema climático.

Esta secção resume a avaliação destas projeções de alterações climáticas. Em primeiro lugar, são apresentados os forçamentos e os cenários futuros. As subsecções seguintes abordam vários aspetos das projeções das alterações climáticas globais e regionais, incluindo previsões a curto prazo (até aproximadamente meados do século) e a longo prazo (final do século XXI) na atmosfera, oceano e criosfera; do ciclo do carbono e outros ciclos biogeoquímicos; sobre a alteração do nível do mar; e, por último, alterações nos fenómenos climáticos e outros aspetos do clima regional ao longo do século XXI. As alterações previstas são dadas em relação à média de 1986–2005, salvo indicação em contrário. As previsões das alterações climáticas a longo prazo e a informação sobre a estabilização e as metas climáticas são fornecidos no EFT.8. Foram propostos métodos para contabilizar as alterações climáticas, denominados geoengenharia, e na Caixa RT.7 é dada uma visão geral {11.3, 12.3–12.5, 13.5–13.7, 14.1–14.6, Anexo I}

RT.5.2 Forçamento e Cenários Futuros

Neste relatório de avaliação é utilizada uma série de novos RCP que substituem os cenários do Relatório Especial sobre Cenários de Emissões do IPCC (SRES) (ver Caixa RT.6 e Anexo II para as Tabelas de Cenários do Sistema Climático). Produzem uma variedade de respostas do aquecimento em curso, até um forçamento aproximadamente estabilizado, até um cenário de mitigação rigoroso (RCP2.6) que estabiliza e, em seguida, reduz lentamente o RF depois de meados de século XXI. Em contraste com o AR4, a alteração climática a partir dos cenários RCP no AR5 é enquadrada como uma combinação de adaptação e mitigação. As ações de mitigação que começam agora nos vários cenários RCP não produ-

Caixa RT.6 | Os Novos Cenários de Patamares de Concentração Representativos e Modelos da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados

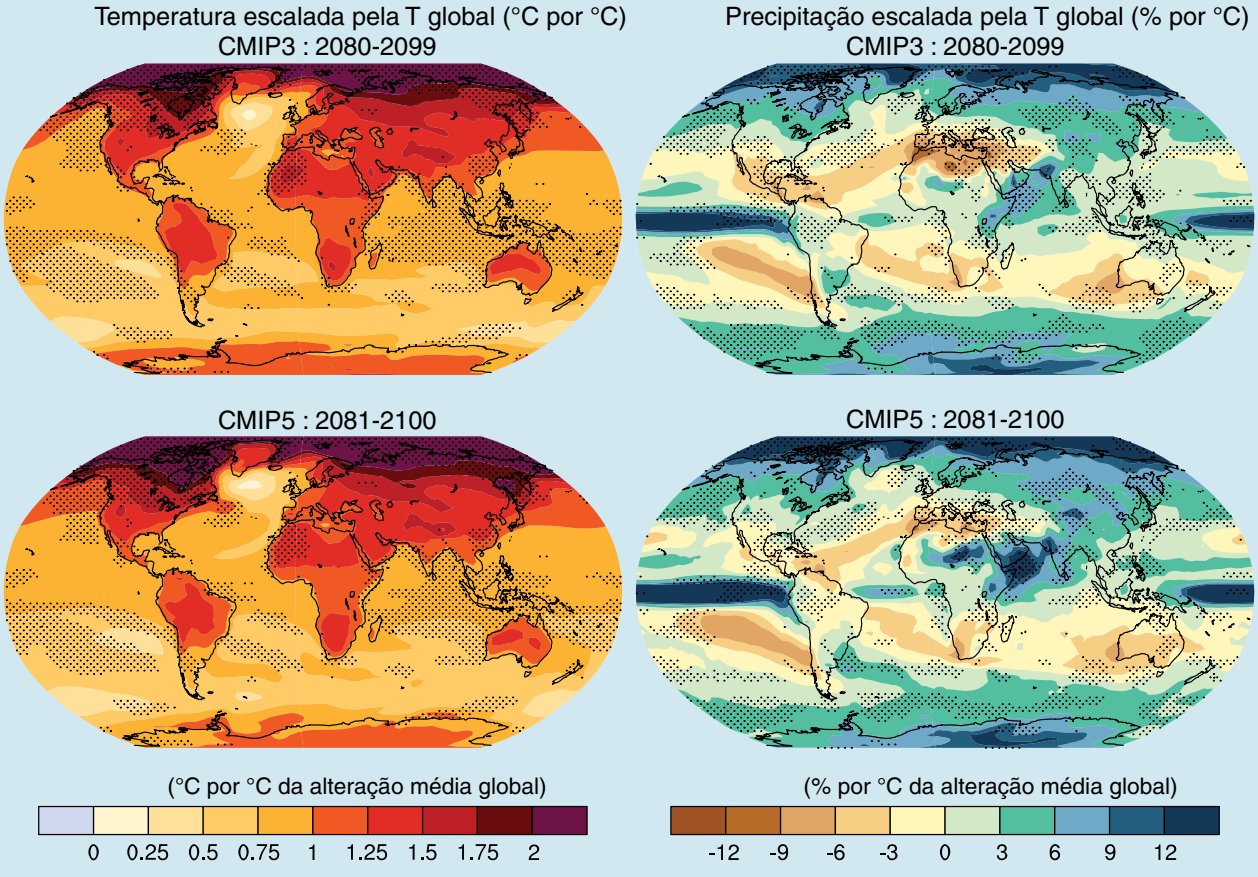
As futuras emissões antropogénicas de GEE, as partículas de aerossol e outros agentes de forçamento, como a alteração na utilização dos solos, são dependentes de fatores socioeconómicos e podem ser afetadas por acordos geopolíticos globais para controlar essas emissões para alcançar a mitigação. O AR4 fez uso extensivo dos cenários SRES que não incluem iniciativas climáticas adicionais, o que significa que não estavam disponíveis cenários que assumissem, explicitamente, a implementação da Convenção Quadro das Nações Unidas para as Alterações Climáticas (UNFCCC) ou os alvos de emissões do Protocolo de Quioto. No entanto, as emissões de GEE são diretamente afetadas por condições climáticas não previstas para uma vasta variedade de outros fins. Os cenários SRES foram desenvolvidos utilizando uma abordagem sequencial, ou seja, os fatores socioeconómicos de cenários de emissões, que foram, então, utilizados em modelos climáticos simples para determinar as concentrações de GEE e outros agentes necessários para impulsionar os AOGCM mais complexos. Neste relatório, são avaliados os resultados das simulações climáticas que utilizam novos cenários (alguns dos quais incluem ações políticas implicadas para alcançar a mitigação) referidos como RCP. Estes RCP representam um conjunto maior de cenários de mitigação e foram selecionados para terem alvos diferentes em termos de forçamento radiativo em 2100 (cerca de 2,6, 4,5, 6,0 e 8,5 W m^{-2}; Figura RT.15). Os cenários devem ser considerados ilustrativos e plausíveis e não têm probabilidades associadas a eles. {12.3.1; Caixa 1.1}

Os RCP foram desenvolvidos utilizando Modelos de Avaliação Integrada (IAM) que, normalmente, incluem componentes económicos, demográficos, energéticos e climáticos simples. Os cenários de emissões que produzem são, em seguida, executados através de um modelo simples para produzir séries temporais das concentrações de GEE que podem ser executadas nos MCGAO. A série temporal da emissão dos RCP pode, então, ser utilizada diretamente no ESM que inclui a biogeoquímica interativa (pelo menos, um ciclo de carbono na terra e no oceano). {12.3.1; Caixa 1.1}

A experiência multimodelo da CMIP5 (coordenada através do Programa Mundial da Pesquisa Climática) apresenta um nível sem precedentes de informações onde basear as avaliações da variabilidade climática e alterações. A CMIP5 inclui novos ESM além da AOGCM, experiências com modelos novos e mais resultados de diagnóstico. A CMIP5 é muito mais abrangente do que a experiência multimodelo da CMIP3 que estava disponível aquando do AR4 do IPCC. A CMIP5 tem mais do dobro dos modelos, muito mais experiências (que também incluem experiências para abordar o conhecimento das respostas nas execuções dos cenários de alterações climáticas futuras) e quase 2×10^{15} bytes de dados (quando comparados a mais de 30×10^{12} bytes de dados na CMIP3). Há um grande número de agentes de forçamento que é tratado de forma mais completa nos modelos da CMIP5, sobretudo em relação aos aerossóis e à utilização dos solos. O aerossol de carbono negro é, atualmente, um agente de forçamento incluído. Considerando o CO_2, tanto as projeções "derivadas de concentrações" como as projeções "derivadas de emissões" são avaliadas a partir da CMIP5. Estas permitem a quantificação das incertezas da resposta física, bem como interações do ciclo clima-carbono. {1.5.2} *(continua na página seguinte)*

Caixa RT.6 (continuação)

A avaliação dos valores e intervalos médios de alteração da temperatura média global no AR4 não seriam substancialmente diferentes se os modelos da CMIP5 tivessem sido utilizados nesse relatório. As diferenças nas previsões da temperatura global podem ser atribuídas, em grande parte, a diferentes cenários. A resposta da temperatura média global simulada por modelos da CMIP3 e da CMIP5 é muito semelhante, tanto na média como no intervalo modelo, transitoriamente e em equilíbrio. O intervalo de variação da temperatura em todos os cenários é mais amplo porque os RCP incluem um cenário de mitigação forte (RCP2.6) que não tinha equivalente entre os cenários SRES utilizados na CMIP3. Para cada cenário, o intervalo de 5 a 95% das previsões da CMIP5 é obtido através da aproximação das distribuições da CMIP5 por uma distribuição normal com a mesma média e o mesmo desvio padrão e avaliado como sendo *provável* para as previsões da alteração da temperatura global para o final do século XXI. As projeções probabilísticas com modelos mais simples calibrados para abranger a variedade da sensibilidade climática de equilíbrio avaliada pelo AR4 oferecem intervalos de incerteza que são consistentes com os da CMIP5. No AR4, verificou-se que as incertezas nas projeções da temperatura global eram aproximadamente constantes quando expressas como fração do aquecimento médio modelo (incerteza relativa constante). Para os RCP mais altos, atualmente estima-se que a incerteza é será menor do que com o método do AR4 para a alteração climática a longo prazo, porque os *feedbacks* do ciclo do carbono não são relevantes para as projeções dos RCP impulsionadas pela concentração (em contraste, as incertezas avaliadas na projeção da temperatura global no AR4 contabilizaram os *feedbacks* do ciclo do carbono-clima, apesar de estes não fazerem parte dos modelos da CMIP3). Quando forçadas com o RCP8.5, as emissões de CO_2, ao contrário das concentrações de CO_2 do RCP8.5, o ESM CMIP5 com o ciclo do carbono interativo simulam, em média uma concentração atmosférica de CO_2 superior a 50 (–140 a +210) ppm (disseminação do modelo da CMIP5) e 0,2°C do aumento da temperatura global da superfície em 2100. Para os RCP baixos a incerteza percentual é maior porque a variabilidade interna e os forçamentos não CO_2 têm uma maior contribuição relativa para a incerteza total. {12.4.1, 12.4.8, 12.4.9} *(continua na página seguinte)*



Caixa RT.6, Figura 1 | Padrões da alteração da temperatura (coluna da esquerda) e da percentagem da precipitação (coluna da direita) para a média dos modelos da CMIP3 (primeira fila) e média dos modelos da CMIP5 (segunda fila), escalados pelas alterações da temperatura média global correspondentes. Os padrões são calculados, nos dois casos, ao tirar a diferença entre as médias nos últimos 20 anos das experiências do século XXI (2080–2099 para CMIP3 e 2081–2100 para CMIP5) e os últimos 20 anos das experiencias históricas (1980–1999 para CMIP3, 1986–2005 para CMIP5) e redimensionando cada diferença pela alteração correspondente na temperatura média global. Primeiro, isto é feito para cada modelo individual, de seguida, os resultados são calculados através dos modelos. O pontilhado indica uma medida significativa da diferença entre os dois padrões correspondentes obtidos através de um exercício de *bootstrap*. Dois subconjuntos do conjunto combinado dos membros da CMIP3 e da CMIP5 do mesmo tamanho que os conjuntos originais, mas sem distinguir os membros da CMIP3 dos da CMIP5, foram amostrados 500 vezes de forma aleatória. Para cada amostra aleatória, os padrões correspondentes e a sua diferença são calculados, depois a diferença real é comparada, ponto de rede por ponto de rede, para a distribuição das diferenças *bootstrapped*, e apenas com pontos de rede cujo valor da diferença esteja nas extremidades da distribuição *bootstrapped* (inferior aos percentis 2,5º ou aos percentis 97,5º) são pontilhados. {Figura 12.41}

Caixa RT.6 (continuação)

Há uma coerência global entre as projeções de temperatura e precipitação baseada na CMIP3 e na CMIP5, tanto para padrões de grande escala como para magnitudes da alteração (Caixa RT.6, Figura 1). A concordância e confiança nos modelos nas projeções depende da variável e do cálculo espacial e temporal, com uma maior concordância para escalas maiores. A confiança é maior para a temperatura do que para essas quantidades relacionadas com o ciclo da água ou com a circulação atmosférica. Foram desenvolvidos métodos aperfeiçoados para quantificar e exibir a solidez do modelo para indicar se a falta de concordância entre modelos nas tendências locais é um resultado da variabilidade interna, e não de modelos que não estão mesmo de acordo em relação à sua resposta forçada. A compreensão das fontes e dos meios de caracterizar as incertezas nas projeções de grande escala a longo prazo das alterações climáticas não mudou significativamente desde o AR4, mas os novos estudos e experiências continuaram a trabalhar em direção a uma caracterização mais completa e rigorosa. {9.7.3, 12.2, 12.4.1, 12.4.4, 12.4.5, 12.4.9; Caixa 12.1}

A estabilidade bem estabelecida dos padrões geográficos de alteração da temperatura e da precipitação durante uma experiência transitória permanece válida nos modelos da CMIP5 (Caixa RT.6, Figura 1). Os padrões são semelhantes ao longo do tempo e dos cenários e podem ser escalados pela alteração da temperatura média global. Restam limitações à validade desta técnica quando é aplicada a cenários fortes de mitigação, a cenários onde os forçamentos localizados (por exemplo, aerossóis) são significativos e variam no tempo e para variáveis que não a média da temperatura média sazonal e precipitação. {12.4.2}

zem resultados das alterações climáticas visivelmente diferentes para os próximos 30 anos, enquanto as alterações climáticas a longo prazo depois de meados de século são sensivelmente diferentes entre os RCP. {Caixa 1.1}

A variedade das emissões antropogénicas dos aerossóis em todos os cenários tem um impacto maior nas previsões climáticas a curto prazo do que a variedade correspondente dos GEE de longa duração, sobretudo em escalas regionais e para as variáveis do ciclo hidrológico. Os cenários RCP não abrangem a variedade de futuras emissões de aerossóis encontradas no SRES e cenários alternativos (Caixa RT.6). {11.3.1, 11.3.6}

Se são realizadas reduções rápidas nos aerossóis de sulfato para melhorar a qualidade do ar, ou como parte da redução das emissões de CO2 dos combustíveis fósseis, há uma *confiança média* de que isto poderia levar ao rápido aquecimento a curto prazo. Há indícios de que acompanhar os controlos das emissões de CH_4 iria compensar algum deste aquecimento induzido por sulfatos, embora o arrefecimento decorrente da mitigação de CH_4 venha a surgir mais lentamente do que o aquecimento pela mitigação de sulfatos devido às diferentes escalas temporais nas quais as concentrações atmosféricas destas substâncias baixam em resposta à redução das emissões. Apesar da remoção de aerossóis de carbono negro também poder reduzir o aquecimento associado à remoção de sulfato, as incertezas são demasiado grandes para limitar o sinal líquido da resposta da temperatura global às reduções da emissão de carbono negro, o que depende da redução de aerossóis co emitidos (refletivos) e efeitos indiretos dos aerossóis. {11.3.6}

Incluir incertezas na projeção das emissões dos RCP dos GEE quimicamente reativos, CH_4 e NO_2, oferece uma variedade nos patamares de abundância que é, *provavelmente* 30% maior do que a variedade das concentrações de RCP utilizadas para forçar os modelos climáticos da CMIP5. Incluir incertezas nas estimativas de emissões da agricultura, floresta e fontes de utilização dos solos, em tempos de vida atmosféricos, e nos *feedbacks* químicos, resulta numa variedade muito maior de abundâncias para N_2O, CH_4 e HFC e o seu RF. No caso do CH_4, no ano 2100, a variedade *provável* da abundância do RCP8.5 CH_4 estende-se a 520 ppb acima da abundância de valor único do RCP8.5 CH_4 e o RCP2.6 CH_4 estende-se 230 ppb abaixo do RCP2.6 CH_4. {11.3.5}

Há uma *confiança muito baixa* nas projeções do forçamento natural. Grandes erupções vulcânicas provocam um RF negativo até vários watts por metro quadrado, com uma duração típica de um ano, mas a possível ocorrência e duração das erupções futuras é desconhecida. Exceto para o ciclo solar de 11 anos, as alterações na radiação solar total são incertas. Exceto onde explicitamente indicado, as futuras erupções vulcânicas e alterações na radiação solar total adicional para uma repetição do ciclo solar de 11 anos não estão incluídas nas projeções climáticas de curto e longo prazo avaliadas. {8, 11.3.6}

RT.5.3 Quantificação da Resposta do Sistema Climático

As estimativas da sensibilidade climática em equilíbrio (ECS) baseadas nas alterações climáticas observadas, modelos climáticos e análise do *feedback*, bem como as provas paleoclimáticas indicam que o ECS é positivo, *provavelmente* no intervalo de 1,5°C a 4,5°C com *confiança alta*, *extremamente improvável* menos de 1°C (*confiança alta*) e *muito improvável* maior do que 6°C (*confiança média*). A sensibilidade do sistema terrestre ao longo de escalas temporais milenares, incluindo *feedbacks* a longo prazo que, normalmente, não são incluídos nos modelos, pode ser significativamente maior do que a ECS (ver EFT.6 para mais detalhes). {5.3.1, 10.8; Caixa 12.2}

Com *confiança alta* a resposta climática transitória (TCR) é positiva, *provável* no intervalo de 1°C a 2,5°C e *extremamente improvável* para valores superiores a 3 °C, com base na alteração climática observada e nos modelos climáticos (ver EFT.6 para mais detalhes). {10.8; Caixa 12.2}

A taxa de alteração da GMST para as emissões antropogénicas cumulativas totais de carbono é relativamente constante e independente do cenário, mas é dependente do modelo, pois é uma função do modelo da fração atmosférica cumulativa do carbono e da resposta climática transitória. Para qualquer temperatura alvo, as emissões mais elevadas nas décadas anteriores implicam, por isso, menores emissões em cerca da mesma quantidade mais tarde. A resposta climática transiente para a emissão cumulativa de carbono (TCRE) está *provavelmente* entre 0,8 °C a 2,5°C por 1000 PgC (*confiança alta*), para as emissões cumulativas de carbono menores do que cerca de 2000 PgC até ao momento em que as temperaturas atingem o seu pico (ver EFT.8 para mais detalhes). {10.8, 12.5.4; Caixa 12.2}

Elementos de Foco Temático

EFT.6 | Sensibilidade e Feedbacks do Clima

A descrição das alterações climáticas como uma resposta a um forçamento que é amplificado por *feedbacks* remonta a muitas décadas atrás. O conceito do forçamento radiativo (RF) e de *feedbacks* climáticos continua a ser aperfeiçoado e, agora, as limitações são melhor entendidas; por exemplo, as respostas podem ser muito mais rápidas do que o aquecimento da superfície, as respostas dependem do tipo de agente de forçamento (por exemplo, gás de efeito de estufa (GEE) vs. forçamento solar) ou podem ter escalas temporais intrínsecas (muitas vezes associadas às alterações na vegetação e nos mantos de gelo) de vários séculos a milénios. A análise dos *feedbacks* físicos nos modelos e das observações continua a ser uma estrutura potente que fornece restrições sobre o futuro aquecimento transitório para diferentes cenários, sobre a sensibilidade climática e juntamente com estimativas dos *feedbacks* do ciclo do carbono (ver EFT.5), determina as emissões de GEE que são compatíveis com a estabilização do clima ou com alvos (ver EFT.8). {7.1, 9.7.2, 12.5.3; Caixa 12.2}

O vapor de água/gradiente, albedo e *feedbacks* de nuvens são os principais determinantes da sensibilidade climática em equilíbrio. Todos esses *feedbacks* são avaliados como positivos, mas com diferentes níveis de probabilidade atribuída que variam de *provável* e *extremamente provável*. Assim, há uma *confiança alta* de que o *feedback* efetivo é positivo e que a resposta do clima, enquanto corpo negro, a um forçamento será, portanto, ampliada. Os *feedbacks* de nuvens continuam a ser a maior incerteza. É *extremamente provável* que o feedback efetivo das alterações no vapor de água e no gradiente é positivo e que duplique, aproximadamente, a resposta do corpo negro. O valor médio e a disseminação destes dois processos nos modelos climáticos continuam essencialmente inalterados desde o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (AR4), mas são agora apoiados por provas observacionais mais fortes e uma melhor compreensão do processo daquilo que determina as distribuições da humidade relativa. As nuvens respondem aos mecanismos de forçamento climático de várias maneiras e os *feedbacks* de nuvens individuais podem ser positivos ou negativos. As questões principais incluem a representação da convecção de cúmulos rasos e profundos, processos microfísicos nas nuvens de gelo e nebulosidade parcial que resultam das variações de pequena escala dos processos de produção de nuvens e de dissipação de nuvens. As novas abordagens para diagnosticar o feedbacks de nuvens nos Modelos da Circulação Geral (GCM) esclareceram as respostas sólidas das nuvens, enquanto continuam a implicar uma cobertura de nuvens baixas como a fonte mais importante da disseminação intermodelos nos *feedbacks* de nuvens simulados. O *feedback* radiativo líquido, devido a todos os tipos de nuvem, é *provavelmente* positivo. Esta conclusão é alcançada considerando uma faixa plausível para contribuições desconhecidas por processos ainda a ser contabilizados, além dos que ocorrem em modelos climáticos atuais. Atualmente, as observações por si só não fornecem uma restrição sólida, direta mas múltiplas linhas de evidência indicam contribuições de das alterações tanto na altura das nuvens como na sua distribuição horizontal. O *feedback* adicional da quantidade de nuvens baixas também é positivo na maior parte dos modelos climáticos, mas esse resultado não é bem compreendido, nem eficazmente limitado por observações, por isso a *confiança* é *baixa*. {7.2.4–7.2.6, 9.7.2}

A representação dos processos de aerossol com nuvens em modelos climáticos continua a ser um desafio. A variabilidade dos aerossóis e de nuvens em escalas significativamente menores do que as decididas nos modelos climáticos e as respostas subtis das nuvens aos aerossóis a essas escalas, significam que, num futuro previsível, os modelos climáticos continuarão a depender de parametrizações de interações aerossol–nuvem ou outros métodos que representam a variabilidade da subescala. Isto implica grandes incertezas para as estimativas dos forçamentos associados com as interações dos aerossóis–nuvem. {7.4, 7.5.3, 7.5.4}

A sensibilidade climática em equilíbrio (ECS) e a resposta climática transitória (TCR) são métricas úteis que resumem a resposta da temperatura do sistema climático global a um RF imposto externamente. A ECS é definida como a alteração do equilíbrio da temperatura média global anual da superfície (GMST), na sequência de uma duplicação da concentração de dióxido de carbono (CO_2), enquanto a TCR é definida como a alteração anual média da GMST na altura da duplicação do CO_2 após um aumento linear no forçamento de CO_2 durante um período de 70 anos (ver Glossário). Ambas as métricas têm uma aplicação mais ampla do que estas definições implicam: a ECS determina o eventual aquecimento em resposta à estabilização da composição da atmosfera em escalas de tempo de vários séculos, enquanto a TCR determina o aquecimento esperado num determinado momento na sequência de qualquer aumento constante no forçamento ao longo de uma escala temporal de 50 a 100 anos. {Caixa 12.2; 12.5.3}

A ESC e a TCR podem ser estimadas a partir de várias linhas de evidência (EFT.6, Figuras 1 a 2). As estimativas podem basear-se nos valores da ECS e TCR diagnosticados a partir de modelos climáticos ou podem ser limitadas pela análise dos *feedbacks* nos modelos climáticos, padrões médios do clima e variabilidade nos modelos em comparação com as observações, flutuações de temperatura reconstruídas a partir dos arquivos paleoclimáticos, perturbações a curto prazo observadas e modeladas da provisão energética como as provocadas pelas erupções vulcânicas e as tendências observadas da temperatura da superfície e do oceano desde a era pré-industrial. Para muitas aplicações, as limitações da estrutura da análise da resposta do forçamento e a dependência das respostas em escalas temporais e o estado do clima deve ser tido em consideração. {5.3.1, 5.3.3, 9.7.1–9.7.3, 10.8.1, 10.8.2, 12.5.3; Caixa 5.2; Tabela 9.5} *(continua na página seguinte)*

EFT.6 (continuação)

Os estudos mais recentes de restrições sobre a ECS baseiam-se no aquecimento observado desde a era pré-industrial, analisado utilizando modelos de complexidade simples e intermediária, métodos estatísticos melhorados e vários conjuntos de dados diferentes e mais recentes. Juntamente com os limites paleoclimáticos mas sem considerar as provas com base no CMIP, esses estudos mostram que a ECS está, *provavelmente* entre 1,5°C a 4,5°C (*confiança média*) e que é *extremamente improvável* que seja inferior a 1,0°C. {5.3.1, 5.3.3, 10.8.2; Caixas 5.2, 12.2}

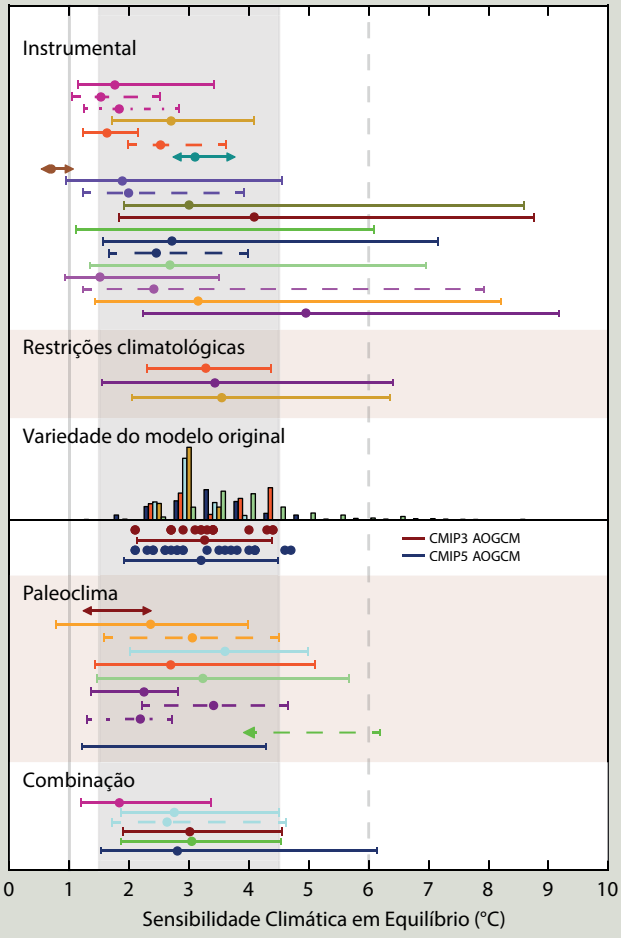
As estimativas baseadas nos Modelos da Circulação Geral da Atmosfera-Oceano (AOGCMs) e a análise ao feedback indicam um intervalo de 2°C a 4,5°C, com a média modelo de 3,2°C na Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5), semelhante à CMIP3. As elevadas sensibilidades climáticas encontram-se em alguns conjuntos de modelos de parâmetro perturbado, mas comparações recentes dos conjuntos físicos perturbados para o clima observado consideram que os modelos com valores ECS no intervalo de 3°C a 4°C mostram os erros mais pequenos para muitas áreas. As relações entre as grandezas climatológicas e a sensibilidade climática são frequentemente encontradas dentro de um modelo paramétrico específico de ensemble perturbado mas, em muitos casos, a relação não é sólida entre os modelos paramétricos de ensemble perturbado de diferentes modelos ou na CMIP3 ou na CMIP5. A bibliografia avaliada sugere que a variedade de sensibilidades climáticas e de respostas transitórias cobertas pela CMIP3 e CMIP5 não podem ser significativamente reduzidas pela limitação de modelos com observações do clima e da variabilidade média. Os estudos baseados nos conjuntos de modelos de parâmetro perturbado e da CMIP3 apoiam a conclusão de que uma representação credível do clima e da variabilidade média é muito difícil de alcançar com a ECS abaixo de 2°C. {9.2.2, 9.7.3; Caixa 12.2}

Novas estimativas da ECS com base em reconstruções e simulações do Último Máximo Glacial (21 mil anos a 19 mil de anos) mostram que os valores abaixo de 1°C, bem como acima de 6°C, são *muito improváveis*. Em alguns modelos climáticos, a sensibilidade difere entre os climas quentes e frios devido às diferenças na representação dos *feedbacks* das nuvens. As estimativas da sensibilidade do sistema terrestre, incluindo *feedbacks* lentos (por exemplo, mantos de gelo ou vegetação) são ainda mais difíceis de relacionar com a sensibilidade climática do atual estado climático. As principais limitações das estimativas da ECS dos estados paleoclimáticos são incertezas em dados aproximados, cobertura espacial dos dados, incertezas em alguns forçamentos e limitações estruturais nos modelos utilizados nas comparações entre modelos e dados. {5.3, 10.8.2, 12.5.3}

Os métodos bayesianos para limitar a ECS ou a TCR são sensíveis às distribuições anteriores assumidas. Podem, em princípio, produzir estimativas mais restritas através da combinação de restrições da tendência de aquecimento observada, das erupções vulcânicas, da climatologia do modelo e do paleoclima, e isso tem sido feito em alguns estudos, mas não há consenso sobre como isso deve ser feito de forma sólida. Esta abordagem é sensível às hipóteses referentes à independência das várias linhas de evidência, à possibilidade de distorções partilhadas nos modelos ou estimativas de *feedback* e a hipótese de que cada linha individual de evidência não tem viés. A combinação de diferentes estimativas nesta avaliação é baseada em pareceres de peritos. {10.8.2; Caixa 12.2}

Com base nas provas combinadas a partir da alteração climática observada, incluindo o aquecimento observado no século XX, modelos climáticos, análise de *feedback* e paleoclima, conforme abordado acima, a ECS é *provável* no intervalo de 1,5°C a 4,5°C com *confiança alta*. A ECS é positiva, *extremamente improvável* menos do que 1°C

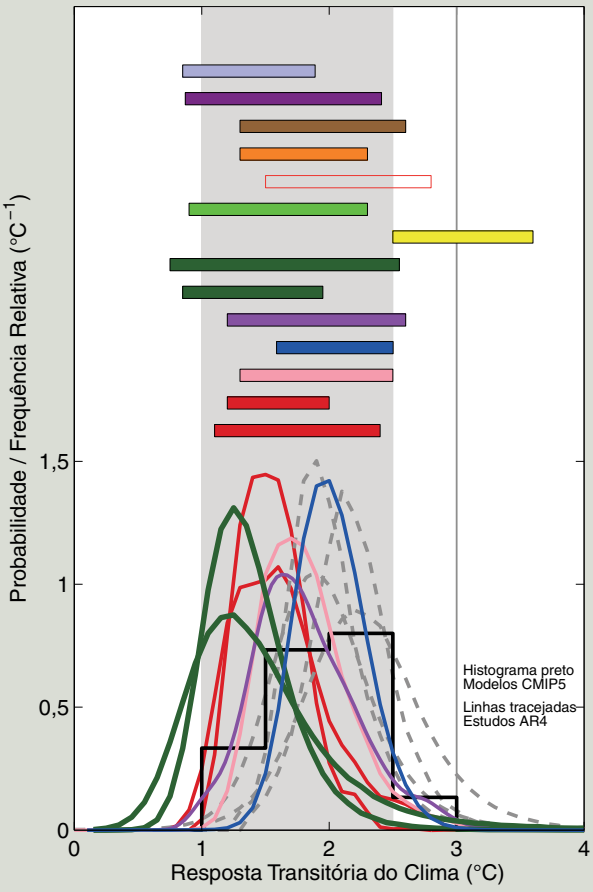
(continua na página seguinte)



EFT.6, Figura 1 | Funções de densidade da probabilidade, distribuições e intervalos para a sensibilidade climática em equilíbrio, com base na Figura 10.20b mais as limitações climatológicas mostradas no AR4 do IPCC (Caixa AR4 10.2 Figura 1) e resultados da CMIP5 (Tabela 9.5). O intervalo sombreado a cinza marca o intervalo *provável* de 1,5°C a 4,5°C, a linha contínua cinzenta mostra o intervalo *extremamente improvável* inferior a 1°C, a linha tracejada cinzenta mostra o intervalo *muito improvável* superior a 6°C. Ver Figura 10.20b e Capítulo 10 do Material Suplementar para legendas e detalhes completos. {Caixa 12.2, Figura 1}

EFT.6 (continuação)

(*confiança alta*) e *muito improvável* superior a 6°C (*confiança média*). As extremidades da distribuição da ECS são melhor compreendidas atualmente. Várias linhas de evidência oferecem uma *confiança alta* de que um valor ECS inferior a 1°C é *extremamente improvável*. O limite superior do intervalo *provável* é inalterado em comparação com o AR4. O limite inferior do intervalo *provável* de 1,5°C é menor do que o limite inferior de 2°C no AR4. Essa alteração reflete as provas de novos estudos sobre a alteração observada da temperatura, utilizando extensos registos sobre a atmosfera e o oceano. Estes estudos sugerem um melhor ajuste ao aquecimento da superfície e do oceano observado para valores ECS na parte inferior do intervalo *provável*. Notar que estes estudos não são puramente observacionais porque exigem uma estimativa da resposta dos modelos ao RF. Além disso, a incerteza quanto à absorção de calor pelo oceano continua a ser substancial. Contabilizar a variabilidade a curto prazo em modelos simples continua a ser um desafio, e é importante não descuidar a qualquer período de tempo curto que pode ser fortemente afetado pela variabilidade interna. Por outro lado, os AOGCM com climatologia observada com os valores da ECS na parte superior do intervalo de 1,5 a 4,5°C mostram uma concordância muito boa com a climatologia observada, mas a simulação dos principais *feedbacks*, como as nuvens, continua a ser desafiante nesses modelos. As estimativas obtidas do aquecimento observado do paleoclima e dos modelos climáticos são consistentes com as suas incertezas, cada uma é suportada por muitos estudos e múltiplos conjuntos de dados e, em conjunto, oferecem uma *confiança alta* para o intervalo *provável* avaliado. Apesar deste intervalo avaliado ser semelhante a relatórios anteriores, hoje em dia a confiança é muito mais alta como resultado de registos observacionais mais longos e de alta qualidade com uma sinal antropogénico mais claro, melhor entendimento do processo, provas das reconstruções paleoclimáticas e melhor compreendidas e melhores modelos climáticos com uma resolução mais alta que capta muito mais processos de forma mais realista. Todas estas linhas de evidência suportam individualmente o intervalo *provável* avaliado de 1,5°C a 4,5 °C. {3.2, 9.7.3, 10.8; Caixas 9.2, 13.1}



EFT.6, Figura 2 | Funções de densidade da probabilidade, distribuições e intervalos (5 a 95%) para a resposta climática transitória de diferentes estudos, com base na Figura 10.20a e nos resultados da CMIP5 (histograma preto, Tabela 9.5). O intervalo sombreado a cinza marca o intervalo *provável* de 1°C a 2,5°C, a linha contínua cinzenta mostra o intervalo *extremamente improvável* superior a 3°C. Ver Figura 10.20b e Capítulo 10 do Material Suplementar para legendas e detalhes completos. {Caixa 12.2, Figura 2}

Em escalas temporais de muitos séculos e mais longas, os *feedbacks* adicionais com as suas próprias escalas temporais intrínsecas (por exemplo, vegetação, mantos de gelo) podem tornar-se importantes mas, normalmente, não estão modelados nos AOGCM. A resposta resultante do equilíbrio da temperatura a uma duplicação do CO_2 em escalas de tempo milenares ou a sensibilidade do sistema terrestre é menos limitada mas é *provável* que seja superior à ECS, implicando que as concentrações atmosféricas mais baixas de CO_2 são compatíveis com a limitação do aquecimento abaixo de um determinado nível da temperatura. É menos provável que estes *feedbacks* lentos sejam proporcionais à alteração da temperatura média global, implicando que a sensibilidade do sistema terrestre se altera ao longo do tempo. As estimativas da sensibilidade do sistema terrestre também são difíceis de relacionar com sensibilidade climática do atual estado do clima. {5.3.3, 10.8.2, 12.5.3}

Para cenários de aumento do RF, a TCR é um indicador mais informativo da futura alteração do clima do que a ECS. Esta avaliação conclui com *confiança alta* que a TCR é *provável* no intervalo de 1°C a 2,5°C, perto do intervalo estimado de 5 a 95% da CMIP5 (1,2°C a 2,4°C), é positiva e é *extremamente improvável* que seja superior a 3°C. Como com a ESC, este é um intervalo avaliado por especialistas, suportado por várias linhas de evidência diferentes e parcialmente independentes, cada uma baseada em múltiplos estudos, modelos e conjuntos de dados. A TCR é estimada a partir das alterações globais observadas na temperatura da superfície, absorção de calor do oceano e RF, incluindo estudos de deteção / atribuição que identificam os padrões de resposta para o aumento das concentrações de GEE e os resultados da CMIP3 e da CMIP5. A estimativa da TCR sofre com menos dificuldades em termos de *feedbacks* de estado ou dependentes de tempo e é menos afetada pela incerteza a respeito da quantidade de energia que é absorvida pelo

(continua na página seguinte)

EFT.6 (continuação)

oceano. Ao contrário da ECS, os intervalos de TCR estimados a partir do aquecimento observado e dos AOGCM concordam entre si, aumentando a nossa confiança na avaliação das incertezas nas projeções ao longo do século XXI.

Os intervalos avaliados da ECS e TCR são, em grande medida, consistentes com o aquecimento observado, o forçamento estimado e o aquecimento futuro projetado. Em contraste com o AR4, não é dada uma melhor estimativa para o ECS devido à falta de concordância sobre a melhor estimativa através de linhas de evidências e estudos e uma melhor compreensão das incertezas nas estimativas baseadas no aquecimento observado. Os modelos climáticos com valores ECS na parte superior do intervalo *provável* mostram uma concordância muito boa com a climatologia observada, enquanto as estimativas derivadas da alteração climática observada tendem a ajustar-se melhor ao aquecimento da superfície e do oceano para os valores da ECS na parte inferior do intervalo *provável*. Nas estimativas com base no aquecimento observado o valor mais provável é sensível às incertezas dos modelos e observacionais, à variabilidade climática interna e às suposições sobre a distribuição prévia da ECS. Além disso, "melhor estimativa" e "valor mais provável" são definidos de várias maneiras em diferentes estudos. {9.7.1, 10.8.1, 12.5.3; Tabela 9.5}

RT.5.4 Alterações Climáticas a Curto Prazo

A previsão climática decenal a curto prazo oferece informações não disponíveis a partir de previsões sazonais a interanuais (meses até um ano ou dois) existentes ou a partir das previsões de alterações climáticas a longo prazo (meados do século XXI e para além disso). Os esforços da previsão em escalas temporais sazonais a interanuais exigem estimativas precisas sobre o estado inicial do clima com menos atenção sobre as alterações no forçamento externo[12], enquanto as previsões climáticas a longo prazo dependem mais das estimativas do forçamento externo com pouca dependência no estado inicial da variabilidade interna. As estimativas do clima a curto prazo dependem do aquecimento comprometido (causado pela inércia dos oceanos à medida que respondem ao forçamento histórico externo), a evolução temporal da variabilidade climática gerada internamente e o futuro caminho do forçamento externo. As previsões a curto prazo para cerca de uma década (Figura RT.13) são mais dependentes da descrição precisa da variabilidade climática gerada internamente. {11.1, 12, 14}

Além disso, o aquecimento a curto prazo das emissões anteriores é inevitável devido à inércia térmica dos oceanos. Este aquecimento será aumentado pelas emissões contínuas de GEE a curto prazo e o clima observado no curto prazo também será fortemente influenciado pela variabilidade do sistema climático gerada internamente. As anteriores avaliações do IPCC descrevem, apenas, as projeções de alteração climática em que o componente forçado externamente do clima futuro estava incluído, mas não foi feita qualquer tentativa para inicializar a variabilidade climática gerada internamente. Por outro lado, as previsões climáticas decenais, destinam-se a prever o componente forçado externamente das futuras alterações climáticas e o componente gerado internamente. As previsões a curto prazo não oferecem informações detalhadas sobre a evolução do tempo. Em vez disso, podem oferecer alterações estimadas na evolução temporal das estatísticas do clima a curto prazo. {11.1, 11.2.2; Caixa 11.1; FAQ 11.1}

As experiências de previsão retrospetiva têm sido utilizadas para avaliar a qualidade da previsão. Há uma *confiança alta* de que as experiências de previsão retrospetiva para períodos de previsão de até 10 anos apresentam uma capacidade positiva quando verificadas em relação às observações em regiões maiores do planeta e da média global. A inicialização baseada na observação das previsões contribui para a capacidade das previsões da temperatura média anual para os primeiros anos e para a capacidade de previsões da GMST e da temperatura sobre o Atlântico Norte, as regiões do Pacífico Sul e o oceano Índico tropical até 10 anos (*confiança alta*), em parte devido a uma correção da resposta forçada. As previsões probabilísticas da temperatura são estatisticamente fiáveis (ver Secção 11.2.3 para a definição de fiabilidade) devido à representação correta das tendências globais, mas ainda são duvidosas à escala regional quando as probabilidades são calculadas a partir do conjunto mutimodelo. As previsões iniciadas ao longo de 2000–2005 melhoram as estimativas do recente hiato da temperatura média global. As previsões da precipitação sobre áreas continentais com grandes tendências forçadas também apresentam competências positivas. {11.2.2, 11.2.3; Caixa 9.2}

RT.5.4.1 Alterações Climáticas Projetadas a Curto Prazo

As projeções do clima a curto prazo mostram uma sensibilidade pequena aos cenários de GEE em comparação com a disseminação dos modelos, mas uma sensibilidade substancial às incertezas das emissões de aerossóis, especialmente em escalas regionais e para as variáveis do ciclo hidrológico. Em algumas regiões, as respostas locais e regionais na precipitação e na temperatura média e extrema devido à alteração da utilização dos solos, será maior do que as que se devem aos GEE de grande escala e ao forçamento dos aerossóis. Estes cenários presumem que não há grandes erupções vulcânicas e que as emissões antropogénicas de aerossóis são rapidamente reduzidas a curto prazo. {11.3.1, 11.3.2, 11.3.6}

RT.5.4.2 Alterações na Temperatura Projetadas a Curto Prazo

Na ausência de grandes erupções vulcânicas - que provocariam um arrefecimento significativo mas temporário - e, não assumindo futuras alterações a longo prazo na radiação solar, é *provável* que a anomalia da GMST para o período de 2016-2035, relativo ao período de referência de 1986-2005 estará no intervalo de 0,3°C a 0,7°C (*confi-*

[12] As previsões sazonais a interanuais incluem, tipicamente, o impacto do forçamento externo.

ança média). Isto baseia-se em várias linhas de evidência. Esta variedade é consistente com a variedade obtida pela utilização de tendências de modelos da CMIP5 de 5 a 95% para 2012–2035. Também é consistente com o intervalo de 5 a 95% da CMIP5 para todos os quatro cenários RCP de 0,36ºC a 0,79ºC, utilizando o período de referência de 2006-2012, depois dos limites superior e inferior serem reduzidos em 10% para ter em consideração a prova de que alguns modelos podem ser demasiado sensíveis ao forçamento antropogénico (ver Tabela RT.1 e Figura RT.14). {11.3.6}

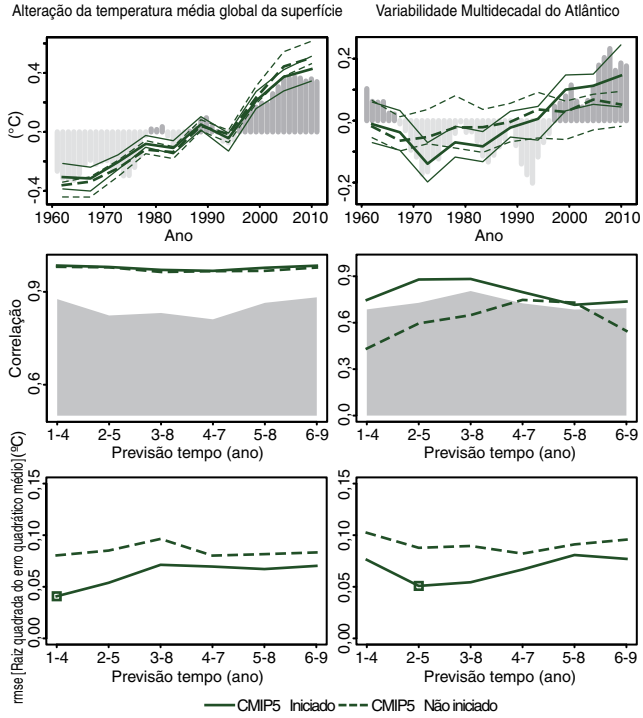


Figura RT.13 | Projeção decenal da qualidade da previsão de vários índices climáticos. (Linha superior) Série temporal da iniciação das anomalias da previsão inversa calculadas num conjunto médio de 2 a 5 anos e as experiências não iniciadas correspondentes para três índices climáticos: temperatura média global da superfície (GMST, à esquerda) e a Variabilidade Multidecenal do Atlântico (AMV, à direita). A série de tempo observacional, a temperatura média global do *Goddard Institute of Space Studies Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature Analysis* (GISTEMP) e a *Extended Reconstructed Sea Surface Temperature* (ERSST) para a AMV, são representados com barras verticais cinzento escuro (anomalias positivas) e cinzento claro (anomalias negativas), onde foi aplicada uma média de 4 anos para consistência com a média de tempo das previsões. As séries temporais previstas são mostradas para as simulações da CMIP5 Init (contínuas) e NoInit (pontilhadas) com as previsões inversas iniciadas a cada 5 anos ao longo do período de 1960-2005. O quartil inferior e superior do conjunto multimodelo são traçados utilizando linhas finas. O índice AMV foi computado como as anomalias da temperatura da superfície do mar (SST) calculadas sobre a região do Equador para 60ºN e 80ºW a 0ºW menos as anomalias da SST calculadas sobre 60ºS a 60ºN. Note que os eixos verticais são diferentes para cada série temporal. (Fila do meio) Correlação da previsão média do conjunto com a referência observacional ao longo do tempo de previsão para médias de 4 anos de três conjuntos de dados das previsões inversas da CIMP5 para Init (contínua) e NoInit (tracejado). O nível de confiança unilateral de 95% com uma distribuição *t* é representado a cinzento. O tamanho efetivo da amostra foi calculado tendo em conta a autocorrelação das séries temporais de observação. Foi utilizado um teste *t* de duas faces (onde o tamanho efetivo da amostra foi calculado tendo em conta a autocorrelação da série de tempo observacional) para testar as diferenças entre a correlação das experiências iniciadas e não iniciadas, mas não foram encontradas diferenças estatisticamente significativas com uma confiança igual ou superior a 90%. (Fila inferior) Raiz do erro quadrático médio (RMSE) da predição média conjunta ao longo do tempo de previsão para médias de anos das *hindcasts* da CMIP para Init (contínua) e NoInit (tracejado). Foi utilizado um teste *F* de duas faces (onde o tamanho efetivo da amostra foi calculado tendo em conta a autocorrelação da série de tempo observacional) para testar a razão entre a RSME da Init e NoInit, e os tempos de previsão com diferenças estatisticamente significativas com uma confiança igual ou superior a 90% são indicados com um quadrado aberto. {Figura 11.3}

Concentrações elevadas de GEE e menores quantidades de aerossóis de sulfato conduzem a um maior aquecimento. No curto prazo, as diferenças na temperatura média global do ar da superfície em todos os cenários RCP para um único modelo climático são tipicamente menores do que nos modelos climáticos para um único cenário RCP. Em 2030, os valores medianos para o conjunto da CMIP5 para a temperatura média global diferem em quase 0,2ºC entre os cenários RCP, enquanto a disseminação do modelo (definida como o intervalo de 17 a 83%) para cada RCP é de cerca de 0,4ºC. A disseminação inter cenários aumenta com o tempo e em 2050 é comparável à disseminação do modelo. Regionalmente, as maiores diferenças da temperatura do ar da superfície entre os cenários RCP encontram-se no Ártico. {11.3.2. 11.3.6}

O aquecimento previsto das temperaturas médias globais implica uma *confiança alta* de que os novos níveis de aquecimento relativos ao clima médio de 1850-1900 serão cruzados, especialmente em cenários de emissões de GEE. Relativo a um período de referência de 1850–1900, no âmbito do RCP4.5 ou RCP6.0, é *mais provável do que improvável* que a GMST média para o período de 2016-2035 esteja mais de 1ºC acima da média para 1850-1900 e é *muito improvável* que esteja mais de 1,5ºC acima da média de 1850-1900 (*confiança média*). {11.3.6}

Uma futura erupção vulcânica de tamanho semelhante à erupção do Monte Pinatubo em 1991 provocaria uma queda rápida na temperatura média global do ar da superfície de cerca de 0,5ºC no ano seguinte, com recuperação ao longo dos próximos anos. Grandes erupções, ou várias erupções que ocorressem juntas no tempo, conduziriam a efeitos maiores e mais persistentes. {11.3.6}

As possíveis alterações futuras na radiação solar poderiam influenciar o ritmo a que a GMST aumenta, mas há uma *confiança alta* de que esta influência seja pequena em comparação com a influência do aumento das concentrações de GEE na atmosfera. {11.3.6}

Os padrões espaciais do aquecimento a curto prazo projetados pelos modelos da CMIP5 seguindo os cenários RCP (Figura RT.15) são muito consistentes com o AR4. É *muito provável* que o aquecimento antropogénico da temperatura do ar da superfície ao longo das próximas décadas aconteça mais rapidamente nas áreas terrestres do que nos oceanos e é *muito provável* que o aquecimento antropogénico sobre o Ártico no inverno seja maior do que o aquecimento médio global, consistente com o AR4. Em relação aos níveis antecedentes da variabilidade gerada internamente há uma *confiança alta* de que o aquecimento antropogénico relativo ao período de referência seja maior nos trópicos e nos subtrópicos do que nas latitudes médias. {11.3.2}

É *provável* que nas próximas décadas a frequência de dias quentes e de noites quentes aumente na maior parte das regiões terrestres, enquanto a frequência de dias frios e noites frias irá diminuir. Os modelos também projetam aumentos na duração, intensidade e extensão espacial das ondas de calor e períodos quentes para o curto prazo. Estas alterações podem prosseguir numa velocidade diferente do que o aquecimento médio. Por exemplo, vários estudos projetam que as temperaturas de verão de percentil alto da Europa aumentem mais rapidamente do que as temperaturas médias (ver também EFT.9). {11.3.2}

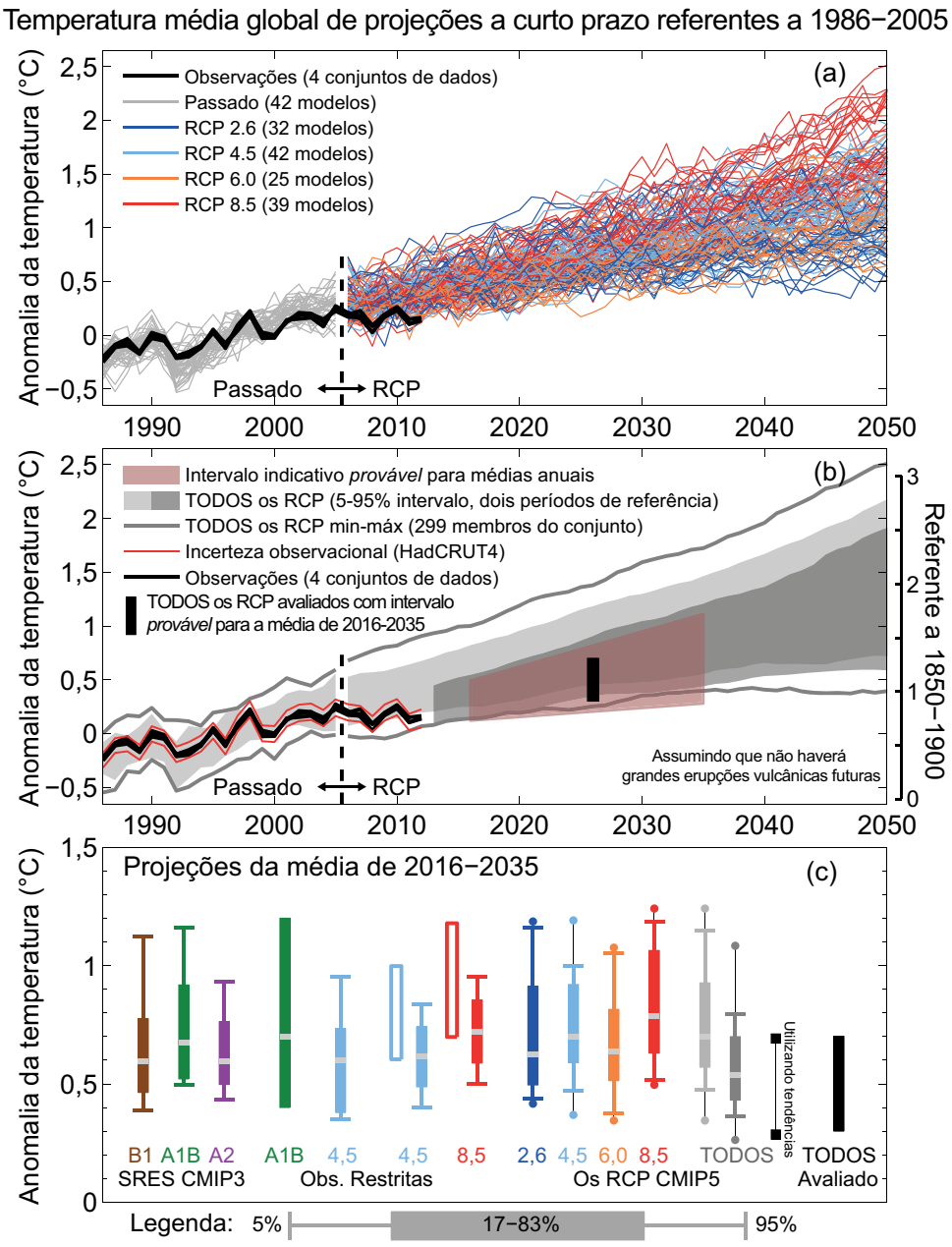


Figura RT.14 | Síntese das projeções a curto prazo da temperatura média global do ar da superfície (GMST). (a) Projeções da GMST média anual de 1986-2050 (anomalias referentes a 1986-2005) no âmbito de todos os RCP dos modelos da CMIP5 (linhas cinzentas e coloridas, um membro conjunto por modelo), com quatro estimativas observacionais (4º conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4), reanálise provisória das condições da atmosfera global e da superfície (ERA-Interim) do Centro Europeu de Previsões Meteorológicas a Médio Prazo (ECMWF), *Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature Analysis* (GISTEMP), Administração Nacional do Oceano e da Atmosfera (NOAA)) para o período de 1986-2012 (linhas pretas). (b) Como (a) mas apresentando a taxa de 5 a 95% das projeções médias anuais da CMIP5 (utilizando um modelo conjunto por modelo) para todos os RCP que utilizem um período de referência de 1986-2005 (sombreado cinzento claro) e para todos os RCP que utilizam um período de referência de 2006-2012, juntamente com a anomalia observada de 0,16ºC para (2006–2012) menos (1986–2005) (sombreado cinzento escuro). Os percentis de 2006 em diante foram suavizados com uma média móvel de 5 anos para maior clareza. Os valores máximos e mínimos da CMIP5 que utiliza todos os membros e o período de referência de 1986-2005 são mostrados pelas linhas cinzentas (também suavizadas). As linhas pretas mostram estimativas médias anuais de observação. A região sombreada vermelha mostra o intervalo *provável* indicativo para a GMST média anual durante o período de 2016-2035 com base no intervalo *provável* de "TODOS os RCP avaliados" para a média de 20 anos da anomalia da GMST para 2016–2035, que é mostrado como uma barra preta em (b) e em (c) (consultar texto para mais detalhes). A escala de temperatura em relação ao clima médio de 1850-1900 no lado direito assume um aquecimento de 0,61°C da GMST antes de 1986–2005, estimado a partir do HadCRUT4. (c) Uma síntese das projeções para a anomalia média da GMST para 2016–2035 em relação a 1986-2005. O diagrama representa os intervalos de 66% a 90%. São mostradas: projeções SRES CMIP3 e RCP CMIP5 sem restrições; projeções para os cenários SRES A1B, RCP4.5 e 8.5 limitados observacionalmente; projeções sem restrições para os quatro cenários RCP utilizando dois períodos de referência como em (b) (sombras cinzento claro e cinzento escuro), consistentes com (b); intervalo de 90% estimado utilizando as tendências da CMIP5 para o período de 2012-2035 e a anomalia da GMST observada para 2012; um intervalo *provável* (>66%) geral avaliado para todos os cenários RCP. Os pontos para as estimativas da CMIP5 mostram os valores máximo e mínimo utilizando todos os membros do conjunto. As medianas (ou estimativa de probabilidade máxima; barra preenchida a verde) são indicadas por uma faixa cinzenta. (Adaptado da Figura 11.25.) Consulte a Secção 11.3.6 para mais detalhes. {Figura 11.25}

RT.5.4.3 Alterações no Ciclo da Água Projetadas a Curto Prazo

É *muito provável* que a precipitação média zonal aumente nas latitudes altas e em algumas latitudes médias e é *mais provável do que improvável* que diminua na região dos subtrópicos. Em escalas mais regionais, as alterações na precipitação podem ser dominadas por uma combinação de variabilidade natural interna, forçamento vulcânico e efeitos antropogénicos dos aerossóis. {11.3.2}

Ao longo das próximas décadas, o aumento da humidade específica perto da superfície é *muito provável*. É *provável* que haja um aumento na evaporação em muitas regiões. Há uma *confiança baixa* nas alterações previstas na humidade do solo e no escoamento da superfície. {11.3.2}

No curto prazo, é *provável* que a frequência e intensidade dos eventos de precipitação intensa aumente sobre a terra. Essas alterações são impulsionadas principalmente pelo aumento do conteúdo de vapor de água atmosférico, mas também são afetadas por alterações na circulação atmosférica. O impacto da pressão antropogénica em escalas regionais é menos óbvio, uma vez que as alterações de escala regional são fortemente afetadas pela variabilidade natural e também dependem do curso de futuras emissões de aerossóis vulcânicos, forçamento vulcânico e alterações da utilização dos solos (ver também EFT.9). {11.3.2}

RT.5.4.4 Alterações na Circulação Atmosférica Projetadas a Curto Prazo

A variabilidade climática gerada internamente e os múltiplos agentes do RF (por exemplo, vulcões, GEE, ozono e aerossóis antropogénicos) contribuem todos para as alterações a curto prazo na circulação atmosférica. Por exemplo, é *provável* que a circulação de Hadley média anual e os ventos do oeste da latitude média do HS mudem em direção aos polos, enquanto é *provável* que a recuperação prevista do ozono estratosférico e aumentos nas concentrações de GEE terão impactos contraditórios na amplitude da Circulação de Hadley e a posição meridional da trajetória da tempestade do HS. Portanto, é *improvável* que continuem a expandir-se em direção aos polos tao rapidamente como em décadas recentes. {11.3.2}

Há uma *confiança baixa* nas projeções a curto prazo da posição e intensidade das trajetórias da tempestade do HN. As variações naturais são maiores do que o impacto dos GEE previsto a curto prazo.{11.3.2}

Há uma *confiança baixa* nas projeções à escala da bacia hidrográfica das alterações na intensidade e frequência dos ciclones tropicais em todas as bacias em meados do século XXI. Esta *confiança baixa* reflete o pequeno número de estudos que exploram a atividade dos ciclones tropicais a curto prazo, as diferenças entre as previsões publicadas sobre a atividade dos ciclones tropicais e o a importante função da variabilidade natural. Há uma *confiança baixa* nas previsões a curto prazo para o aumento da intensidade dos ciclones tropicais no Atlântico; esta previsão deve-se, em parte, à previsão das reduções na carga de aerossóis. {11.3.2}

RT.5.4.5 Alterações no Oceano Projetadas a Curto Prazo

É *muito provável* que as temperaturas médias à superfície e a média da temperatura na coluna de água oceânica aumentem a curto prazo. Na ausência de várias erupções vulcânicas, é *muito provável* que as temperaturas da superfície calculadas globalmente e as temperaturas da profundidade calculadas para 2016-2035 sejam mais quentes do que as calculadas ao longo de 1986–2005. {11.3.3}

É *provável* que a salinidade aumente no Atlântico tropical e (especialmente) no subtropical e que diminua no Pacífico tropical ocidental ao longo das próximas décadas. No geral, é *provável* que haja algum declínio na Circulação Termohalina Meridional do Atlântico em 2050 (*média de confiança*). No entanto, a taxa e a magnitude de enfraquecimento é muito incerta e também se devem esperar décadas em que esta circulação venha a aumentar. {11.3.3}

RT.5.4.6 Alterações na Criosfera Projetadas a Curto Prazo

Em setembro, é qprovável que ocorra um Oceano Ártico quase sem gelo (extensão do nível do mar inferior a 10^6 km^2 durante, pelo menos, cinco anos consecutivos) antes do meio do século de acordo com o RCP8.5 (*confiança média*). Esta avaliação baseia-se num subconjunto dos modelos que reproduzem, de forma mais rigorosa, o estado climatológico médio e a tendência de 1979 a 2012 da camada de gelo do mar Ártico. É *muito provável* que haja uma redução e desbaste adicional da camada de gelo do mar Ártico e diminuições na camada de gelo da primavera das latitude elevada do norte e do *permafrost* próximo da superfície, à medida que a GMST sobe (Figuras RT.17 e RT.18). Há uma *confiança baixa* nas reduções da extensão e do volume do gelo marinho da Antártida projetadas a curto prazo. {11.3.4}

RT.5.4.7 Possibilidade de Alterações Climáticas Abruptas a Curto Prazo

Há vários mecanismos que poderiam levar a alterações no clima global ou regional que são abruptas em comparação com as taxas experienciadas nas últimas décadas. A probabilidade de tais alterações é geralmente mais baixa para o curto prazo do que para o longo prazo. Por esta razão, os mecanismos relevantes são avaliados, principalmente, nas secções RT.5 em alterações a longo prazo e no EFT.5. {11.3.4}

RT.5.4.8 Alterações na Qualidade do Ar Projetadas a Curto Prazo

O intervalo nas projeções da qualidade do ar (O_3 e $PM_{2.5}$ no ar superficial) é impulsionado, mais pelas emissões (incluindo CH_4), do que pela alteração climática física (*confiança média*). A resposta da qualidade do ar às alterações impulsionadas pelo clima é mais incerta do que a resposta às alterações impulsionadas pelas emissões (*confiança alta*). Globalmente, o aquecimento reduz o O_3 da superfície (*confiança alta*). Os níveis elevados de CH_4 (como RCP8.5 e SRES A2) podem compensar esta redução, aumentando o O_3 da superfície antecedente a 2100 em média, aproximadamente, 8 ppb (25% dos níveis atuais) referente a cenários com pequenas alterações no CH_4 (como RCP4.5 e RCP6.0) (*confiança alta*). Numa escala continental, os níveis de poluição previstos são menores no âmbito dos novos cenários RCP do que no âmbito dos cenários SRES porque o SRES não incorpora a legislação da qualidade do ar (*confiança alta*). {11.3.5, 11.3.5.2; Figuras 11.22 e 11.23ab, AII.4.2, AII.7.1–AII.7.4}

As provas observacionais e de modelação indicam que, sendo tudo o resto igual, as temperaturas superficiais mais elevadas localmente em regiões poluídas irão desencadear *feedbacks* regionais nas emissões químicas e locais que irão aumentar os níveis máximos de O_3 e $PM_{2.5}$ (*confiança média*). Sabe-se que as emissões locais combinadas com

os níveis antecedentes e com as condições meteorológicas favoráveis à formação e acumulação de poluição produzem episódios extremos de poluição em escalas locais e regionais. Há uma *confiança baixa* na projeção de alterações no bloqueio meteorológico associado a estes episódios extremos. Para o $PM_{2.5}$, a alteração climática pode alterar as fontes naturais de aerossóis (incêndios florestais, poeira levantada pelo vento, precursores biogénicos) bem como a eliminação da precipitação, mas não há nenhuma nível de confiança associado ao impacto geral das alterações climáticas nas distribuições de $PM_{2.5}$. {11.3.5, 11.3.5.2; Caixa 14.2}

RT.5.5 Alterações Climáticas a Longo Prazo

RT.5.5.1 Alterações na Temperatura Global Projetadas a Longo Prazo

As temperaturas médias globais vão continuar a aumentar ao longo do século XXI no âmbito de todos os RCP. Por volta de meados do século XXI, a taxa de aquecimento global começa a ser mais dependente do cenário (Figura RT.15). {12.4.1}

De acordo com as suposições dos RCP impulsionados pelas concentrações, é *provável* que a GMST para 2081–2100, referente a 1986–2005, esteja no intervalo de 5 a 95% dos modelos da CMIP5; 0,3°C a 1,7°C (RCP2.6), 1,1 a 2,6°C (RCP4.5), 1,4°C a 3,1°C (RCP6.0), 2,6°C a 4,8°C (RCP8.5) (ver Tabela RT.1). Com *confiança alta*, o intervalo de 5 a 95% da CMIP5 está avaliado como *provável* e não como *muito provável* com base na avaliação da TCR (ver EFT.6). O intervalo de 5 a 95% da CMIP5 para a alteração da temperatura média global também está avaliada como *provável* para meados do século XX, mas apenas com *confiança média*. Em relação às condições médias de 1850–1900, é *provável* que as temperaturas globais calculadas no período de 2081-2100 ultrapassem 1,5ºC acima dos valores de 1850–1900 para RCP4.5, RCP6.0 e RCP8.5 (*confiança alta*) e é *provável* que ultrapasse 2ºC acima dos valores de 1850–1900 para o RCP6.0 e RCP8.5 (*confiança alta*). A alteração da temperatura acima de 2ºC, referente a 1850–1900, no âmbito do RCP2.6 é *improvável* (*confiança média*). O aquecimento acima de 4ºC em 2081–2100 é *improvável* em todos os RCP (*confiança alta*), exceto para o RCP8.5, onde é *tão provável quanto improvável* (*confiança média*). {12.4.1; Tabelas 12.2, 12.3}

RT.5.5.2 Alterações na Temperatura Regional Projetadas a Longo Prazo

Há uma *confiança muito alta* de as alterações calculadas globalmente sobre a terra irem ultrapassar as alterações sobre o oceano no final do século XXI por um fator que é *provável* no intervalo 1,4 a 1,7.

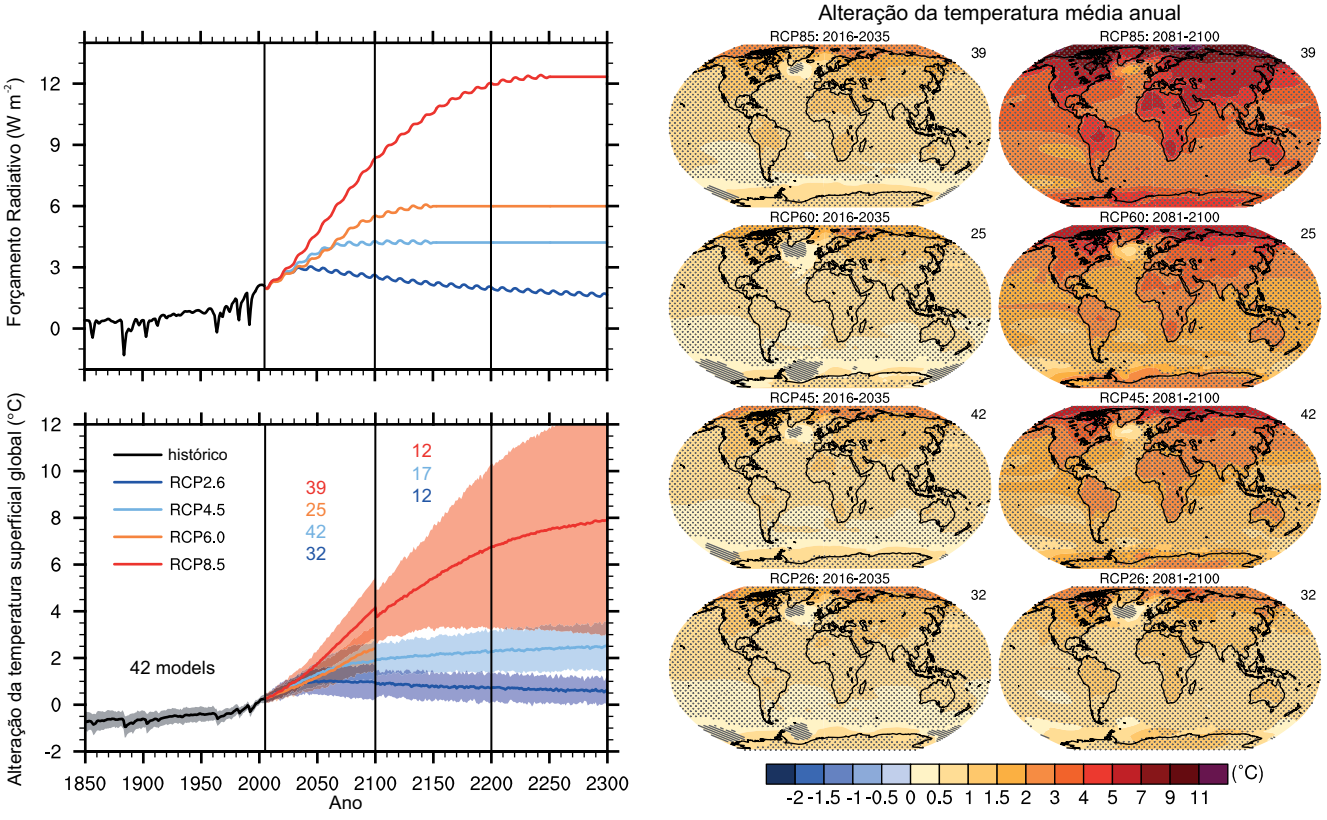


Figura RT.15 | (Superior esquerdo) Forçamento radiativo médio global total para os quatro cenários RCP com base no modelo de equilíbrio energético do Modelo para a Avaliação das Alterações Climáticas induzidas pelos Gases de Efeito de Estufa (MAGICC). Note que o atual forçamento simulado pelos modelos da CMIP5 diferem ligeiramente entre os modelos. (Canto inferior esquerdo). Série temporal das anomalias na temperatura média global anual do ar da superfície (relativo a 1986–2005) para as experiências derivadas da concentração da CMIP5. As projeções são mostradas para cada RCP para a média multimodelo (linhas contínuas) e o desvio-padrão ±1,64 (5 a 95%) ao longo da distribuição de modelos individuais (sombreado), com base em meios anuais. O intervalo de 1,64 do desvio padrão baseado nas médias de 20 anos de 2081-2100, relativas a 1986-2005, é interpretado como alterações *prováveis* para o final do século XXI. As descontinuidades em 2100 devidas ao número de modelos diferentes, para além de 2100, não têm nenhum significado físico. Os números nas mesmas cores que as linhas indicam o número de diferentes modelos que contribuem para os diferentes períodos de tempo. Mapas: Média do conjunto multimodelo da alteração da temperatura média anual do ar da superfície (comparada com o período de referência de 1986–2005) para 2016–2035 e 2081–2100, para RCP2.6, 4.5, 6.0 e 8.5. O sombreado indica regiões onde o sinal da média multimodelo é menor do que um desvio padrão da variabilidade interna. O pontilhado indica as regiões onde o sinal multimodelo médio é superior a dois desvios-padrão de variabilidade interna e onde 90% dos modelos concordam sobre o sinal de alteração. O número de modelos da CMIP5 utilizados é indicado no canto superior direito de cada painel. São dadas mais informações em relação às Figuras RPD.7a e RPD.8.a no Material Suplementar do RT. {Caixa 12.1; Figuras 12.4, 12.5, 12.11; Anexo I}

Tabela RT.1 | Alteração prevista na temperatura média da superfície do ar e subida do nível médio global do mar para meados e final do século XXI em relação ao período de referência de 1986–2005. {12.4.1; Tabelas 12.2,13.5}

		2046–2065		2081–2100	
	Cenário	**Média**	Intervalo **provável**[c]	**Média**	Intervalo **provável**[c]
Alteração da Temperatura Média Global da Superfície (°C)[a]	RCP2.6	1.0	0,4 a 1,6	1.0	0,3 a 1,7
	RCP4.5	1.4	0,9 a 2,0	1,8	1,1 a 2,6
	RCP6.0	1.3	0,8 a 1,8	2.2	1,4 a 3,1
	RCP8.5	2.0	1,4 a 2,6	3.7	2,6 a 4,8
	Cenário	**Média**	Intervalo **provável**[d]	**Média**	Intervalo **provável**[d]
Subida do Nível Global Médio do Mar (m)[b]	RCP2.6	0,24	0,17 a 0,32	0,40	0,26 a 0,55
	RCP4.5	0,26	0,19 a 0,33	0,47	0,32 a 0,63
	RCP6.0	0,25	0,18 a 0,32	0,48	0,33 a 0,63
	RCP8.5	0,30	0,22 a 0,38	0,63	0,45 a 0,82

Notas:

[a] Com base no conjunto da CMIP5; anomalias calculadas em relação a 1986-2005. Utilizando o HadCRUT4 e a sua estimativa de incerteza (5-95% intervalo de confiança), o aquecimento observado no período de referência 1986-2005 é de 0,61 [0,55 a 0,67] °C em 1850-1900, e de 0,11 [0,09 a 0,13] °C em 1980-1999, o período de referência para projeções utilizado no AR4. Os intervalos *prováveis* não foram avaliados aqui relativamente aos períodos de referência anteriores porque os métodos não estão geralmente disponíveis na bibliografia para combinar as incertezas em modelos e observações. Adicionar alterações previstas e observadas não contabiliza os potenciais efeitos dos preconceitos do modelo em relação às observações e à variabilidade interna natural durante o período de referência observacional. {2.4; 11.2; Tabelas 12.2 e 12.3}

[b] Com base em 21 modelos da CMIP5; anomalias calculadas relativamente a 1986–2005. Quando os resultados da CMIP5 não estavam disponíveis para um determinado MCGAO e cenário, foram estimados conforme explicado no Capítulo 13, Tabela 13.5. As contribuições para a rápida alteração dinâmica do manto de gelo e para o armazenamento antropogénico de água na terra são tratadas como tendo distribuições de probabilidade uniforme, e como muito independentes do cenário. Este tratamento não implica que as contribuições em causa não irão depender do cenário seguido, apenas que o estado atual de conhecimento não permite uma avaliação quantitativa da dependência. Com base no conhecimento atual, apenas o colapso dos setores marinhos do manto de gelo da Antártica, se iniciado, poderá fazer com que o nível médio global do mar suba substancialmente acima do intervalo *provável* durante o século XXI. Há uma *confiança média* de que essa contribuição adicional não será superior a várias dezenas de um metro da subida do nível do mar durante o século XXI.

[c] Calculado a partir das projeções dos intervalos do modelo de 5-95% . Estes intervalos são então avaliados para serem intervalos *prováveis* após contabilização das incertezas adicionais ou dos diferentes níveis de confiança nos modelos. Para as projeções de alterações da temperatura média global da superfície em 2046–2065, a *confiança* é *média* porque a importância relativa da variabilidade interna natural e a incerteza no forçamento e resposta dos gases sem efeito de estufa são maiores do que para 2081–2100. Os intervalos *prováveis* para 2046-2065 não têm em consideração a possível influência de fatores que levam ao intervalo avaliado para a alteração a curto prazo (2016-2035) da temperatura média global da superfície que é inferior ao intervalo do modelo 5-95%, porque a influência destes fatores nas projeções a longo prazo não foi quantificada devido ao conhecimento científico insuficiente. {11.3}

[d] Calculado a partir das projeções dos intervalos do modelo de 5-95% . Estes intervalos são então avaliados para serem intervalos *prováveis* após contabilização das incertezas adicionais ou dos diferentes níveis de confiança nos modelos. Para as projeções da subida do nível médio global do mar a *confiança* é *média* para ambos os horizontes temporais.

Na ausência de uma forte redução na Circulação Termohalina Meridional do Atlântico, a região do Ártico deverá aquecer mais (*confiança muito alta*) (Figura RT.15). À medida que a GMST sobe, o padrão de temperaturas médias zonais atmosféricas mostra um aquecimento em toda a troposfera e um arrefecimento na estratosfera, de acordo com avaliações anteriores. A consistência é especialmente clara na troposfera superior tropical e nas altas latitudes do norte. {12.4.3; Caixa 5.1}

É *praticamente certo* que, na maior parte dos locais, haverá extremos de temperatura mais quentes e menos frios à medida que a temperatura média global aumenta. Estas alterações são esperadas para os eventos definidos como extremos em escalas temporais diárias e sazonais. São esperados aumentos na frequência, duração e magnitude dos extremos quentes, juntamente com a pressão térmica; contudo, os eventos de inverno de frio extremo vão continuar a ocorrer. Os valores de retorno de vinte anos de eventos de baixa temperatura devem aumentar a uma velocidade maior do que as temperaturas médias de inverno na maioria das regiões, com as maiores alterações nos valores de retorno de temperaturas baixas em altas latitudes. Prevê-se que os valores de retorno de vinte anos para eventos de alta temperatura irão aumentar a um ritmo semelhante ou maior do que a taxa de aumento da temperatura média do verão na maioria das regiões. No âmbito do RCP8.5, é *provável* que, na maior parte das regiões, ocorra um evento de temperaturas elevadas durante 20 anos com mais frequência até ao final do século XXI (duplicando, pelo menos, a sua frequência, mas em muitas regiões irá tornar-se um evento anual ou de 2 anos) e um evento de temperaturas baixas durante 20 anos será extremamente raro (Ver, também, EFT.9). {12.4.3}

Os modelos simulam uma diminuição na quantidade de nuvens no futuro na maior parte dos trópicos e das latitudes médias, sobretudo devido à redução de nuvens baixas. As alterações nas nuvens da camada limite marinha são mais incertas. Os aumentos na fração da nuvem e na profundida ótica da nuvem e, por isso, a reflexão das nuvens são simuladas nas altas latitudes, 50º em direção aos polos. {12.4.3}

RT.5.5.3 Alterações na Circulação Atmosférica Projetadas a Longo Prazo

Projeta-se que a pressão média ao nível do mar irá diminuir em altas latitudes e aumentar em latitudes médias à medida que as temperaturas globais sobem. Nos trópicos, é *provável* que as Circulações de Hadley e de Walker abrandem. As variações em direção os polos nos jatos de latitudes médias de cerca de 1 a 2 graus são *prováveis* no final do século XXI no âmbito do RCP8.5 nos dois hemisférios (*confiança média*), com variações mais fracas no HN. No verão austral, a influência adicional da recuperação de ozono estratosférico no HS opõe as alterações devido aos GEE que aí existem, embora a resposta líquida varie fortemente entre modelos e cenários. A incerteza substancial e, portanto, a *confiança baixa* permanecem na projeção de alterações na trajetória das tempestades no HN, especialmente para a bacia do Atlântico Norte. É *provável* que a Célula de Hadley se alargue, o que se traduz em regiões tropicais mais amplas e numa invasão em direção aos polos das zonas subtropicais secas. Na estratosfera, é *provável* que a circulação de Brewer-Dobson se intensifique. {12.4.4}

RT.5.5.4 Alterações no Ciclo da Água Projetadas a Prazo

Na escala planetária, prevê-se que a humidade relativa se mantenha mais ou menos constante mas que a humidade específica aumente num clima mais quente. A previsão do aquecimento diferente da terra e do oceano promove alterações na humidade atmosférica que levam a pequenas reduções na humidade relativa próxima da superfície na maior parte das áreas terrestres com a notável exceção de algumas partes da África tropical (*confiança média*) (ver EFT.1, Figura 1). {12.4.5}

É *praticamente certo* que, a longo prazo, a precipitação global irá aumentar com o aumento da GMST. A precipitação global média vai aumentar numa taxa por °C mais pequena do que a do vapor de água atmosférico. É *provável* que aumente de 1 a 3% °C^{-1}para os cenários para além do RCP2.6. Para o RCP2.6, a variedade de sensibilidades nos modelos da CMIP5 é de 0,5 a 4% °C^{-1} no final do século XXI. {7.6.2, 7.6.3, 12.4.1}

As alterações na precipitação média num mundo mais quente irão apresentar uma variação espacial substancial de acordo com o RCP8.5. Algumas regiões vão experienciar aumentos, outras regiões vão experienciar diminuições e outras não vão experienciar quaisquer alterações significativas (ver Figura RT.16). Há uma *confiança alta* de que o contraste da precipitação média anual entre regiões secas e húmidas e que o contraste entre estações húmidas e secas aumentará na maior parte do globo à medida que as temperaturas aumentam. O padrão geral de alterações indica que é *muito provável* que as latitudes altas experienciem maiores quantidades de precipitação devido ao aumento da humidade específica da troposfera mais quente, bem como ao aumento do transporte de vapor de água dos trópicos até ao final deste século de acordo com o cenário RCP8.5. É *provável* que muitas regiões de latitude média e áridas e semiáridas subtropicais venham a experienciar menos precipitação e é *provável* que muitas regiões húmidas de latitude média experienciem mais precipitação até ao final deste século de acordo com o cenário RCP8.5. Na Figura RT.16. são apresentados mapas da alteração da precipitação para os quatro cenários RCP {12.4.2, 12.4.5}

Globalmente, para eventos de precipitação de curta duração, é *provável* que ocorra uma mudança para tempestades individuais mais intensas e poucas tempestades fracas à medida que as temperaturas aumentam. Na maior parte das massas terrestres de latitude média e sobre as regiões tropicais húmidas, é *muito provável* que os eventos de precipitação extrema sejam mais intensos e mais frequentes num mundo mais quente. A sensibilidade média global do valor de retorno de 20 anos da precipitação anual máxima diária varia de 4% °C^{-1} do aumento da temperatura local (média dos modelos CMIP3) a 5.3% °C^{-1} do aumento da temperatura local (média dos modelos CMIP5) mas, regionalmente, existem grandes variações. {12.4.2, 12.4.5}

Está projetado que a evaporação anual da superfície aumente à medida que as temperaturas globais sobem na maior parte do oceano e está projetado que altere na terra, seguindo um padrão semelhante como a precipitação. É *provável* que ocorram reduções no escoamento anual em algumas partes do sul da Europa, no Médio Oriente e no sul de África até ao final deste século de acordo com o cenário RCP8.5. Os aumentos no escoamento anual são *prováveis* nas latitudes setentrionais elevadas correspondentes a grandes aumentos na precipitação do inverno e da primavera no final do século XXI, segundo o cenário RCP8.5. As alterações projetadas à escala regional e global na humidade do solo e o aumento do risco de secas agrícolas são *prováveis* nas regiões atualmente secas e são projetadas com *confiança média*

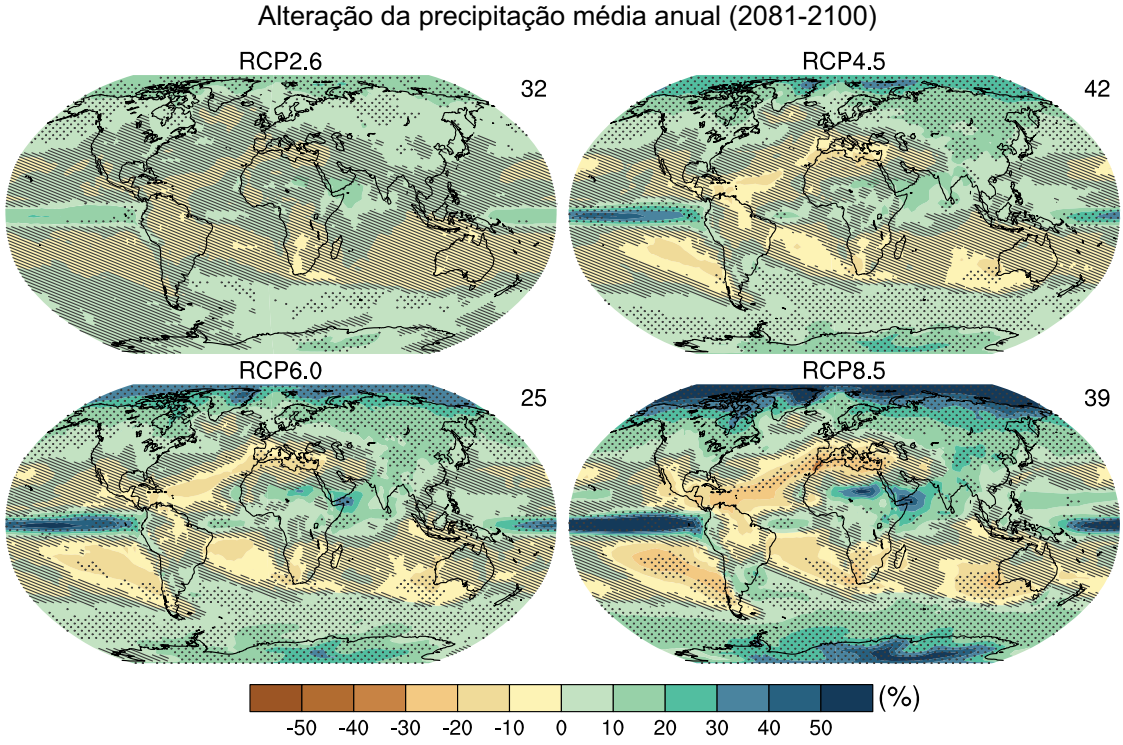


Figura RT.16 | Mapas dos resultados multimodelo para os cenários RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 e RCP8.5 em 2081–2100 da percentagem da alteração média na precipitação média. As alterações são apresentadas em relação a 1986–2005. O número de modelos da CMIP5 para calcular a média multimodelo é indicado no canto superior direito de cada painel. O sombreado indica regiões onde o sinal da média multimodelo é menor do que um desvio padrão da variabilidade interna. O pontilhado indica regiões onde o sinal médio multimodelo é maior que 2 desvios-padrão da variabilidade interna e onde 90% dos modelos coincidem no sinal de alteração (ver Caixa 12.1). São dadas mais informações em relação à Figura RPD.8b no Material Suplementar do RT. {Figura 12.22; Anexo I}

até ao final deste século de acordo com o cenário RCP8.5. As áreas proeminentes de reduções projetadas na evaporação incluem a África austral e o noroeste de África ao longo do Mediterrâneo. A desidratação do solo nas regiões do Mediterrâneo e da África Austral é consistente com as alterações previstas na Circulação de Hadley e com o aumento das temperaturas da superfície, por isso, a desidratação da superfície nestas regiões à medida que as temperaturas globais aumentam é *provável* com *confiança alta* até ao final deste século de acordo com o cenário RCP8.5. Em regiões onde está projetado o humedecimento da superfície, as alterações são geralmente menores do que a variabilidade natural na escala de tempo de 20 anos. No EFT.1, Figura 1 é apresentado um resumo das alterações no ciclo da água projetadas a partir dos modelos da CMIP5. {12.4.5; Caixa 12.1}

RT.5.5.5 Alterações na Criosfera Projetadas a Longo Prazo

É *muito provável* que a camada de gelo do mar Ártico continue a diminuir e a ficar mais fina cada ano, ao longo do século XXI, à medida que a GMST sobe. Ao mesmo tempo, na Antártida, espera-se uma redução na extensão e volume do gelo marinho, mas com uma *confiança baixa*. As projeções multimodelo da CMIP5 dão reduções médias na extensão do gelo marinho do Ártico para 2081-2100 em comparação com 1986–2005, variando de 8% para o RCP2.6 a 34% para o RCP8.5 em fevereiro e de 43% para o RCP2.6 a 94% para o RCP8.5 em setembro (*confiança média*) (Figura RT.17). Em setembro, é *provável* que ocorra um Oceano Ártico quase sem gelo (extensão do nível do mar inferior a 106 km2 durante, pelo menos, cinco anos consecutivos) antes do meio do século de acordo com o RCP8.5 (*confiança média*), com base numa avaliação de um subconjunto de modelos que reproduz, de forma mais aproximada, o estado climatológico médio e a tendência de 1979-2012 da camada de gelo do mar Ártico. Algumas projeções climáticas apresentam períodos de 5 a 10 anos de um declínio do gelo marinho de verão do Ártico - ainda mais acentuado do que o observado ao longo da última década - e é *provável* que tais instâncias de rápida perda de gelo ocorram no futuro. Há poucos indícios nos modelos climáticos globais de um ponto de inversão (ou limiar crítico) na transição de um Oceano Ártico coberto de gelo perene para um Oceano Ártico sazonalmente sem gelo, além de que a perda de gelo marinho é imparável e irreversível. Na Antártida, a média multimodelo da CMIP5 prevê uma redução na extensão do gelo marinho que varia de 16% para o RCP2.6 a 67% para o RCP8.5 em fevereiro e de 8% para o RCP2.6 a 30% para o RCP8.5 em setembro para 2081-2100 em comparação com 1986-2005. Há, no entanto, uma *confiança baixa* nestas previsões devido à ampla disseminação inter modelos e à incapacidade que quase todos os modelos disponíveis têm de reproduzir o aumento geral da área coberta de gelo marinho na Antártida observada durante a era satélite. {12.4.6, 12.5.5}

É *muito provável* que a cobertura de neve do HN reduza com o aumento da temperatura global durante o próximo século. É *praticamente certo* que ocorra um recuo da extensão do *permafrost* com o aumento das temperaturas globais. As alterações na cobertura de neve resultam das alterações na precipitação e ablação que, por vezes, são opostas. As projeções sobre a área coberta de neve da primavera do HN até ao final do século XXI variam entre uma diminuição de 7 [3 a 10] % (RCP2.6) e 25 [18 a 32] % (RCP8.5) (Figura RT.18), mas a *confiança* nesses números é apenas *média* porque os processos da neve nos modelos climáticos globais são muito simplificados. As alterações previstas no *permafrost* são uma resposta não só para o aquecimento mas, também, para alterações na cobertura de neve, que exerce um controlo sobre o solo subjacente. Até ao final do século XXI, prevê-se que a área diagnosticada do *permafrost* próximo da superfície irá diminuir entre 37% (RCP2.6) e 81% (RCP8.5) (*confiança média*). {12.4.6}

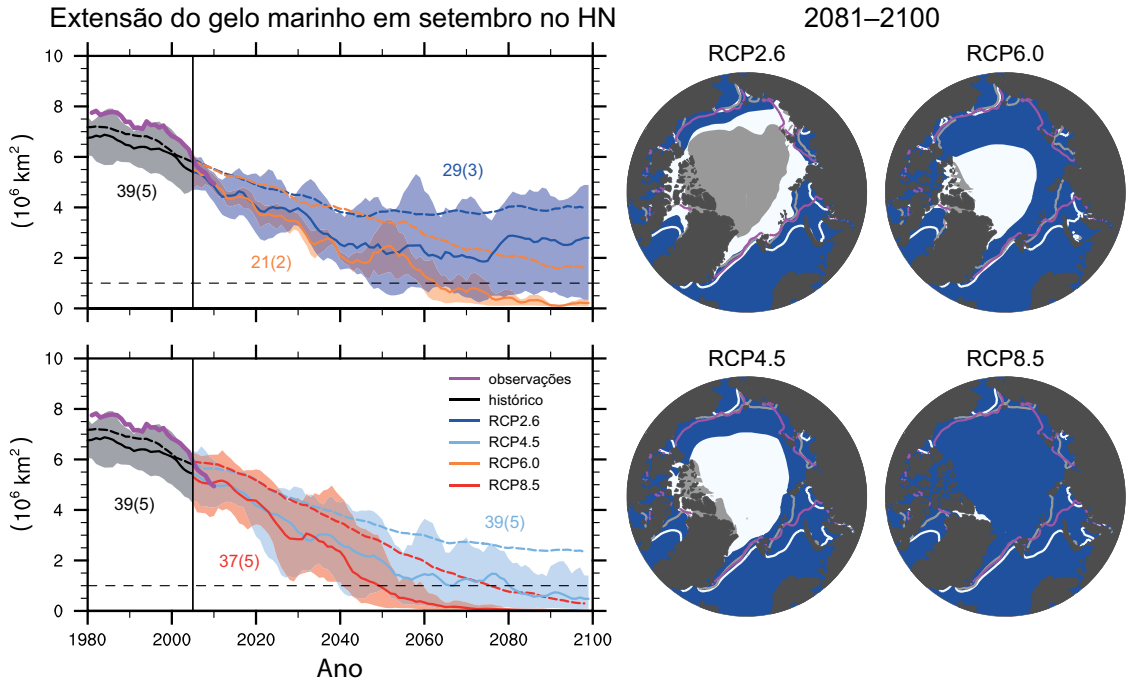


Figura RT.17 | Extensão do gelo marinho do Hemisfério Norte (HN) em setembro ao longo do século XX e todo o século XXI para os cenários RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 e RCP8.5 nos modelos CMIP5 e mapas correspondentes dos resultados multimodelo em 2081-2100 da extensão do gelo marinho de setembro do HN. Na série temporal, é indicado o número de modelos da CMIP5 para calcular a média multimodelo (subconjunto entre parêntesis). As séries temporais são dadas como médias móveis de 5 anos. A extensão média prevista do gelo marinho de um subconjunto de modelos que reproduzem, de forma mais aproximada, o estado climatológico médio e a tendência do gelo do mar Ártico para 1979 – 2012 é dada (linhas contínuas), com o intervalo mínimo a máximo do subconjunto indicado com sombreado. O preto (sombreado cinzento) é a evolução histórica modelada que usa forçamentos históricos reconstruídos. A média do multimodelo da CMIP5 é indicada com linhas tracejadas. Nos mapas, a média da CMIP5 de multimodelos é apresentada a branco e os resultados para o subconjunto em cinzento. As áreas preenchidas marcam as médias ao longo do período de 2081 – 2100, as linhas marcam a extensão de gelo do mar calculada durante o período de 1986–2005. A extensão do gelo marinho observada é apresentada a cor de rosa como uma série de tempo e calculada para o período de 1986–2005 como uma linha cor de rosa no mapa. São dadas mais informações em relação às Figuras RPD.7b e RPD.8.c no Material Suplementar do RT. {Figuras 12.18, 12.29, 12.31}

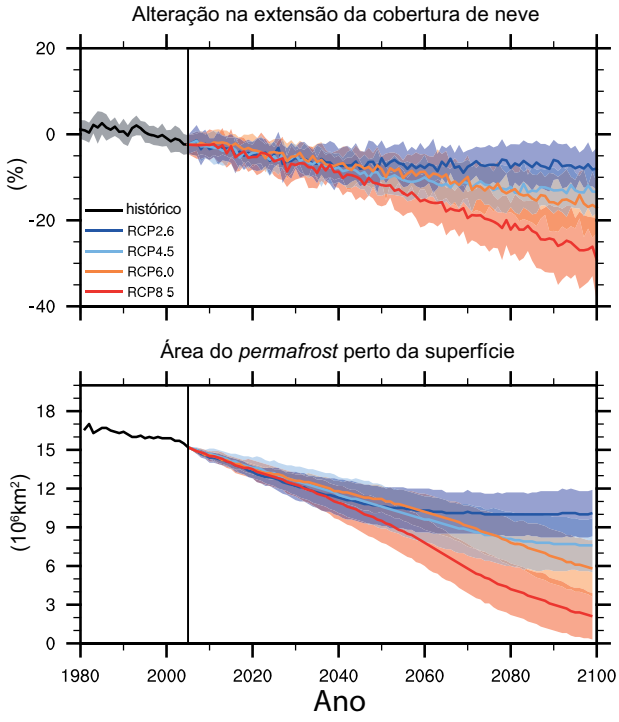


Figura RT.18 | (Topo) Área relativa coberta de neve (RSCA) da primavera (em média, de março a abril) no Hemisfério Norte (HN) na CMIP5, obtida ao dividir a área coberta de neve da primavera simulada em 5 anos (SCA) pela SCA média da primavera simulada do período de referência de 1986–2005. (Inferior) Área de *permafrost* próximo da superfície diagnosticado no HN na CMIP5, utilizando temperaturas do ar da superfície e profundidade da neve calculadas mensalmente durante 20 anos. As linhas indicam a média multimodelo, o sombreado indica a disseminação inter modelos (um desvio padrão). {Figuras 12.32, 12.33}

RT.5.5.6 Alterações nos Oceanos Projetadas a Longo Prazo

Ao longo do século XXI, o oceano global irá aquecer em todos os cenários RCP. O aquecimento mais forte do oceano deverá ocorrer na superfície das regiões subtropicais e tropicais. Em maior profundidade, projeta-se que o aquecimento seja mais pronunciado no Oceano Antártico. As melhores estimativas do aquecimento dos oceanos nos cem metros superiores são cerca de 0,6°C (RCP2.6) a 2,0°C (RCP8.5) e 0,3°C (RCP2.6) a 0,6°C (RCP8.5) a uma profundidade de cerca de 1 km até ao final do século XXI. Para o RCP4.5 no final do século XXI, metade da energia absorvida pelo oceano está nos 700 m superiores e 85% está nos 2000 m superiores. Devido às longas escalas de tempo desta transferência de calor da superfície para a profundidade, o aquecimento do oceano irá continuar durante séculos, mesmo que as emissões de GEE diminuam ou que as concentrações permaneçam constantes e irá resultar numa contribuição contínua para a subida do nível do mar (ver Secção RT5.7). {12.4.3, 12.4.7}

RT.5.6 Projeções a Longo Prazo do Ciclo do Carbono e de Outros Ciclos Biogeoquímicos

As previsões do ciclo do carbono global para 2100 utilizando o ESM da CMIP5 representam uma ampla variedade de interações complexas entre o ciclo do carbono e o sistema climático físico. {6}

Com uma *confiança muito alta*, a fixação de carbono no oceano a partir do CO_2 antropogénico irá continuar de acordo com todos os RCP até 2100, com maior absorção nos patamares de concentração mais elevados. A evolução futura da fixação de carbono da terra é muito mais incerta. A maior parte dos ESM da CMIP5 preveem uma absorção líquida de carbono contínua pelos ecossistemas terrestres até 2100. No entanto, uma minoria de modelos simula uma fonte líquida de CO_2 para a atmosfera em 2100 devido ao efeito combinado da alteração climática e da alteração na utilização dos solos. Tendo em conta a grande propagação dos resultados dos modelos e a representação incompleta do processo, há uma *confiança baixa* na magnitude das futuras alterações modeladas no carbono terrestre.

Há uma *confiança alta* de que as alterações climáticas irão compensar parcialmente os aumentos nos sumidouros globais de carbono da terra e do oceano, devidos ao aumento do CO_2 atmosférico. No entanto, existem diferenças regionais entre o ESM da CMIP5 na resposta dos fluxos de CO_2 do oceano e da terra para o clima. Há uma concordância elevada entre os modelos de que os ecossistemas tropicais irão armazenar menos carbono num clima mais quente. Há uma concordância média entre o ESM da CMIP5 que, em latitudes altas, o aquecimento irá aumentar o armazenamento de carbono terrestre, embora nenhum destes modelos contabilize a decomposição do carbono no *permafrost*, o que poderá compensar o aumento do armazenamento de carbono terrestre. Há uma *confiança alta* de que as reduções na extensão do *permafrost* devido ao aquecimento irão provocar o degelo de algum carbono atualmente congelado. No entanto, há uma *confiança baixa* sobre a magnitude das perdas de carbono através das emissões de CO_2 e de CH_4 para a atmosfera com um intervalo de 50 a 250 PgC entre 2000 e 2100 para o RCP8.5. {6.4.2, 6.4.3}

A perda de carbono dos solos congelados constitui um *feedback* radiativo positivo que está em falta nas atuais projeções acopladas da ESM. Há uma concordância alta entre o ESM da CMIP5 de que as alterações no aquecimento do oceano e na circulação irão reduzir a taxa de absorção de carbono no Oceano Austral e Atlântico Norte mas, não obstante, a absorção de carbono irá persistir nessas regiões. {6.4.2}

É *muito provável,* com base em novos resultados experimentais e modelação, que a escassez de nutrientes irá limitar o efeito do aumento do CO_2 atmosférico nos futuros reservatórios de carbono na terra para os quatro RCP. Há uma *confiança alta* de que a pouca disponibilidade de azoto irá limitar o armazenamento de carbono na terra, mesmo quando se considera a deposição de azoto antropogénico. O papel da limitação do fósforo é mais incerto. {6.4.6}

Para as simulações ESM impulsionadas por concentrações de CO_2, a representação do ciclo do carbono da terra e do oceano permite a quantificação das emissões de combustíveis fósseis compatíveis com os cenários RCP. Entre 2012 e 2100, os resultados do ESM implicam emissões cumulativas de combustíveis fósseis compatíveis de 270 [140 a 410] PgC para o RCP2.6, 780 [595 a 1005] PgC para o RCP4.5, 1060 [840 a 1250] PgC para o RCP6.0 e 1685 [1415 a 1910] PgC para o RCP8.5 (valores arredondados para o 5 PgC mais próximo, intervalo de ±1 desvio padrão derivado dos resultados dos modelos da CMIP5) (Figura RT.19). Para o RCP2.6, os modelos projetam uma redução média de 50% (intervalo de 14 a 96%) das emissão em 2050, relativa aos níveis de 1990. No final do século XXI, cerca de metade dos modelos inferiu emissões ligeiramente acima de zero, enquanto a outra metade inferiu uma remoção líquida de CO_2 da atmosfera (ver também Caixa RT.7). {6.4.3; Tabela 6.12}

Quando forçadas com as emissões de CO_2 do RCP8.5, em oposição às concentrações de CO_2 do RCP8.5, o ESM da CMIP5 com os ciclos de carbono interativos simulam, em média, uma concentração atmosférica de CO_2 maior do que 50 (–140 a +210) ppm e um aumento de

0,2 (–0,4 a +0,9) °C da temperatura global da superfície em 2100 (disseminação do modelo da CMIP5). {12.4.8}

É *praticamente certo* que o aumento do armazenamento de carbono pelo oceano irá aumentar a acidificação no futuro, continuando as tendências observadas das últimas décadas. A acidificação do oceano na superfície seguirá o CO_2 atmosférico e também irá aumentar no oceano profundo à medida que o CO_2 continua a penetrar nas zonas abissais. Os modelos da CMIP5 projetam, consistentemente, o aumento da acidificação do oceano em todo o mundo para 2100 no âmbito de todos os RCP. A diminuição correspondente no pH da superfície do oceano até ao final do século XXI é de 0,065 (0,06 a 0,07) para o RCP2.6, 0,145 (0,14 a 0,15) para o RCP4.5, 0,203 (0,20 a 0,21) para o RCP6.0 e 0,31 (0,30 a 0,32) para o RCP8.5 (disseminação do modelo da CMIP5) (Figura RT.20). As águas de superfície devem tornar-se sazonalmente corrosivas devido à aragonite em algumas partes do Ártico e

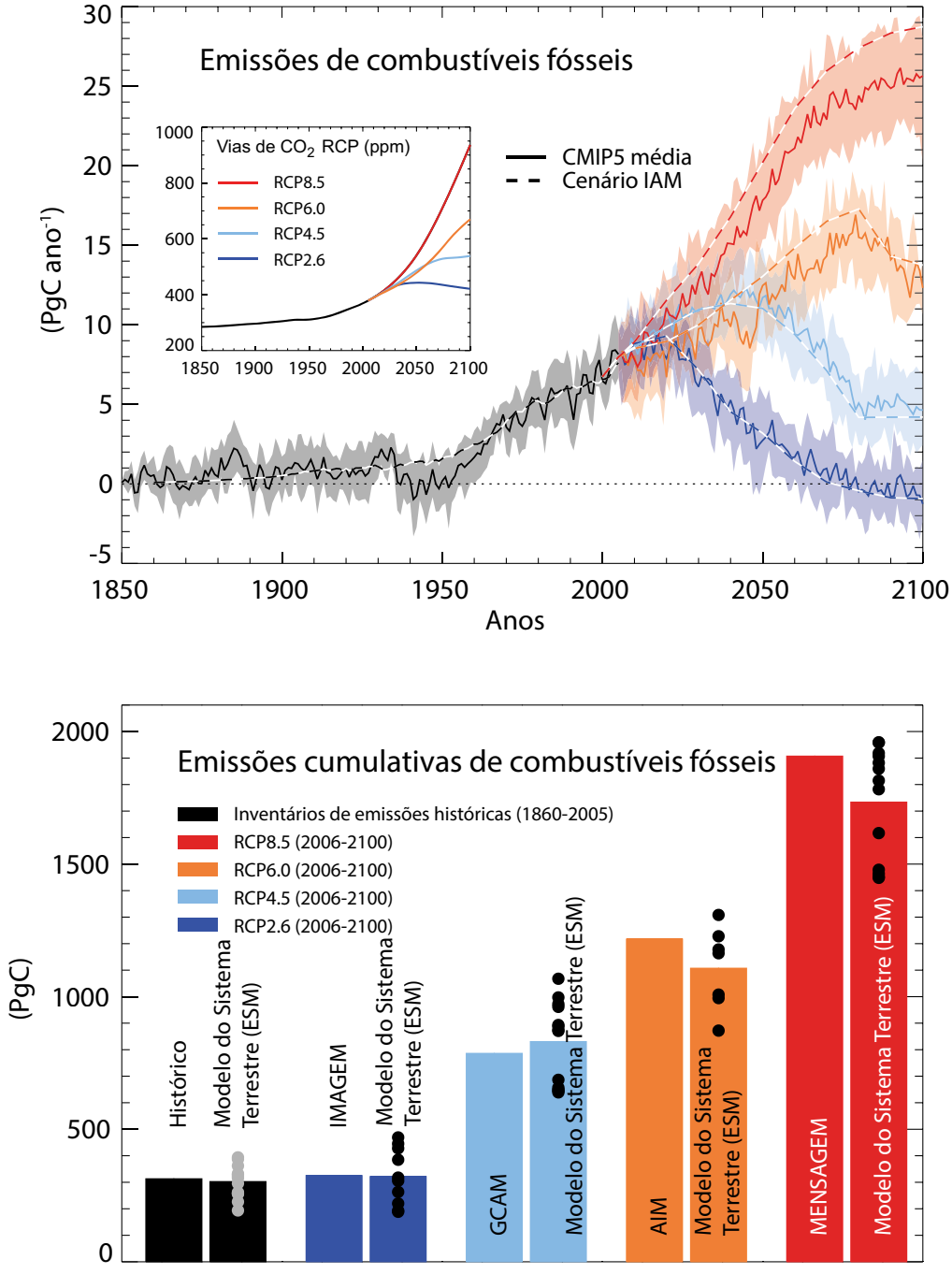


Figura RT.19 | Emissões de combustíveis fósseis compatíveis simuladas pelos modelos CMIP5 para os quatro cenários RCP. (Topo) Série temporal da emissão anual (PgC ano^{-1}). As linhas tracejadas representam as estimativas históricas e as emissões do RCP calculadas pelos Modelos de Avaliação Integrada (IAM) utilizados para definir os cenários RCP, as linhas contínuas e o sombreado mostram resultados dos Modelos do Sistema Terrestre da CMIP5 (ESM, média modelo, com um desvio padrão sombreado). (Parte inferior) Emissões cumulativas para o período histórico (1860–2005) e para o século XXI (definido na CMIP5 como 2006–2100) para estimativas históricas e cenários RCP. As barras da esquerda são emissões cumulativas de IAM, as barras da direita são a estimativa média multimodelo do ESM da CMIP5 e os pontos denotam os resultados individuais do ESM. Dos resultados do ESM da CMIP5, o carbono total no sistema Terra-atmosfera-oceano pode ser rastreado e as alterações nesse total devem ser iguais às emissões de combustíveis fósseis para o sistema. Por conseguinte, as emissões são dadas por emissões acumuladas = $C_A + C_L + C_O$, enquanto a taxa de emissão é = $d/dt\,[C_A + C_L + C_O]$, onde C_A, C_L, C_O são carbono armazenado na atmosfera, na terra e no oceano respetivamente. Outras fontes e reservatórios de CO_2, como vulcanismo, sedimentação ou desgaste das rochas, que são muito pequenos em escalas de tempo centenárias não são considerados aqui. {Caixa 6.4; Figura 6.25}

em alguns sistemas de afloramento costeiro dentro de uma década e em algumas partes do Oceano Austral dentro de uma ou três décadas na maior parte dos cenários. A aragonite, uma forma menos estável de carbonato de cálcio, sob saturação torna-se abundante nestas regiões em níveis de 500 a 600 ppm de CO_2 atmosférico. {6.4.4}

É *muito provável* que a percentagem do conteúdo de oxigénio dissolvido do oceano venha a diminuir ligeiramente durante o século XXI, em resposta ao aquecimento da superfície. Os modelos da CMIP5 sugerem que esta diminuição de oxigénio dissolvido irá ocorrer predominantemente na subsuperfície dos oceanos em latitudes médias, causada pelo aumento da estratificação, redução da ventilação e aquecimento. No entanto, não há consenso sobre o desenvolvimento futuro do volume de águas hipóxicas e subóxicas no mar aberto devido às grandes incertezas sobre os potenciais efeitos biogeoquímicos e sobre a evolução da dinâmica do oceano tropical. {6.4.5}

Com uma *confiança muito alta*, o ciclo do carbono no oceano e na terra continuará a responder às alterações climáticas e ao aumento do CO_2 atmosférico que surgem durante o século XXI (ver EFT.7 e EFT 8). {6.4}

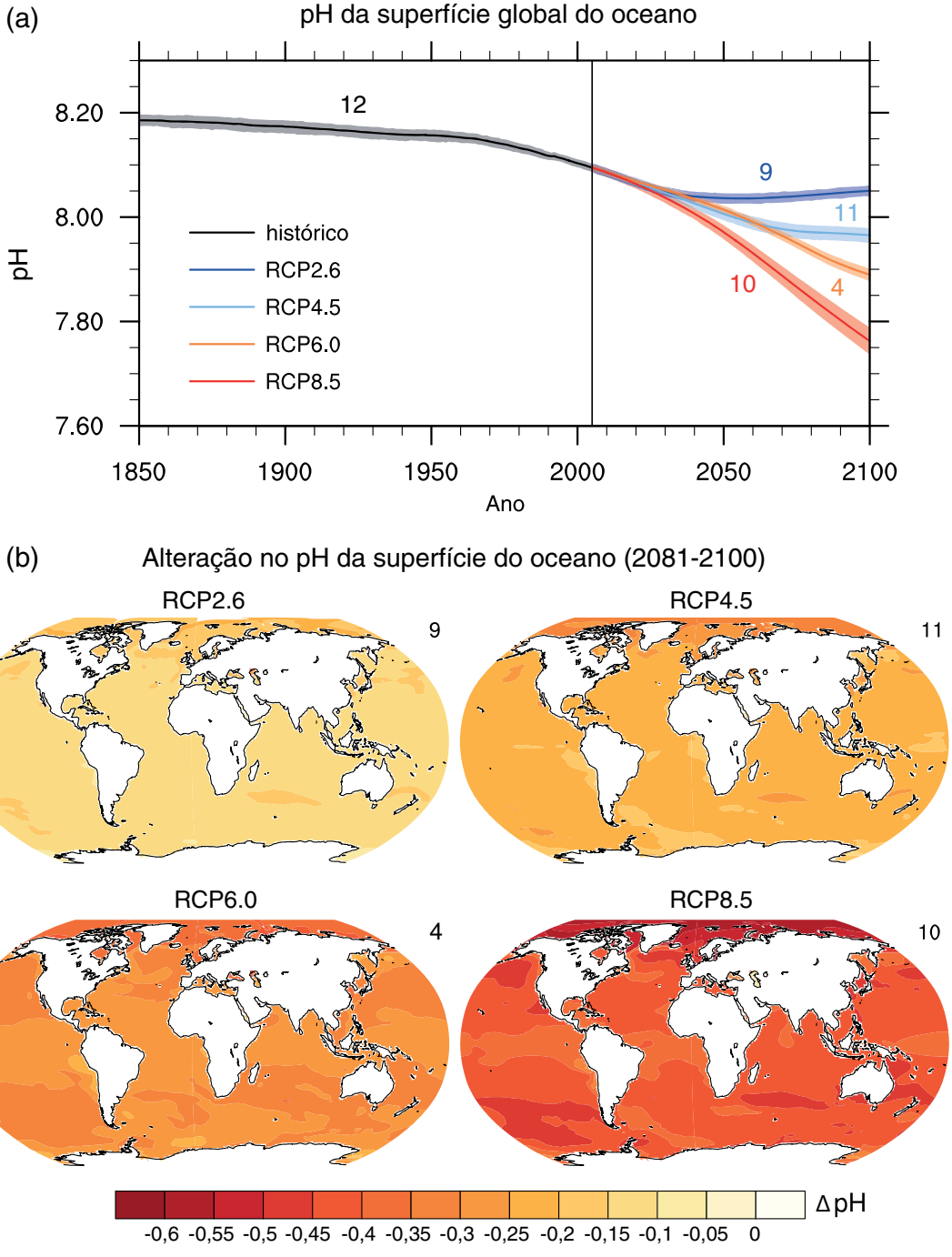


Figura RT.20 | (a) Série temporal (médias do modelo e intervalos mínimo e máximo) e (b) mapas multimodelo do pH da superfície do oceano para os cenários RCP2.6, RCP4.5, RCP6.0 e RCP8.5 em 2081–2100. Os mapas em (b) mostram a alteração no pH da superfície global do oceano em 2081–2100, relativamente a 1986–2005. O número de modelos da CMIP5 para calcular a média multimodelo é indicado no canto superior direito de cada painel. São dadas mais informações em relação às Figuras RPD.7c e RPD.8.d no Material Suplementar do RT. {Figura 6.28}

Elementos de Foco Temático

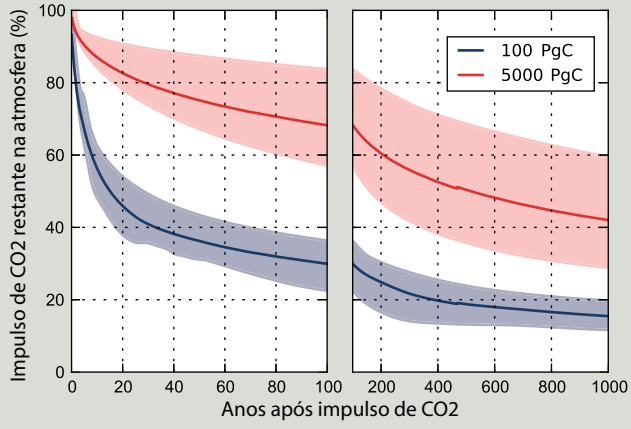
EFT.7 | Perturbação e Incertezas do Ciclo do Carbono

O ciclo natural do carbono tem sido perturbado desde o início da Revolução Industrial (cerca de 1750) pela libertação antropogénica de dióxido de carbono (CO_2) para a atmosfera, praticamente todo derivado da combustão de combustíveis fósseis e alteração na utilização dos solos, com uma pequena contribuição da produção de cimento. A queima de combustíveis fósseis é um processo relacionado com a produção de energia. O combustível fóssil carbónico advém de depósitos geológicos de carvão, petróleo e gás que estiveram enterrados na crosta terrestre durante milhões de anos. As emissões de CO_2 da alteração da utilização dos solos estão relacionadas com a conversão dos ecossistemas naturais em ecossistemas geridos para a produção de alimentos para pessoas e animais e de madeira com o CO_2 a ser emitido a partir da queima de material vegetal ou da decomposição de plantas mortas e carbono orgânico do solo. Por exemplo, quando uma floresta é limpa, o material vegetal pode ser rapidamente libertado para a atmosfera através da queima ou durante muitos anos, à medida que a biomassa morta e o carbono do solo se decompõem. {6.1, 6.3; Tabela 6.1}

O excesso de CO_2 antropogénico na atmosfera é parcialmente removido através de sumidouros de carbono nos ecossistemas terrestres e no oceano, deixando atualmente menos de metade das emissões de CO_2 na atmosfera. Os sumidouros naturais de carbono devem-se a processos físicos, biológicos e químicos que atuam em diferentes escalas temporais. Um excesso de CO_2 atmosférico suporta a fixação fotossintética de CO_2 pelas plantas sendo armazenado como biomassa vegetal ou no solo. Os tempos de permanência do carbono armazenado na terra depende dos compartimentos (planta/solo) e composição do carbono orgânico, com horizontes temporais que variam de dias a séculos. É *provável* que o aumento do armazenamento em ecossistemas terrestres não afetados pela alteração na utilização dos solos seja causado pelo aumento da fotossíntese em níveis de CO_2 e pela deposição de azoto mais elevados e por alterações nos sumidouros de carbono favorecidos pelo clima, tais como estações de crescimento mais longas em latitudes médias e altas. {6.3, 6.3.1}

A absorção de CO_2 antropogénico pelo oceano é, sobretudo, uma resposta ao aumento do CO_2 na atmosfera. O excesso de CO_2 atmosférico absorvido pela superfície do oceano ou transportado para o oceano através de sistemas aquáticos (por exemplo, rios, águas subterrâneas) fica enterrado nos sedimentos costeiros ou é transportado para águas profundas onde fica armazenado durante décadas ou séculos. O carbono do oceano profundo pode dissolver os sedimentos carbonatados do oceano para armazenar o excesso de CO_2 em escalas temporais de séculos a milénios. Dentro de mil anos, a fração atmosférica restante das emissões de CO_2 estará entre 15 e 40%, dependendo da quantidade de carbono libertado (EFT.7, Figura 1). Em escalas temporais geológicas de 10 mil anos ou maiores, o CO_2 adicional é removido da atmosfera muito lentamente pela erosão das rochas, reduzindo a restante fração de CO_2 atmosférico até 10 a 25% após 10 mil anos. {Caixa 6.1}

A resposta do ciclo do carbono ao clima futuro e às alterações no CO_2 pode ser vista como dois *feedbacks* fortes e opostos. O *feedback* concentração-carbono determina as alterações no armazenamento devido ao elevado CO_2 e o *feedback* clima-carbono determina as alterações no armazenamento do carbono devido às alterações no clima. Há uma *confiança alta* de que o aumento do CO_2atmosférico irá originar um aumento na absorção de carbono pela terra e pelo oceano mas numa quantidade incerta. Os modelos concordam com o sinal positivo da resposta da terra e do oceano ao CO_2 crescente, mas apresentam apenas uma concordância média e baixa para a magnitude da absorção de carbono pelo oceano e pela terra, respetivamente (EFT.7, Figura 2). As futuras alterações climáticas vão diminuir a absorção de carbono pela terra e pelo oceano em comparação com o caso de clima constante (*confiança média*). Isto é apoiado por observações e modelação paleoclimáticas que indicam que há um feedback positivo entre o clima e o ciclo do carbono em escalas centenárias a milenares. Os modelos concordam com o sinal, globalmente negativo, da resposta da terra e do oceano às alterações climáticas mas mostram uma concordância baixa sobre a magnitude desta resposta, especialmente para a terra (EFT.7, Figura 2). Uma atualização fundamental desde o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (AR4) foi a introdução da dinâmica de nutrientes em alguns modelos de carbono terrestre, em particular as limitações no crescimento das plantas impostas pela disponibilidade de azoto. Há uma *confiança alta* de que, à escala global, em relação aos Modelos do Sistema Terrestre (ESM) apenas de carbono da Fase 5 do Projeto

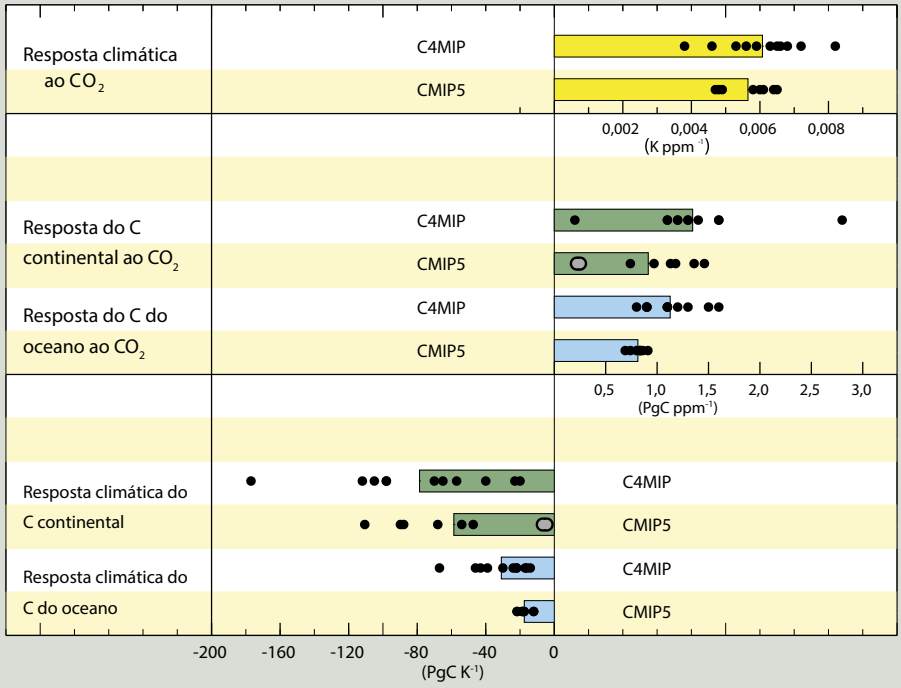


EFT.7, Figura 1 | Percentagem de perturbação inicial do CO_2 atmosférico que permanece na atmosfera em resposta a um período instantâneo de emissões de CO_2 idealizado no ano 0, conforme calculado por uma variedade de modelos do ciclo clima-carbono acoplados. Média multimodelo (linha) e o intervalo de incerteza (intervalo máximo do modelo, sombreado) simulados durante 100 anos (à esquerda) e 1 kyr (à direita), após o período de emissão instantânea de 100 PgC (azul) e 5000 PgC (vermelho). {Caixa 6.1, Figura 1}

(continua na página seguinte)

EFT.7 (continuação)

de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5), os ESM da CMIP5, incluindo um ciclo do azoto terrestre, irá reduzir a intensidade do *feedback* da concentração de carbono e o *feedback* do clima-carbono nos ecossistemas terrestres (EFT.7, Figura 2). A inclusão de processos do ciclo do azoto aumentam a propagação no conjunto da CMIP5. A disseminação da CMIP5 na sensibilidade do oceano ao CO_2 e ao clima parece menor em comparação com o AR4 (EFT.7, Figura 2). {6.2.3, 6.4.2}



EFT.7, Figura 2 | Comparação das métricas de *feedback* do ciclo do carbono entre o conjunto de sete Modelos de Circulação Geral (GCM) e quatro Modelos de Sistema Terrestre de Complexidade Intermédia (EMIC) aquando do AR4 (Projeto de Intercomparação de Modelos Climáticos Acoplados do Ciclo do Carbono (C^4MIP)) de acordo com o cenário A2 do SRES e os oito modelos da CMIP5 de acordo com o cenário de aumento de 1% do CO_2 em 140 anos. Os pontos pretos representam uma simulação de modelo único e as barras coloridas representam a média dos resultados multimodelo, os pontos cinzentos são utilizados para modelos com um ciclo do azoto terrestre acoplado. A comparação com os modelos C^4MIP é para o contexto, mas estas métricas são conhecidas por serem variáveis em diferentes cenários e taxas de variação (ver Secção 6.4.2). O cenário A2 do SRES é mais aproximado numa taxa de variação de um aumento de 0,5% do CO_2 por cenário anual, e, como tal, seria de esperar que os termos da sensibilidade clima-carbono da CMIP5 sejam comparáveis, mas é *provável* que os termos da sensibilidade clima-carbono sejam cerca de 20% mais pequenos para a CMIP5 do que para o C^4MIP devido a desfasamentos na capacidade que a terra e o oceano têm de responder a taxas mais elevadas de aumento do CO_2. Esta dependência do cenário reduz a confiança em quaisquer afirmações quantitativas de como os *feedbacks* do ciclo do carbono da CMIP5 diferem da C^4MIP. {Figura 6.21}

Com uma *confiança muito elevada*, a absorção de carbono pelo oceano de emissões antropogénicas de CO_2 continuará no âmbito de todos os quatro Patamares de Concentração Representativos (RCP) até 2100, com uma maior absorção a corresponder a maiores patamares de concentração. A evolução futura da absorção de carbono terrestre é muito mais incerta, com a maioria dos modelos a prever uma absorção líquida de carbono contínua no âmbito de todos os RCP, mas com alguns modelos a simular uma perda líquida de carbono terrestre devido ao efeito combinado das alterações climáticas e da alteração na utilização dos solos. Tendo em vista a grande disseminação dos resultados do modelo e representação incompleta do processo, há uma *confiança baixa* na magnitude das futuras alterações modeladas do carbono terrestre. {6.4.3; Figura 6.24}

Os ciclos biogeoquímicos e *feedbacks* para além do ciclo do carbono desempenham um papel importante no futuro do sistema climático, embora o ciclo do carbono represente o mais forte destes. As alterações no ciclo do azoto, além das interações com as fontes e os sumidouros de CO_2, afetam as emissões de óxido nitroso (N_2O), tanto em terra como do oceano. A criação de azoto reativo causada pelos humanos aumentou de forma constante durante as duas últimas décadas e é dominada pela produção de amoníaco para fertilizantes e indústria, com importantes contribuições do cultivo de leguminosas e combustão de combustíveis fósseis. {6.3}

No entanto, muitos processos ainda não estão representados nos modelos climáticos-biogeoquímicos acoplados (por exemplo, outros processos que envolvem outros elementos biogénicos como fósforo, silício e ferro) por isso, as suas magnitudes têm de ser estimadas em modelos *offline* ou mais simples, que dificultam a sua avaliação quantitativa. É *provável* que haja interações não lineares entre muitos desses processos, mas estas ainda não estão bem quantificadas. Portanto, qualquer avaliação dos futuros *feedbacks* entre o clima e os ciclos biogeoquímicos ainda contém grande incerteza. {6.4}

Caixa RT.7 | Métodos Climáticos de Geoengenharia

A geoengenharia é definida como a intervenção deliberada em grande escala no sistema terrestre para combater impactos indesejáveis das alterações climáticas no planeta. A Redução do Dióxido de Carbono (RDC) visa abrandar ou, talvez, reverter os aumentos previstos nas futuras concentrações atmosféricas de CO_2, acelerar a remoção natural de CO_2 atmosférico e aumentar o armazenamento de carbono na terra, no oceano e em reservatórios geológicos. A Gestão da Radiação Solar (GRS) visa combater o aquecimento associado ao aumento das concentrações de GEE ao reduzir a quantidade de luz solar absorvida pelo sistema climático. Uma técnica relacionada tenta diminuir, deliberadamente, o efeito de estufa no sistema climático ao alterar o nível elevado de nebulosidade. {6.5, 7.7; FAQ 7.3}

Os métodos de RDC podem proporcionar a mitigação das alterações climáticas se o CO_2 puder ser reduzido, mas existem incertezas, efeitos secundários e riscos, e a implementação dependeria da maturidade tecnológica juntamente com as considerações económicas, políticas e éticas. É *provável* que a RDC tivesse de ser implementada em grande escala e durante, pelo menos, um século para conseguir reduzir significativamente as concentrações de CO_2. Há limitações biogeoquímicas e, atualmente, técnicas que tornam difícil fornecer estimativas quantitativas do potencial para a RDC. É *praticamente certo* que as extrações de CO_2 da atmosfera através da RDC seriam parcialmente compensadas pela desgaseificação do CO_2 previamente armazenado em reservatórios de carbono terrestres e no oceano. Alguns dos efeitos climáticos e ambientais secundários dos métodos de RDC estão associados com a alteração do albedo da superfície devido à florestação, desoxigenação do oceano devido à sua fertilização e aumento das emissões de N_2O. Os métodos de RDC terrestres iriam, provavelmente, enfrentar procuras competitivas por terras. O nível de *confiança* na eficácia dos métodos de RDC e os efeitos secundários no carbono e outros ciclos biogeoquímicos é *baixa*. {6.5; Caixa 6.2; FAQ 7.3}

A GRS permanece sem ser implementada e testada mas, se se realizar, poderia compensar um aumento da temperatura global e alguns dos seus efeitos. Há uma *confiança média* de que a GRS através da injeção de aerossóis estratosféricos é escalável para combater o RF e alguns dos efeitos climáticos esperados a partir de um aumento duplo na concentração de CO_2. Não há consenso sobre se um RF semelhantemente grande pode ser alcançado através da GRS do brilho das nuvens devido a uma compreensão insuficiente sobre as interações aerossol-nuvem. Não parece que a alteração da GRS do albedo terrestre possa produzir um grande RF. A bibliografia limitada noutros métodos de GRS exclui a sua avaliação. {7.7.2, 7.7.3}

Foram identificados inúmeros efeitos secundários, riscos e deficiências da GRS. A GRS produziria uma compensação inexata para o RF por GEE. Várias provas indicam que a GRS produziria uma redução pequena mas significativa na precipitação global (com maiores diferenças em escalas regionais) se a temperatura global da superfície se mantivesse. Outro efeito secundário que está relativamente bem caracterizado é a probabilidade da modesta depleção do ozono estratosférico polar associada à GRS dos aerossóis estratosféricos. Também podem existir outras consequências ainda não previstas. {7.6.3, 7.7.3, 7.7.4}

Enquanto as concentrações de GEE continuarem a aumentar, a GRS exigiria um aumento proporcional, agravando os efeitos secundários. Além disso, o escalonamento da GRS a níveis substanciais implicaria o risco de que se a GRS fosse terminada por qualquer razão, há uma *confiança alta* de que as temperaturas da superfície iriam aumentar rapidamente (dentro de uma ou duas décadas) para valores consistentes com o forçamento de GEE, o que prejudicaria os sistemas sensíveis à taxa de alterações climáticas. Por último, a GRS não compensaria a acidificação dos oceanos devido ao aumento de CO_2. {7.7.3, 7.7.4}

RT.5.7 Projeções da Alteração do Nível do Mar a Longo Prazo

RT.5.7.1 Projeções das Alterações no Nível Médio Global do Mar para o Século XXI

É *provável* que a subida do GMSL para 2081–2100 (em relação a 1986–2005) para os RCP esteja nos intervalos de 5 a 95% derivada das previsões climáticas da CMIP5 em conjunto com os modelos baseados em processos do equilíbrio da massa da superfície do glaciar e do manto de gelo, com possíveis alterações dinâmicas deste último avaliadas através da bibliografia publicada. Estes intervalos *prováveis* são 0,26 a 0,55 m (RCP2.6), 0,32 a 0,63 m (RCP4.5), 0,33 a 0,63 m (RCP6.0) e 0,45 a 0.,82 m (RCP8.5) (*confiança média*) (Tabela RT.1, Figura RT.21). Para RCP8.5 a variedade é de 0,52-0,98 m em 2100. As projeções centrais para a subida da GMSL em todos os cenários encontram-se dentro de um intervalo de 0,05 m até meados do século, quando começam a divergir; no final do século XXI, têm uma propagação de 0,25 m. Embora o RCP4.5 e o RCP6.0 sejam muito semelhantes no final do século, o RCP4.5 tem uma maior taxa de aumento no início do século do que o RCP6.0. A subida do GMSL depende do patamar das emissões de CO_2, não só no total acumulado; reduzir as emissões mais cedo do que mais tarde, para o mesmo total acumulado, conduz a uma maior mitigação da subida do nível do mar. {12.4.1, 13.4.1, 13.5.1; Tabela 13.5}

A confiança nos intervalos projetados *prováveis* advém da consistência dos modelos baseados em processos com observações e compreensão física. A base para as projeções mais elevadas foi considerada e concluiu-se que, atualmente, não há provas suficientes para avaliar a probabilidade de níveis específicos acima do intervalo *provável*. Com base no conhecimento atual, apenas o colapso dos setores marinhos do manto de gelo da Antártida, se iniciado, pode fazer com que a GMSL suba substancialmente acima do intervalo *provável* durante o século XXI. Há uma falta de consenso sobre a probabilidade de tal colapso e a potencial contribuição para a subida do GSML não pode ser quanti-

ficada de forma precisa, mas há uma *confiança média* de que não seria superior a várias décimas de metro da subida do nível do mar durante o século XXI. {13.5.1, 13.5.3}

Em todos os cenários RCP, é *muito provável* que a velocidade média de tempo de subida da GMSL durante o século XXI exceda a velocidade observada durante 1971 – 2010. Nas projeções, a velocidade da subida aumenta inicialmente. No RCP2.6 torna-se mais ou menos constante (projeção central sobre 4,5 mm ano^{-1}) antes do meio do século e, posteriormente, diminui ligeiramente. A taxa da subida torna-se mais ou menos constante no RCP4.5 e RCP6.0 no final do século XXI, enquanto a aceleração continua ao longo do século no RCP8.5 (alcançando 11 [8 a 16] mm ano^{-1} durante 2081–2100). {13.5.1; Tabela 13.5}

Em todos os cenários RCP, a expansão térmica é a maior contribuição, contabilizando cerca de 30 a 55% do total. Os glaciares são os próximos maiores, contabilizando 15-35%. Até 2100, 15 a 55% do atual volume glaciar será eliminado no âmbito do RCP2.6 e 35 a 85% no âmbito do RCP8.5 (*confiança média*). O aumento do degelo da superfície na Gronelândia deverá ultrapassar o aumento na acumulação e há uma *confiança alta* de que as alterações no equilíbrio da massa da superfície do manto de gelo da Gronelândia farão uma contribuição positiva para a subida do nível do mar ao longo do século XXI. No manto de gelo da Antártida, o derretimento da superfície deverá manter-se pequeno, enquanto há uma *confiança média* de que a queda de neve irá aumentar (Figura RT.21). {13.3.3, 13.4.3, 13.4.4, 13.5.1; Tabela 13.5}

Há uma *confiança média* na capacidade de modelar as futuras alterações rápidas na dinâmica do manto de gelo em escalas temporais decenais. Aquando do AR4, a compreensão científica não era suficiente para permitir uma avaliação da possibilidade de tais alterações. Desde a publicação do AR4, tem havido um progresso substancial em compreender os processos relevantes, bem como no desenvolvimento de novos modelos de mantos de gelo que são capazes de os simular. No entanto, a bibliografia publicada até agora oferece apenas uma base parcialmente suficiente para fazer previsões relacionadas com cenários específicos. Nas nossas projeções da subida do GMSL em 2081–2100, o intervalo *provável* das rápidas alterações no escoamento de gelo é de 0,03 a 0,20 m dos dois mantos de gelo combinados e a sua inclusão é a razão mais importante pela qual as previsões são maiores do que as que são apresentadas no AR4. {13.1.5, 13.5.1, 13.5.3}

Os modelos semi empíricos são projetados para reproduzir o registo do nível do mar observado ao longo do seu período de calibração, mas não atribuem a subida do nível do mar aos seus componentes físicos individuais. Para RCP, alguns modelos semi empíricos preveem uma variedade que ultrapassa o intervalo *provável* baseado em processos, enquanto outros preveem uma mediana e um percentil 95 que são cerca de duas vezes maiores do que os modelos baseados em processos. Em quase todos os casos, o percentil 95 do modelo semi empírico é maior do que o intervalo *provável* baseado nos processos. Para 2081–2100 (em relação a 1986–2005) no âmbito do RCP4.5, os modelos semi empíricos dão previsões medianas no intervalo de 0,56 a 0,97 e os seus percentis 95 estendem-se até cerca de 1,2 m. Esta diferença implica que há alguma contribuição que é atualmente não identificada

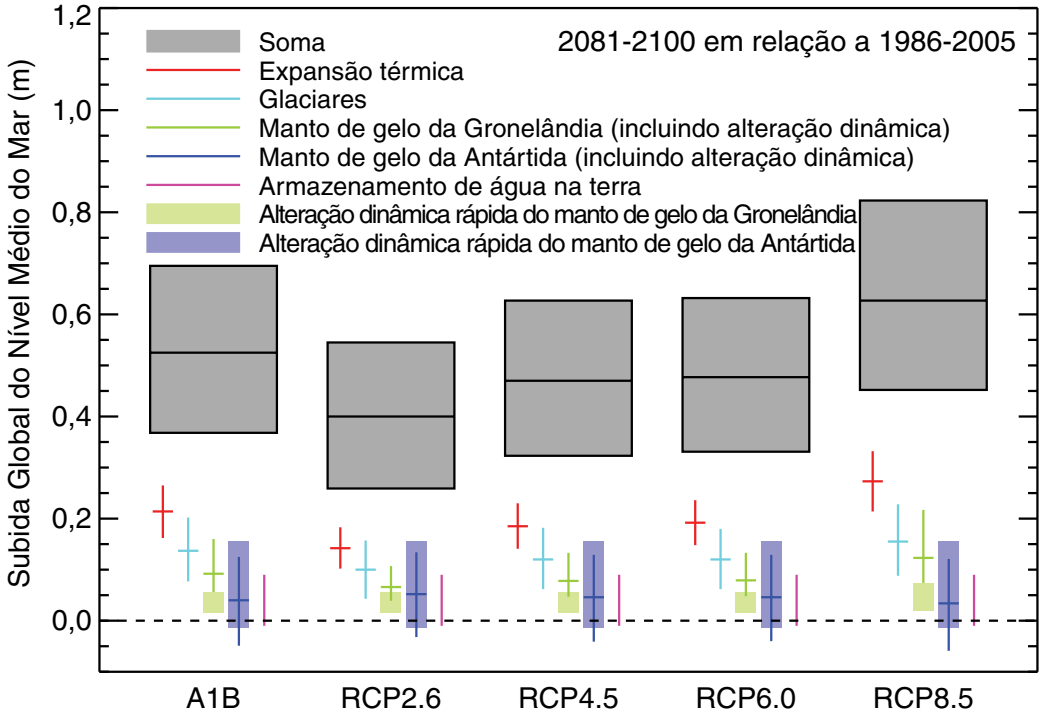


Figura RT.21 | Projeções de modelos baseados em processos com intervalos *prováveis* e valores médios para a subida do nível global médio do mar (NGMM) e as suas contribuições em 2081–2100 referentes a 1986–2005 para os quatros cenários de RCP e cenário de SRES A1B utilizados no AR4. As contribuições dos mantos de gelo incluem as contribuições da alteração rápida e dinâmica do manto de gelo, que também são apresentadas separadamente. As contribuições das dinâmicas rápidas dos mantos de gelo e armazenamento antropogénico de água na terra são tratados como tendo distribuições de probabilidade uniforme e independentes do cenário (a não ser que seja utilizada uma maior taxa de variação para o escoamento do manto de gelo da Gronelândia de acordo com o RCP8.5). Este tratamento não implica que as contribuições em causa não irão depender do cenário seguido, apenas que o estado atual de conhecimento não permite uma avaliação quantitativa da dependência. Consulte o debate sobre os métodos nas Secções 13.5.1 e 13.5.3 e no Material Suplementar. Com base no conhecimento atual, apenas o colapso dos setores marinhos do manto de gelo da Antártida, se iniciado, poderia fazer com que o NGMM subisse substancialmente acima do intervalo *provável* durante o século XXI. Esta potencial contribuição adicional não pode ser quantificada de forma precisa mas existe uma *confiança média* de que não seria superior a várias décimas de metro durante o século XXI. {Figura 13.10}

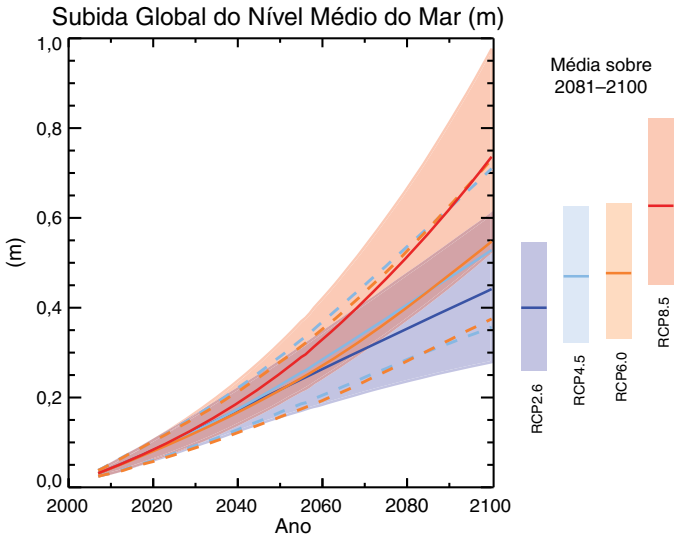


Figura RT.22 | As previsões de modelos baseados em processos da subida do nível médio global do mar (NGMM) referente a 1986–2005 para os quatros cenários de RCP. As linhas sólidas mostram as previsões médias, as linhas tracejadas mostram os intervalos *prováveis* para RCP4.5 e RCP6.0 e o sombreado indica os intervalos *prováveis* para RCP2.6 e RCP8.5. As médias de tempo para 2081–2100 são apresentadas como barras verticais coloridas. Consulte as Seções 13.5.1 e 13.5.3 e o Material Suplementar para obter informações sobre os métodos. Com base no conhecimento atual, apenas o colapso dos setores marinhos do manto de gelo da Antártida, se iniciado, poderia fazer com que o NGMM subisse substancialmente acima do intervalo *provável* durante o século XXI. Esta potencial contribuição adicional não pode ser quantificada de forma precisa mas existe uma *confiança média* de que não seria superior a várias décimas de um metro durante o século XXI. São dadas mais informações referentes à Figura RPD.9 no Material Suplementar do Resumo Técnico. {Tabela 13.5; Figuras 13.10, 13.11}

ou subestimada por modelos baseados em processo, ou que as projeções de modelos semi empíricos são superestimadas. Fazer projeções com um modelo semi empírico assume que a alteração do nível do mar no futuro terá a mesma relação que teve no passado com o RF ou a alteração da temperatura média global. Isto pode não se manter se os potenciais processos físicos não se escalarem no futuro de formas que possam ser calibradas a partir do passado. Não há consenso na comunidade científica sobre a fiabilidade das projeções de modelos semi empíricos e a *confiança* neles é avaliada como *baixa*. {13.5.2, 13.5.3}

RT.5.7.2 Projeções das Alterações no Nível Médio Global do Mar para além de 2100

É *praticamente certo* que a subida do nível médio global do mar irá continuar para além de 2100. Os poucos resultados do modelo disponíveis que vão para além de 2100, indicam que a subida do nível médio global do mar acima do nível pré-industrial (definido aqui como uma concentração atmosférica de CO_2 de equilíbrio de 280 ppm) em 2300 será menor do que 1 m para o RF que corresponde às concentrações de CO_2 que atingem o seu máximo e mínimo e que permanecem abaixo dos 500 ppm, como no cenário RCP2.6. Para um RF que corresponde a uma concentração de CO_2 que está acima de 700 ppm mas abaixo de 1500 ppm, como no cenário RCP8.5, o aumento previsto é de 1 m para mais de 3 m (*confiança média*). {13.5.4}

O aumento do nível do mar devido à expansão térmica do oceano continuará durante séculos a milénios. A quantidade de expansão térmica do oceano aumenta com o aquecimento global (os modelos dão um intervalo de 0,2 a 0,6 m $°C^{-1}$). A contribuição dos glaciares diminui ao longo do tempo, à medida que o seu volume (atualmente cerca de 0,43 m do nível do mar equivalente) diminui. Na Antártida, para além de 2100 e com cenários de GEE mais altos, o aumento do derretimento da superfície pode exceder o aumento na acumulação. {13.5.2, 13.5.4}

As provas disponíveis indicam que um aquecimento global maior que um determinado limiar conduziria à perda quase completa do manto de gelo da Gronelândia ao longo de um milénio ou mais, causando uma subida da GMSL de cerca de 7 m. Estudos com a atual topografia do manto de gelo fixa indicam que o limiar é superior a 2ºC mas inferior a 4ºC da subida da GMST em relação aos níveis pré-industriais (*confiança média*). O único estudo com um manto de gelo dinâmico sugere que o limiar é superior a cerca de 1ºC (*confiança baixa*) do aquecimento médio global em relação ao nível pré-industrial. Considerando o atual estado de incerteza científica, não se pode quantificar uma variedade *provável*. A perda total do manto de gelo não é inevitável porque isso demoraria um milénio ou mais; se as temperaturas diminuírem antes do manto de gelo ser eliminado, este pode voltar a crescer. Ainda assim, alguma parte da perda de massa pode ser irreversível, dependendo da duração e grau de passagem do limiar, uma vez que o manto de gelo pode ter múltiplos estados estáveis, devido à sua interação com o clima regional. {13.4.3, 13.5.4}

As informações atualmente disponíveis indicam que a contribuição dinâmica dos mantos de gelo irá continuar para além de 2100, mas a *confiança* nas previsões é *baixa*. Na Gronelândia, o escoamento do gelo induzido pelas interações com o oceano é autolimitado à medida que a margem do manto de gelo recua para o interior da costa. Por outro lado, a topografia do substrato rochoso da Antártida é tal que podem existir taxas de perda de massa aumentadas à medida que o gelo recua. Cerca de 3,3 m do nível global do mar equivalente do manto de gelo da Antártida Ocidental está baseado em áreas com um substrato rochoso inclinado para baixo, o que pode estar sujeito a potencial perda de gelo através da instabilidade do manto de gelo marinho. A perda de gelo abrupta e irreversível de uma potencial instabilidade dos setores marinhos do Manto de Gelo da Antártida em resposta ao forçamento climático é possível, mas as atuais provas e entendimento são insuficientes para fazer uma avaliação quantitativa. Devido à queda de neve relativamente fraca na Antártida e ao movimento lento do gelo no seu interior, pode esperar-se que o manto de gelo da Antártida Ocidental demore, pelo menos, alguns milhares de anos a voltar a crescer se foi eliminado pela descarga dinâmica de gelo. Consequentemente, qualquer perda de gelo da Antártida Ocidental significativa que ocorre dentro do próximo século será irreversível numa escala temporal multicentenária a milenar. {5.8, 13.4.3, 13.4.4, 13.5.4}

RT.5.7.3 Projeções das Alterações Regionais do Nível do Mar

As variações regionais do nível do mar irão mudar devido às alterações dinâmicas na circulação do oceano, alterações no conteúdo de calor do oceano, redistribuição de massa em todo o sistema terrestre e alterações na pressão atmosférica. A alteração dinâmica do oceano resulta de mudanças no vento e no forçamento da flutuabilidade (calor e água doce), alterações associadas na circulação e redistribuição do calor e da água doce. Em escalas de tempo mais longas do que alguns dias, o nível do mar por regiões também se ajusta quase isostaticamente às alterações regionais na pressão atmosférica do nível do mar em relação à média do oceano. A perda de massa das camadas de gelo (contemporâneas e antigas), perda de massa de glaciares e alterações na hidrologia terrestre provocam a redistribuição da massa de água na criosfera, na terra e nos oceanos, originando diferentes alterações regionais na Terra sólida, na rotação da Terra e no campo gravitacional. Em algumas localizações costeiras, as alterações no ciclo hidrológico, subsidência do solo

associada a atividades antropogénicas, processos tectónicos e processos costeiros podem dominar a alteração relativa do nível do mar, ou seja, a alteração na altura da superfície do mar em relação à terra. {13.1.3 13.6.2, 13.6.3, 13.6.4}

No final do século XXI, a alteração do nível do mar terá um padrão regional forte, que vai dominar sobre a variabilidade, com muitas regiões a experienciarem *prováveis* desvios substanciais da alteração média global (Figura RT.23). É *muito provável* que mais de cerca de 95% do oceano venha a experienciar uma subida regional relativa do nível do mar, enquanto a maioria das regiões que passa por uma queda do nível do mar se localizam perto de antigos e atuais glaciares e mantos de gelo. As alterações locais do nível do mar desviam-se mais de 10% e 25% das previsões da média global como para 30% e 9% da área do oceano, respetivamente, indicando que as variações espaciais podem ser grandes. As alterações regionais do nível do mar atingem valores até 30% acima do valor médio global no oceano Antártico e em torno da América do Norte, entre 10% e 20% nas regiões equatoriais e até 50% abaixo da média global na região do Ártico e em algumas regiões perto da Antártida. Cerca de 70% das zonas costeiras em todo o mundo deverão experienciar uma relativa alteração do nível do mar dentro de 20% da alteração da GMSL. Durante períodos decenais, as taxas de variação regional relativa do nível do mar, como consequência da variabilidade climática, podem diferir da taxa global média em mais de 100%. {13.6.5}

RT.5.7.4 Projeções das Alterações nos Extremos do Nível do Mar e das Ondas durante o Século XXI

É *muito provável* que haja um aumento significativo na ocorrência de futuros eventos extremos no nível do mar no final do século XXI, com um aumento *provável* no início do século XXI (ver EFT.9, Tabela 1). Este aumento será o principal resultado de um aumento no nível médio do mar (*confiança alta*), com períodos de retorno extremos a decrescer em, pelo menos, uma ordem de grandeza em algumas regiões no final do século XXI. Há uma *confiança baixa* nas projeções regionais específicas de clima tempestuoso e surtos de tempestades associados.

É *provável* (*confiança média*) que as alturas médias anuais significativas das ondas aumentem no oceano Antártico como resultado do aumento da velocidade dos ventos. É *provável* que as ondulações geradas no oceano Antártico afetem a altura, períodos e direções das ondas nas bacias adjacentes. É *muito provável* que a altura das ondas e a duração da temporada das ondas venham a aumentar no oceano Ártico como resultado da extensão reduzida do gelo marinho. Em geral, há uma *confiança baixa* nas previsões específicas das regiões devido a uma *confiança baixa* nas previsões de tempestades tropicais e extratropicais e ao desafio de reduzir os estados de ventos futuros tendo em conta a insuficiente resolução dos modelos climáticos. {13.7.3}

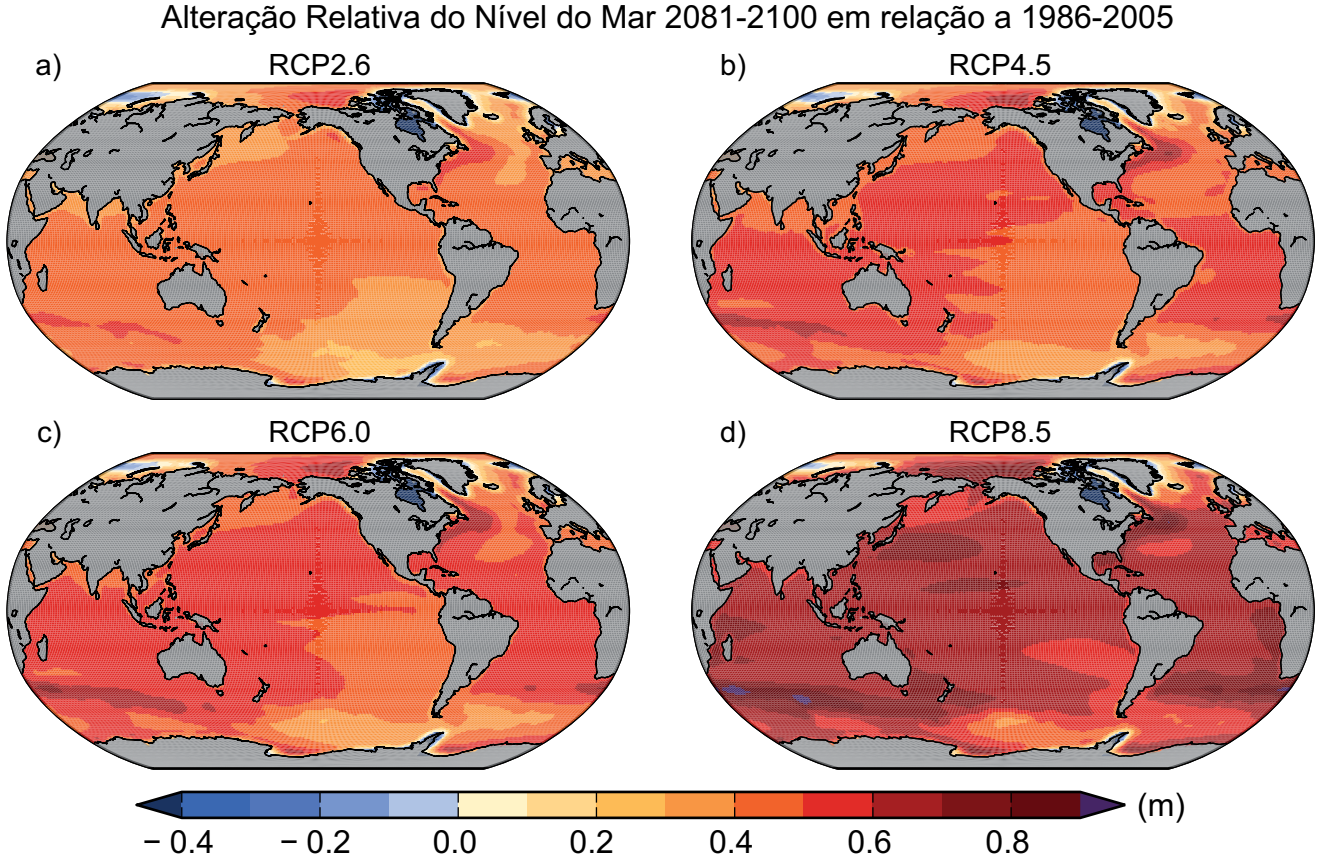


Figura RT.23 | Conjunto da alteração média líquida regional referente ao nível do mar (metros) avaliado a partir de 21 modelos da CMIP5 para os cenários de RCP (a) 2.6, (b) 4.5, (c) 6.0 e (d) 8.5 entre 1986–2005 e 2081–2100. Cada mapa inclui efeitos da carga atmosférica, mais gelo continental, ajustamento glaciar isostático (AGI) e fontes de água terrestres. {Figure 13.20}

Elementos de Foco Temático

EFT.8 | Alvos e Estabilização do Clima

O conceito de estabilização está fortemente relacionado com o objetivo final da Convenção Quadro das Nações Unidas sobre as Alterações Climáticas (CQNUAC) que é "alcançar […] a estabilização das concentrações de gases de efeito de estufa na atmosfera a um nível que impediria a interferência antropogénica perigosa com o sistema climático". Recentes discussões políticas focaram-se nos limites para um aumento da temperatura global, e não nas concertações de gases de efeito de estufa (GEE), como alvos climáticos no contexto dos objetivos da CQNUAC. O valor mais discutido é 2°C, i.e., limitar o aquecimento a 2°C acima do período pré-industrial, mas há propostas diferentes de 2oC (i.e. não exceder o aquecimento 1,5°C acima dos valores pré-industriais ou diminuir o CO_2 na atmosfera a um valor de 350 ppm). As metas climáticas geralmente significam evitar um aquecimento para além de um limiar pré definido. No entanto, os impactos do clima são geograficamente diversificados e específicos por setor e não há nenhum limiar objetivo que defina quando é atingida uma interferência perigosa. Algumas alterações podem ser atrasadas ou irreversíveis e alguns impactos podem ser benéficos. Assim, não é possível definir um limiar único de objetivo fundamental sem juízos de valor e sem pressuposições sobre como agregar custos e benefícios atuais e futuros. Este EFTE não defende nem apoia qualquer limiar ou objetivo, nem julga a variabilidade económica ou política de tais metas, mas avalia, com base no atual entendimento dos *feedbacks* do clima e do ciclo do carbono, as projeções climáticas com base nos Patamares de Concentração Representativos (RCP) no contexto das metas climáticas e as implicações de diferentes objetivos de estabilização da temperatura a longo prazo nas emissões de carbono permitidas. Mais abaixo destaca-se que a estabilização da temperatura não implica, necessariamente, a estabilização de todo o sistema terrestre. {12.5.4}

As metas de temperatura implicam um limite máximo para o forçamento radiativo (RF) total. As diferenças no RF entre os quatros cenários de RCP são relativamente pequenas até 2030, mas tornam-se muito maiores no final do século XXI e dominadas pelo forçamento de CO_2. Consequentemente, a curto prazo, prevê-se que as temperaturas médias globais da superfície (TMGS) continuem a aumentar a um ritmo semelhante para os quatro cenários de RCP. Por volta de meados do século XXI, a taxa de aquecimento global começa a ser mais dependente do cenário. No final do século XXI, as temperaturas médias globais serão mais quentes do que as atuais de acordo com todos os RCP, sendo que a alteração da temperatura global era maior (>0,3°C por década) no RCP8.5 mais elevado e significativamente mais baixa no RCP2.6, sobretudo após 2050 quando a resposta da temperatura global da superfície estabiliza (e diminui depois disso) (Ver Figura RT.15). {11.3.1, 12.3.3, 12.4.1}

No curto prazo (2016–2035), é *mais provável do que improvável* que o aquecimento médio global da superfície ultrapasse 1°C e é *muito improvável* que seja maior do que 1,5°C referente à média a partir do ano 1850 até 1900 (assumindo um aquecimento de 0,61°C de 1850-1900 a 1986–2005) (*confiança média*). No final do século XXI (2081–2100), é *provável* que o aquecimento médio global da superfície, referente a 1850-1900, exceda 1,5°C para RCP4.5, RCP6.0 e RCP8.5 (*confiança alta*) e é *provável* que exceda 2°C para RCP6.0 e RCP8.5 (*confiança alta*). É *mais provável do que improvável* que exceda 2°C para o RCP4.5 (*confiança média*). O aquecimento médio global da superfície acima de 2°C de acordo com o RCP2.6 é *improvável* (*confiança média*). O aquecimento médio global da superfície acima de 4°C entre 2081–2100 é *improvável* em todos os RCP (*confiança alta*), exceto para o RCP8.5 onde é *tão provável quanto improvável* (*confiança média*). {11.3.6, 12.4.1; Tabela 12.3}

As emissões de GEE contínuas para além de 2100 como na extensão de RCP8.5 induz um RF total acima de 12 W m^{-2} em 2300, com o aquecimento global a atingir 7,8 [3,0 para 12,6] °C para 2281–2300 em relação a 1986–2005. No âmbito da extensão do RCP4.5, onde o forçamento radiativo é mantido constante (cerca de 4.5 W m^{-2}) para além de 2100, o aquecimento global atinge 2,5 [1,5 a 3,5] °C. O aquecimento global atinge 0,6 [0.0 to 1.2] °C de acordo com a extensão do RCP2.6 onde as emissões negativas contínuas originam um aumento adicional no RF, atingindo valores abaixo do RF atual em 2300. Ver, também, Caixa RT.7. {12.3.1, 12.4.1, 12.5.1}

A quantidade total de CO_2 antropogénico libertado na atmosfera desde a era pré-industrial (frequentemente denominado por emissão cumulativa de carbono, embora se aplique apenas às emissões de CO_2) é um bom indicador da concentração de CO_2 atmosférico e, portanto, da resposta do aquecimento global. O rácio da alteração da TMGS às emissões totais cumulativas de CO_2 antropogénico é relativamente constante ao longo do tempo e independente do cenário. Esta relação quase linear entre as emissões totais de CO_2 e a alteração da temperatura global torna possível definir uma nova característica, a resposta climática transitória às emissões cumulativas de carbono (RCTE), como a alteração transitória da TMGS para uma determinada quantidade de emissões cumulativas de CO_2 antropogénico, normalmente 1000 PgC (EFT.8, Figura 1). A RCTE é dependente de modelos, uma vez que é uma função da fração atmosférica cumulativa de CO_2 e a resposta climática transitória, sendo que ambas as quantidades variam significativamente de acordo com os modelos. Tendo em conta as informações disponíveis de várias linhas de provas (observações, modelos e entendimento de processos), a relação quase linear entre as emissões cumulativas de CO_2 e a temperatura média global máxima está

(continua na página seguinte)

EFT.8 (continuação)

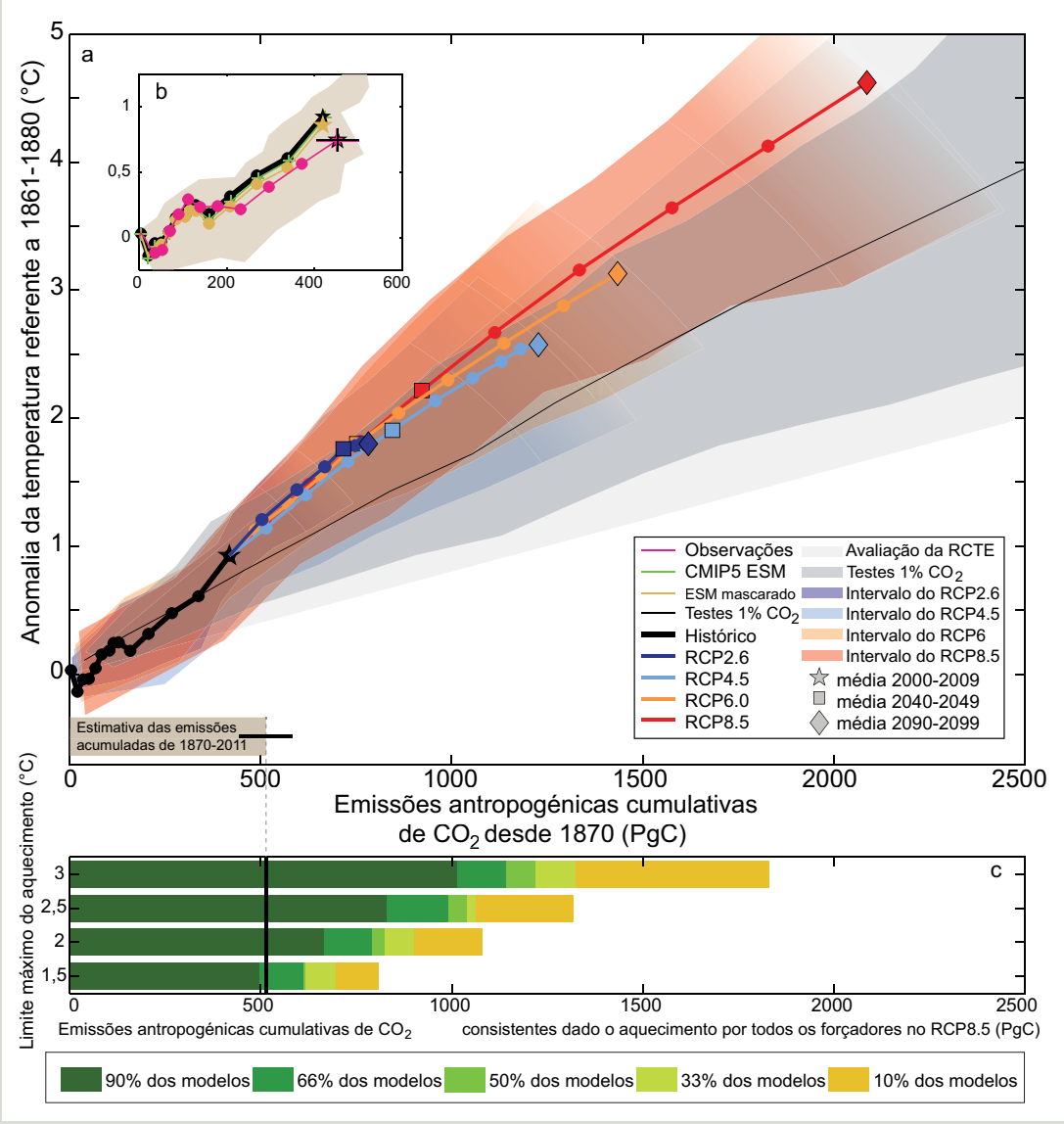
bem estabelecida na bibliografia e bem aprofundada para as emissões cumulativas totais de CO_2 até cerca de 2000 PgC. É consistente com a relação inferida a partir das emissões cumulativas de CO_2 e com o aquecimento observado, é suportada pelo entendimento do processo do ciclo do carbono e do equilíbrio energético global e surge como um resultado sólido de toda a hierarquia de modelos. Os pareceres de peritos baseados na prova disponível sugerem que a RCTE é *provável* entre 0,8ºC e 2,5ºC por 1000 PgC, para emissões cumulativas menos de cerca de 2000 PgC até ao momento em que a temperatura aumenta (EFT.8, Figura 1a). {6.4.3, 12.5.4; Caixa 12.2}

O aquecimento induzido por CO_2 deverá manter-se, aproximadamente constante durante muitos séculos após a cessação completa das emissões. Uma grande parte das alterações climáticas é, portanto, irreversível numa escala de tempo humana, exceto se as emissões líquidas de CO_2 antropogénico forem negativas durante um período de tempo constante. Com base na avaliação da RCTE (supondo uma distribuição normal com ±1 desvio padrão de 0,8 a 2,5ºC por 1000 PgC), limitando o aquecimento provocado apenas pelas emissões de CO_2 antropogénico (ou seja, ignorando outros forçamentos radiativos) para menos de 2ºC desde o período de 1861–1880 com uma probabilidade >33%, >50% e >66%, as emissões totais de CO_2 de todas as fontes antropogénicas teriam de estar abaixo de um balanço cumulativo de cerca de 1570 PgC, 1210 PgC e 1000 PgC desde 1870, respetivamente. Foi emitida uma quantidade de 515 [445 para 585] Pg entre 1870 e 2011 (EFT.8, Figura 1a,b). Assim, as emissões mais altas nas décadas anteriores implicam emissões mais baixas ou mesmo negativas mais tarde. Contabilizar os forçamentos de não CO_2 que contribuem para o aumento do aquecimento implica emissões cumulativas de CO_2 mais baixas. Os constituintes de forçamentos de não CO_2 são importantes, exigindo tanto suposições sobre como as reduções das emissões de CO_2 estão relacionadas com as alterações noutros forçamentos ou equilíbrio de emissões individuais e modelação climática para gases de curta e longa duração. Até agora, não houve muitos estudos a considerar os forçamentos de não CO_2. Aqueles que os consideraram encontraram efeitos significativos, especialmente no aquecimento de várias décimas de um grau para reduções abruptas em emissões de espécies de curta duração, como os aerossóis. Contabilizar uma libertação imprevista de GEE pelo *permafrost* ou hidratos de metano, não contabilizada nos estudos aqui avaliados, também reduziria as emissões de CO_2 antropogénicas compatíveis com uma determinada meta de temperatura. Exigir uma maior probabilidade de que as temperaturas permaneçam abaixo de uma determinada meta iria reduzir ainda mais as emissões compatíveis (EFT.8, Figura 1c). Ao contabilizar os forçamentos de não CO_2 como nos cenários de RCP, as emissões de carbono compatíveis desde 1870 são reduzidas para cerca de 900 PgC, 820 PgC e 790 PgC para limitar o aquecimento a menos de 2ºC desde o período de 1861–1880, o que representa uma probabilidade >33%, >50% e >66%, respetivamente. Estas estimativas foram obtidas através do cálculo da parte de Modelos do Sistema Terrestre (MST) da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) e os Modelos do Sistema Terrestre de Complexidade Intermediária (EMIC) que permanecem abaixo de 2ºC para determinadas emissões cumulativas de acordo com o RCP8.5, conforme apresentado no EFT.8 Fig. 1c. O forçamento de não CO_2 no RCP8.5 é maior do que no RCP2.6. Como todas as declarações de probabilidade na linguagem calibrada do IPCC são intervalos abertos, as estimativas disponibilizadas são, portanto, escolhas conservadoras e consistentes válidas para forçamentos de não CO_2 em todos os cenários de RCP. Não há nenhum cenário de RCP que limite o aquecimento de 2°C com probabilidades >33% ou >50%, e que poderia ser utilizado para inferir diretamente as emissões cumulativas compatíveis. Para obter uma probabilidade >66%, pode utilizar-se o RCP2.6 como uma comparação. Ao combinar a média das emissões de carbono de combustíveis fósseis com cálculo retroativo para o RCP2.6 entre 2012 e 2100 (270 PgC) com a estimativa média histórica de 515 PgC dá um total de 785 PgC, ou seja, 790 PgC quando arredondado a 10 PgC. Como a estimativa de 785 PgC exclui uma avaliação das futuras emissões da alteração da utilização dos solos, o valor 790 PgC também continua a ser uma estimativa conservadora consistente com a avaliação da probabilidade global. As variedades de emissões para estas três probabilidades com base nos cenários RCP são bastante restritas, dado que se baseiam num único cenário e na amostra limitada dos modelos disponíveis (EFT.8 Fig. 1c). Em contraste com a TCRE não incluem restrições observacionais nem contabilizam fontes de incerteza não amostrados pelos modelos. O conceito de um balanço fixo de CO_2 acumulado não se mantém apenas em 2ºC, mas para qualquer nível de temperatura explorado com modelos até agora (até cerca de 5ºC, ver Figuras 12.44 a 12.46). As metas de temperaturas mais elevadas permitiriam balanços cumulativos maiores, enquanto as metas de temperaturas mais baixas exigiriam balanços cumulativos menores (EFT.8, Figura 1). {6.3.1, 12.5.2, 12.5.4}

O sistema climático tem múltiplas escalas de tempo, variando de anual para multimilenar, associadas a diferentes reservatórios térmicos e de carbono. Estas longas escalas de tempo induzem um compromisso do aquecimento já esperado. A estabilização do forçamento não levaria a uma estabilização instantânea do aquecimento. Para os cenários RCP e para as suas extensões para 2300, a fração do aquecimento realizado, na altura em que o RF estabiliza, seria de cerca de 75 a 85% do aquecimento equilibrado. Para um aumento de 1% ano^{-1} CO_2 para 2 × CO_2 ou 4 × CO_2 e o constante forçamento daí em diante, a fração do aquecimento realizado seria muito menor, cerca de 40 a 70% na altura em que o forçamento é mantido constante. Devido às escalas temporais longas no fundo do oceano, o equilíbrio completo só é alcançado após centenas de milhares de anos. {12.5.4}

(continua na página seguinte)

EFT.8 (continuação)



EFT.8, Figura 1 | Aumento da temperatura média global desde 1861-1880 como função das emissões cumulativas totais globais de CO_2 de várias linhas de evidência. (a) Os resultados médios decenais são apresentados de acordo com todos os Modelos do Sistema Terrestre de Complexidade Intermédia (EMIC) e Modelos do Sistema Terrestre (ESM) da CMIP5 para cada RCP, respetivamente, com linhas coloridas (média multimodelo), marcadores decenais (pontos) e com três décadas (2000–2009, 2040–2049 e 2090–2099) destacadas com uma estrela, um quadrado ou um diamante, respetivamente. O período de tempo histórico até à década de 2000–2009 é retirado dos períodos históricos da CMIP5 prolongados pelo RCP8.5 para 2006–2010 e é indicado com uma linha fina e preta e símbolos pretos. Os intervalos coloridos ilustram a propagação do modelo (intervalo de 90%) em todas as CMIP5, ESM e EMIC e não representam uma avaliação formal da incerteza. Os intervalos são preenchidos desde que os dados de todos os modelos estejam disponíveis e até à temperatura de pico. Vão desaparecendo gradualmente para fins ilustrativos depois. As simulações da CMIP5 com um aumento de 1% ano^{-1} do CO_2 são apenas ilustradas pela área cinzento escuro (definição do intervalo semelhante ao RCP acima) e pela linha escura e fina (média multimodelo). O cone cinzento claro representa a avaliação deste Relatório à resposta climática transitória às emissões (TCRE) de CO_2 apenas. As emissões de CO_2 históricas estimadas de 1870 a 2011 com as incertezas associadas estão ilustradas pela barra cinzenta no fundo de (a). (b) Comparação de resultados de modelos históricos com observações. A linha magenta e os intervalos de incerteza baseiam-se nas emissões de dióxido de carbono observadas pelo Centro de Análise de Informação sobre Dióxido de Carbono (CDIAC) concedidos por valores do projeto Global Carbon até 2010 e as estimativas da temperatura observadas no conjunto 4 de dados sobre a superfície da temperatura do Centro de Hadley/Unidade de Investigação Climática. As incertezas na última década de observações baseiam-se na avaliação neste relatório. A linha preta grossa é idêntica à linha em (a). A linha verde fina com cruzes é como a linha preta, mas apenas para o ESM. A linha amarela-acastanhada e a dispersão mostram estes resultados ESM até 2010, quando corrigidos para a cobertura geográfica incompleta do HadCRUT4 ao longo do tempo. Todos os valores são dados em relação ao período de referência de 1861–1880. Todas as séries temporais derivam de médias decenais para ilustrar as tendências a longo prazo. Note que as observações são ainda sujeitas à variabilidade interna do clima, adicionando uma incerteza de cerca de 0,1 °C. (c) As emissões cumulativas de CO_2 durante toda a era industrial, consistentes com quatro limites ilustrativos do pico da temperatura global (1,5 °C, 2 °C, 2,5 °C e 3 °C, respetivamente) ao ter em conta o aquecimento por todos os forçadores. As barras horizontais indicam balanços consistentes de emissões cumulativas como uma função da fração de modelos (CMIP5 ESM e EMIC) que, pelo menos, mantêm o aquecimento abaixo de um determinado limite de temperatura. Note que a fração de modelos não pode ser interpretada como uma probabilidade. As provisões são derivadas dos RCP8.5 , com um forçamento de não CO_2 relativamente alto ao longo do século XXI. Se o não CO_2 for significativamente reduzido, as emissões de CO_2 compatíveis com um limite de temperatura específico poderiam ser ligeiramente mais altas, mas apenas a um grau muito limitado, conforme ilustrado por outras linhas coloridas em (a), o que supõe um forçamento de não CO_2 significativamente mais baixo. São dadas mais informações em relação à Figura RPD.10 relacionada no Material Suplementar do RT. {Figura 12.45}

EFT.8 (continuação)

O compromisso com as emissões passadas é um aquecimento persistente durante centenas de anos, continuando sensivelmente ao nível do aquecimento que tinha sido realizado quando as emissões foram interrompidas. A persistência deste aquecimento induzido pelo CO_2 após a interrupção das emissões resulta de uma compensação entre o aquecimento comprometido atrasado descrito acima e a redução lenta do CO_2 atmosférico resultante da absorção de carbono pelo oceano e pela terra. Esta persistência do aquecimento também resulta da dependência não linear do RF no CO_2 atmosférico, ou seja, a diminuição relativa no forçamento sendo menor do que a diminuição relativa na concentração de CO_2. Para elevadas sensibilidades climáticas e, e particular, se as emissões de aerossóis de sulfato forem eliminadas ao mesmo tempo que as emissões de GEE, o compromisso das emissões anteriores pode ser muito positiva e é uma sobreposição de uma resposta rápida à redução das emissões de aerossóis e uma resposta lenta à redução de CO_2 . {12.5.4}

A estabilização da temperatura global não implica a estabilização para todos os aspetos do sistema climático. Os processos relacionados com as alterações da vegetação, as alterações nos mantos de gelo, o aquecimento do oceano profundo e a subida do nível do mar associada e potenciais *feedbacks* que ligam, por exemplo, o oceano e os mantos de gelo têm as suas próprias escalas temporais longas intrínsecas. É *muito provável* que a acidificação do oceano continue no futuro, desde que os oceanos continuem a absorver CO_2 atmosférico. As alterações no ciclo do carbono do ecossistema terrestre irão manifestar-se para além do final do século XXI. É *praticamente certo* que a subida do nível médio do mar continue para além de 2100, com a subida do nível do mar devido à expansão térmica a continuar durante séculos a milénios. A subida do nível médio global do mar depende do patamar das emissões de CO_2, não só no total acumulado; reduzir as emissões mais cedo do que mais tarde, para o mesmo total acumulado, conduz a uma maior mitigação da subida do nível do mar. {6.4.4, 12.5.4, 13.5.4}

RT.5.8 Fenómenos Climáticos e Alterações Climáticas Regionais

Esta secção avalia as alterações previstas ao longo do século XXI nos fenómenos climáticos de grande escala que afetam o clima regional (Tabela RT.2). Alguns desses fenómenos são definidos pela climatologia (por exemplo, as monções) e alguns pela variabilidade interanual (por exemplo, o El Niño), sendo que a última afeta os eventos climáticos extremos, como as inundações, secas e ondas de calor. As alterações nas estatísticas de fenómenos meteorológicos, tais como ciclones tropicais e tempestades extratropicais também são resumidas aqui. {14.8}

RT.5.8.1 Sistemas de Monções

É *provável* que as medidas globais das monções pela precipitação da área e de verão aumentem no século XXI, enquanto a circulação das monções enfraquece. É *provável* que as datas de início das monções ocorram mais cedo ou que não alterem muito, enquanto é *provável* que as datas de término das monções se atrasem, resultando num prolongamento da estação das monções em muitas regiões (Figura RT.24). O aumento da precipitação média sazonal é pronunciado nas monções de verão no leste e sul asiático, enquanto a alteração noutras regiões das monções está sujeita a grandes incertezas. {14.2.1}

Há uma *confiança média* de que a variabilidade da precipitação interanual relacionada com as monções irá aumentar no futuro. O futuro aumento nos eventos extremos de precipitação relacionados com as monções é *muito provável* na América do Sul, África, Ásia Oriental, Ásia Meridional, Sudeste Asiático e Austrália. {14.2.1, 14.8.5, 14.8.7, 14.8.9, 14.8.11–14.8.13}

Há uma *confiança média* de que a precipitação geral associada com a monção asiática-australiana irá aumentar mas com uma assimetria norte-sul: Prevê-se que a precipitação de monção indiana aumente, enquanto as alterações previstas na precipitação das monções de verão australianas são pequenas. Há uma *confiança média* de que a circulação das monções de verão indianas vá enfraquecer, mas isto é compensado pelo aumento do conteúdo da humidade atmosférica, originando mais chuva. Para a monção de verão do leste asiático, prevê-se que a circulação das monções e a chuva irão aumentar. {14.2.2, 14.8.9, 14.8.11, 14.8.13}

Há uma *confiança baixa* nas previsões das alterações na precipitação das monções norte americanas e sul americanas, mas há uma *confiança média* de que a monção norte americana irá chegar e persistir até mais tarde no ciclo anual e uma *confiança alta* na expansão da área da Monção Sul Americana. {14.2.3, 14.8.3–14.8.5}

Há uma *confiança baixa* nas previsões de um pequeno atraso na estação chuvosa do oeste africano, com uma intensificação das chuvas do final da temperatura. As capacidades limitadas das simulações de modelos para a região, sugerem uma *confiança baixa* nas previsões. {14.2.4, 14.8.7}

RT.5.8.2 Fenómenos Tropicais

A alteração da precipitação varia no espaço, aumentando em algumas regiões e diminuindo noutras. A distribuição espacial das alterações da precipitação tropical é , *provavelmente* moldada pela atual climatologia e padrão de aquecimento do oceano. O primeiro efeito é aumentar a precipitação perto das regiões atualmente chuvosas e o segundo efeito aumenta a precipitação onde o aquecimento do oceano excede a média tropical. Há uma *confiança média* de que as previsões da precipitação tropical são mais confiáveis para as alterações sazonais do que para a média anual. {7.6.2, 12.4.5, 14.3.1}

Há uma *confiança média* no futuro aumento da precipitação média sazonal no flanco equatorial da Zona de Convergência Intertropical e numa redução da precipitação nos subtrópicos, incluindo partes da América Central e do Norte, Caraíbas, América do Sul, África e Ásia

Tabela RT.2 | Visão geral das alterações regionais previstas e a sua relação para os principais fenómenos climáticos. Um fenómeno é considerado importante quando existe confiança suficiente de que não tem nenhuma influência na região determinada e quando existe confiança suficiente de que o fenómeno irá mudar, especialmente no âmbito do RCP4.5 ou de cenários finais mais elevados. Consulte a Secção 14.8 e Tabelas 14.2 e 14.3 para a avaliação completa da confiança nestas alterações e a sua relevância para o clima regional. {14.8; Tabelas 14.2, 14.3}

Regiões	Projeção de Grandes Alterações em Relação aos Fenómenos
Ártico {14.8.2}	Alterações da temperatura e da precipitação durante o inverno resultantes do pequeno aumento previsto da Oscilação do Atlântico Norte (OAN); aumento do aquecimento e do derretimento do gelo marinho; aumento significativo na precipitação em meados do século devido, sobretudo, ao aumento da precipitação nos ciclones extratropicais.
América do Norte {14.8.3}	As chuvas das monções irão mudar mais tarde no ciclo anual; o aumento da precipitação nos ciclones extratropicais conduzirá a grandes aumentos na precipitação de inverno no terço norte do continente; a precipitação extrema aumenta nos ciclones tropicais à medida que intersetam a linha de costa ao longo da costa ocidental dos EUA e do México, no Golfo do México e na costa oriental dos EUA e do Canadá.
América Central e Caraíbas {14.8.4}	Previsão de redução na precipitação média e aumento na precipitação extrema; mais precipitação extrema nos ciclones tropicais à medida que intersetam a linha de costa ao longo das costas oriental e ocidental.
América do Sul {14.8.5}	Uma Zona de Convergência do Atlântico Sul deslocada para sul aumenta a precipitação no sudeste; uma tendência positiva no Modo Anular do Sul desloca a trajetória da tempestade extratropical em direção ao sul, reduzindo a precipitação no centro do Chile e aumentando-a no extremo sul da América do Sul.
Europa e Mediterrâneo {14.8.6}	Aumento dos extremos de precipitação relacionados com as tempestades e redução da frequência de precipitação relacionada com tempestades ao longo do Mediterrâneo Oriental.
África {14.8.7}	Aumento das chuvas das monções de verão na África Ocidental; aumento dos períodos curtos de chuva na África Oriental devido ao padrão de aquecimento do oceano Índico; aumento das chuvas extremas dos ciclones na costa leste (incluindo Madagáscar).
Ásia Central e do Norte {14.8.8}	Aumento da precipitação de verão; aumento do aquecimento do inverno no norte da Ásia.
Ásia Oriental {14.8.9}	Aumento das chuvas das monções de verão; aumento dos extremos de precipitação dos tufões no litoral; redução dos extremos de tufões que intersetam a linha de costa; redução na supressão dos ciclones extratropicais em pleno inverno .
Ásia Ocidental {14.8.10}	Aumento das chuvas extremas de ciclones que intersetam a linha de costa na Península Arábica; redução da precipitação no noroeste da Ásia devido a um deslocamento para norte das trajetórias das tempestades extratropicais.
Sul da Ásia {14.8.11}	Aumento das chuvas das monções de verão; aumentos da precipitação extrema de ciclones que intersetam a linha de costa da Baía de Bengala e do mar Arábico.
Sudeste Asiático {14.8.12}	Redução da precipitação na Indonésia durante julho e outubro devido ao padrão de aquecimento do oceano Índico; aumento das chuvas extremas de ciclones que intersetam a linha de costa nas costas do Mar da China Meridional, Golfo da Tailândia e Mar de Andamão.
Austrália e Nova Zelândia {14.8.13}	As chuvas das monções de verão podem aumentar ao longo do norte da Austrália; os episódios mais frequentes da Zona de Convergência do Pacífico Sul zonal podem reduzir a precipitação no nordeste da Austrália; aumento do aquecimento e redução da precipitação na Nova Zelândia e sul da Austrália devido a uma tendência positiva prevista no Modo Anular do Sul; aumento da precipitação extrema associada a tempestades tropicais e extratropicais
Ilhas do Pacífico {14.8.14}	As alterações na zona de convergência tropical afetam as chuvas e os seus extremos; chuva mais extrema associada aos ciclones tropicais
Antártida {14.8.15}	Aumento do aquecimento sobre a Península Antártica e Antártida Ocidental relacionado com a tendência positiva no Modo Anular do Sul; aumento da precipitação nas áreas costeiras devido a um deslocamento para o polo da trajetória das tempestades

Ocidental. Há uma *confiança média* de que a ocorrência de eventos da Zona de Convergência do Pacífico Sul zonalmente orientados irá aumentar, possivelmente originando secas mais frequentes no sudoeste do Pacífico. Há uma *confiança média* de que a Zona de Convergência do Atlântico Sul se deslocará para o sul, levando a um aumento da precipitação sobre o sudeste da América do Sul e a uma redução imediatamente a norte da zona de convergência. {14.3.1, 14.8.3–14.8.5, 14.8.7, 14.8.11, 14.8.14}

É *provável* que o oceano Índico tropical apresente um padrão zonal com aquecimento reduzido e diminuição da precipitação no leste (incluindo a Indonésia), e um aumento do aquecimento e da precipitação no oeste (incluindo na África oriental). É *muito provável* que o modo dipolar da variabilidade interanual do Oceano Índico permaneça ativa, afetando os eventos climáticos extremos na África Oriental, Indonésia e Austrália. {14.3.3, 14.8.7, 14.8.12}

Há uma *confiança baixa* nas projeções para o Atlântico tropical - tanto para os modos médios e interanuais - devido a grandes erros nas simulações dos modelos na região. As projeções futuras sobre os furacões no Atlântico e a precipitação na América do sul e no oeste Africano são, portanto, de *confiança baixa*. {14.3.4, 14.6.1, 14.8.5,14.8.7}

Neste momento, não é possível avaliar a forma como a Oscilação Madden-Julian irá mudar devido à fraca capacidade das simulações de modelos deste fenómeno intrasazonal e a sensibilidade aos padrões de aquecimento do oceano. As projeções futuras sobre os eventos climáticos extremos na Ásia Ocidental, Sudeste da Ásia e Austrália são, portanto, de *confiança baixa*. {9.5.2, 14.3.4, 14.8.10, 14.8.12, 14.8.13}

RT.5.8.3 El Niño - Oscilação Sul

Há uma *confiança alta* de que o El Niño - Oscilação Sul (ENSO) continuará a ser o modo dominante da variabilidade climática natural no século XXI com influências globais no século XXI e é *provável* que a variabilidade regional da precipitação que induz se intensifique. As variações naturais da amplitude e do padrão espacial do ENSO são tão grandes que a *confiança* em qualquer alteração prevista para o século XXI permanece *baixa*. A alteração prevista na amplitude do El Niño é pequena para o RCP4.5 e o RCP8.5 em comparação com a disseminação da alteração entre modelos (Figura RT.25). Sobre o Pacífico Norte e a América do Norte, é *provável* que os padrões de anomalias da temperatura e da precipitação relacionadas com o El Niño e com o La Niña (teleconexões) se desloquem para leste no futuro (*confiança média*), enquanto a *confiança* é *baixa* nas alterações dos impactos climáticos noutras regiões, incluindo as Américas Central e do Sul, as

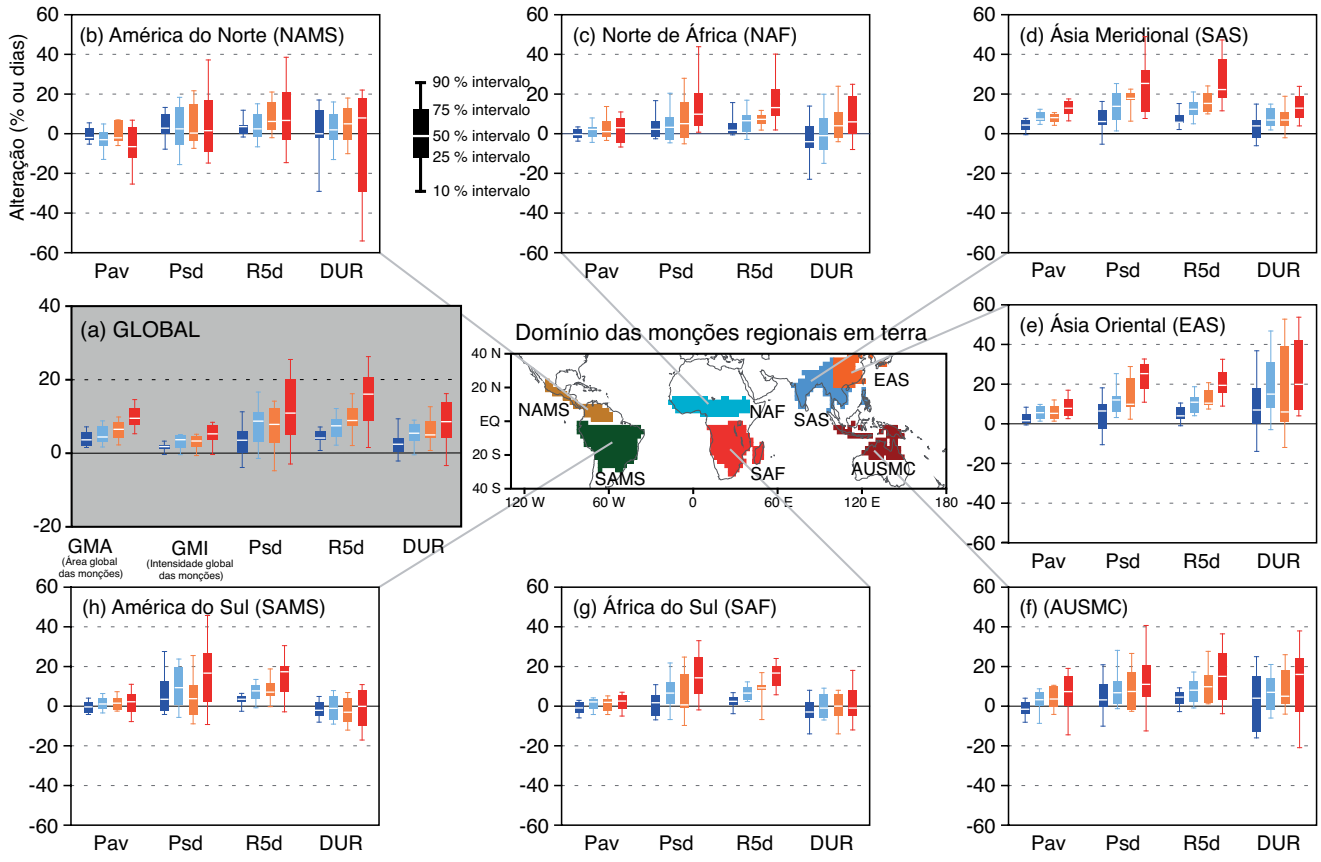


Figura RT.24 | Alteração futura nas estatísticas das monções entre o presente (1986–2005) e o futuro (2080–2099) com base no conjunto da CMIP5 das simulações do RCP2.6 (azul-escuro; 18 modelos), RCP4.5 (azul; 24), RCP6.0 (amarelo; 14) e RCP8.5 (vermelho; 26). (a) GLOBAL: Área global das monções (GMA), a intensidade global das monções (GMI), desvio padrão da variabilidade interanual da precipitação sazonal (Psd), máximo de precipitação sazonal total em 5 dias (R5d) e duração da estação das monções (DUR). Os domínios das monções terrestres regionais determinados por 24 multimodelos da precipitação média no presente. (b)–(h) Alteração futura nas estatísticas das monções terrestres regionais: precipitação média sazonal (Pav), Psd, R5d e DUR na (b) América do Norte (NAMS), (c) norte de África (NAF), (d) sul da Ásia (SAS), (e) Ásia Oriental (EAS), (f) continente marinho da Austrália (AUSMC), (g) África do Sul (SAF) e (h) América do Sul (SAMS). As unidades são expressas em %, exceto para a DUR (dias). As barras e as linhas verticais mostram os percentis 10, 25, 50, 75 e 90. Todos os índices são calculados para a estação de verão (maio a setembro para o Hemisfério Norte e novembro a março para o Hemisfério Sul) sobre os domínios das monções de cada modelo. {Figuras 14.3, 14.4, 14.6, 14.7}

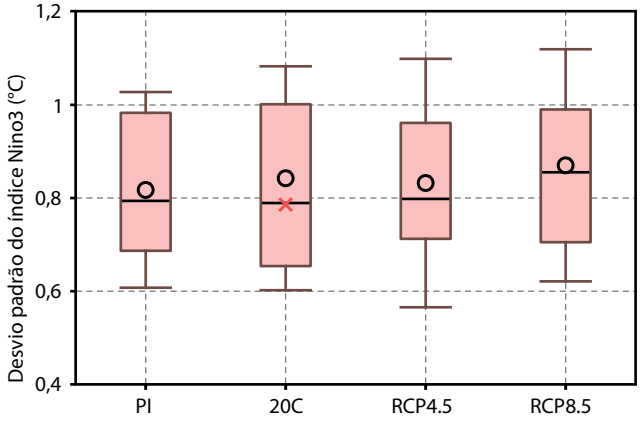


Figura RT.25 | Desvio-padrão nos conjuntos multimodelo da CMIP5 da variabilidade da temperatura da superfície do mar sobre a zona leste do oceano Pacífico equatorial (região do Nino3: 5°S a 5°N, 150°W a 90°W), uma medição da amplitude do El Niño, para o controlo pré-industrial (PI) e simulações do século XX (20 °C) e projeções do século XXI usando o RCP4.5 e o RCP8.5. Os círculos abertos indicam as médias do conjunto multimodelo e o símbolo da cruz vermelha é o desvio padrão observado para o século XX. As barras e as linhas verticais mostram os percentis 16, 25, 50, 75 e 84. {Figura 14.14}

Caraíbas, África, maior parte da Ásia, Austrália e maior parte das Ilhas do Pacífico. Num clima mais quente, o aumento da humidade atmosférica intensifica a variabilidade temporal da precipitação, mesmo que a variabilidade da circulação atmosférica permaneça a mesma. Isto aplica-se à variabilidade da precipitação induzida pelo ENSO mas a possibilidade de alterações nas teleconexões do ENSO complica esta conclusão geral, tornando-a um pouco regionalmente dependente. {12.4.5, 14.4, 14.8.3–14.8.5, 14.8.7, 14.8.9, 14.8.11–14.8.14}

RT.5.8.4 Ciclones

As projeções para o século XXI indicam que é *provável* que a frequência global de ciclones tropicais irá diminuir ou permanecer inalterada, em simultâneo com um *provável* aumento na velocidade máxima do vento dos ciclones tropicais e nas taxas de precipitação (Figura RT.26). É *provável* que a influência das futuras alterações climáticas nos ciclones tropicais varie por região, mas há uma *confiança baixa* nas projeções específicas para cada região. É *mais provável do que improvável* que a frequência das tempestades mais intensas venha a aumentar em algumas bacias. Está projetada uma precipitação mais extrema perto dos centros de ciclones tropicais na América do Norte e Central, África Oriental, Ásia Ocidental, Oriental, Meridional e Sudeste Asiático, bem como na Austrália e muitas ilhas do Pacífico (*confiança média*). {14.6.1, 14.8.3, 14.8.4, 14.8.7, 14.8.9–14.8.14}

É *improvável* que o número global de ciclones extratropicais diminua mais do que uns poucos por cento e é *provável* que as alterações futuras nas tempestades sejam mais pequenas em comparação com a variabilidade interanual natural e as variações substanciais entre os modelos. É *provável* que ocorra uma pequena mudança em direção ao polo da trajetória das tempestades do HS mas a magnitude desta alteração é dependente do modelo. É *pouco provável* que a resposta da trajetória das tempestades do Atlântico Norte nas projeções climáticas seja uma simples mudança em direção ao polo. Há uma *confiança média* numa projeção de mudança em direção ao polo da trajetória das tempestades no Pacífico Norte. Há uma *confiança baixa* no impacto das alterações da trajetória das tempestades no clima regional na superfície. Mais precipitação nos ciclones extratropicais leva a um aumento da precipitação de inverno no Ártico, no norte da Europa, na América do Norte e na latitude média a alta do HS. {11.3.2 12.4.4, 14.6.2, 14.8.2, 14.8.3, 14.8.5, 14.8.6, 14.8.13, 14.8.15}

RT.5.8.5 Modos de Variabilidade Anular e Dipolar

É *muito provável* que a futura Oscilação do Atlântico Norte (NAO) boreal do inverno apresente grandes variações naturais conforme observado no passado. É *provável* que a NAO se torne ligeiramente mais positiva (em média), com algumas, mas não muito bem documentadas implicações para as condições de inverno no Ártico, América do Norte e Eurásia. É *provável* que a tendência positiva austral do verão/outono no Modo Anular do Sul (SAM) enfraqueça consideravelmente à medida que o ozono estratosférico recupera ao longo de meados do século XXI com algumas, mas não muito bem documentadas, implicações para a América do Sul, África, Austrália, Nova Zelândia e Antártica. {11.3.2, 14.5.2,14.8.5, 14.8.7, 14.8.13, 14.8.15}

RT.5.8.6 Fenómenos Adicionais

É *pouco provável* que a Oscilação Multidecenal do Atlântico (AMO) altere o seu comportamento à medida que o clima médio muda. No entanto, é *provável* que as flutuações naturais na AMO durante as próximas décadas influenciem os climas regionais, pelo menos, tão fortemente como as alterações induzidas pelo homem com implicações para uma maior frequência de furacões no Atlântico, a monção Oeste Africana e as condições de verão da América do Norte e da Europa. {14.2.4, 14.5.1, 14.6.1, 14.7.6, 14.8.2, 14.8.3, 14.8.6, 14.8.8}

Há uma *confiança média* de que a frequência do bloqueio do HN e do HS não irá aumentar, enquanto as tendências na intensidade e persistência do bloqueio permanecem incertas. {Caixa 14.2}

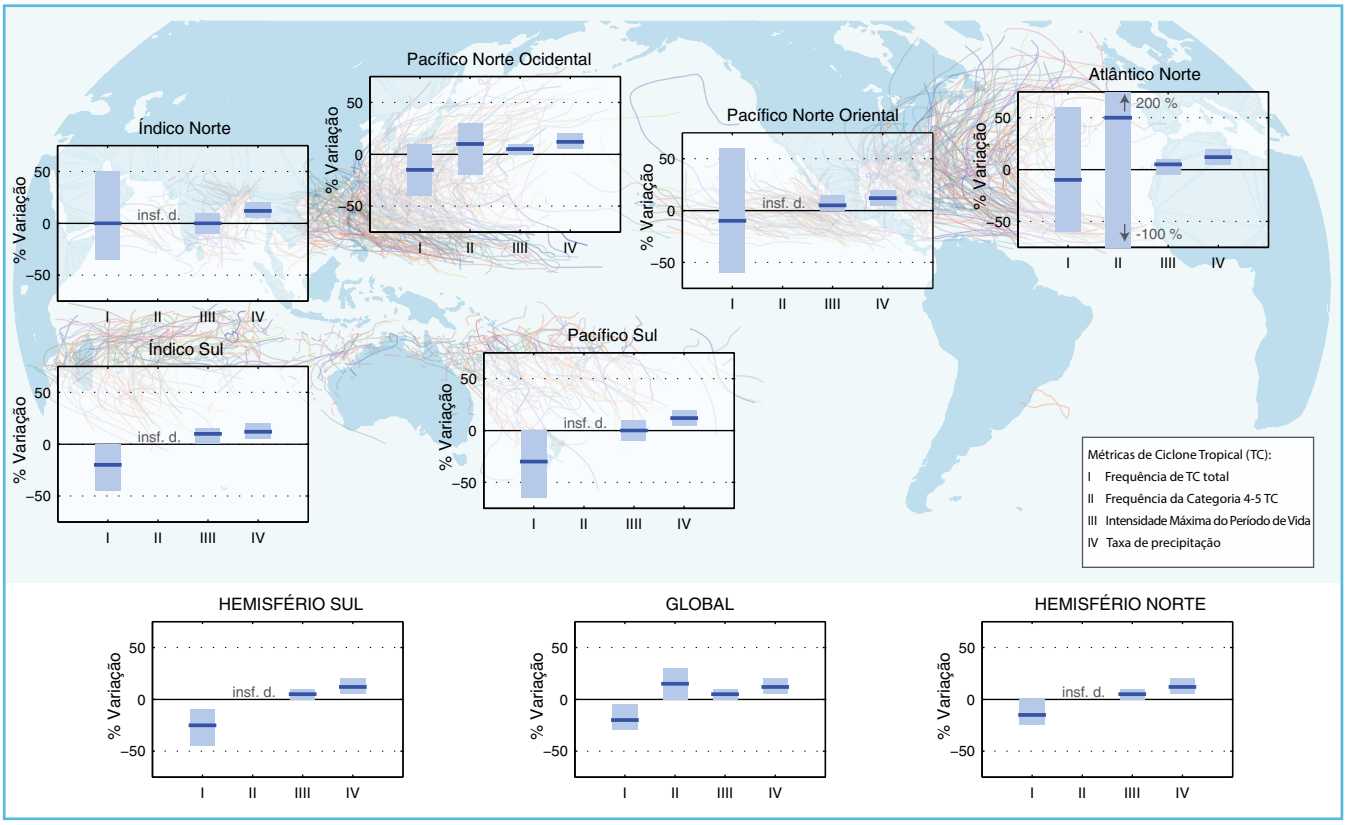


Figura RT.26 | Alterações previstas nas estatísticas dos ciclones tropicais. Todos os valores representam a variação percentual na média ao longo do período de 2081–2100 em relação a 2000–2019, no âmbito de um cenário tipo A1B, com base em pareceres de peritos após a normalização subjetiva das projeções do modelo. Foram consideradas quatro métricas: a variação percentual em I) a frequência anual total de tempestades tropicais, II) a frequência anual de tempestades da Categoria 4 e 5, III) a Intensidade Máxima da Duração média (LMI; a intensidade máxima alcançada durante o tempo de vida de uma tempestade) e IV) a taxa de precipitação a 200 km do centro da tempestade aquando da LMI. Para cada métrica traçada, a linha azul sólida é a melhor suposição da variação percentual estimada e a barra colorida fornece o intervalo de confiança de 67% (*provável*) para este valor (note que este intervalo varia entre –100% a +200% para a frequência anual das tempestades de Categoria 4 e 5 no Atlântico Norte). Quando não é traçada uma métrica, não existem dados suficientes (X denotado) disponíveis para completar uma avaliação. Uma seleção aleatoriamente desenhada (e colorida) das trajetórias das tempestade históricas é reforçada para identificar regiões de atividade de ciclones tropicais. Consulte a Secção 14.6.1 para mais informações. {14.6.1}

Elementos de Foco Temático

EFT.9 | Eventos Climáticos Extremos

Avaliar as alterações nos extremos do clima apresenta desafios únicos, não só devido à natureza intrinsecamente rara desses eventos, mas porque eles invariavelmente acontecem em conjunto com as condições de interrupção. São fortemente influenciados por padrões climáticos de grande e de pequena escala, modos de variabilidade, processos termodinâmicos, *feedbacks* da terra-atmosfera e condições antecedentes. Foram feitos muitos progressos desde o Quarto Relatório de Avaliação do IPCC (AR4), incluindo a avaliação compreensível dos extremos empreendidos pelo Relatório Especial sobre Gestão de Desastres e dos Riscos de Eventos Extremos para a Adaptação Avançada às Alterações Climáticas do IPCC (SREX) mas também devido à quantidade de provas observacionais disponíveis, melhorias no nosso entendimento e a capacidade que os modelos têm para simular extremos. {1.3.3, 2.6, 7.6, 9.5.4}

Para alguns eventos climáticos extremos, como secas, inundações e ondas de calor, é preciso combinar vários fatores para produzir um evento extremo. As análises de extremos mais raros, tais como eventos de 1 em 20 anos e de 1 em 100 anos, que utilizam a Teoria do Valor Extremo estão a abrir caminho para um conjunto crescente de bibliografia. Outros avanços recentes dizem respeito à noção de "fração de risco atribuível" que visa vincular um determinado evento extremo a relações causais específicas. {1.3.3, 2.6.1, 2.6.2, 10.6.2, 12.4.3; Caixa 2.4}

EFT.9, Tabela 1 indica as alterações que têm sido observadas numa variedade de eventos meteorológicos e climáticos extremos nos últimos 50 anos, a avaliação da contribuição humana para essas mudanças e de que forma se espera que esses extremos mudem no futuro. A tabela também compara a avaliação atual com a do AR4 e do SREX, onde aplicável. {2.6, 3.7, 10.6, 11.3, 12.4, 14.6}

Temperaturas Extremas, Ondas de Calor e Períodos Quentes

É *muito provável* que ambos os extremos das temperaturas máximas e mínimas tenham aquecido sobre a maioria das áreas de terra desde meados do século 20. Essas alterações são bem simuladas por modelos climáticos atuais, e é *muito provável* que o forçamento antropogénico tenha afetado a frequência desses extremos e *praticamente certo* de que irão ocorrer mais alterações. Isto apoia as conclusões do AR4 e do SREX, embora com maior confiança no componente do forçamento antropogénico. {2.6.1, 9.5.4, 10.6.1, 12.4.3}

Para as áreas de terra com dados suficientes, houve um aumento global no número de dias e noites quentes. As reduções semelhantes são vistas no número de dias e noites frias. É *muito provável* que os aumentos nos dias e noites excecionalmente quentes e/ou reduções em dias e noites excecionalmente frios, incluindo geadas, tenham ocorrido ao longo deste período na maioria dos continentes. Os períodos quentes ou ondas de calor que contêm dias ou noites consecutivos extremamente quentes são frequentemente associados a anomalias na circulação anticiclónica quase estacionária e também são afetados por condições pré-existentes do solo e a persistência das anomalias na humidade do solo que podem ampliar ou reduzir as ondas de calor, especialmente nas regiões com humidade limitada. A maior parte das áreas terrestres globais, com algumas exceções, experienciaram mais ondas de calor desde meados do século XX. Vários estudos sugerem que o aumento na temperatura média justifica a maior parte das alterações na frequência das ondas de calor, no entanto, a intensidade / amplitude das ondas de calor é altamente sensível a alterações na variabilidade da temperatura e a forma da distribuição da temperatura e a definição da onda de calor também desempenham um papel importante. Embora em algumas regiões os períodos instrumentais antes da década de 1950 tenham tido mais ondas de calor (por exemplo, nos EUA), para outras regiões como a Europa, destaca-se um aumento na frequência das ondas de calor no período desde a década de 1950 na longa série histórica da temperatur. {2.6, 2.6.1, 5.5.1; Caixa 2.4; Tabelas 2.12, 2.13; FAQ 2.2}

As caraterísticas observadas das temperaturas extremas e de ondas de calor são bem simuladas por modelos climáticos e são semelhantes à disseminação entre estimativas observacionais na maioria das regiões. A redução regional oferece agora informações credíveis sobre as escalas espaciais necessárias para avaliar extremos e melhorias na simulação do El Niño - Oscilação Sul a partir da Fase 3 (CMIP3) à Fase 5 (CMIP5) do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados e outros fenómenos em grande escala que são cruciais. No entanto, as alterações simuladas na frequência e intensidade de eventos extremos são limitadas pela disponibilidade dos dados observados e por questões de qualidade e pela capacidade que os modelos têm para simular, de forma fiável, determinados feedbacks e principais alterações nas características principais da circulação, como o bloqueio. {2.6, 2.7, 9.4, 9.5.3, 9.5.4, 9.6, 9.6.1, 10.3, 10.6, 14.4; Caixa 14.2}

Desde o AR4, a compreensão dos mecanismos e *feedbacks* que originam alterações nos eventos extremos melhorou. Continua a existir uma prova fortalecida sobre a influência humana na frequência observada das temperaturas extremas e ondas de calor em algumas regiões. As projeções (decenais) a curto prazo sugerem aumentos *prováveis* nas temperaturas extremas mas com pouca separação distinguível entre os cenários de emissões (EFT.9, Figura 1). As alterações podem ocorrer numa taxa diferente do que o aquecimento médio, com diversos estudos

(continua na página seguinte)

EFT.9, Tabela 1 | Eventos climáticos e meteorológicos extremos: A avaliação à escala global das alterações recentes observadas, contribuição humana para as alterações e futuras alterações previstas para o início de (2016–2035) e o final (2081–2100) do século XXI. O negrito indica onde o AR5 (preto) oferece uma avaliação revista* da escala global do Relatório Especial sobre Gestão de Desastres e dos Riscos de Eventos Extremos para a Adaptação Avançada às Alterações Climáticas (SREX, azul) ou AR4 (vermelho). As projeções para o início do século XXI não foram disponibilizadas em relatórios de avaliação anteriores. As projeções do AR5 são relativas ao período de referência de 1986–2005 e utilizam os novos cenários de RCP salvo indicação em contrário. Consulte o Glossário para ver as definições de eventos climáticos e meteorológicos extremos.

Fenómenos e direção da tendência	Avaliação das alterações ocorridas (tipicamente desde 1950, salvo indicação em contrário)	Avaliação de uma contribuição humana para as alterações observadas	Início do século XXI	Final do século XXI
Dias e noites mais quentes e/ou menos frios na maior parte das áreas terrestres	*Muito provável* {2,6} *Muito provável* *Muito provável*	Muito provável {10,6} *Provável* *Provável*	*Provável* {11,3}	*Praticamente certo* {12,4} *Praticamente certo* *Praticamente certo*
Dias e noites mais quentes e/ou frequentemente quentes na maior parte das áreas terrestres	*Muito provável* {2,6} *Muito provável* *Muito provável*	Muito provável {10,6} *Provável* *Provável* (apenas noites)	*Provável* {11,3}	*Praticamente certo* {12,4} *Praticamente certo* *Praticamente certo*
Períodos quentes/ondas de calor. Aumento da frequência e/ou da duração na maior parte das áreas terrestres	Confiança média à escala global *Provável* em grandes partes da Europa, Ásia e Austrália {2,6} *Confiança média* em muitas (mas não todas) regiões *Provável*	*Provável*[a] {10,6} Não foram avaliados formalmente *Mais provável do que improvável*	Não foram avaliados formalmente[b] {11,3}	*Muito provável* {12,4} *Muito provável* *Muito provável*
Eventos de precipitação intensa. Aumento na frequência, intensidade e/ou quantidade de precipitação intensa	*É provável* que haja mais áreas terrestres com aumentos do que com reduções[c] {2,6} *É provável* que haja mais áreas terrestres com aumentos do que com reduções *Provável* na maior parte das áreas terrestres	Confiança média {7,6, 10,6} *Confiança média* *Mais provável do que improvável*	*Provável* na maior parte das áreas terrestres {11,3}	Muito provável na maior parte das massas terrestres de latitude média e nas regiões tropicais húmidas {12,4} *Provável* em muitas áreas *Muito provável* na maior parte das áreas terrestres
Aumentos na intensidade e/ou duração da seca	Confiança baixa numa escala global *Alterações prováveis* em algumas regiões [d] {2,6} *Confiança média* em algumas regiões *Provável* em muitas regiões, desde 1970[e]	Confiança baixa {10,6} *Confiança média*[f] *Mais provável do que improvável*	*Confiança baixa*[g] {11,3}	Provável *(confiança média)* numa escala regional a global[h] {12,4} *Confiança média* em algumas regiões *Provável*[e]
Aumentos na intensa atividade de ciclones tropicais	Confiança baixa em alterações a longo prazo (centenárias) *Praticamente certo* Atlântico Norte desde 1970 {2.6} *Confiança baixa* *Provável* em algumas regiões desde 1970	Confiança baixa[i] {10,6} *Confiança baixa* *Mais provável do que improvável*	*Confiança baixa* {11,3}	Mais provável do que improvável Pacífico Norte Ocidental e no Atlântico Norte[j] {14.6} *Mais provável do que improvável* em algumas bacias *Provável*
Aumento da incidência e/ou magnitude do nível extremo do mar	*Provável* (desde 1970) {3,7} *Provável* (final do século XX) *Provável*	Provável[k] {3.7} *Provável*[k] *Mais provável do que improvável*[k]	*Provável*[l] {13,7}	Muito provável[l] {13,7} *Muito provável*[m] *Provável*

* A comparação direta dos resultados da avaliação entre os relatórios é difícil. Para algumas variáveis climáticas, foram avaliados diferentes aspetos e a nota de orientação sobre as incertezas tem diso utilizada para o SREX e o AR5 A disponibilidade de novas informações, uma melhor compreensão científica, análise contínua de dados e modelos e diferenças específicas nas metodologias aplicadas nos estudos avaliados, contribuem todos para as conclusões revistas da avaliação.

Notas:

[a] A atribuição baseia-se em estudos de casos disponíveis. É *provável* que a influência humana tenha mais do que duplicado a probabilidade de ocorrência de ondas de calor observadas em alguns locais.

[b] O modelos preveem aumentos a curto prazo na duração, intensidade e extensão espacial das ondas de calor e períodos quentes.

[c] Na maior parte dos continentes, a *confiança* nas tendências não é maior do que *média*, exceto na América do Norte e na Europa onde existiram aumentos *prováveis* na frequência ou intensidade de precipitação intensa com alguma variação sazonal e/ou regional. É *muito provável* que tenham existido aumentos na América do Norte central.

[d] A frequência e intensidade da seca aumentou *provavelmente* no Mediterrâneo e na África Ocidental e *provavelmente* diminuiu na América do Norte central e no noroeste da Austrália.

[e] O AR4 avaliou a área afetada pela seca.

[f] O SREX avaliou a *confiança média* de que a influência antropogénica contribuiu para algumas alterações nos padrões de seca observados na segunda metade do século XX, com base no seu impacto na temperatura e nas alterações da temperatura. O SREX avaliou a *confiança baixa* na atribuição de alterações nas secas ao nível das regiões individuais.

[g] Há uma *confiança baixa* nas alterações previstas na humidade do solo.

[h] A redução à escala regional e global projetada para a humidade do solo e o aumento na seca agrícola são *prováveis* (*confiança média*)nas regiões atualmente secas no final deste século de acordo com o cenário de RCP8.5. A seca da humidade do solo nas regiões do Mediterrâneo, sudoeste dos EUA e África Austral é consistente com as alterações projetadas na Circulação de Hadley e aumento das temperaturas da superfície, por isso, existe uma *confiança alta* na *provável* desidratação da superfície nestas regiões até ao final deste século de acordo com o cenário de RCP8.5.

[i] Existe uma *confiança média* de que uma redução no forçamento de aerossóis Atlântico Norte contribuiu, pelo menos em parte, para o aumento na atividade dos ciclones tropicais desde 1970 nesta região.

[j] Com base nos pareceres de peritos e avaliação das previsões que utilizam um cenário de SRES A1B (ou semelhante).

[k] A atribuição baseia-se na estreita relação entre as alterações observadas no nível médio e extremo do mar.

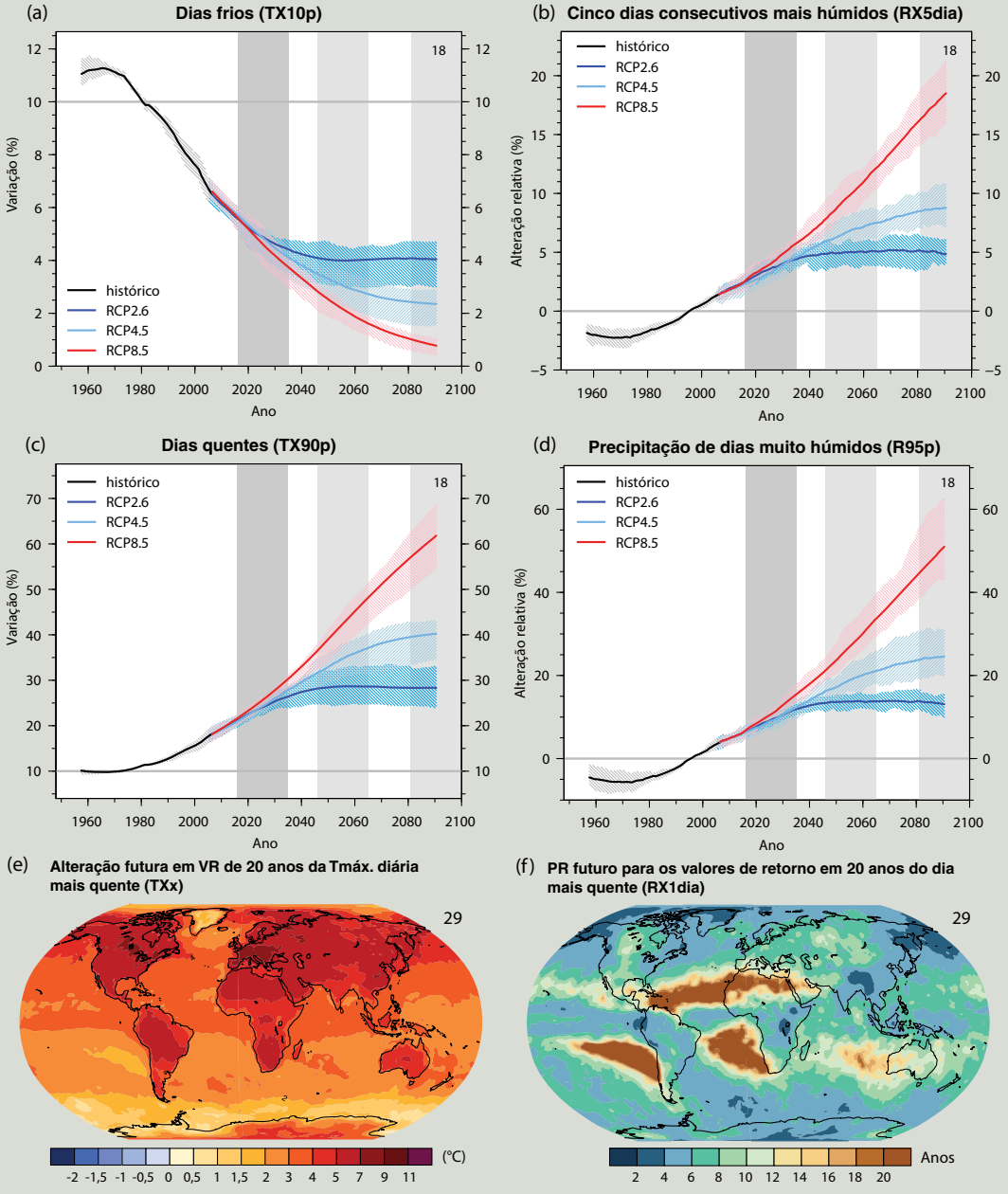
[l] Há uma *confiança média* de que este aumento no nível do mar extremamente elevado será, sobretudo, o resultado de um aumento no nível médio do mar. Há uma *confiança baixa* nas projeções de tempestades e surtos de tempestade em regiões específicas.

[m] O SREX avaliou que seria *muito provável* que a subida média do nível do mar vá contribuir para futuras tendências de subida nos níveis extremamente altos de águas costeiras.

EFT.9 (continuação)

a mostrar que as temperaturas de verão europeias de percentil elevado projetadas irão aquecer mais rapidamente do que as temperaturas médias. As alterações futuras associadas com o aquecimento de extremos de temperatura no longo prazo são *praticamente certas* e estão de acordo com a força do cenário de emissões, ou seja, as maiores emissões antropogénicas correspondem ao maior aquecimento dos extremos (EFT.9, Figura 1). Para os cenários de altas emissões, é *provável* que, na maioria das regiões da terra, um evento atual da temperatura máxima de 1 a 20 anos

(continua na página seguinte)



EFT.9, Figura 1 | Previsões globais da ocorrência de (a) dias frios (TX10p)- percentagem de dias por ano com temperatura máxima diária do ar da superfície (Tmax) abaixo do percentil 10 de Tmax de 1961 a 1990, (b) 5 dias consecutivos mais húmidos (RX5day) —a percentagem mudou relativamente a 1986–2005 nos totais anuais da precipitação máxima durante 5 dias consecutivos, (c) dias quentes (TX90p)—percentagem de dias por ano com temperatura máxima diária do ar da superfície (Tmax) que ultrapassa o percentil 90 da Tmax de 1961 a 1990 e (d) precipitação num dia muito húmido (R95p)—alteração percentual relativa a 1986–2005 da precipitação anual de dias > percentil 95. Os resultados são mostrados na CMIP5 para os cenários de RCP2.6, RCP4.5 e RCP8.5. As linhas contínuas indicam a média do conjunto e o sombreado indica a propagação interquartil entre as projeções individuais (percentis 25 e 75). Os mapas mostram (e) a alteração de 1986–2005 a 2081–2100 em valores de retorno de 20 anos (VR) das temperaturas máximas diárias, TXx, e (f) o período de retorno (PR) de 2081–2100 para valores raros de precipitação diária, RX1dia, que têm um perído de retorno de 20 anos durante 1986-2005. Ambos os mapas baseiam-se no cenário de RCP8.5 da CMIP5. O número de modelos utilizados para calcular a média multimodelo é indicado em cada painel. Ver Caixa 2.4, Tabela 1 para definições de índice. {Figuras 11.17, 12.14, 12.26, 12.27}

EFT.9 (continuação)

duplique em frequência mas em muitas regiões se torne um evento anual ou um evento de 1 em 2 anos no final do século XXI. A magnitude de ambos os extremos de temperaturas baixas e altas deverá aumentar, pelo menos, à mesma velocidade do que a média, mas com valores de retorno de 20 anos para eventos de temperaturas baixas projetados para aumentarem a uma velocidade maior do que as temperaturas médias de inverno na maior parte das regiões. {10.6.1, 11.3.2, 12.4.3}

Precipitação Extrema
É *provável* que o número de eventos de precipitação intensa sobre a terra tenha aumentado em mais regiões do que diminuiu desde meados do século XX, e há uma *confiança média* de que o forçamento antropogénico contribuiu para este aumento. {2.6.2, 10.6.1}

Tem havido progressos significativos entre a CMIP3 e a CMIP5 na capacidade que os modelos têm de simular eventos climáticos extremos de precipitação mais realistas. No entanto, as provas sugerem que a maior parte dos modelos subestima a sensibilidade da precipitação extrema à variabilidade ou tendências da temperatura, especialmente nos trópicos, o que implica que os modelos podem subestimar o aumento previsto da precipitação intensa no futuro. Enquanto têm sido feitos progressos na compreensão dos processos que impulsionam as precipitações extremas, permanecem os desafios sobre a quantificação das nuvens e dos efeitos convectivos nos modelos, por exemplo. A complexidade da superfície terrestre e dos processos atmosféricos limita a confiança em previsões regionais de alteração na precipitação, especialmente sobre a terra, embora exista um componente de uma resposta "húmido fica mais húmido" e "seco fica mais seco" sobre os oceanos em grande escala. Ainda assim, existe uma *confiança alta* de que, à medida que o clima aquece, as taxas de precipitação extrema (por exemplo: em escalas temporais diárias) irão aumentar mais rapidamente do que a média de tempo. Espera-se que as alterações nos eventos climáticos extremos locais em escalas temporais diárias e subdiárias aumentem em cerca de 5 a 10% por °C de aquecimento (*confiança média*). {7.6, 9.5.4}

Para o curto e longo prazo, as previsões da CMIP5 confirmam uma clara tendência para aumentos nos eventos de precipitação intensa na média global vista no AR4, mas existem variações substanciais em todas as regiões (EFT.9, Figura 1). Na maior parte das massas terrestres de latitude média e nas regiões tropicais húmidas, a precipitação extrema irá, *muito provavelmente* ser mais intensa e mais frequente num mundo mais quente. {11.3.2, 12.4.5}

Inundações e Secas
Continua a existir uma lacuna de provas e, por isso, *confiança baixa* em relação ao sinal de tendência na magnitude e/ou frequência das inundações numa escala global durante o registo instrumental. Há *confiança alta* de que ocorreram inundações antigas maiores do que as registadas desde 1990, durante os últimos cinco anos no norte e centro da Europa, região mediterrânica ocidental e Ásia Oriental. Há uma *confiança média* de que as atuais grandes inundações são comparáveis a ou ultrapassam inundações anteriores em magnitude e/ou frequência no Médio Oriente, Índia e América do Norte central. {2.6.2, 5.5.5}

Os argumentos convincentes, tanto a favor como contra os aumentos significativos na área de terra afetada pela seca e/ou aridez desde meados do século XX resultaram numa avaliação de *confiança baixa* de tendências em grande escala observadas e atribuíveis. Isto deve-se, principalmente, à falta de qualidade das observações diretas, dependências de tendências inferidas na escolha do índice, inconsistências geográficas nas tendências e dificuldades em distinguir a variabilidade à escala decadal das tendências a longo prazo. Em escalas de tempo milenar, existe uma *confiança alta* de que as informações alternativas oferecem provas de secas de maior magnitude e duração do que as observadas durante o século XX em muitas regiões. Há uma *confiança média* de que ocorrem mais mega secas na Ásia das monções e que prevaleceram condições mais húmidas nas zonas áridas da Ásia Central e na região sul americana das monções durante a Pequena Idade do Gelo (1450 a 1850) em comparação com a Anomalia Climática Medieval (950 a 1250). {2.6.2, 5.5.4, 5.5.5, 10.6.1}

No âmbito do Patamar de Concentração Representativo RCP8.5, as projeções até ao final do século indicam que é *provável* um aumento do risco de seca (*confiança média*) em regiões atualmente secas relacionadas com a diminuição à escala regional e global projetada para a humidade do solo. A redução da humidade do solo é mais proeminente no Mediterrâneo, sudoeste dos EUA e África Austral, consistente com as alterações previstas na Circulação de Hadley e aumento das temperaturas da superfície e a desidratação da superfície nestas regiões é *provável* (*confiança alta*) no final do século de acordo com o RCP8.5. {12.4.5}

Nível Extremo do Mar
É *provável* que a magnitude de eventos extremos do nível elevado do mar tenha aumentado desde 1970 e que maior parte desta subida possa ser explicada por aumentos no nível médio do mar. Quando as alterações no nível médio do mar são tidas em consideração, as alterações nos níveis extremos elevados do mar são reduzidos a menos de 5 mm ano^{-1} em 94% dos marégrafos. No futuro, é *muito provável* que venha a haver um aumento significativo na ocorrência de eventos extremos no nível do mar e, à semelhança das observações passadas, esse aumento será principalmente o resultado de um aumento no nível médio do mar. {3.7.5, 13.7.2}

(continua na página seguinte)

EFT.9 (continuação)

Ciclones Tropicais e Extratropicais

Há uma *confiança baixa* nas alterações a longo prazo (centenárias) na atividade do ciclone tropical, após a contabilização de alterações passadas nas capacidades observadas. Contudo, durante a era do satélite, os aumentos na frequência e intensidade das tempestades mais fortes no Atlântico Norte são sólidas (*confiança muito alta*). No entanto, a causa deste aumento é debatida e há *confiança baixa* na atribuição das alterações na atividade do ciclone tropical à influência humana devido a provas observacionais insuficientes, falta de compreensão física das ligações entre impulsionadores antropogénicos do clima e da atividade de ciclones tropicais e o baixo nível de concordância entre os estudos quanto à importância relativa da variabilidade interna e forçamentos antropogénicos e naturais. {2.6.3, 10.6.1, 14.6.1}

Alguns modelos atmosféricos de alta resolução simularam, realisticamente, faixas e contagens de ciclones tropicais e os modelos geralmente são capazes de capturar as caraterísticas gerais do trajeto das tempestades e ciclones extratropicais com indícios de melhoria desde o AR4. Os desvios dos trajetos das tempestades no Atlântico Norte melhoraram ligeiramente, mas os modelos continuam a produzir um trajeto que é demasiado zonal e que subestima a intensidade dos ciclones. {9.4.1, 9.5.4}

Enquanto as projeções indicam que é *provável* que a frequência global de ciclones tropicais venha a diminuir ou permanecer essencialmente inalterada, ao mesmo tempo que um aumento *provável* nas taxas da velocidade máxima do vento e da chuva na média global de ciclones tropicais, há uma confiança baixa nas previsões da frequência e intensidade específicas por região. Contudo, devido a melhorias na resolução do modelo e técnicas de redução, é *mais provável do que improvável* que a frequência das tempestades mais intensas irá aumentar substancialmente em algumas bacias de acordo com o aquecimento previsto para o século XXI (ver Figura RT.26). {11.3.2, 14.6.1}

A investigação posterior ao AR4 e ao SREX continua a apoiar uma *provável* mudança em direção aos polos da trajetória das tempestades desde os anos 1950. Contudo, ao longo do último século há uma *confiança baixa* de uma clara tendência de tempestades devido a inconsistências entre estudos ou falta de dados a longo prazo em algumas partes do mundo (especialmente no Hemisfério do Sul (HS)). {2.6.4, 2.7.6}

Apesar das distorções sistemáticas na simulação da trajetória das tempestades, a maior parte dos modelos e estudos concorda que é *improvável* que o número global de ciclones extratropicais diminua mais do que uma pequena percentagem. É *provável* uma pequena alteração em direção ao polo na trajetória das tempestades no HS. É *mais provável do que improvável* (*confiança média*) para um desvio projetado em direção ao polo na trajetória das tempestades do Pacífico norte, mas é *improvável* que a resposta da trajetória das tempestades do Atlântico norte sejam um simples desvio em direção ao polo. Há *confiança baixa* na magnitude das alterações regionais da trajetória da tempestade e o impacto de tais alterações no clima regional da superfície. {14.6.2}

RT.6 Principais Incertezas

Esta secção final do Resumo Técnico oferece aos leitores uma breve visão geral das principais incertezas na compreensão do sistema climático e na capacidade de projetar alterações em resposta às influencias antropogénicas. O panorama não é abrangente e não descreve em pormenor a base para estes resultados. Estes podem encontrar-se no texto principal deste Resumo Técnico e nos capítulos subjacentes em que cada ponto é apresentado entre parênteses curvos.

RT.6.1 Principais Incertezas na Observação de Alterações no Sistema Climático

- Existe apenas uma *confiança média* a *baixa* sobre a taxa de variação do aquecimento da troposfera e da sua estrutura vertical. As estimativas das taxas de aquecimento da troposfera abrangem as estimativas das taxas de aquecimento da temperatura da superfície. Há uma *confiança baixa* na taxa e na estrutura vertical do arrefecimento estratosférico. {2.4.4}

- *A confiança* na alteração da precipitação global sobre a terra é *baixa* antes de 1951 e *média* depois disso devido aos dados insuficientes. {2.5.1}

- A ambiguidade substancial e, por isso, a *confiança baixa* permanecem nas observações da variabilidade das nuvens e das tendências à escala global {2.5.6}

- Há uma *confiança baixa* numa tendência de escala global observada na seca ou na desidratação (falta de chuva), devido a uma lacuna de observações diretas, incertezas e escolhas metodológicas e inconsistências geográficas nas tendências. {2.6.2}

- Há uma *confiança baixa* de que quaisquer alterações reportadas a longo prazo (numa escala centenária) nas caraterísticas dos ciclones tropicais são sólidas, após contabilizar as alterações anteriores nas competências observacionais. {2.6.3}

- Atualmente não é possível tirar conclusões sólidas sobre alterações a longo prazo na circulação atmosférica em grande escala devido a uma grande variabilidade nas escalas temporais interanuais a decenais e restantes diferenças entre conjuntos de dados. {2.7}

- As diferentes estimativas globais das temperaturas da subsuperfície do oceano têm variações em diferentes alturas e em diferentes períodos, sugerindo que a variabilidade subdecenal da temperatura e do conteúdo térmico superior (0 a 700 m) é ainda mal caraterizada dentro do registo histórico. {3.2}

- A amostragem no espaço e no tempo abaixo dos 700 m de profundidade no oceano é muito reduzida para produzir estimativas da temperatura global anual e do conteúdo térmico do oceano antes de 2005. {3.2.4}

- A cobertura observacional do oceano mais profundo do que 2000 m ainda é limitada e dificulta as estimativas mais sólidas das alterações nos conteúdos térmico e de carbono do oceano. Isto também limita a quantificação da contribuição do aquecimento do oceano profundo para a subida do nível do mar. {3.2, 3.7, 3.8; Caixa 3.1}

- O número de séries temporais observacionais contínuas que mede a força das caraterísticas da circulação do oceano relevantes para o clima (por exemplo, a circulação termohalina meridional) é limitado e as séries temporais existentes ainda são demasiado curtas para avaliar as tendências decenais e mais longas. {3.6}.

- Na Antártida, os dados disponíveis são insuficientes para avaliar o estado de alteração de muitas características do gelo marinho (por exemplo, espessura e volume). {4.2.3}

- Numa escala global, a perda de massa por derretimento na separação das frentes e dos icebergues ainda não está exaustivamente avaliada. A maior incerteza na perda de massa estimada dos glaciares vem da Antártida e o registo de observação de interações oceano-gelo ao redor de ambos os mantos de gelo permanece pobre. {4.3.3, 4.4}

RT.6.2 Principais Incertezas nos Impulsionadores de Alterações Climáticas

- As incertezas em relação às interações aerossol–nuvem e ao forçamento radiativo associado ainda são grandes. Como resultado, as incertezas sobre o forçamento dos aerossóis permanecem como principal contribuidor para a incerteza total sobre o forçamento antropogénico efetivo, apesar de uma melhor compreensão de alguns dos processos atmosféricos relevantes e da disponibilidade da monitorização global de satélite. {2.2, 7.3-7.5, 8.5}

- É *provável* que a resposta das nuvens seja positiva mas a sua quantificação continua a ser difícil. {7.2}

- As reconstruções paleoclimáticas e os Modelos do Sistema Terrestre indicam que existe um *feedback* positivo entre o clima e o ciclo do carbono, mas a *confiança* permanece *baixa* relativamente a este *feedback*, especialmente para a terra. {6.4}

RT.6.3 Principais Incertezas na Compreensão do Sistema Climático e nas suas Recentes Alterações

- A simulação de nuvens nos MCGAO mostrou uma melhoria considerável desde o AR4; no entanto, continua a ser um desafio. {7.2 9.2.1, 9.4.1, 9.7.2}

- As incertezas observacionais para as variáveis climáticas para além da temperatura, incertezas nos forçamentos, como os aerossóis e limites na compreensão do processo continuam a dificultar a atribuição das alterações em muitos aspetos do sistema climático. {10.1, 10.3, 10.7}

- As alterações no ciclo da água permanecem modeladas de forma menos confiável nas suas alterações e na sua variabilidade interna, limitando a confiança nas avaliações de atribuição. As incertezas observacionais e o grande efeito da variabilidade interna sobre a precipitação observada também impedem uma avaliação mais confiante das causas das alterações da precipitação. {2.5.1, 2.5.4, 10.3.2}

- As incertezas na modulação relacionadas com a resolução e a incorporação do modelo de processos relevantes tornaram-se mais importantes em escalas regionais e os efeitos da variabilidade interna tornaram-se mais significativos. Portanto, persistem os desafios em atribuir a alteração observada a um forçamento

externo à escala regional. {2.4.1, 10.3.1}

- A capacidade de estimular alterações na frequência e intensidade dos eventos extremos é limitada pela capacidade que os modelos têm de simular, de forma confiável, alterações médias nas características principais. {10.6.1}

- Em alguns aspetos do sistema climático, incluindo alterações nas secas, alterações na atividade dos ciclones tropicais, aquecimento da Antártida, extensão do gelo do mar da Antártida e o equilíbrio da massa da Antártida, a *confiança* na atribuição à influencia humana permanece *baixa* devido às incertezas de modelação e a pouca concordância entre estudos científicos. {10.3.1, 10.5.2, 10.6.1}

RT.6.4 Principais Incertezas sobre as Projeções das Alterações Climáticas Globais e Regionais

- Com base nos resultados dos modelos, há uma confiança limitada na previsibilidade de médias anuais a centenárias da temperatura para a média global e para algumas regiões geográficas. Os resultados multimodelo para a precipitação indicam uma previsibilidade geralmente baixa. A previsão climática também é limitada pela incerteza nas previsões de forçamento natural. {11.1, 11.2, 11.3.1, 11.3.6; Caixa 11.1}

- Existe uma *confiança média* nas projeções a curto prazo de uma deslocação para norte da trajetória das tempestades e dos ventos do oeste no HN. {11.3.2}

- Normalmente, há uma *confiança baixa* nas projeções à escala da bacia oceânica sobre as tendências significativas na frequência e intensidade dos ciclones tropicais no século XXI. {11.3.2, 14.6.1}

- As alterações previstas na humidade do solo e no escoamento da superfície não são sólidas em muitas regiões. {11.3.2, 12.4.5}

- Vários componentes ou fenómenos no sistema climático podem potencialmente exibir alterações abruptas ou não-lineares, mas para muitos fenómenos há uma *confiança baixa* e pouco consenso sobre a probabilidade de tais eventos ao longo do século XXI. {12.5.5}

- Há uma *confiança baixa* na magnitude da perda de carbono através das emissões de CO_2 ou de CH_4 para a atmosfera devido ao degelo do *permafrost*. Há uma *confiança baixa* nas projeções de futuras emissões de CH_4 de fontes naturais devido a alterações nas zonas húmidas e à libertação de hidratos de metano do fundo do mar. {6.4.3, 6.4.7}

- Há uma *confiança média* nas contribuições projetadas para a subida do nível do mar por modelos de dinâmica dos mantos de gelo para o século XXI, e uma *confiança baixa* nas suas projeções para além de 2100. {13.3.3}

- Há uma *confiança baixa* nas projeções de modelos semi empíricos sobre a subida do nível médio global do mar e não há consenso entre a comunidade científica sobre a sua fiabilidade. {13.5.2, 13.5.3}

- Há uma *confiança baixa* nas projeções de muitos aspetos dos fenómenos climáticos que influenciam a alteração climática regional, incluindo alterações na amplitude e no padrão espacial dos modos de variabilidade climática. {9.5.3, 14.2–14.7}

Perguntas Frequentes

FAQ

Perguntas Frequentes

Estas Perguntas Frequentes (FAQ) foram extraídas dos capítulos do relatório subjacente e são compiladas aqui. Ao fazer referência a FAQ específicas, refira o capítulo correspondente no relatório de onde é original a FAQ (ex.: a FAQ 3.1 é parte do Capítulo 3).

Índice

Perguntas Frequentes

FAQ 1.1 Se o Entendimento do Sistema Climático Melhorou, Porque é que a Variedade de Previsões da Temperatura não Diminuiu? 121

FAQ 2.1 Como Sabemos que o Mundo Aqueceu? 123

FAQ 2.2 Houve Alterações nos Eventos Climáticos Extremos? 125

FAQ 3.1 O Oceano Está a Aquecer? 127

FAQ 3.2 Há Indícios de Alterações no Ciclo da Água no Planeta? 129

FAQ 3.3 Como é que a Acidificação Antropogénica do Oeano está Relacionada com as Alterações Climáticas? 131

FAQ 4.1 Como é que o Gelo Marinho está a Mudar no Ártico e no Antártico? 133

FAQ 4.2 Os Glaciares nas Regiões Montanhosas estão a Desaparecer? 135

FAQ 5.1 O Sol é um dos Principais Responsáveis pelas Recentes Alterações no Clima? 137

FAQ 5.2 Quão Incomum é a Atual Taxa de Variação do Nível do Mar? 139

FAQ 6.1 A Libertação Rápida de Metano e de Dióxido de Carbono resultantes do Degelo do Permafrost ou do Aquecimento do Oceano podem Aumentar Substancialmente o Aquecimento? 141

FAQ 6.2 O que Acontece ao Dióxido de Carbono depois de ser Emitido para a Atmosfera? 143

FAQ 7.1 Como é que as Nuvens Afetam o Clima e as Alterações Climáticas? 145

FAQ 7.2 Como é que os Aerossóis Afetam o Clima e as Alterações Climáticas? 147

FAQ 7.3 A Geoengenharia Poderá Contrariar as Alterações Climáticas e que Efeitos Secundários podem Ocorrer? 149

FAQ 8.1 Quão Importante é o Vapor de Água para as Alterações Climáticas? 153

FAQ 8.2 As Melhorias na Qualidade do Ar têm Impacto sobre as Alterações Climáticas? 155

FAQ 9.1 Os Modelos Climáticos estão a Melhorar e como Podemos Saber? 157

FAQ 10.1 O Clima está Sempre a Mudar. Como Podemos Determinar as Causas das Alterações Observadas? 159

FAQ 10.2 Quando é que as Influências Humanas no Clima se Irão Tornar Óbvias em Escalas Locais? 161

FAQ 11.1 Se não Conseguem Prever o Tempo para o Próximo Mês, Como Podem Prever o Tempo para a Próxima Década? 163

FAQ 11.2 Como é que as Erupções Vulcânicas Afetam o Clima e a nossa Capacidade de Prever o Clima? 165

FAQ 12.1 Porque são Utilizados tantos Modelos e Cenários para Projetar as Alterações Climáticas? 167

FAQ 12.2 Como é que o Ciclo da Água do Planeta irá Mudar? 169

FAQ 12.3 O que Aconteceria com o Clima Futuro se Parássemos as Emissões Agora? 171

FAQ 13.1 Porque é que a Alteração do Nível do Mar Difere da Média Global? 173

FAQ 13.2 Os Mantos de Gelo da Gronelândia e da Antártida vão Contribuir para a Alteração do Nível do Mar ao longo do Século? 175

FAQ 14.1 Como é que as Alterações Climáticas estão a Afetar as Monções? 179

FAQ 14.2 Como é que as Futuras Previsões no Clima Regional se Relacionam com as Previsões das Médias Globais? 181

Perguntas Frequentes

FAQ 1.1 | Se o Entendimento do Sistema Climático Melhorou, Porque é que a Variedade de Previsões da Temperatura não Diminuiu?

Os modelos utilizados para calcular as previsões de temperatura do IPCC concordam com a direção da futura alteração global, mas a dimensão prevista dessas alterações não pode ser prevista de forma precisa. As futuras taxas de emissões de gases de efeito de estufa (GEE) podem levar uma de muitas possíveis trajetórias e alguns processos físicos subjacentes ainda não são completamente compreendidos, tornando-os difíceis de modelar. Essas incertezas, combinadas com a variabilidade natural do clima de ano para ano, produzem um "intervalo de incerteza" das previsões da temperatura.

O intervalo de incerteza em torno das emissões precursoras de GEE e de aerossóis previstas (que dependem das projeções das futuras condições sociais e económicas) não pode ser materialmente reduzido. Não obstante, o melhor entendimento e modelos climáticos - juntamente com condicionalismos observacionais - podem reduzir o intervalo de incerteza em torno de alguns fatores que influenciam a resposta do clima a essas alterações nas emissões. A complexidade do sistema climático, no entanto, torna-o num processo lento. (FAQ1.1, Figura 1)

A climatologia tem feito muitos avanços importantes desde o último relatório de avaliação do IPCC, graças às melhorias nas medições e análise de dados nos sistemas da criosfera, atmosfera, terra, biosfera e oceano. Os cientistas também têm uma melhor compreensão e ferramentas para modelar a função das nuvens, do gelo marinho, dos aerossóis, da mistura do oceano de pequena escala, do ciclo do carbono e de outros processos. Mais observações significam que os modelos podem agora ser avaliados mais a fundo, e as previsões podem ser mais limitadas. Por exemplo, como os modelos e as análises observacionais melhoraram, as previsões do aumento do nível do mar tornaram-se mais precisas, equilibrando o balanço do atual aumento do nível do mar.

Apesar destes avanços, ainda há uma variedade nas projeções plausíveis para futuras alterações climáticas globais e regionais - aquilo a que os cientistas chamam "intervalo de incerteza". Estes intervalos de incerteza são específicos para a variável a ser considerada (precipitação vs. temperatura, por exemplo) e a extensão espacial e temporal (como médias regionais vs. médias globais). As incertezas nas previsões climáticas surgem da variabilidade natural e incerteza em torno da taxa de emissões futuras e da resposta do clima às mesmas. Também podem ocorrer porque as representações de alguns processos conhecidos estão ainda em bruto, e porque alguns processos não estão incluídos nos modelos.

Há limites fundamentais para quão precisas podem ser as previsões das temperaturas anuais, devido à natureza caótica do sistema climático. Além disso, as previsões decadais são sensíveis às condições prevalecentes - tal como a temperatura do oceano profundo - que são menos conhecidas. Alguma variabilidade natural ao longo das décadas surge a partir de interações entre o oceano, a atmosfera, a terra, a biosfera e a criosfera, e também está relacionada com fenómenos como o El Niño - Oscilação Austral (ENOA) e com a Oscilação do Atlântico Norte (ver Caixa 2.5 para obter detalhes sobre os padrões e índices da variabilidade climática).

As erupções vulcânicas e as variações na radiação solar também contribuem para a variabilidade natural, apesar de serem externamente forçadas e explicáveis. Esta variabilidade natural pode ser vista como parte do "ruído" no registo do clima, o que fornece o cenário contra o qual o "sinal" da alteração climática antropogénica é detetado.

A variabilidade natural tem uma maior influência na incerteza em escalas regionais e locais do que em escalas continentais ou globais. É inerente ao sistema terrestre, e mais conhecimento não irá eliminar as incertezas que ela traz. No entanto, é possível algum progresso - especialmente para previsões até alguns anos vindouros - o que explora os avanços no conhecimento de, por exemplo, o estado da criosfera ou do oceano e processos. Esta é uma área de investigação ativa. Quando as variáveis climáticas são calculadas em escalas temporais decadais ou mais, a importância relativa da variabilidade interna diminui, tornando os sinais de longo prazo mais evidentes (FAQ1.1, Figura 1). Esta perspetiva a longo prazo é consistente com uma definição comum do clima como uma média de mais de 30 anos.

Uma segunda fonte de incerteza decorre das muitas trajetórias possíveis que as futuras taxas de emissão de GEE e de precursores de aerossóis podem tomar e, também, das tendências futuras na utilização dos solos. Todavia, as projeções climáticas dependem das contribuições destas variáveis. Assim, para obter essas estimativas, os cientistas consideram um número de cenários alternativos para o futuro da sociedade humana, em termos de alterações populacionais, económicas e tecnológicas e escolhas políticas. Eles estimam, então, as emissões prováveis em cada cenário. O IPCC informa os decisores de políticas, por isso, as projeções climáticas para diferentes cenários de emissões podem ser úteis, uma vez que mostram as possíveis consequências climáticas das diferentes escolhas políticas. Estes cenários destinam-se a ser compatíveis com a variedade total de cenários de emissões descritos na atual bibliografia científica, com ou sem a política do clima. Como tal, são concebidos para provar a incerteza em cenários futuros. *(continua na página seguinte)*

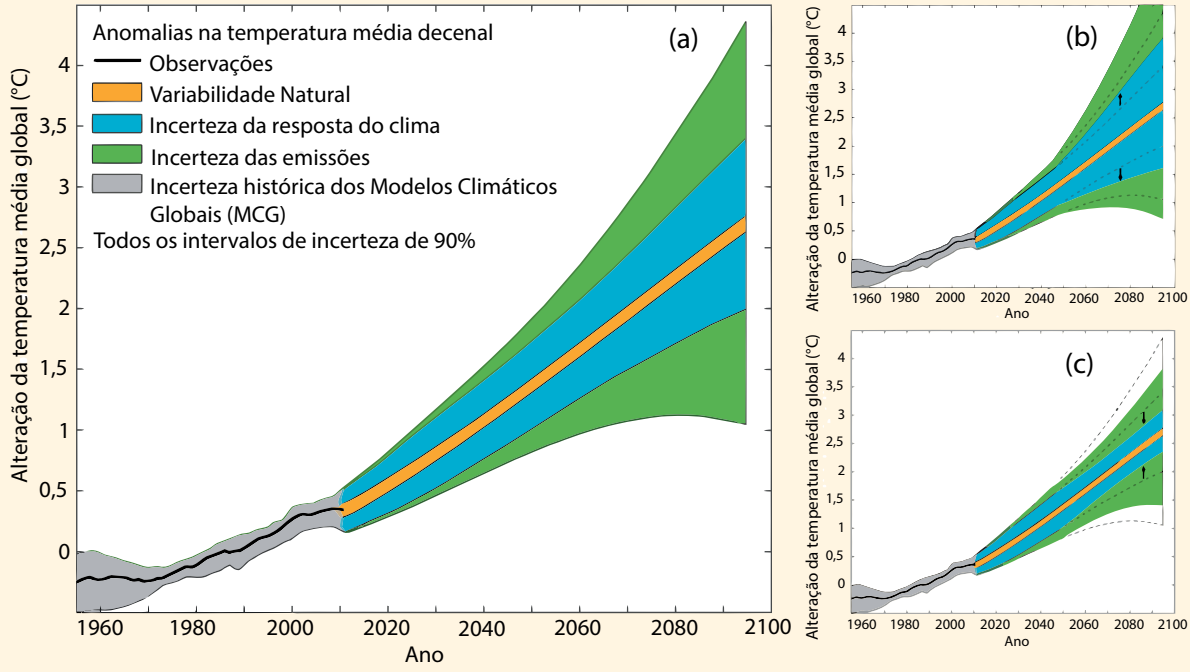
FAQ 1.1 (continuação)

As projeções para os próximos anos e décadas são sensíveis às emissões de compostos de curta duração, como os aerossóis e o metano. No entanto, as previsões mais distantes são mais sensíveis a cenários alternativos em torno das emissões de GEE de longa duração. Estas incertezas dependentes dos cenários não serão reduzidas por melhorias na climatologia e tornar-se-ão a incerteza dominante nas previsões em escalas temporais mais longas (por exemplo: 2100) (FAQ 1.1, Figura 1).

A contribuição final para o intervalo de incerteza vem do nosso conhecimento imperfeito de como o clima irá responder a futuras emissões antropogénicas e às alterações na utilização dos solos. Os cientistas usam, principalmente, modelos climáticos globais baseados em computadores para estimar esta resposta. Foram desenvolvidas algumas dezenas de modelos climáticos globais por diferentes grupos de cientistas de todo o mundo. Todos os modelos são construídos sobre os mesmos princípios físicos, mas algumas aproximações são necessárias porque o sistema climático é muito complexo. Diferentes grupos escolhem aproximações ligeiramente diferentes para representar processos específicos na atmosfera, tal como as nuvens. Estas escolhas produzem diferenças nas previsões climáticas de modelos diferentes. Esta contribuição para o intervalo de incerteza é descrita como "incerteza da resposta" ou "incerteza do modelo".

A complexidade do sistema terrestre significa que o clima futuro pode seguir vários cenários diferentes e, ainda assim, ser consistente com a compreensão e modelos atuais. À medida que os registos observacionais aumentam e os modelos melhoram, os investigadores devem poder, dentro das limitações da faixa da variabilidade natural, reduzir a variedade das temperaturas prováveis nas próximas décadas (FAQ 1.1, Figura 1). Também é possível utilizar as informações sobre o estado atual dos oceanos e da criosfera para produzir melhores previsões até alguns anos vindouros.

À medida que a ciência melhora, podem ser adicionados novos processos geofísicos aos modelos climáticos e as representações que já tinham sido incluídas podem ser melhoradas. Pode parecer que estes desenvolvimentos aumentam as estimativas derivadas de modelos da incerteza da resposta climática, mas tais aumentos refletem meramente a quantificação de fontes de incerteza previamente imensuráveis (FAQ1.1, Figura 1). À medida que são adicionados processos cada vez mais importantes, a influência dos processos não quantificados diminui e pode haver mais confiança nas projeções.



FAQ 1.1, Figura 1 | Diagrama esquemático que mostra a importância relativa de diferentes incertezas e a sua evolução no tempo. (a) Alteração da temperatura média da superfície decadal (°C) a partir do registo anterior (linha preta), com estimativas dos modelos climáticos de incerteza para um período anterior (cinzento), juntamente com futuras previsões climáticas e incerteza. Os valores são normalizados por médias de 1961 a 1980. A variabilidade natural (laranja) deriva da variabilidade interanual do modelo e presume-se constante com o tempo. A incerteza da emissão (verde) é estimada como a diferença média de modelos nas previsões de diferentes cenários. A incerteza da resposta climática (azul sólido) baseia-se na dispersão do modelo climático, juntamente com as incertezas adicionadas do ciclo do carbono, bem com estimativas aproximadas de incerteza adicional de processos mal modelados. Baseado em Hawkins e Sutton (2011) e Huntingford et al. (2009). (b) Pode parecer que a incerteza da resposta climática aumenta quando se descobre que um novo processo é relevante, mas tais aumentos refletem uma quantificação da incerteza previamente imensurável ou (c) pode diminuir com melhorias adicionais aos modelos e limites observacionais. O intervalo de incerteza determinado de 90% significa que a temperatura está estimada para estar nesse intervalo, com uma probabilidade de 90%.

Perguntas Frequentes

FAQ 2.1 | Como Sabemos que o Mundo Aqueceu?

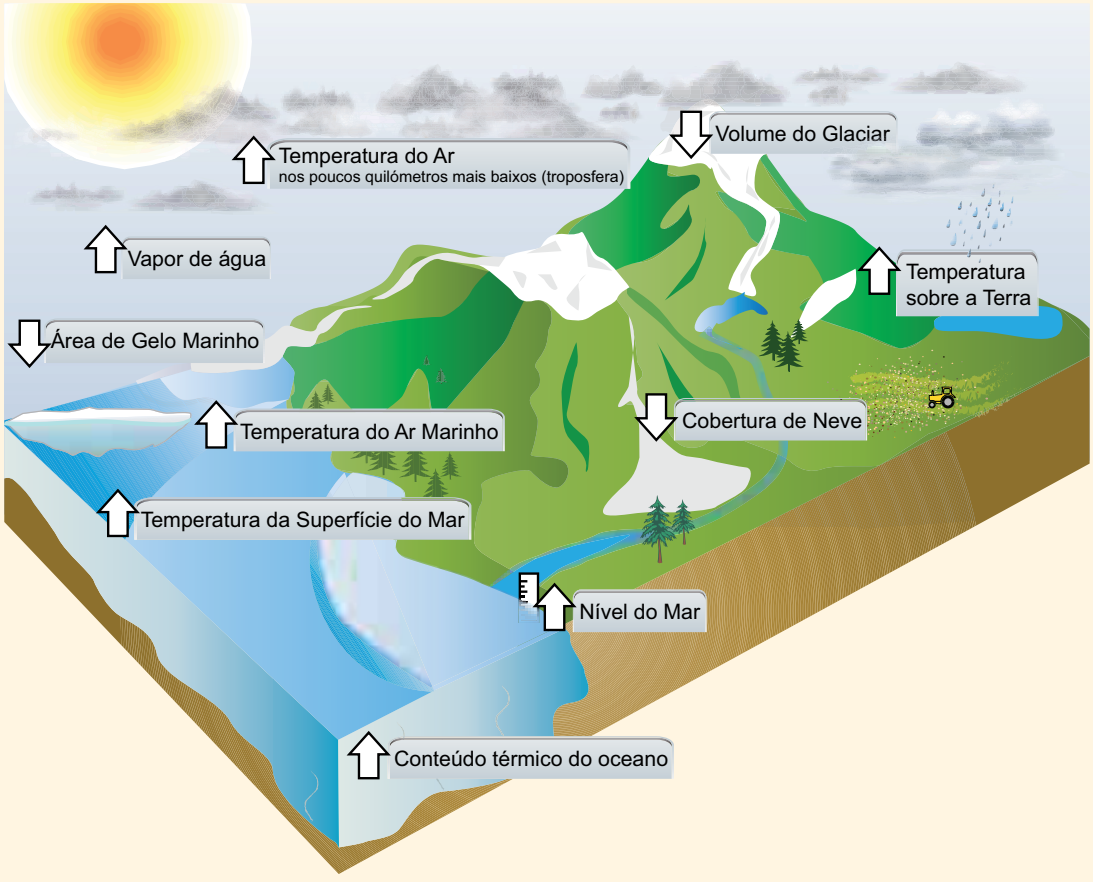
As provas de um mundo a aquecer advêm de múltiplos indicadores climáticos independentes, do alto da atmosfera às profundezas dos oceanos. Incluem alterações nas temperaturas da superfície, atmosféricas e oceânicas; glaciares; cobertura de neve; gelo marinho; nível do mar e vapor de água atmosférico. Os cientistas de todo o mundo verificaram, de forma independente, estes indícios muitas vezes. Que o mundo aqueceu desde o século XIX é categórico.

O debate sobre o aquecimento do clima centra-se, muitas vezes, em potenciais erros sistemáticos residuais nos registos da temperatura de estações meteorológicas terrestres. Esses registos são muito importantes, mas representam apenas um indicador de alterações no sistema climático. Os indícios mais alargados de um mundo que está a aquecer vêm de uma grande variedade de medições independentes e fisicamente consistentes de muitos outros elementos do sistema climático fortemente interligados (FAQ 2.1, Figura 1).

Um aumento nas temperaturas médias globais da superfície é o indicador mais conhecido da alteração climática. Embora cada ano, e até cada década, nem sempre seja mais quente do que o anterior, as temperaturas globais da superfície subiram substancialmente desde 1990.

As temperaturas de aquecimento da terra correspondem estritamente à tendência de aquecimento observada sobre os oceanos. A subida das temperaturas oceânicas do ar, medidas a bordo de navios, e as temperaturas da própria superfície do mar também coincidem, tal como suportado por muitas análises independentes.

A atmosfera e o oceano são dois corpos fluidos, por isso, o aquecimento na superfície também deve ser visto na baixa atmosfera e na coluna de água tipicamente da ordem dos 3000 m e as observações confirmam que este é realmente o caso. As análises das medições efetuadas por radiossondas e satélites com balão meteorológico mostram, consistentemente, o aquecimento da troposfera, a camada climatologicamente ativa da atmosfera. Mais de 90% do excesso de energia absorvido pelo sistema climático desde, pelo menos, a década de 1970, foi armazenado nos oceanos como pode ser visto a partir dos registos globais do conteúdo térmico do oceano desde a década de 1950.
(continua na página seguinte)



FAQ 2.1, Figura 1 | Análises independentes de muitos componentes do sistema climático que se esperaria que mudassem num mundo que está a aquecer exibem tendências consistentes com o aquecimento (a direção da seta denota o sinal de alteração), como mostrado na FAQ 2.1, Figura 2.

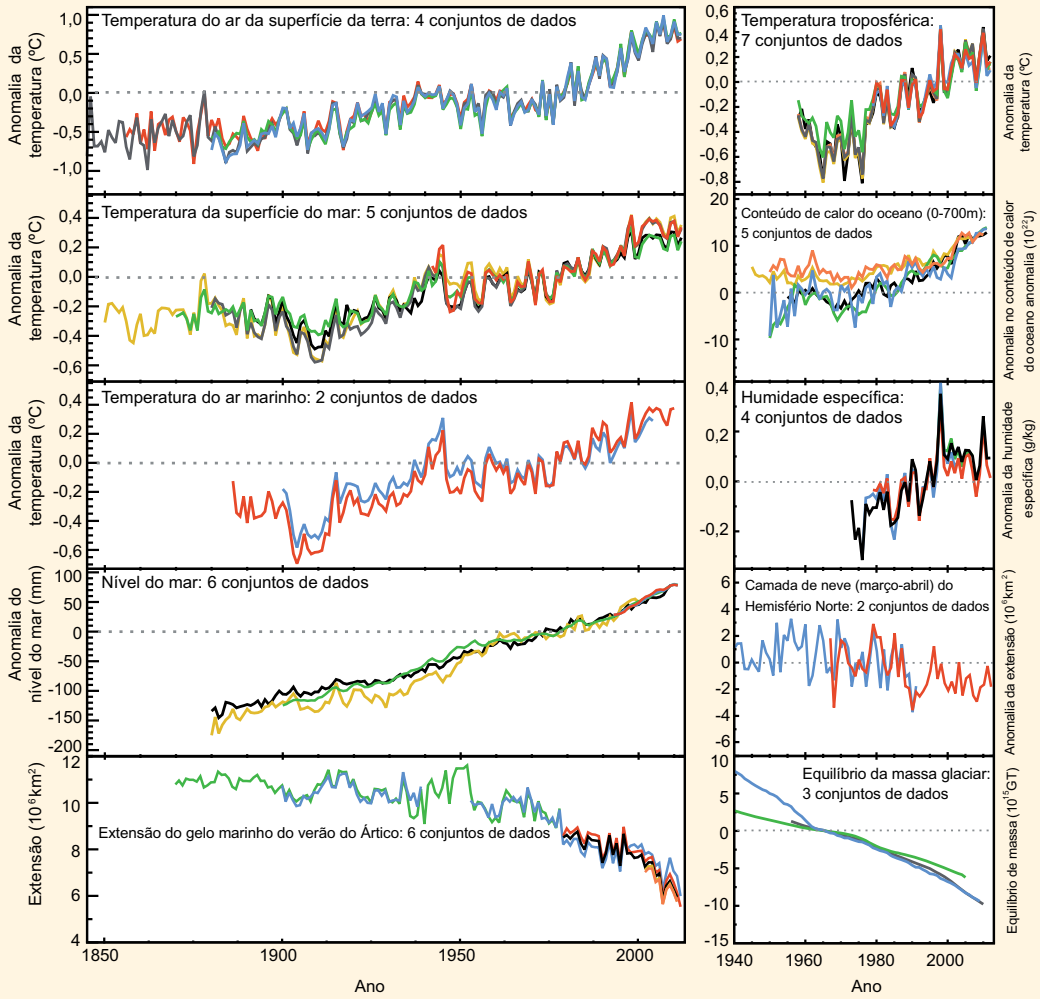
FAQ 2.1 (continuação)

À medida que os oceanos aquecem, a própria água expande-se. Esta expansão é um dos principais impulsionadores do aumento dos níveis do mar independentemente observado ao longo do século passado. O derretimento dos glaciares e dos mantos de gelo também contribui, assim como as alterações no armazenamento e utilização da água na terra.

Um mundo mais quente também é um mundo mais húmido, uma vez que o ar mais quente pode conter mais vapor de água. As análises globais mostram que a humidade específica, que mede a quantidade de vapor de água na atmosfera, tem aumentado sobre a terra e sobre os oceanos.

As partes congeladas do planeta - conhecidas, coletivamente, como a criosfera - afetam, e são afetadas por, alterações locais na temperatura. A quantidade de gelo contida, globalmente, nos glaciares tem vindo a diminuir todos os anos há mais de 20 anos e a massa perdida contribui, em parte, para o aumento observado do nível do mar. A cobertura de neve é sensível às alterações na temperatura, especialmente durante a primavera, quando a neve começa a derreter. A cobertura de neve da primavera diminui em todo o HN desde a década de 1950. As perdas substanciais no gelo do mar Ártico têm sido observadas desde o início dos registos por satélite, especialmente na altura da extensão mínima, que ocorre em setembro no final da temporada de derretimento anual. Por outro lado, o aumento do gelo marinho no Antártico tem sido menor.

Individualmente, qualquer análise única poderá ser pouco convincente, mas a análise destes diferentes indicadores e conjuntos de dados independentes ajudou muitos grupos de investigação independentes a chegarem *todos* à mesma conclusão. Das profundezas do oceano ao topo da troposfera, os indícios de ar e oceanos mais quentes, de gelo derretido e subida dos mares apontam, todos, para uma coisa: o mundo aqueceu desde finais do século XIX (FAQ 2.1, Figura 2).



FAQ 2.1, Figura 2 | Múltiplos indicadores independentes de um clima global em mudança. Cada linha representa uma estimativa derivada independentemente da alteração no elemento do clima. Em cada painel, todos os conjuntos de dados foram normalizados para um período comum de registo. No Material Suplementar 2.SM.5 são dadas informações completas sobre quais os conjuntos de dados que são abordados em cada painel.

Perguntas Frequentes

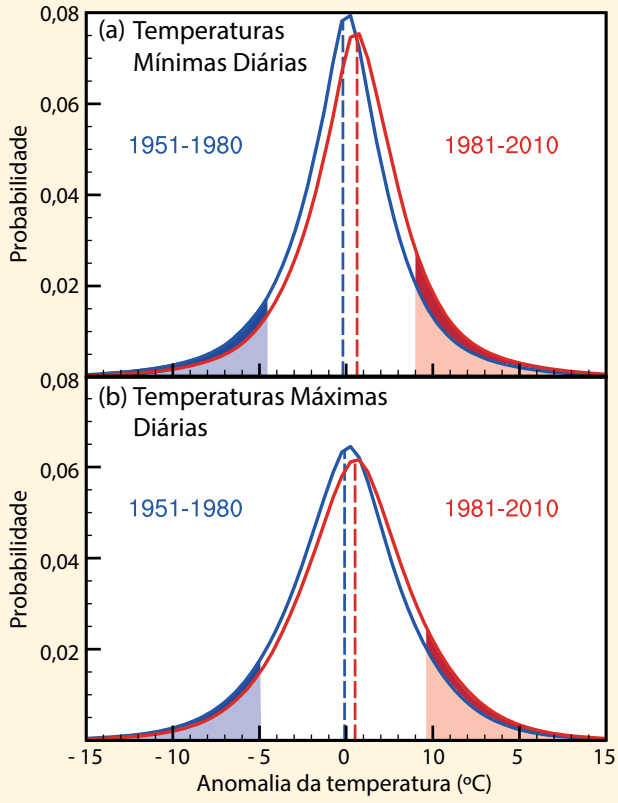
FAQ 2.2 | Houve Algumas Alterações nos Eventos Meteorológicos Extremos?

Há fortes indícios de que o aquecimento conduziu a alterações nos extremos climáticos da temperatura - incluindo ondas de calor - desde meados do século XX. É provável que os aumentos na precipitação forte também tenham ocorrido ao longo deste período, mas variam por região. No entanto, em relação a outros eventos meteorológicos extremos, tais como a frequência dos ciclones tropicais, temos menos certezas, exceto em algumas regiões limitadas, de que existiram alterações percetíveis durante o registo observado.

Das ondas de calor às ondas de frio ou das secas às chuvas torrenciais, registar e analisar eventos meteorológicos extremos coloca desafios únicos, não só porque estes eventos são raros mas, também, porque acontecem invariavelmente em conjunto com condições perturbadoras. Além disso, não há nenhuma definição consistente na bibliografia científica sobre o que constitui um evento meteorológico extremo e isto complica as avaliações globais comparativas.

Embora, em sentido absoluto, um evento meteorológico extremo varie de lugar para lugar - um dia quente nos trópicos, por exemplo, pode ser uma temperatura diferente para um dia quente nas latitudes médias - os esforços internacionais para monitorizar estes eventos extremos destacaram algumas alterações globais significativas.

Por exemplo, usando definições consistentes para dias e noites frios (percentil <10) e quentes (percentil >90) verifica-se que os dias e noites quentes aumentaram e que os dias e noites frias diminuíram na maior parte das regiões do globo; algumas exceções são a zona central e oriental da América do Norte e a zona austral da América do Sul, mas principalmente relacionadas com as temperaturas durante o dia. Geralmente, essas alterações são mais aparentes nos extremos de temperatura mínima, por exemplo, noites quentes. As limitações de dados tornam difícil de estabelecer uma ligação causal aos aumentos nas temperaturas médias, mas a FAQ 2.2, Figura 1 indica que os extremos da temperatura global diária sofreram mesmo alterações. Se essas alterações estão simplesmente associadas com a média das temperaturas diárias crescentes (as linhas tracejadas na FAQ 2.2, Figura 1) ou se outras alterações na distribuição das temperaturas diurnas ou noturnas ocorreram ainda está em debate.



FAQ 2.2, Figura 1 | Distribuição das anomalias da temperatura (a) diária mínima e (b) diária máxima referente a uma climatologia de 1961–1990 para dois períodos: 1951–1980 (azul) e 1981–2010 (vermelho) utilizando o conjunto de dados HadGHCND. As zonas azuis e vermelhas sombreadas representam os 10% mais frios e os 10% mais quentes, respetivamente, de (a) noites e (b) dias durante o período de 1951–1980. O sombreado mais escuro indica em quanto o número dos dias e das noites mais frias reduziu (azul escuro) e em quanto o número de dias e noites mais quentes aumentou (vermelho escuro) durante o período de 1981–2010 em comparação com o período de 1951–1980.

Os períodos quentes ou as ondas de calor, ou seja, os períodos que contêm dias ou noites consecutivas extremamente quentes também foram avaliados, mas há menos estudos sobre as caraterísticas das ondas de calor do que aqueles que comparam as alterações em dias ou noites amenas. A maior parte das áreas terrestres com dados disponíveis experienciou mais ondas de calor desde meados do século XX. Uma exceção é o sudeste dos EUA, onde as medições da frequência e duração das ondas de calor geralmente mostram diminuições. Isto foi associado a um chamado "buraco de aquecimento" nesta região, onde a precipitação também aumentou e pode estar relacionado com as interações entre a terra e a atmosfera e variações a longo prazo nos Oceanos Atlântico e Pacífico. No entanto, para grandes regiões, particularmente em África e na América do Sul, as informações sobre as alterações das ondas de calor são limitadas.

Para regiões como a Europa, onde as reconstruções de temperaturas históricas voltam várias centenas de anos atrás, as indicações afirmam que algumas áreas experienciaram um número desproporcional de ondas de calor extremo nas últimas décadas. *(continua na página seguinte)*

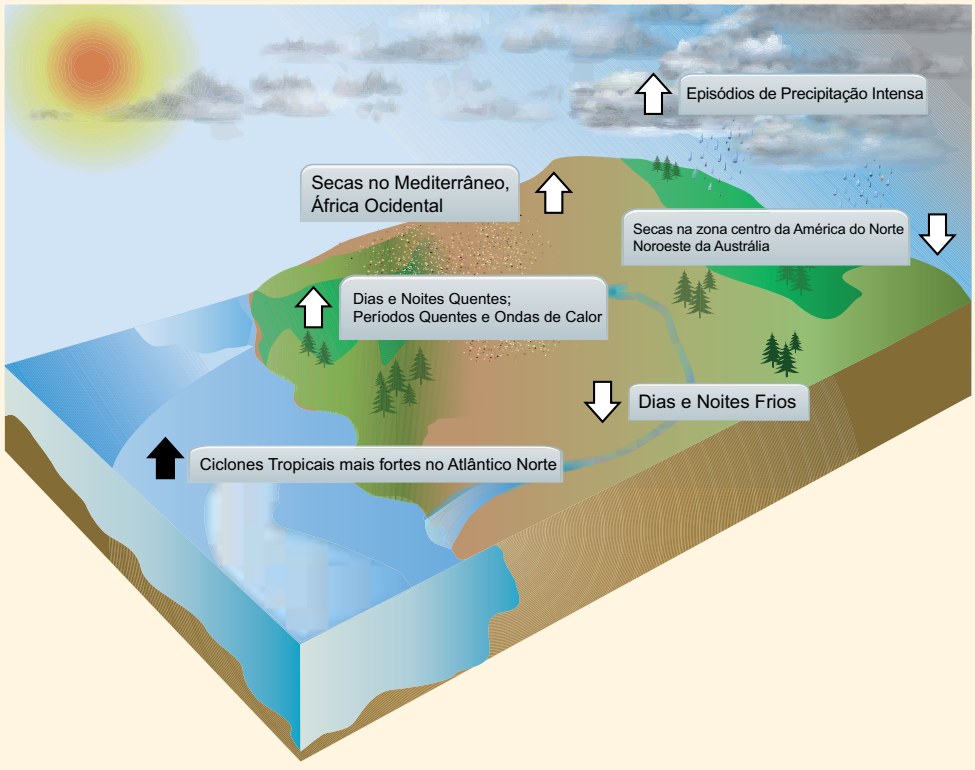
FAQ 2.2 (continuação)

As alterações nos eventos meteorológicos extremos para outras variáveis climáticas são, geralmente, menos coerentes do que as observadas para a temperatura, devido às limitações e inconsistências de dados entre estudos, regiões e/ou estações. No entanto, os aumentos nos extremos da precipitação, por exemplo, são consistentes com uma clima mais quente. As análises de áreas terrestres com dados suficientes indicam aumentos na frequência e intensidade de eventos de precipitação extrema nas últimas décadas, mas os resultados variam fortemente entre regiões e estações. Por exemplo, as provas são mais convincentes para os aumentos na precipitação forte na América do Norte, América Central e Europa, mas em algumas outras regiões - tal como no sul da Austrália e na Ásia ocidental - existem provas de diminuição. Da mesma forma, os estudos sobre as secas não concordam com o sinal da tendência global, com as inconsistências regionais nas tendências também dependentes da forma como as secas são definidas. No entanto, existem indicações de que as secas aumentaram em algumas regiões (por exemplo, no Mediterrâneo) e diminuíram noutras (por exemplo, na América do Norte central) desde meados do século XX.

Considerando outros eventos meteorológicos extremos, tais como os ciclones tropicais, as últimas avaliações mostram que, devido a problemas com capacidades de observação anteriores, é difícil fazer afirmações conclusivas sobre as tendências a longo prazo. Contudo, há indícios muito fortes que provam que a atividade das tempestades aumentou no Atlântico Norte desde a década de 1970.

Durante períodos de um século ou mais, as provas sugerem ligeiras diminuições na frequência com que os ciclones tropicais provocam deslizamentos de terras no Atlântico Norte e no Pacífico Sul, assim que as incertezas nos métodos observados são consideradas. Existem poucos indícios de qualquer tendência a longo prazo noutras bacias oceânicas. Para ciclones extratropicais, é evidente um deslocamento em direção aos polos nos dois hemisférios ao longo dos últimos 50 anos, com mais mas limitadas provas de diminuição na frequência de temporais nas latitudes médias. Vários estudos sugerem um aumento na intensidade, mas problemas de amostragem de dados dificultam essas avaliações.

A FAQ 2.2, Figura 2 resume algumas das alterações observadas em eventos meteorológicos extremos. No geral, as alterações globais mais sólidas nos eventos meteorológicos extremos são vistas nas medições da temperatura diária, incluindo, até certo ponto, as ondas de calor. Os extremos de precipitação também parecem estar a aumentar, mas existe uma grande variabilidade espacial e as tendências observadas nas secas ainda permanecem incertas, exceto em algumas regiões. Enquanto foram vistos aumentos sólidos na frequência e atividade de ciclones tropicais no Atlântico Norte desde a década de 1970, os motivos ainda estão a ser debatidos. Existem provas limitadas das alterações nos eventos meteorológicos extremos associados a outras variáveis climáticas desde meados do século XX.



FAQ 2.2, Figura 2 | Tendências na frequência (ou intensidade) de vários eventos meteorológicos extremos (a direção da seta denota o sinal de alteração) desde meados do século XX (exceto para as tempestades no Atlântico Norte onde o período abrangido tem início na década de 1970).

Perguntas Frequentes

FAQ 3.1 | O Oceano Está a Aquecer?

Sim, o oceano está a aquecer em muitas regiões, várias profundidades e períodos de tempo, embora nem sempre em todos os locais ou constantemente. A assinatura do aquecimento emerge mais claramente ao considerar médias globais, ou mesmo da bacia oceânica, em intervalos de tempo de uma década ou mais.

A temperatura do oceano num determinado local pode variar muito com as estações. Também pode variar substancialmente de ano para ano - ou mesmo de década para década - devido às variações nas correntes oceânicas e à troca de calor entre o oceano e a atmosfera.

As temperaturas do oceano foram registadas durante séculos mas só por volta de 1971 é que as medidas foram suficientemente abrangentes para estimar, com confiança, a temperatura média global de várias centenas de metros da camada superior do oceano para um determinado ano. Na verdade, antes das sondas robóticas flutuantes de temperatura/salinidade da Argo alcançarem, pela primeira vez, a cobertura mundial em 2005, a temperatura média global da camada superior do oceano para um determinado ano era sensível à metodologia utilizada para a estimar.

As temperaturas médias globais da camada superior do oceano aumentaram em escalas de tempo decadal, de 1971 a 2010. Apesar de grande incerteza na maioria das médias anuais, este aquecimento é um resultado sólido. Nos 75 m superiores do oceano, a tendência de aquecimento médio global foi de 0,11 [0,09 a 0,13]°C por década ao longo deste período. Esta tendência normalmente diminui da superfície para a profundidade média, reduzindo para cerca de 0,04 °C por década pelos 200 m e para menos de 0,02 °C por década pelos 500 m.

As anomalias de temperatura dão-se na subsuperfície do oceano através de correntes e da mistura que ocorre na superfície (FAQ3.1, Figura 1). As águas mais frias - e, por isso, mais densas - de latitudes altas podem descer da superfície, dispersando-se em direção ao equador abaixo de águas mais quentes e leves em latitudes mais baixas. Em alguns locais — o norte do Oceano Atlântico Norte e o Oceano Austral em torno da Antártida - a água do mar é tão gelada que se afunda a grandes profundidades, mesmo para o fundo do mar. De seguida, esta água dispersa-se para preencher grande parte do resto do oceano profundo. À medida que as águas superficiais do oceano aquecem, as águas mais profundas também aquecem com o tempo, aumentando as temperaturas no interior do oceano, muito mais rapidamente do que a mistura descendente do aquecimento da superfície por si só.

No Atlântico Norte, a temperatura destas águas profundas varia de década para década - por vezes aquecendo, por vezes arrefecendo - dependendo dos padrões atmosféricos de inverno predominantes. Em torno da Antártida, as águas subjacentes aqueceram de forma detetável por volta de 1992–2005, talvez devido ao fortalecimento e deslocamento para sul dos ventos do oeste em torno do Oceano Austral ao longo das últimas décadas. Este sinal de aquecimento nas águas subjacentes mais profundas e frias dos oceanos é detetável, embora enfraqueça em direção ao norte dos oceanos Índico, Atlântico e Pacífico. As taxas de aquecimento profundo são, geralmente, menos pronunciadas do que as taxas da superfície do oceano (cerca de 0,03 °C por década desde 1990 nas águas subjacentes e profundas em torno da Antártida e mais reduzidas em muitas outras localizações). Contudo, ocorrem num grande volume, pelo que o aquecimento do oceano profundo contribui significativamente para o aumento total do calor no oceano.

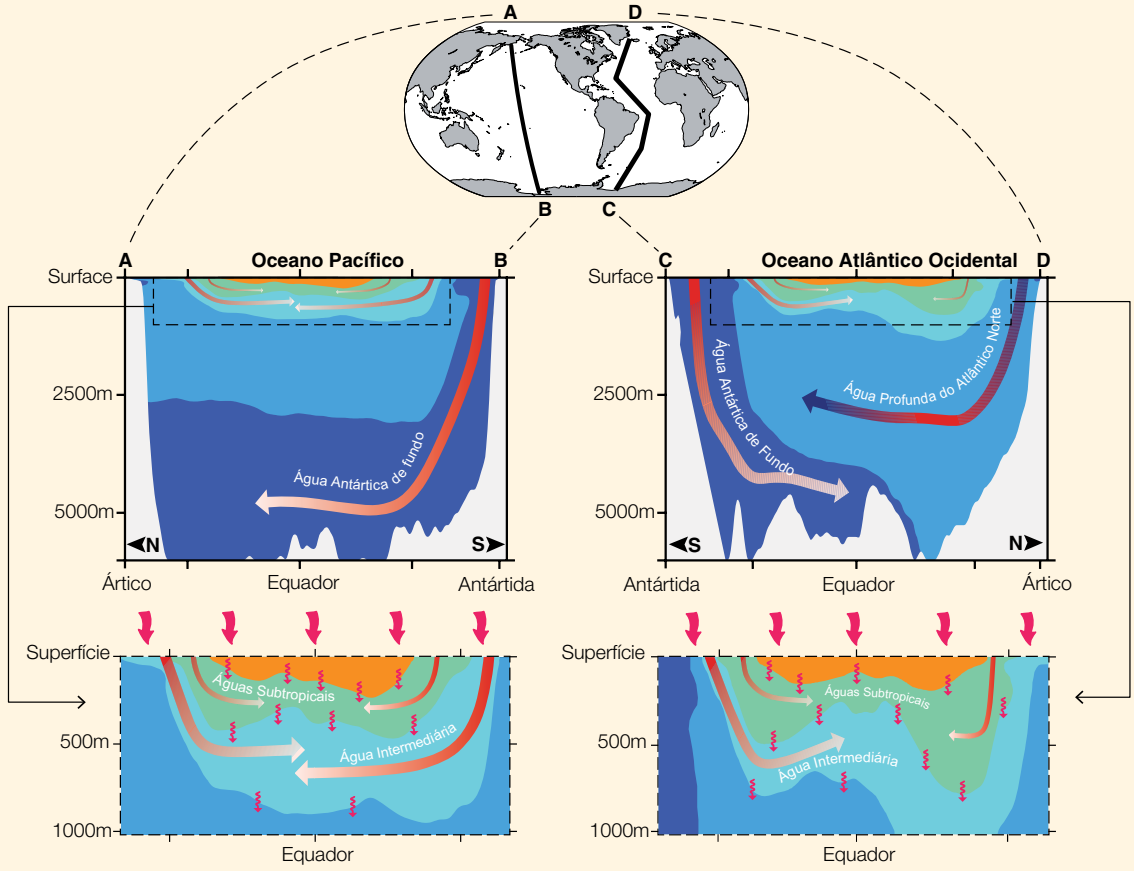
As estimativas de alterações históricas na temperatura média global do oceano tornaram-se mais precisas ao longo dos últimos anos, em grande parte graças ao reconhecimento e redução dos erros de medição sistemáticos. Ao comparar, cuidadosamente, as medições menos precisas com outras mais esparsas e precisas em locais adjacentes e tempos semelhantes, os cientistas reduziram alguns erros instrumentais no registo histórico. Estas melhorias revelaram que a temperatura média global do oceano aumentou de forma muita mais estável de ano para ano do que foi relatado antes de 2008. Todavia, a taxa média de aquecimento global pode não ser uniforme no tempo. Em alguns anos, o oceano parece aquecer mais rapidamente do que a média; noutros, a taxa de aquecimento parece abrandar.

A grande massa do oceano e a sua alta capacidade térmica permitem-lhe armazenar grandes quantidades de energia - mais de 1000 vezes que a atmosfera para um equivalente aumento na temperatura. A Terra está a absorver mais calor do que aquele que está a emitir de volta para o espaço e quase todo este excesso de calor está a entrar e a ser armazenado nos oceanos. O oceano absorveu cerca de 93% do calor armazenado pelo ar aquecido, mar e terra e gelo derretido entre 1971 e 2010.

A grande capacidade térmica do oceano e a circulação lenta conferem-lhe uma significativa inércia térmica. As temperaturas perto da superfície do oceano demoram cerca de uma década a ajustar-se em resposta ao forçamento climático (Secção 12.5), tais como as alterações nas concentrações de gás de efeito de estufa. Assim, se as concentrações de gases de efeito estufa pudessem ser mantidas nos níveis presentes no futuro, os aumentos na temperatura da superfície da terra começariam a diminuir dentro de uma década. No entanto, a temperatura do oceano profundo continuaria a aquecer durante séculos a milénios (Secção 12.5) e, portanto, os níveis do mar continuariam a subir, também, durante séculos a milénios (Secção 13.5).

(continua na página seguinte)

FAQ 3.1 (continuação)



FAQ 3.1, Figura 1 | Vias de absorção de calor pelo oceano. O oceano é estratificado, com a água mais fria e mais densa no oceano profundo (painéis superiores: usar o mapa acima para orientação). A Água Subjacente Fria do Antártico (azul escuro) dissipa-se em torno da Antártida e, de seguida, dispersa-se em direção a norte ao longo do fundo do oceano para o Pacífico central (painel superior esquerdo: setas vermelhas a desvanecer para o branco indicam um aquecimento mais forte da água subjacente mais recentemente em contacto com a superfície do oceano) e para o oceano Atlântico ocidental (painel superior direito), bem como o oceano Índico (não mostrado). Menos fria, portanto, mais leve, a Água Profunda do Atlântico Norte (azul mais claro) dissipa-se no norte do oceano Atlântico Norte (painel superior direito: setas vermelhas e azuis na água profunda indicam aquecimento e arrefecimento decenal) e, depois, dispersa-se para sul acima da Água Subjacente do Antártico. Da mesma forma, no oceano superior (painel inferior esquerdo mostra pormenores sobre o Oceano Pacífico, painel inferior direito mostra o Atlântico), as Águas Intermédias frias (azul ciano) dissipam-se nas regiões subpolares (setas vermelhas que desvanecem para branco indicam o aquecimento com o tempo), antes de se dispersarem em direção ao equador sob Águas Subtropicais mais quentes (verde) que, por sua vez, se dissipam (setas vermelhas que desvanecem para branco indicam um aquecimento mais forte das águas intermédias e subtropicais mais recentemente em contacto com a superfície) e dispersam-se em direção ao equador sob águas tropicais, as mais quentes e mais leves (laranja) nos três oceanos. O excesso de calor ou de frio que entra na superfície do oceano (setas vermelhas curvilíneas do topo) também se mistura lentamente para baixo (setas vermelhas curvilíneas da sub superfície).

Perguntas Frequentes

FAQ 3.2 | Há Indícios de Alterações no Ciclo da Água no Planeta?

O ciclo da água envolve a evaporação e precipitação da humidade na superfície da Terra. As alterações no conteúdo de vapor de água da atmosfera fornecem fortes indícios de que o ciclo da água já está a responder a um clima que está a aquecer. As outras provas advêm de alterações na distribuição da salinidade do oceano que, devido à falta de observações da chuva e da evaporação a longo prazo sobre todos os oceanos, se tornaram um importante pluviómetro aproximado.

Espera-se que o ciclo da água se intensifique num clima mais quente, uma vez que o ar mais quente pode ser mais húmido: a atmosfera pode conter cerca de 7% mais vapor de água por cada grau Celsius de aquecimento. As observações desde a década de 1970 mostram aumentos no vapor de água da superfície e da baixa atmosfera (FAQ 3.2, Figura 1a), numa taxa consistente com o aquecimento observado. Além disso, projeta-se que a evaporação e a precipitação se intensifiquem num clima mais quente.

As alterações registadas na salinidade do oceano nos últimos 50 anos suportam esta projeção. A água do mar contém sal e água doce e a sua salinidade é uma função do peso dos sais dissolvidos que contém. Como a quantidade total de sal - que advém da meteorização das rochas - não se altera em escalas de tempo humanas, a salinidade da água do mar só pode ser alterada - durante dias ou séculos - pela adição ou remoção de água doce.

A atmosfera conecta as regiões de perda de água doce líquida do oceano às regiões de água doce ganha pela deslocação do vapor de água de um local para outro. A distribuição da salinidade na superfície do oceano reflete, em grande parte, o padrão de evaporação espacial menos os processos de precipitação, de escoamento a partir da terra e de gelo marinho. Há algum deslocamento dos padrões em relação uns aos outros, devido às correntes do oceano.

As águas subtropicais são altamente salinas porque a evaporação excede a precipitação, enquanto a água do mar em altas latitudes e nas regiões tropicais - onde cai mais chuva do que se evapora - é menor (FAQ 3.2, Figura 1b, d). O Atlântico, a bacia oceânica mais salgada, perde mais água doce através da evaporação do que ganha através da precipitação, enquanto o Pacífico é quase neutro (ou seja, o ganho por precipitação quase que equilibra a perda por evaporação) e o Oceano Austral (região em redor da Antártida) é dominado pela precipitação.

As alterações na salinidade superficial e no oceano superior reforçaram o padrão médio de salinidade. As regiões subtropicais dominadas por evaporação tornaram-se mais salgadas, enquanto as regiões subpolares e tropicais dominadas por precipitação se tornaram mais doces. Quando são consideradas as alterações acima dos 500 m, o Atlântico dominado por evaporação tornou-se mais salgado, enquanto o Pacífico quase neutro e o Oceano Austral dominado pela precipitação se tornaram mais doces (FAQ 3.2, Figura 1c).

Observar as alterações na precipitação e na evaporação, direta e globalmente, é difícil porque a maior parte da troca de água doce entre a atmosfera e a superfície acontece nos 70% da superfície da Terra coberta pelo oceano. Os registos de precipitação a longo prazo estão disponíveis apenas sobre a terra e não existem medições da evaporação a longo prazo.

As observações terrestres mostram o aumento da precipitação em algumas regiões e diminuições noutras, dificultando a construção de uma imagem globalmente integrada. As observações terrestres mostraram eventos de chuva mais extremos e mais inundações associadas com o derretimento precoce da neve nas altas latitudes do norte mas existe uma forte regionalidade nas tendências. As observações terrestres são, até agora, insuficientes para fornecer provas das alterações na seca.

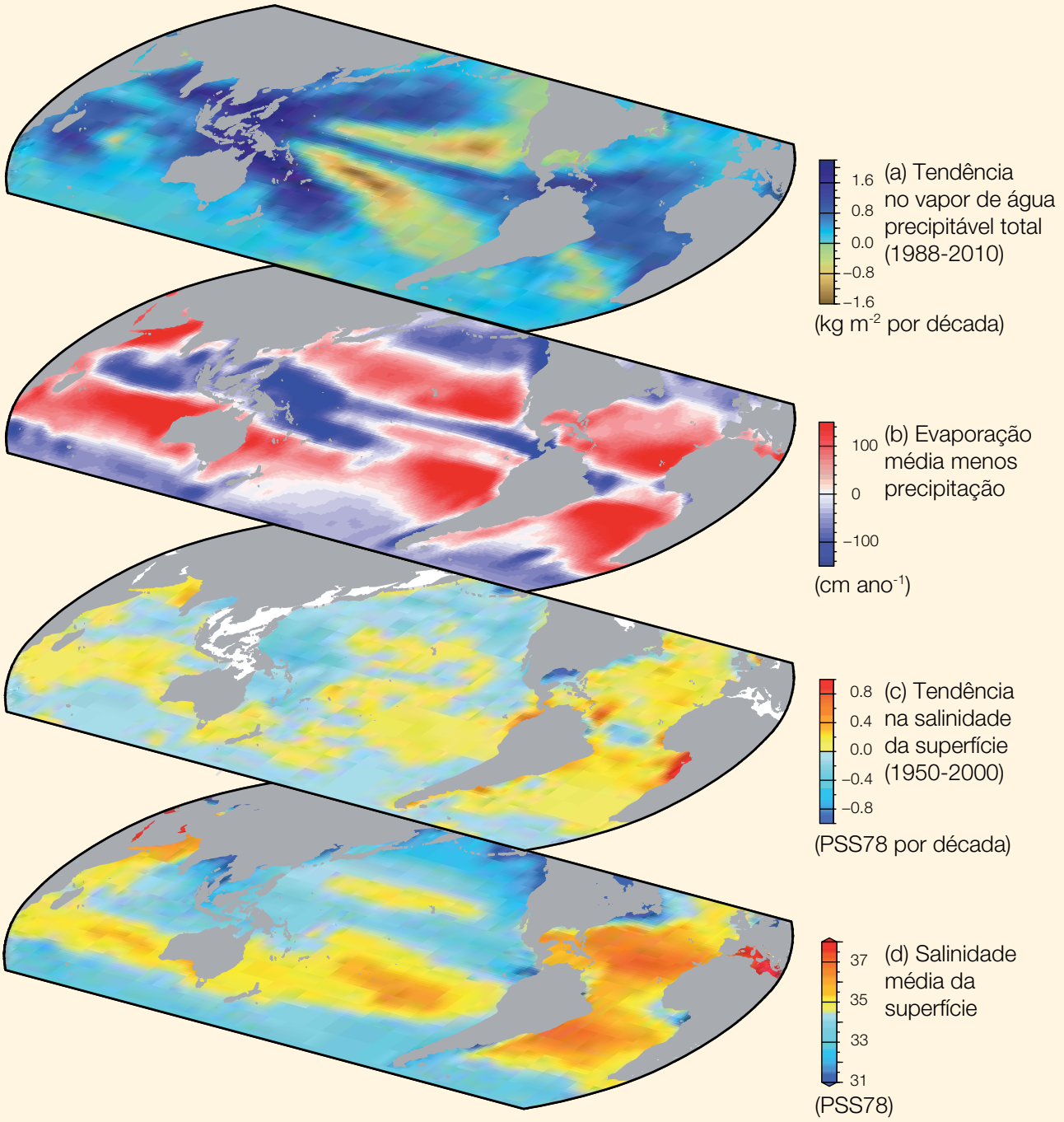
Por outro lado, a salinidade do oceano atua como um pluviómetro sensível e eficaz sobre o oceano. Reflete e suaviza, naturalmente, a diferença entre a água adquirida pelo oceano através da precipitação e a água perdida pelo oceano através da evaporação, sendo que ambos são muito irregulares e episódicos. A salinidade do oceano também é afetada pelo escoamento da água dos continentes e pelo derretimento e congelamento de gelo marinho ou de gelo glaciar flutuante. A água doce adicionada pelo derretimento do gelo na terra irá alterar a salinidade média global, mas as alterações até à data são demasiado pequenas para observar.

Os dados dos últimos 50 anos mostram alterações generalizadas da salinidade do oceano superior, que são indicativas de alterações sistemáticas na precipitação e escoamento menos a evaporação, conforme ilustrado na FAQ 3.2, Figura 1.

A FAQ 3.2 baseia-se em observações relatadas nos Capítulos 2 e 3 e na análise dos modelos nos Capítulos 9 e 12.

(continua na página seguinte)

FAQ 3.2 (continuação)



FAQ 3.2, Figura 1 | As alterações na salinidade da superfície do mar são referentes aos padrões atmosféricos de evaporação menos a precipitação (E – P) e às tendências na água precipitável total: (a) tendência linear (1988–2010) na água precipitável total (vapor de água integrado da superfície da Terra através de toda a atmosfera) (kg m^{-2} por década) de observações por satélite (Sensor Imageador Especial de Micro-ondas) (de acordo com Wentz *et al.*, 2007) (azuis: mais húmidos; amarelos: mais secos). (b) A média climatológica líquida de 1979–2005 E –P (cm ano^{-1}) da reanálise meteorológica (*National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research* [Centros Nacionais de Previsão Ambiental / Centro Nacional de Investigação Meteorológica]; Kalnay *et al.*, 1996) (vermelhos: evaporação líquida; azuis: precipitação líquida). (c) Tendência (1950–2000) na salinidade da superfície (PSS78 por 50 anos) (de acordo com Durack e Wijffels, 2010) (azuis a ficar mais doce; amarelos-vermelhos a ficar mais salgada). (d) A salinidade climatológica média da superfície (PSS78) (azuis: <35; amarelos-vermelhos: >35).

Perguntas Frequentes

FAQ 3.3 | Como é que a Acidificação Antropogénica do Oceano está Relacionada com as Alterações Climáticas?

Tanto as alterações climáticas antropogénicas como a acidificação antropogénica dos oceanos são provocadas pelo aumento das concentrações de dióxido de carbono na atmosfera. O aumento dos níveis de dióxido de carbono (CO_2), juntamente com outros gases de efeito de estuda, altera indiretamente o sistema climático ao reter o calor à medida que este é refletido da superfície da Terra. A acidificação antropogénica do oceano é uma consequência direta do aumento das concentrações de CO_2, uma vez que a água do mar absorve, atualmente, cerca de 30% do CO_2 antropogénico da atmosfera.

A acidificação do oceano refere-se à redução do pH durante um período prolongado, tipicamente décadas ou mais, causada principalmente pela dissolução do CO_2 da atmosfera. O pH é uma medida, sem dimensão, da acidez. A acidificação do oceano descreve a direção da alteração do pH, e não um valor terminal; ou seja, o pH do oceano está a diminuir mas não deverá tornar-se mais ácido (pH < 7). A acidificação do oceano também pode ser provocada por outras adições ou subtrações químicas que são naturais (por exemplo, aumento da atividade vulcânica, libertação de hidratos de metano, alterações a longo prazo na respiração líquida) ou induzidas pelo homem (por exemplo, a libertação de compostos de azoto e enxofre para a atmosfera). A acidificação antropogénica do oceano refere-se ao componente da redução do pH que é provocada pela atividade humana.

Desde cerca de 1750, a libertação de CO_2 das atividades industriais e agrícolas resultou em concentrações globais médias de CO_2 atmosférico que aumentaram de 278 para 390,5 ppm em 2011. A concentração atmosférica de CO_2 é, agora, maior do que a experienciada na Terra, pelo menos nos últimos 800.000 anos, e espera-se que continue a subir devido à nossa dependência dos combustíveis fósseis para obter energia. Até à data, os oceanos têm absorvido cerca de 155 ± 30 PgC da atmosfera, o que corresponde a aproximadamente um quarto da quantidade total do CO_2 emitido (555 ± 85 PgC) por atividades humanas desde os tempos pré-industriais. Este processo natural de absorção tem reduzido, significativamente, os níveis dos gases de efeito de estufa na atmosfera e minimizou alguns dos impactos do aquecimento global. No entanto, a absorção de CO_2 pelo oceano está a ter um impacto significativo na química da água do mar. O pH médio das águas da superfície do oceano já decaiu cerca de 0,1 unidades, de 8,2 a 8,1 desde o início da Revolução Industrial. As estimativas das projeções de futuras concentrações atmosféricas e oceânicas de CO_2 indicam que, no final deste século, o pH médio da superfície do oceano poderá ser 0,2 a 0,4 mais baixo do que atualmente. A escala de pH é logarítmica, por isso, uma alteração de uma unidade corresponde a uma alteração de 10 vezes na concentração de iões hidrogénio.

Quando a troca de CO_2 atmosférico através da interface ar-mar reage com a água do mar através de uma série de quatro reações químicas, isso aumenta as concentrações das espécies de carbono: dióxido de carbono dissolvido ($CO_{2(aq)}$), ácido carbónico (H_2CO_3) e bicarbonato (HCO_3^-):

$$CO_{2(atmos)} \rightleftarrows CO_{2(aq)} \quad (1)$$

$$CO_{2(aq)} + H_2O \rightleftarrows H_2CO_3 \quad (2)$$

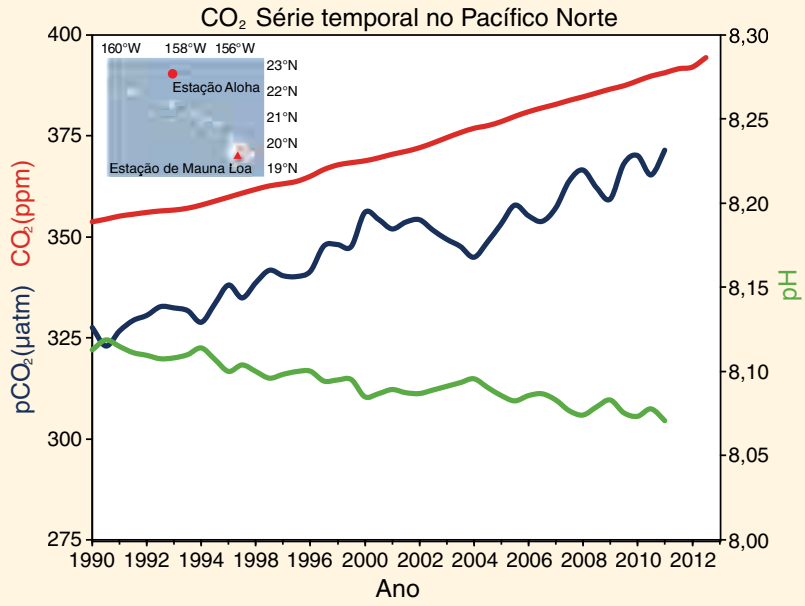
$$H_2CO_3 \rightleftarrows H^+ + HCO_3^- \quad (3)$$

$$HCO_3^- \rightleftarrows H^+ + CO_3^{2-} \quad (4)$$

Os iões de hidrogénio (H^+) são produzidos por estas reações. Este aumento na concentração de iões de hidrogénio do oceano corresponde a uma redução do pH ou a um aumento da acidez. Em condições normais da água do mar, mais de 99,99% dos iões de hidrogénio que são produzidos vão ser combinados com iões carbonato (CO_3^{2-}) para produzir HCO_3^- adicional. Assim, a adição de CO_2 antropogénico nos oceanos reduz o pH e consome ião carbonato. Estas reações são totalmente reversíveis e a termodinâmica básica destas reações na água do mar é bem conhecida, de tal forma que, num pH de cerca de 8,1, aproximadamente 90% do carbono está sob a forma de ião bicarbonato, 9% sob a forma de ião de carbonato e apenas 1% do carbono está sob a forma de CO_2 dissolvido. Os resultados de estudos laboratoriais, de campo e de modelação, bem como provas do registo geológico, indicam claramente que os ecossistemas marinhos são altamente suscetíveis aos aumentos do CO_2 oceânico e às reduções correspondentes no pH e no ião carbonato.

As alterações climáticas e a acidificação antropogénica do oceano não atuam de modo independente. Apesar do CO_2 que é absorvido pelo oceano não contribuir para o efeito de estufa, o aquecimento do oceano reduz a solubilidade do dióxido de carbono na água do mar; e, assim, reduz a quantidade de CO_2 que os oceanos conseguem absorver da atmosfera. Por exemplo, sob concentrações pré-industriais do dobro de CO_2 e um aumento de 2 °C na temperatura, a água do mar absorve cerca de menos 10% de CO_2 (10% menos de carbono total, C_T) do que absorveria sem aumento da temperatura (comparar colunas 4 e 6 na Tabela 1), mas o pH permanece quase inalterado. Assim, um oceano mais quente tem menos capacidade de retirar CO_2 da atmosfera mas, ainda assim, experiencia a acidificação. A razão pela qual isto sucede é que o bicarbonato é convertido em carbonato num oceano mais quente, libertando um ião de hidrogénio e estabilizando, assim, o pH. *(continua na página seguinte)*

FAQ 3.3 (continuação)



FAQ 3.3, Figura 1 | Uma série temporal mais calma da fração molar (em ppm) do CO_2 atmosférico no Observatório Atmosférico Mauna Loa (linha vermelha superior), pressão parcial de CO_2 na superfície do oceano (pCO_2; linha azul do meio) e pH da superfície do oceano (linha verde inferior) na Estação ALOHA na região subtropical do Pacífico Norte a norte do Havai para o período de 1990–2011 (de acordo com Doney et al., 2009; dados de Dore et al., 2009). Os resultados indicam que a tendência de pCO_2 na superfície do oceano é, geralmente, consistente com o aumento atmosférico mas é mais variável devido à variabilidade interanual em grande escala dos processos oceânicos.

FAQ 3.3, Tabela 1 | Os parâmetros do pH oceânico e do sistema do carbono alteram na superfície da água para uma duplicação de CO_2 relativamente à atmosfera pré-industrial sem e com um aquecimento de 2 °C[a].

Parâmetro	Pré-industrial (280 ppmv) 20 °C	2 × Pré-industrial (560 ppmv) 20 °C	(% de alteração relativa ao pré-industrial)	2 × Pré-industrial (560 ppmv) 22 °C	(% de alteração relativa ao pré-industrial)
pH	8.1714	7.9202	–	7.9207	–
H^+ (mol kg^{-1})	$6.739e^{-9}$	$1.202e^{-8}$	(78.4)	$1.200e^{-8}$	(78.1)
$CO_{2(aq)}$ (µmol kg^{-1})	9.10	18.10	(98.9)	17.2	(89.0)
HCO_3^- (µmol kg^{-1})	1723.4	1932.8	(12.15)	1910.4	(10.9)
CO_3^{2-} (µmol kg^{-1})	228.3	143.6	(-37.1)	152.9	(–33.0)
C_T (µmol kg^{-1})	1960.8	2094.5	(6.82)	2080.5	(6.10)

Notas:

[a] $CO_{2(aq)}$ = CO_2 dissolvido, H_2CO_3 = ácido carbónico, HCO_3^- = bicarbonato, CO_3^{2-} = carbonato, C_T = carbono total = $CO_{2(aq)} + HCO_3^- + CO_3^{2-}$).

FAQ

Perguntas Frequentes

FAQ 4.1 | Como é que o Gelo Marinho está a Mudar no Ártico e no Antártico?

As camadas de gelo marinho no oceano Ártico e no oceano Austral em torno da Antártida têm caraterísticas bastante diferentes e estão a mostrar diferentes alterações com o tempo. Ao longo dos último 34 anos (1979–2012), tem havido uma tendência descendente de 3,8% por década na extensão média anual do gelo marinho no Ártico. A espessura média do gelo marinho do oceano Ártico reduziu cerca de 1,8 m entre 1978 e 2008 e o volume total (massa) do gelo marinho do Ártico diminuiu em todas as alturas do ano. A redução mais rápida na extensão do gelo marinho na mínima de verão é uma consequência destas tendências. Por outro lado, no mesmo período de 34 anos, a extensão total do gelo marinho da Antártida apresenta uma pequena redução de 1,5% por década, mas existem fortes diferenças regionais nas alterações em torno da Antártida. As medições da espessura do gelo do mar da Antártida são muito poucas para perceber se o seu volume total (massa) está a diminuir, a aumentar ou se está estável.

Uma grande parte da camada de gelo total do mar Ártico mantém-se acima de 60°N (FAQ 4.1, Figura 1) e está rodeada por terra no sul, com aberturas para o Arquipélago Ártico Canadiano e os mares de Bering, de Barents e da Gronelândia. Algum do gelo dentro da Bacia do Ártico sobrevive durante várias estações, crescendo em espessura ao congelar a água do mar na base e por deformação (*ridging and rafting*). O gelo marinho sazonal cresce apenas ~2 m em espessura mas o gelo marinho que tem mais de 1 ano de idade (gelo perene) pode ter vários metros de espessura. O gelo do mar do Ártico flutua na bacia, impulsionado pelo vento e por correntes oceânicas: o padrão médio de flutuação é dominado por um padrão de circulação no sentido horário no Ártico ocidental e uma Corrente de Deriva Transpolar que transporta o gelo do mar siberiano pelo Ártico e exporta-o da bacia através do Estreito de Fram.

Os satélites com capacidade para distinguir gelo e mar aberto disponibilizaram uma imagem das alterações na camada de gelo marinho. Desde 1979, a extensão média anual de gelo no Ártico diminuiu cerca de 3,8% por década. A queda na extensão no final do verão (no final de setembro) foi ainda maior, em 11% por década, atingindo um recorde mínimo em 2012. A extensão média decadal da camada de gelo mínima do Ártico em setembro diminuiu por cada década desde que começaram os registos por satélite. Os registos por submarinos e por satélites sugerem que a espessura do gelo do Ártico e, portanto, o volume total, também está a diminuir. As alterações nas quantidades relativas de gelo perene e sazonal estão a contribuir para a redução do volume do gelo. Durante o registo de 34 anos, aproximadamente 17% deste tipo de gelo do mar por década perdeu-se por derretimento e foi exportado para fora da bacia desde 1979 e 40% desde 1999. Embora a área da camada de gelo do mar do Ártico possa variar de ano para ano devido à produção sazonal variável, a proporção de gelo perene espesso, e o volume total de gelo do mar, pode recuperar muito lentamente.

Ao contrário do Ártico, a camada de gelo do mar em torno da Antártida é limitada por latitudes a norte de 78°S devido à presença da massa de terra continental. A camada de gelo do mar Antártico é muito sazonal, com uma espessura média de apenas ~1 m na altura da extensão máxima em setembro. Apenas uma pequena parte da camada de gelo sobrevive ao mínimo de verão em fevereiro e muito pouco gelo do mar Antártico tem mais de 2 anos de idade. Os limites do gelo estão expostos ao oceano aberto e a taxa de queda de neve sobre o gelo do mar Antártico é mais elevada do que no Ártico. Quando a carga de neve é suficiente para pressionar a superfície do gelo abaixo do nível do mar, a água infiltra a base da camada de neve e forma-se gelo quando a neve derretida congela. Por conseguinte, a conversão de neve em gelo (bem como o congelamento basal, como no Ártico) contribui para o crescimento sazonal da espessura do gelo e do volume total de gelo no Antártico. A formação de gelo-neve é sensível a alterações na precipitação e, portanto, às alterações no clima regional. A consequência das alterações na precipitação no volume na espessura do gelo do mar da Antártida continuam a ser um ponto central para a investigação.

Limitada por fronteiras terrestres, a extensão latitudinal da camada de gelo do mar da Antártida é altamente variável. Perto da costa da Antártida, a flutuação do gelo do mar é feita, predominantemente, do leste para o oeste mas mais a norte, é feita do oeste para leste e é altamente divergente. Podem ser encontrados diferentes padrões de circulação no sentido horário que transportam gelo para o norte nos mares de Weddell e de Ross, enquanto a circulação é mais variável perto da Antártida ocidental. A extensão a norte da camada de gelo do mar é controlada, em parte, pela flutuação divergente que, nos meses de inverno, é favorável à formação de gelo novo em áreas persistentes de águas abertas (polínias) ao longo da faixa litoral. Estas zonas de formação de gelo resultam numa água do oceano mais salgada e, por isso, mais densa, e tornam-se uma das principais fontes de água mas profunda encontrada nos oceanos do mundo.

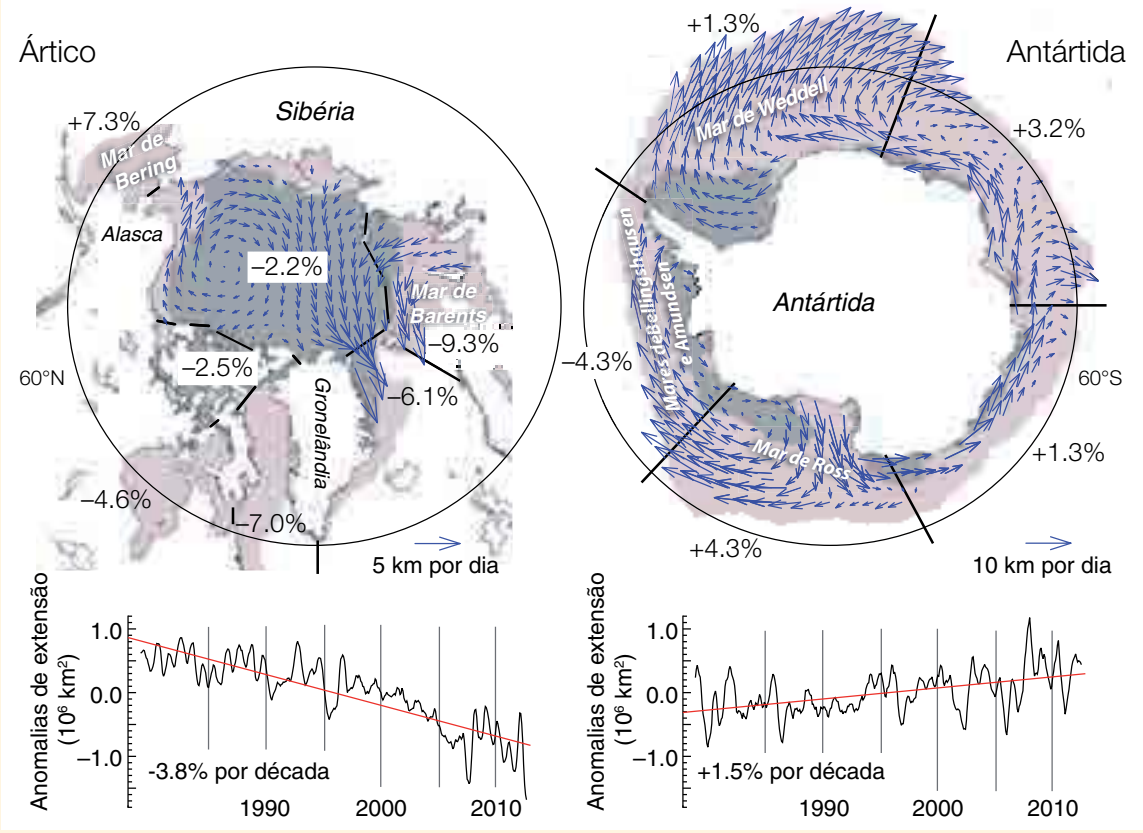
Em relação ao mesmo registo por satélite durante 34 anos, a extensão anual de gelo do mar da Antártida aumentou cerca de 1,5% por década. No entanto, existem diferenças regionais nas tendências, com decréscimos observados nos mares Bellingshausen e Amundsen, mas um aumento maior na extensão do gelo do mar de Ross, que domina a tendência geral. Não se sabe se o menor aumento global da extensão do gelo do mar da Antártida é relevante enquanto indicador de clima, uma vez que a extensão varia muito de ano para ano e de lugar para lugar à volta do continente.

(continua na página seguinte)

FAQ 4.1 (continuação)

Os resultados de um estudo recente sugerem que estas tendências contrastantes na camada de gelo podem dever-se a tendências na velocidade e nos padrões de vento regional. Sem uma melhor estimativa da espessura do gelo e do volume do gelo, é difícil caracterizar como é que a camada de gelo do mar da Antártida está a responder às alterações climáticas ou quais os parâmetros climáticos que são mais influentes.

Existem grandes diferenças no ambiente e nos processos físicos que afetam o estado da camada de gelo do mar Ártico e da Antártida e que contribuem para as suas diferentes respostas às alterações climáticas. O longo e contínuo registo de observações por satélite disponibilizou uma imagem nítida da deterioração da camada de gelo do mar Ártico mas as provas disponíveis impedem-nos de fazer afirmações sólidas em relação às alterações globais no gelo do mar da Antártida e as suas causas.



FAQ 4.1, Figura 1 | O padrão de circulação média do gelo do mar e as tendências decadais (%) em anomalias anuais na extensão do gelo (ou seja, após a remoção do ciclo sazonal), em diferentes setores do Ártico e da Antártida. As setas mostram a direção e magnitude médias da flutuação do gelo. A camada de gelo média para o período de 1979 até 2012, a partir de observações de satélite, na extensão máxima (mínima) é apresentada com sombreado cor de laranja (cinzento).

Perguntas Frequentes

FAQ 4.2 | Os Glaciares nas Regiões Montanhosas estão a Desaparecer?

Em muitas cordilheiras ao redor do mundo, os glaciares estão a desaparecer em resposta aos aumentos de temperatura atmosférica de décadas passadas. O desaparecimento de glaciares tem sido relatado no Ártico canadiano e nas Montanhas Rochosas; nos Andes; Patagónia; Alpes europeus; o Tien Shan; montanhas tropicais na América do Sul, África e Ásia e noutros locais. Nestas regiões, mais de 600 glaciares desapareceram nas últimas décadas. Mesmo se não houver mais aquecimento, muitos mais glaciares irão desaparecer. Também é provável que algumas cordilheiras percam a maior parte, senão todos, os seus glaciares.

Em todas as regiões de montanha onde atualmente existem glaciares, o volume destes diminuiu consideravelmente nos últimos 150 anos. Durante esse tempo, muitos pequenos glaciares desapareceram. Com algumas exceções locais, a redução de glaciares (redução da área e do volume) foi globalmente generalizada e particularmente forte durante a década de 1940 e desde a década de 1980. No entanto, também houve fases de relativa estabilidade durante as décadas de 1890, 1920 e 1970, como indicado por medições de longo prazo de alterações de comprimento e pela modelação do balanço de massa. As medições *in situ* convencionais - e cada vez mais medições atmosféricas ou de satélite - oferecem uma prova sólida, na maior parte das regiões com glaciares, de que a taxa de redução na área glaciar foi maior nas duas últimas décadas do que anteriormente e que os glaciares continuam a encolher. Em algumas regiões, no entanto, os glaciares individuais estão a comportar-se de forma diferente e evoluíram enquanto a maior parte dos outros regredia (ex.: no litoral da Nova Zelândia, Noruega e sul da Patagónia (Chile) ou na cordilheira de Caracórum, na Ásia). Em geral, estes avanços são o resultado de condições topográficas e/ou condições climáticas especiais (ex.: aumento da precipitação).

Os glaciares podem demorar várias décadas a ajustar a sua extensão a uma alteração instantânea no clima, por isso, a maior parte dos glaciares são atualmente maiores do que seriam se estivessem em equilíbrio com o clima atual. Uma vez que o tempo necessário para o ajuste aumenta com o tamanho do glaciar, os glaciares maiores vão continuar a encolher ao longo das próximas décadas, mesmo que a temperatura estabilize. Os glaciares mais pequenos também vão continuar a encolher, mas irão ajustar a sua extensão mais rapidamente e muitos acabarão por desaparecer completamente.

Muitos fatores influenciam o desenvolvimento futuro de cada glaciar e se ele irá desaparecer: por exemplo, o seu tamanho, inclinação, grau de elevação, distribuição da área com elevação e as características da sua superfície (ex.: a quantidade de cobertura de detritos). Estes fatores variam substancialmente de região para região e, também, entre glaciares vizinhos. Fatores externos, tais como a topografia envolvente e o regime climático, também são importantes para a evolução futura dos glaciares. Em escalas de tempo mais curtas (uma ou duas décadas), cada glaciar responde às alterações climáticas individualmente e de maneira diferente.

Em períodos de tempo mais longos do que cerca de 50 anos, a resposta é mais coerente e menos dependente em detalhes ambientais locais, o que significa que as tendências a longo prazo no desenvolvimento dos glaciares podem ser bem modeladas. Tais modelos são construídos com base numa compreensão de princípios físicos básicos. Por exemplo, um aumento na temperatura média local do ar, sem alteração na precipitação, irá causar uma deslocação ascendente da altitude da linha de equilíbrio (ALE; ver Glossário) em cerca de 150 m para cada grau Celsius de aquecimento atmosférico. Uma deslocação tão ascendente e as suas consequências para glaciares de tamanho e intervalos de elevação diferentes, estão ilustradas na FAQ 4.2, Figura 1.

Inicialmente, todos os glaciares têm uma área de acumulação (branca) acima e uma área de ablação (azul claro) abaixo da ALE (FAQ 4.2, Figura 1a). À medida que a ALE se move para cima, a área de acumulação diminui e a área de ablação aumenta, aumentando, assim, a área onde o gelo é perdido através do derretimento (FAQ 4.2, Figura 1b). Este desequilíbrio resulta numa perda global do gelo. Depois de vários anos, a frente do glaciar regride e a área de ablação encolhe até que o glaciar tenha ajustado a sua extensão ao novo clima (FAQ 4.2, Figura 1c). Onde as alterações climáticas são suficientemente fortes para subir a ALE permanentemente acima do ponto mais alto do glaciar (FAQ 4.2, Figura 1b, direita), este desaparecerá eventualmente (FAQ 4.2, Figura 1c, direita). Os glaciares mais altos, que conservam as suas áreas de acumulação, irão encolher mas não desaparecer (FAQ 4.2, Figura 1c, esquerda e centro). Um grande vale glaciar pode perder grande parte da sua frente glaciar, deixando um lago no seu lugar (FAQ 4.2, Figura 1c, esquerda). Além da temperatura do ar, as alterações na quantidade e sazonalidade da precipitação também influenciam a deslocação da ALE. A dinâmica dos glaciares (ex.: velocidade de fluxo) também desempenha uma função, mas não é considerada neste esquema simplificado.

Muitas observações confirmaram que diferentes tipos de glaciar respondem de forma diferente a recentes alterações climáticas. Por exemplo, as planícies baixas de grandes vales glaciares (como o Alasca, Canadá ou os Alpes), mostram, atualmente, a maior perda em massa, em grande parte independentes do aspeto, das zonas de sombra ou da cobertura de detritos. Este tipo de glaciar é lento a ajustar a sua extensão às novas condições climáticas

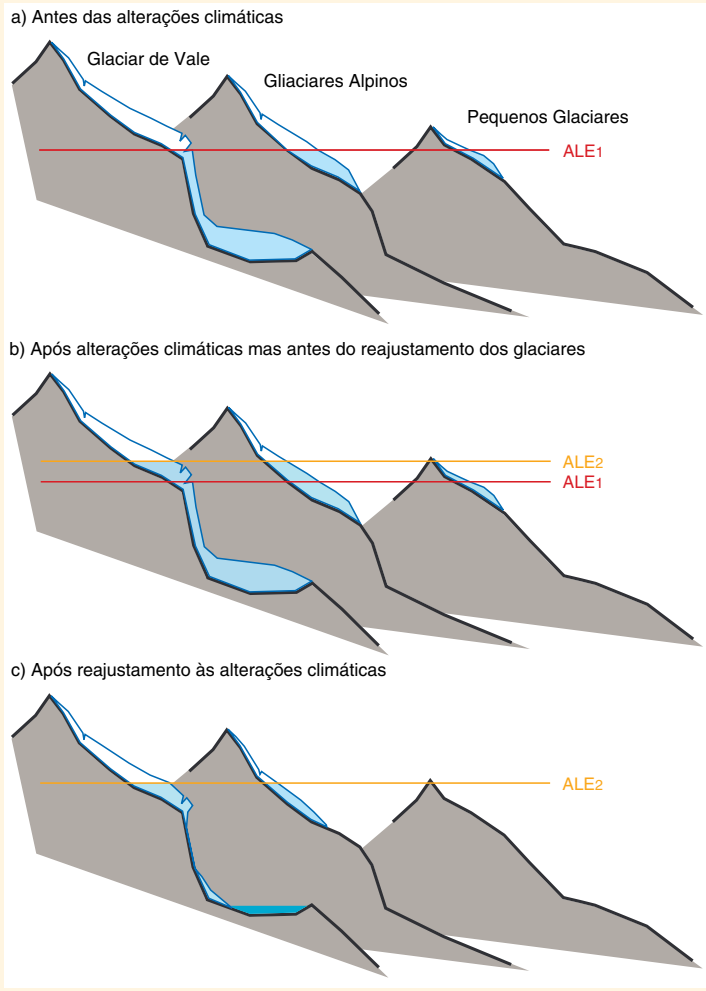
(continua na página seguinte)

FAQ 4.2 (continuação)

e reage, principalmente, por desbaste, sem recuo substancial da extremidade. Em contraste, as montanhas glaciares mais pequenas, com declives bastante constantes, ajustam-se mais rapidamente ao novo clima, alterando o tamanho da sua área de ablação mais rapidamente (FAQ 4.2, Figura 1c, meio).

A resposta a longo prazo da maior parte dos tipos de glaciares pode ser muito bem determinada com a abordagem ilustrada na FAQ 4.2, Figura 1. Contudo, a modelagem da resposta a curto prazo dos glaciares, ou a resposta a longo prazo de tipos de glaciares mais complexos (ex.: aqueles que são fortemente cobertos por detritos, alimentados por neve de avalanche, têm uma área de acumulação desconectada, são do tipo ondulante ou caem para dentro da água), é difícil. Estes casos exigem conhecimento detalhado de outras características dos glaciares, tais como o equilíbrio em massa, distribuição da espessura do gelo e hidráulica interna. Para a maioria dos glaciares em todo o mundo, esses dados não estão disponíveis e a sua resposta às alterações climáticas pode, por isso, ser aproximada ao esquema simplificado mostrado na FAQ 4.2, Figura 1.

A cordilheira Caracórum-Himalaias, por exemplo, apresenta uma grande variedade de tipos de glaciares e condições climáticas e as caraterísticas do glaciar ainda são pouco conhecidas. Isso faz com que determinar a sua evolução futura seja particularmente incerto. No entanto, espera-se que as lacunas no conhecimento diminuam substancialmente nos próximos anos, graças ao aumento da utilização de dados de satélite (ex.: para compilar inventários de glaciares ou derivar velocidades de fluxo) e extensão da rede de medições em terra.



FAQ 4.2, Figura 1 | Esquema dos três tipos de glaciares localizados em altitudes diferentes e a sua resposta a uma deslocação ascendente da altitude da linha de equilíbrio (ALE). (a) Para um determinado clima, a ALE tem um altitude específica (ALE1) e todos os glaciares têm um tamanho específico. (b) Devido a um aumento da temperatura, a ALE desloca-se ascendentemente para uma nova altitude (ALE2), resultando, inicialmente, em áreas de acumulação reduzidas e áreas de ablação maiores para todos os glaciares. (c) Depois do tamanho do glaciar se ajustar à nova ALE, o vale glaciar (esquerda) perdeu a sua frente glaciar e o glaciar pequeno (direita) desapareceu completamente.

Em resumo, o destino dos glaciares será variável, dependendo das suas caraterísticas específicas e das condições climáticas futuras. Haverá mais glaciares a desaparecer; outros irão perder a maior parte das suas porções de baixa altitude e outros poderão não mudar substancialmente. Sempre que a ALE já esteja acima da elevação mais alta num determinado glaciar, esse glaciar está destinado a desaparecer completamente, a menos que o clima arrefeça. Da mesma forma, todos os glaciares irão desaparecer nas regiões onde a ALE sobe acima da sua maior elevação no futuro.

Perguntas Frequentes

FAQ 5.1 | O Sol é um dos Principais Impulsionadores das Alterações Climáticas Recentes?

A radiação solar global (RSG, Capítulo 8) é uma medida da energia total recebida do sol no topo da atmosfera. Varia numa grande variedade de escalas de tempo, de milhares de milhões de anos a apenas alguns dias, embora as variações tenham sido relativamente pequenas nos últimos 140 anos. As alterações na irradiação solar são um impulsionador importante da variabilidade do clima (Capítulo 1; Figura 1.1) juntamente com emissões vulcânicas e fatores antropogénicos. Como tal, ajudam a explicar a alteração observada nas temperaturas globais da superfície durante o período instrumental (FAQ 5.1, Figura 1; Capítulo 10) e durante o último milénio. Enquanto a variabilidade solar pode ter tido uma contribuição visível para as alterações na temperatura global da superfície no início do século XX, não pode explicar o aumento observado desde que a RSG começou a ser medida diretamente por satélites em finais de 1970 (Capítulos 8, 10).

O núcleo do sol é um enorme reator de fusão nuclear que converte hidrogénio em hélio. Este processo produz energia que irradia por todo o sistema solar como radiação eletromagnética. A quantidade de energia que atinge o topo da atmosfera terrestre varia de acordo com a geração e emissão de energia eletromagnética pelo Sol e na órbita da Terra em torno do Sol.

Os instrumentos baseados em satélite têm medido diretamente a RSG desde 1978 e indicam que, em média, ~1361 W m^{-2} atingem o topo da atmosfera terrestre. Partes da superfície da Terra, poluição atmosférica e nuvens na atmosfera atuam como um espelho e refletem cerca de 30% dessa energia para o espaço. Os níveis mais elevados da RSG são registados quando o Sol está mais ativo. As variações de radiação seguem, aproximadamente, o ciclo das manchas solares de 11 anos: durante os últimos ciclos, os valores da RSG flutuaram numa média de cerca de 0,1%.

Para o período pré satélite, as variações da RSG têm de ser estimadas a partir do número de manchas solares (de volta a 1610) ou a partir de radioisótopos que se formam na atmosfera e arquivados em gelo polar e anéis de crescimento. Períodos distintos de 50 a 100 anos de atividade solar muito baixa - tal como o Mínimo de Maunder entre 1645 a 1715 - são comumente designados como grandes mínimos solares. A maior parte das estimativas de alterações da RSG entre o Mínimo de Maunder e os dias atuais estão na ordem de 0,1%, semelhante à amplitude da variabilidade de 11 anos.

Como é que a variabilidade solar pode ajudar a explicar o registo da temperatura global da superfície observada em 1870? Para responder a esta pergunta, é importante entender que estão envolvidos outros impulsionadores climáticos, sendo que cada um produz padrões característicos de respostas climáticas regionais. No entanto, é a combinação de todos eles que causa a alteração do clima observada. A variabilidade solar e as erupções vulcânicas são fatores naturais. Por outro lado, os fatores antropogénicos (produzidos pelos humanos), incluem alterações nas concentrações de gases de efeito estufa e nas emissões de poluição atmosférica visível (aerossóis) e de outras substâncias provenientes de atividades humanas. A "variabilidade interna" refere-se às flutuações dentro do sistema climático, por exemplo, devido à variabilidade do clima ou fenómenos como o El Niño - Oscilação Sul.

As contribuições relativas destes fatores naturais e antropogénicos mudam com o tempo. A FAQ 5.1, Figura 1 ilustra essas contribuições com base num cálculo muito simples, no qual a variação da temperatura média global da superfície representa a soma de quatro componentes linearmente relacionados com o forçamento solar, vulcânico e antropogénico e à variabilidade interna. A temperatura global da superfície aumentou aproximadamente 0,8°C de 1870 a 2010 (FAQ 5.1, Figura 1a). No entanto, este aumento não foi uniforme: por vezes, os fatores que arrefecem a superfície da terra - erupções vulcânicas, reduzem a atividade solar, a maior parte das emissões antropogénicas de aerossóis superou esses fatores que a aquecem, tal como os gases de efeito de estufa e a variabilidade gerada no sistema climático provocou mais flutuações não relacionadas com influências externas.

A contribuição solar para o registo da alteração da temperatura global da superfície é dominada pelo ciclo solar de 11 anos, o que pode explicar as flutuações da temperatura global até, aproximadamente, 0,1°C entre a mínima e a máxima (FAQ 5.1, Figura 1b). Uma tendência de aumento na atividade solar a longo prazo no início do século XX poderá ter aumentado o aquecimento registado durante este intervalo, juntamente com a variabilidade interna, aumento dos gases de efeito de estufa e uma interrupção no vulcanismo. Contudo, não pode explicar o aumento observado desde finais de 1970 e até houve uma leve tendência descendente da RSG, de 1986 a 2008 (Capítulos 8 e 10).

As erupções vulcânicas contribuem para a alteração da temperatura global da superfície através da injeção, periódica, de aerossóis na atmosfera, que arrefece a superfície da Terra (FAQ 5.1, Figura 1c). As grandes erupções vulcânicas, tais como a erupção do Monte Pinatubo em 1991, podem arrefecer a superfície em cerca de 0,1°C a 0,3°C até três anos.

(continua na página seguinte)

FAQ 5.1 (continuação)

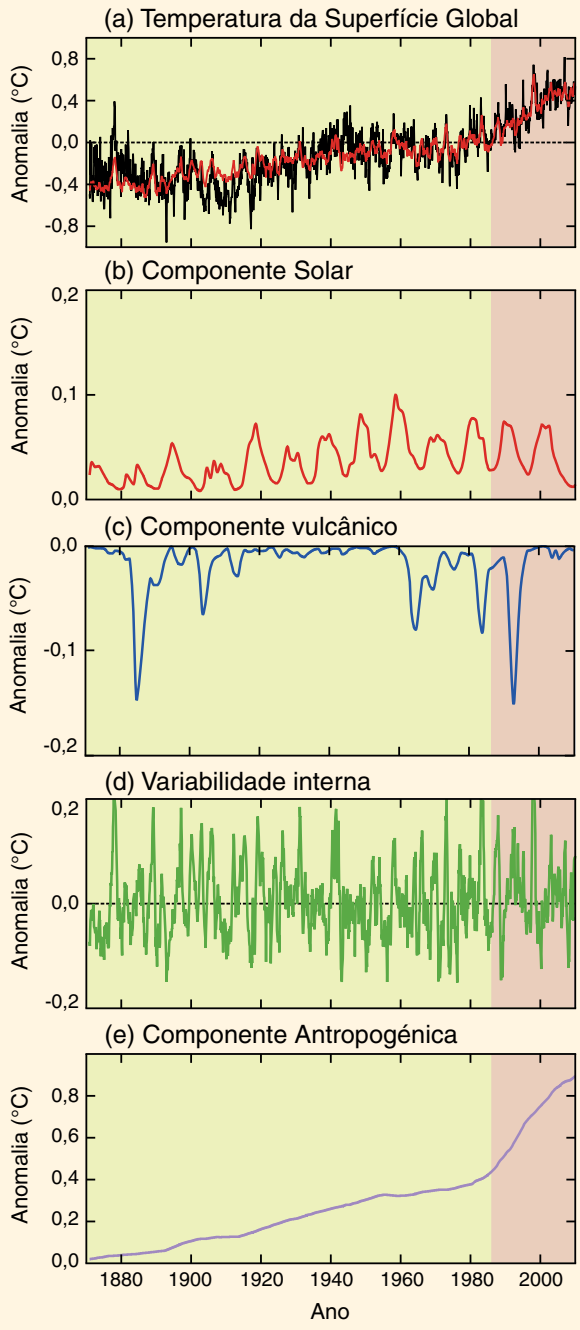
O componente mais importante da variabilidade climática interna é o El Niño - Oscilação Sul, que tem um grande efeito nas variações tropicais e na temperatura média global ano após ano (FAQ 5.1, Figura 1d). Foram registadas temperaturas anuais relativamente altas durante os eventos do El Niño, tal como em 1997–1998.

A variabilidade das temperaturas globais da superfície observadas de 1870 a 2010 (Figura 1a) refletem as influências combinadas de fatores naturais (solar, vulcânico, interno; FAQ 5.1, Figura 1b–d) sobrepostas na tendência de aquecimento multi decadal de fatores antropogénicos (FAQ 5.1, Figura 1e).

Antes de 1870, quando as emissões antropogénicas de gases de efeito estufa e aerossóis eram menores, as alterações na atividade solar e vulcânica e variabilidade interna desempenhavam um papel mais importante, embora as contribuições específicas destes fatores individuais para as temperaturas globais da superfície sejam menos certas. A mínima solar que durou várias décadas tem sido frequentemente associada a condições de frio. No entanto, estes períodos também são frequentemente afetados por erupções vulcânicas, tornando difícil de quantificar a contribuição solar.

Na escala regional, as alterações na atividade solar foram relacionadas com alterações no clima da superfície e na circulação atmosférica nas áreas do Indo-Pacífico, Norte da Ásia e Atlântico Norte. Os mecanismos que amplificam os efeitos regionais das flutuações relativamente pequenas de RDG no ciclo solar de aproximadamente 11 anos implicam interações dinâmicas entre a atmosfera inferior e superior ou entre a temperatura da superfície do oceano e a atmosfera, e têm pouco impacto nas temperaturas médias globais (ver Caixa 10.2).

Por último, uma diminuição na atividade solar durante a mínima solar anterior há alguns anos atrás (FAQ 5.1, Figura 1b) levanta a questão da sua influência futura no clima. Apesar das incertezas sobre a atividade solar futura, existe *confiança alta* de que os efeitos da atividade solar na gama atual de valores máximos e mínimos solares serão muito menores do que as alterações devidas aos efeitos antropogénicos.



FAQ 5.1, Figura 1 | Anomalias na temperatura global da superfície de 1870 a 2010 e os fatores naturais (solar, vulcânico e interno) e antropogénicos que as influenciam. (a) Registo da temperatura global da superfície (1870–2010) relativa à temperatura média global da superfície de 1961 a 1990 (linha preta). Um modelo da alteração da temperatura global da superfície (a: linha vermelha) produzido através da soma dos impactos de fatores naturais (b, c, d) e antropogénicos (e) na temperatura. (b) Resposta estimada da temperatura ao forçamento solar. (c) Resposta estimada da temperatura às erupções vulcânicas. (d) Variabilidade estimada da temperatura devido à variabilidade interna, aqui relacionada com o El Niño - Oscilação Sul. (e) Resposta estimada da temperatura ao forçamento antropogénico, consistindo num componente de aquecimento dos gases de efeito de estufa e num componente de arrefecimento da maior parte dos aerossóis.

Perguntas Frequentes

FAQ 5.2 | Quão Incomum é a Atual Taxa de Variação do Nível do Mar?

A taxa da alteração do nível médio global do mar - uma média de 1,7 ± 0,2 mm ano^{-1} para o século XX e entre 2,8 e 3,6 mm ano $^{-1}$ desde 1993 (Capítulo 13) - não é comum no contexto das variações à escala decenal dos últimos dois milénios. No entanto, ocorreram taxas de alteração do nível do mar muito mais rápidas durante períodos passados de rápida desintegração do manto de gelo, como transições entre períodos glaciares e interglaciares. Os efeitos tectónicos excecionais também podem impulsionar alterações muito rápidas no nível do mar local, com as taxas locais a ultrapassarem as atuais taxas globais de alteração.

O "nível do mar" é comumente considerado como o ponto onde o oceano se encontra com a terra. Os cientistas da terra definem o nível do mar como uma medida da posição da superfície do mar em relação à terra, sendo que ambos podem estar em movimento em relação ao centro da Terra. Assim, uma medição do nível do mar reflete uma combinação de fatores geofísicos e climáticos. Os fatores geofísicos que afetam o nível do mar incluem o aluimento ou elevação de terras e ajustamentos glaciares isostáticos - a resposta do sistema terra-oceano às alterações na distribuição em massa na Terra, especificamente a água do oceano e o gelo terrestre.

As influências climáticas incluem variações nas temperaturas do oceano, que fazem com que a água do mar se expanda ou contraia, alterações no volume dos glaciares e mantos de gelo e alterações nas correntes oceânicas. As alterações locais e regionais nestes fatores climáticos e geofísicos produzem desvios significativos da estimativa global da taxa média da alteração do nível do mar. Por exemplo, o nível do mar *local* está a decrescer a uma taxa de aproximadamente 10 mm ano^{-1} ao longo da costa norte da Suécia (Golfo de Bótnia), devido à elevação contínua provocada por gelo continental que derreteu após o último período glaciar. Em contrapartida, o nível do mar *local* subiu a uma taxa de ~20 mm ano^{-1} de 1960 a 2005 a sul de Banguecoque, principalmente em resposta ao aluimento devido à extração de águas subterrâneas.

Durante os últimos ~150 anos, a alteração do nível do mar foi registada nas estações maregráficas e nos últimos ~20 anos, com altímetros satélite. Os resultados destes dois conjuntos de dados são consistentes para o período de sobreposição. A taxa global média da subida do nível do mar de ~1,7 ± 0,2 mm ano^{-1} ao longo do século XX - e cerca de duas vezes ao longo das últimas duas décadas - pode parecer pequena em comparação com as observações das oscilações das ondas e das marés em todo o mundo que podem ser ordens de magnitudes maiores. Ainda assim, se estas taxas persistem durante intervalos de tempo longos, a magnitude acarreta consequências importantes para regiões costeiras de baixa altitude densamente povoadas, onde até um pequeno aumento do nível do mar pode inundar grandes áreas de terra.

Antes do período instrumental, as taxas locais de alterações no nível do mar são estimadas a partir de medidas indiretas registadas em arquivos sedimentares, fósseis e arqueológicos. Estes registos aproximados são espacialmente limitados e refletem as condições locais e globais. Porém, a reconstrução de um sinal global está fortalecida quando os registos aproximados individuais de diferentes cenários ambientais convergem num sinal comum. É importante notar que os arquivos geológicos - especialmente aqueles antes de cerca de 20 000 anos atrás - apenas capturam alterações à escala milenar no nível do mar. As estimativas das taxas de alteração no nível do mar à escala secular são, portanto, baseadas em informação à escala milenar, mas deve reconhecer-se que tais dados não excluem, necessariamente, taxas mais rápidas de alterações no nível do mar à escala secular.

As reconstruções do nível do mar para os dois últimos milénios oferecem uma oportunidade de utilizar registos aproximados para sobrepor, e ir além, do período experimental. Um exemplo recente provém de depósitos de sapais na costa atlântica dos Estados Unidos da América, combinados com reconstruções do nível do mar baseadas em dados marégrafos e previsões de modelos, para documentar uma taxa média de alteração do nível do mar desde finais do século XIX de 2,1 ± 0,2 mm yr^{-1}. Este aumento secular ultrapassa qualquer outra taxa de variação à escala secular em todos os registos feitos durante todo o ano 2000 para esta mesma secção da costa.

Por vezes, em escalas de tempo mais longas, foram encontradas taxas e amplitudes muito maiores de alterações do nível do mar. Os ciclos climáticos glacial-interglacial nos últimos 500 000 anos resultaram em alterações globais do nível do mar de cerca de 120 a 140 m. Grande parte desta alteração no nível do mar ocorreu em 10 000 a 15 000 anos durante a transição de um período totalmente glacial para um período interglacial, com taxas médias de 10 a 15 mm ano^{-1}. Estas taxas elevadas só são sustentáveis quando a Terra está a emergir de períodos de extrema glaciação, quando grandes camadas de gelo entram em contacto com os oceanos. Por exemplo, durante a transição do último máximo glacial (há cerca de 21 000 anos) até ao presente interglacial (Holoceno, últimos 11 650 anos), os depósitos de recifes de corais fósseis indicam que o nível do mar subiu abruptamente de 14 a 18 m em menos de 500 anos. Este acontecimento é conhecido como *Meltwater Pulse 1A*, na qual a taxa de subida do nível do mar atingiu mais de 40 mm ano^{-1}.

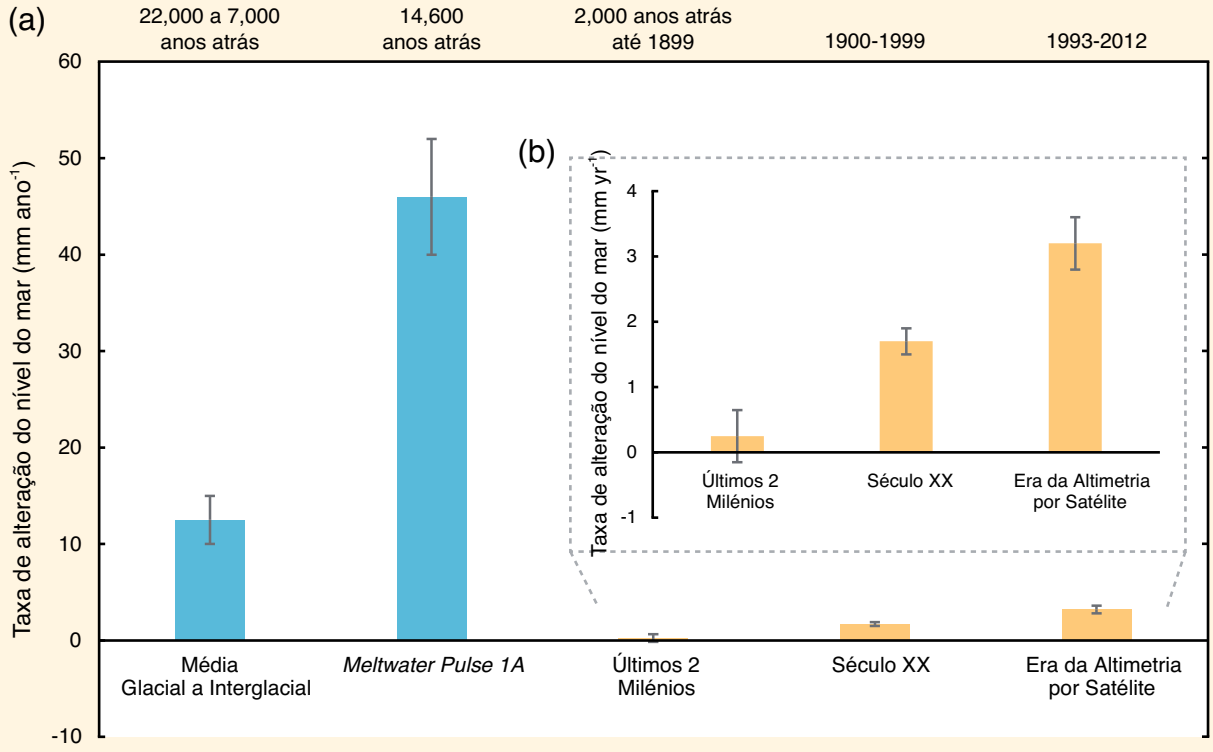
Estes exemplos de escalas de tempo mais longas indicam taxas de alteração do nível do mar maiores do que as observadas atualmente, mas não nos devemos esquecer que todas elas ocorreram em circunstâncias especiais: em alturas de transição da condição glacial para interglacial; em locais onde as consequências a longo prazo destas transições ainda

(continua na página seguinte)

FAQ 5.2 (continuação)

estão a ocorrer; em locais de grandes elevações tectónicas ou nos grandes deltas, onde o aluimento devido à compactação dos sedimentos - por vezes amplificada pela extração de fluidos do solo - é dominante.

O registo geológico e instrumental suporta a conclusão de que a atual taxa de alteração do nível médio global do mar é incomum em relação ao observado e/ou estimado durante os últimos dois milénios. Foram observadas taxas mais altas no registo geológico, especialmente durante os períodos de transição entre o período glacial e interglacial.



FAQ 5.2, Figura 1 | (a) Estimativas da taxa média de alteração do nível global médio do mar (em mm ano^{-1}) para cinco intervalos de tempo selecionados: última transição glacial para interglacial; Impulsão da Água do Degelo 1A; últimos 2 milénios; século XX; era da altimetria por satélite (1993–2012). As colunas azuis denotam intervalos de tempo de transição de um período glacial para um período interglacial, enquanto as colunas laranjas denotam o atual período interglacial. As barras pretas indicam a taxa de valores prováveis da taxa média de alteração do nível global médio do mar. Observe as características das taxas globais mais elevadas da alteração do nível médio global do mar em alturas de transição entre períodos glaciares e interglaciares. (b) Visão alargada da taxa de alteração do nível global médio do mar durante três intervalos de tempo do atual período interglacial.

Perguntas Frequentes

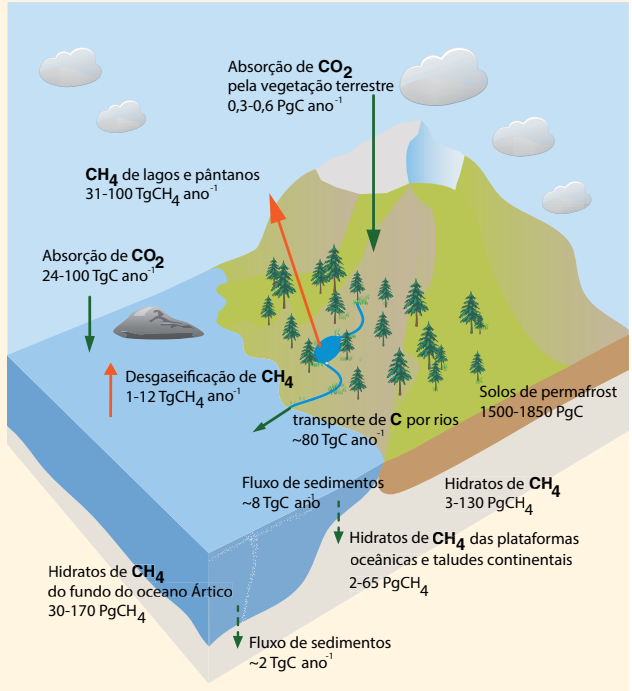
FAQ 6.1 | A Libertação Rápida de Metano e de Dióxido de Carbono resultantes do Degelo do *Permafrost* ou do Aquecimento do Oceano podem Aumentar Substancialmente o Aquecimento?

O permafrost *é o solo permanentemente congelado, encontrado principalmente nas latitudes altas do Ártico. O* permafrost*, incluindo o* permafrost *submarino das plataformas pouco profundas do Oceano Ártico, contém antigos depósitos de carbono orgânico. Alguns são relíquias da última glaciação e retêm, pelo menos, duas vezes a quantidade de carbono atualmente presente na atmosfera como dióxido de carbono (CO_2). Caso uma parte considerável deste carbono seja libertada como metano e CO_2, aumentaria as concentrações atmosféricas, o que levaria a temperaturas atmosféricas mais elevadas. Isso, por sua vez, faria com que ainda mais metano e CO_2 fosse libertado, criando um feedback positivo, o que aumentaria ainda mais o aquecimento global.*

O domínio do Ártico representa, atualmente, um sumidouro de CO_2— sequestrando cerca de 0,4 ± 0,4 PgC ano^{-1} no crescimento da vegetação que representa cerca de 10% do atual sumidouro terrestre total. Também é uma fonte modesta de metano (CH_4): entre 15 e 50 Tg(CH_4) ano^{-1} são, sobretudo, emitidos pelas zonas húmidas sazonalmente descongeladas que correspondem a 10% da fonte global de metano das zonas húmidas. Ainda não existem provas de que o descongelamento contribui significativamente para as atuais quantidades globais destes dois gases de efeito de estufa. No entanto, de acordo com o aquecimento sustentado do Ártico, os estudos de modelação e pareceres de peritos indicam, com concordância média, que poderá ocorrer uma potencial libertação combinada totalizando até 350 PgC de CO_2 equivalente até ao ano 2100.

Os solos do *permafrost* na terra e nas plataformas oceânicas, contêm grandes reservatórios de carbono orgânico, que devem ser descongelados e decompostos por micróbios antes de poder ser libertado - principalmente como CO_2. Onde o oxigénio é limitado, como em solos ensopados de água, alguns micróbios também produzem metano.

Na terra, o permafrost é revestido por uma "camada ativa" superficial, que derrete durante o verão e faz parte do ecossistema de tundra. Se as temperaturas de primavera e verão se tornarem mais quentes, em média, a camada ativa vai engrossar, disponibilizando mais carbono orgânico para decomposição microbiana. No entanto, os verões mais quentes também resultariam numa maior absorção de dióxido de carbono pela vegetação do Ártico através da fotossíntese. Isso significa que o equilíbrio líquido do carbono no Ártico é delicado entre o aumento da absorção e da libertação de carbono.



FAQ 6.1, Figura 1 | Um gráfico simplificado dos atuais principais reservatórios e fluxos de carbono no domínio do Ártico, incluindo *permafrost* na terra, nas plataformas continentais e no oceano. (Adaptado de McGuire *et al.*, 2009; Tarnocai *et al.*, 2009.) TgC = 10^{12} gC, and PgC = 10^{15} gC.

As condições hidrológicas durante o degelo de verão também são importantes. O derretimento dos corpos de gelo terrestre excedente pode criar condições de água estagnada nos reservatórios e lagos, onde a falta de oxigénio induzirá a produção de metano. A complexidade das paisagens árticas afetadas pelo aquecimento global significa que temos uma *confiança baixa* em relação a qual desses diferentes processos pode dominar numa escala regional. A difusão do calor e o derretimento do *permafrost* demora algum tempo - de facto, o *permafrost* mais profundo do Ártico pode ser visto como uma relíquia da última glaciação, que ainda se está a desgastar lentamente - por isso, qualquer perda significativa do carbono do solo do *permafrost* ocorrerá durantes escalas temporais longas.

Com oxigénio suficiente, a decomposição da matéria orgânica no solo é acompanhada pela libertação de calor por micróbios (semelhantes ao adubo), que, durante o verão, podem estimular ainda mais o degelo do *permafrost*. Dependendo do conteúdo de carbono e de gelo do *permafrost*, e do regime hidrológico, este mecanismo poderia, influenciado pelo aquecimento, desencadear a degradação relativamente rápida do *permafrost* local. *(continua na página seguinte)*

FAQ 6.1 (continuação)

Os estudos de modelação da dinâmica do *permafrost* e das emissões de gases de efeito estufa indicam um *feedback* positivo relativamente lento, em escalas temporais de centenas de anos. Até ao ano 2100, podem ser libertados até 250 PgC como CO_2 e até 5 Pg como CH_4. Dado o mais forte potencial de aquecimento por efeito de estufa do metano, isso corresponde a mais 100 PgC de CO_2 equivalente libertado até ao ano 2100. Estas quantidades são semelhantes em magnitude a outras respostas biogeoquímicas, por exemplo, o CO_2 adicional libertado pelo aquecimento global dos solos terrestres. No entanto, os modelos atuais não incluem toda a complexidade dos processos do Ártico que ocorrem quando o *permafrost* derrete, tal como a formação de lagos e lagoas.

Os hidratos de metano são outra forma de carbono congelado que ocorre nos solos profundos de *permafrost*, plataformas oceânicas, taludes continentais e sedimentos mais profundos do fundo do oceano. São constituídos por metano e aglomerados de moléculas de água, que só são estáveis numa janela específica de temperaturas baixas e altas pressões. Em terra e no oceano, a maior parte destes hidratos têm origem no carbono biogénico marinho ou terrestre, decompõem-se na ausência de oxigénio e são capturados num ambiente aquático sob condições de temperatura - pressão adequadas.

Qualquer aquecimento dos solos de *permafrost*, águas e sedimentos oceânicos e/ou alterações na pressão podem destabilizar esses hidratos, libertando o seu CH_4 para o oceano. Durante libertações maiores e mais esporádicas, uma parte desse CH_4 também pode ser libertada para a atmosfera. Existe um grande reservatório destes hidratos: só no Ártico, a quantidade de CH_4 armazenada como hidratos pode ser mais de 10 vezes superior ao CH_4 atualmente na atmosfera global.

Como o degelo do *permafrost*, a libertação de hidratos na terra é um processo lento, levando décadas a séculos. As regiões mais profundas do oceano e os sedimentos do fundo vão demorar ainda mais tempo - entre séculos e milénios para aquecer o suficiente para destabilizar os hidratos dentro deles. Além disso, o metano lançado em águas mais profundas tem de atingir a superfície e a atmosfera antes que se possa tornar climaticamente ativo, mas espera-se que a maior parte seja consumida por microrganismos antes de lá chegar. Apenas o CH_4 dos hidratos nas plataformas rasas, como no oceano Ártico a norte da Sibéria oriental, pode realmente alcançar a atmosfera para ter um impacto climático.

Vários estudos recentes têm documentado emissões de CH_4 localmente significativas sobre a plataforma ártica siberiana e dos lagos siberianos. Ainda não se sabe quanto deste CH_4 é originado a partir da decomposição de carbono orgânico ou através da destabilização dos hidratos. Também não há provas disponíveis para determinar se essas fontes têm sido estimuladas pelo recente aquecimento regional ou se sempre existiram - é possível que estas infiltrações de CH_4 tenham estado presentes desde a última desglaciação. Em qualquer dos casos, estas fontes dão uma contribuição muito pequena para a quantidade de CH_4 global - menos de 5%. Isto também é confirmado pelas observações da concentração atmosférica de metano, que não apresentam qualquer aumento substancial sobre o Ártico.

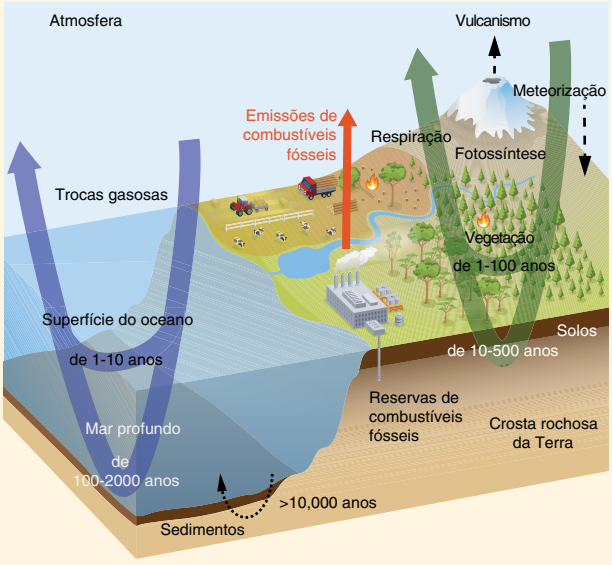
Contudo, os estudos de modelação e os pareceres de peritos indicam que as emissões de CH_4 e de CO_2 vão aumentar com o aquecimento do Ártico e que vão fornecer uma resposta climática positiva. Ao longo dos séculos, essa resposta será moderada: de uma magnitude semelhante a outros *feedbacks* de ecossistemas climáticos-terrestres. Ainda assim, ao longo de milénios ou mais, as libertações de CO_2 e de CH_4 do *permafrost* e das plataformas/taludes continentais são muito mais importantes, devido aos grandes reservatórios de carbono e hidratos de metano envolvidos.

Perguntas Frequentes

FAQ 6.2 | O que Acontece ao Dióxido de Carbono depois de ser Emitido para a Atmosfera?

O dióxido de carbono (CO_2), após ser emitido para a atmosfera é, em primeiro lugar, rapidamente distribuído entre a atmosfera, o oceano e a vegetação. Posteriormente, o carbono continua a ser transportado entre os diferentes reservatórios do ciclo global do carbono, como os solos, o oceano mais profundo e as rochas. Algumas destas trocas ocorrem muito lentamente. Dependendo da quantidade de CO_2 libertado, entre 15% e 40% ficará na atmosfera até 2000 anos, sendo depois estabelecido um novo equilíbrio entre a atmosfera, a biosfera da terra e o oceano. Os processos geológicos vão demorar dezenas a centenas de milhares de anos - talvez mais - a redistribuir ainda mais o carbono entre os jazigos geológicos. As concentrações atmosféricas elevadas de CO_2 e os impactos climáticos associados das atuais emissões vão, portanto, persistir durante muito tempo no futuro.

0 CO_2 é um gás não reativo em grande parte e que é rapidamente misturado em toda a troposfera em menos de um ano. Ao contrário dos compostos químicos reativos na atmosfera que são removidos e degradados em sumidouros, tal como o metano, o carbono é, por sua vez, redistribuído entre os diferentes reservatórios do ciclo global do carbono e, finalmente, reciclado de volta para a atmosfera numa variedade de escalas temporais. FAQ 6.2, A Figura 1 mostra um diagrama simplificado do ciclo global do carbono. As setas abertas indicam prazos típicos para que os átomos de carbono sejam transferidos através dos diferentes reservatórios.



FAQ 6.2, Figura 1 | Esquema simplificado do ciclo global do carbono que apresenta as típicas escalas temporais de rotatividade para transferências de carbono através dos principais reservatórios.

Antes da Era Industrial, o ciclo global de carbono estava mais ou menos equilibrado. Isto pode ser deduzido a partir das medições do núcleo do gelo, que mostram uma concentração atmosférica de CO_2 quase constante ao longo dos últimos vários milhares de anos antes da Era Industrial. Contudo, as emissões antropogénicas de dióxido de carbono para a atmosfera perturbaram esse equilíbrio. À medida que as concentrações globais de CO_2 aumentam, os processos de troca entre o CO_2 e a superfície do oceano e a vegetação são alterados, assim como as subsequentes trocas dentro e entre os reservatórios de carbono na terra, no oceano e, eventualmente, na crosta da Terra. Desta forma, o carbono adicionado é redistribuído pelo ciclo global do carbono, até que as trocas de carbono entre os diferentes reservatórios tenham alcançado um novo e aproximado equilíbrio.

Sobre o oceano, as moléculas de CO_2 passam através da interface ar-mar por troca gasosa. Na água do mar, o CO_2 interage com as moléculas de água para formar ácido carbónico, que reage rapidamente com o grande reservatório de carbono inorgânico dissolvido - iões de bicarbonato e carbonato - no oceano. As correntes e a formação de águas mais densas transportam o carbono entre a superfície e as camadas mais profundas do oceano. A biota marinha também redistribui o carbono: os organismos marinhos desenvolvem tecido orgânico e conchas calcárias nas águas superficiais que, após a sua morte, se afundam, ondeo carbono volta para o seu reservatório inorgânico através da dissolução e da decomposição microbiana. Uma pequena parte chega ao fundo do mar e é incorporada nos sedimentos.

O carbono adicional das emissões antropogénicas tem o efeito de aumentar a pressão parcial de CO_2 atmosférico, que por sua vez aumenta a troca de moléculas de CO_2 entre o ar e o mar. Na superfície do oceano, a química do carbonato reduz rapidamente o CO_2 extra. Como resultado, as águas da superfície do oceano atingem um equilíbrio com a atmosfera dentro de 1 ou 2 anos. O movimento do carbono da superfície para as profundidades médias e águas mais profundas demora mais tempo — entre décadas e muitos séculos. Em escalas temporais ainda mais longas, a acidificação pela invasão do CO_2 dissolve os sedimentos carbonatados no fundo do mar, o que aumenta ainda mais a absorção do oceano. No entanto, a compreensão atual sugere que, a menos que ocorram substanciais alterações na circulação do oceano, o crescimento do plâncton permanece praticamente inalterado porque é limitado, principalmente, por fatores ambientais, tais como nutrientes e luz, e não pela disponibilidade de carbono inorgânico que não contribui de forma significativa para a absorção de CO_2 antropogénico pelo oceano. *(continua na página seguinte)*

FAQ 6.2 (continuação)

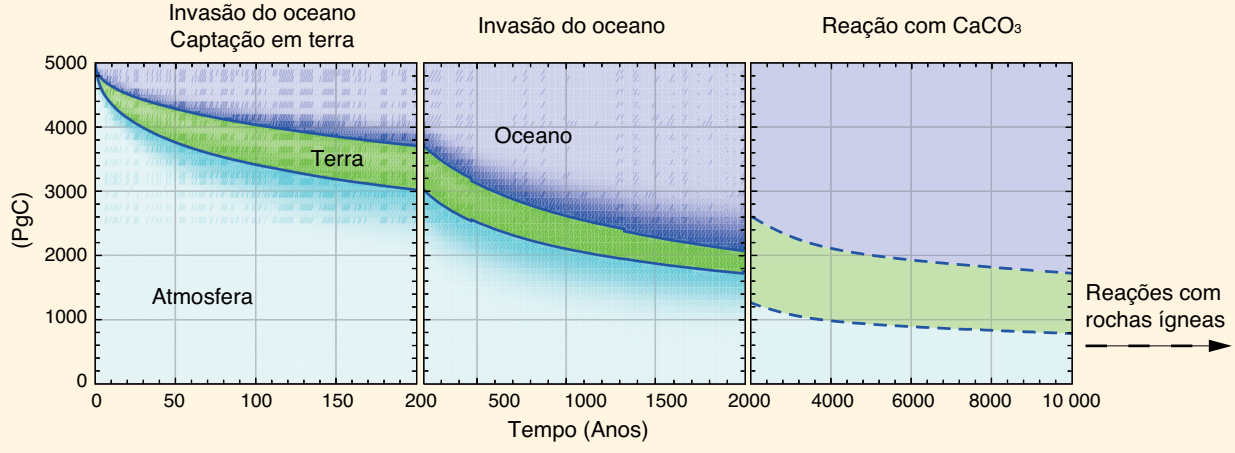
Em terra, a vegetação absorve CO_2 pela fotossíntese e converte-o em matéria orgânica. Uma parte deste carbono é imediatamente devolvido à atmosfera como CO_2 pela respiração das plantas. As plantas usam o restante para o crescimento. A matéria vegetal morta é incorporada nos solos, eventualmente para ser decomposta pelos microrganismos e, depois, respirada de volta para a atmosfera como CO_2. Além disso, o carbono na vegetação e nos solos também é novamente convertido em CO_2 por incêndios, insetos, herbívoros, bem como pela colheita de plantas e subsequente consumo por gado ou pelos humanos. Algum carbono orgânico é, além disso, transportado no oceano por correntes e rios.

Um aumento no CO_2 atmosférico estimula a fotossíntese e, assim, a absorção de carbono. Além disso, as concentrações elevadas de CO_2 ajudam as plantas em áreas secas a utilizar a água subterrânea de forma mais eficiente. Isto, por sua vez, aumenta a biomassa na vegetação e nos solos promovendo, assim, um sumidouro de carbono na terra. A magnitude deste reservatório, contudo, também depende criticamente de outros fatores, como a água e a disponibilidade de nutrientes.

Os modelos climáticos acoplados do ciclo do carbono indicam que menos carbono é absorvido pelo oceano e pela terra à medida que o oceano aquece, constituindo uma resposta climática positiva. Diversos fatores contribuem para este efeito: a água do mar mais quente, por exemplo, tem uma solubilidade de CO_2 mais baixa, pelo que as reações de carbono quimicamente alterado resultam numa menor absorção oceânica do CO_2 atmosférico excedente. Em terra, as temperaturas mais elevadas promovem períodos de crescimento sazonal mais longos em latitudes temperadas e elevadas mas também tornam mais rápida a respiração do solo.

O tempo que demora a alcançar um novo equilíbrio da distribuição do carbono depende dos tempos de transferência de carbono através dos diferentes reservatórios e ocorre numa grande variedade de escalas temporais. Primeiro, o carbono é trocado entre os reservatórios de carbono "rápidos", como a atmosfera, a superfície do oceano, vegetação terrestre e solos, em escalas temporais de até alguns milhares de anos. Ao longo de escalas temporais mais longas, os processos geológicos secundários muito lentos - dissolução de sedimentos de carbono e enterramento de sedimentos na crosta da Terra - tornam-se importantes.

A FAQ 6.2, A figura 2 ilustra a redução de uma grande quantidade excedente de CO_2 (5000 PgC ou cerca de 10 vezes o CO_2 cumulativo emitido até agora desde o início da Era Industrial) emitida para a atmosfera e como está redistribuída entre a terra e o oceano ao longo do tempo. Durante os primeiros 200 anos, o oceano e a terra absorvem quantidades semelhantes de carbono. Em escalas de tempo mais longas, a absorção do oceano domina sobretudo devido à grande dimensão do seu reservatório (~38 000 PgC) em relação à terra (~4000 PgC) e à atmosfera (589 PgC antes da Era Industrial). Devido à química do oceano, o tamanho da contribuição inicial é importante: as emissões mais elevadas implicam que uma grande parte do CO_2 irá permanecer na atmosfera. Depois de 2000 anos, a atmosfera ainda irá conter entre 15% e 40% daquelas emissões de CO_2 iniciais. Uma redução adicional por dissolução de sedimentos de carbonato e reações com rochas ígneas, como erosão do silicato e enterramento de sedimentos, demorará qualquer coisa como dezenas a centenas de milhares de anos ou até mais.



FAQ 6.2, Figura 2 | Redução de uma quantidade excedente de CO_2 de 5000 PgC emitida em tempo zero para a atmosfera e a sua subsequente redistribuição na terra e no oceano enquanto função do tempo, calculada por modelos climáticos acoplados do ciclo de carbono. Os tamanhos das bandas de cor indicam a absorção de carbono pelo respetivo reservatório. Os primeiros dois painéis mostram a média multimodelo de um projeto de intercomparação de modelos (Joos et al., 2013). O último painel mostra a redistribuição a longo prazo, incluindo a dissolução dos sedimentos carbonatados, conforme calculado com um Modelo do Sistema Terrestre de Complexidade Intermediária (de acordo com Archer *et al.*, 2009b).

Perguntas Frequentes

FAQ 7.1 | Como é que as Nuvens Afetam o Clima e as Alterações Climáticas?

As nuvens afetam profundamente o clima atual, mas só as observações por si só ainda não nos conseguem dizer como irão afetar um futuro clima mais quente. A previsão abrangente das alterações na nebulosidade exigem um modelo climático global. Tais modelos simulam campos de nuvens que se assemelham aos observados mas permanecem erros e incertezas importantes. Modelos climáticos diferentes produzem diferentes previsões de como as nuvens vão mudar num clima mais quente. Com base em todas as provas disponíveis, parece provável que o feedback *da nuvem-clima amplifique o aquecimento global. Se assim for, a força desta amplificação permanece incerta.*

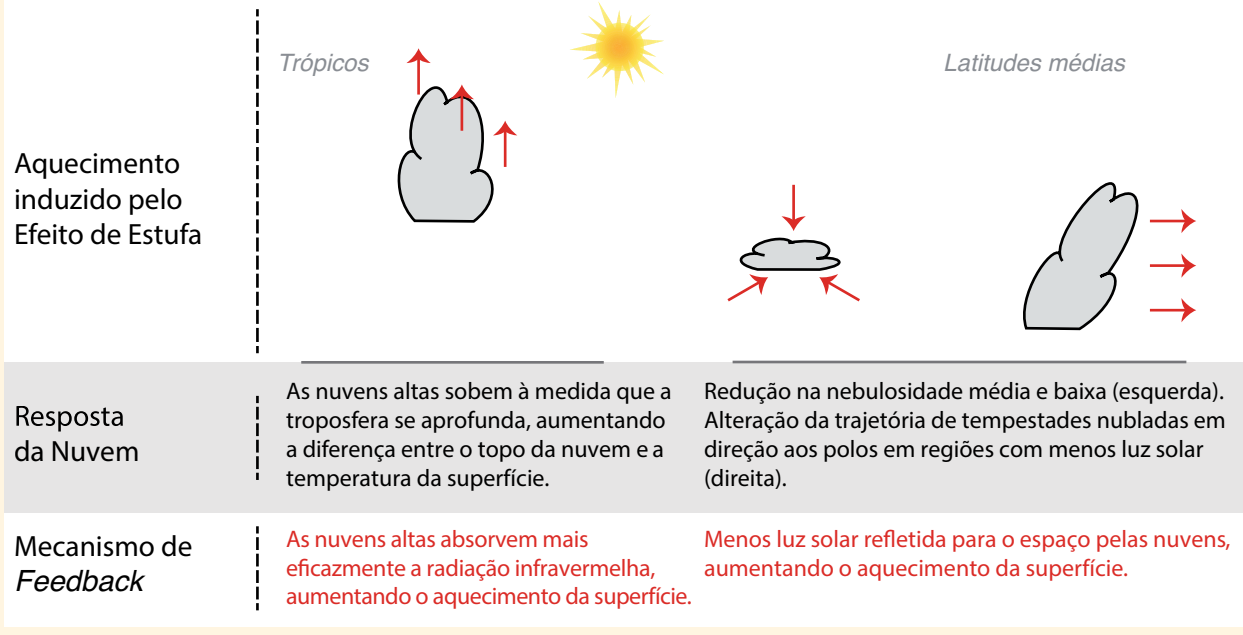
Os cientistas têm reconhecido, desde 1970, a importância crítica das nuvens para o sistema climático e para as alterações climáticas. As nuvens afetam o sistema climático de várias maneiras. Produzem a precipitação (chuva e neve) que é necessária para a maior parte da vida na terra. Aquecem a atmosfera à medida que o vapor de água condensa. Embora alguma da água condensada se volte a evaporar, a precipitação que atinge a superfície representa um aquecimento líquido do ar. As nuvens afetam profundamente os fluxos da luz solar (que aquece o planeta) e da luz de infravermelhos (que arrefece o planeta à medida que é irradiada para o espaço) através da atmosfera. Por último, as nuvens contêm correntes ascendentes que rapidamente podem transportar ar de perto da superfície para grandes alturas. As correntes ascendentes transportam energia, humidade, momento linear, gases residuais e partículas de aerossóis. Durante décadas, os climatólogos têm utilizado as observações e os modelos para estudar como as nuvens se alteram com as condições meteorológicas diárias, com o ciclo sazonal e com alterações anuais, como as que estão associadas ao El Niño.

Todos os processos físicos nas nuvens têm o potencial de sofrer alterações à medida que o estado do tempo muda. Os *feedbacks* de nuvens são muito interessantes no contexto da alteração climática. Qualquer alteração num processo físico nas nuvens que é provocado por alterações climáticas - e que, por sua vez, influencia o clima - representa um *feedback* de nuvem-clima. Como as nuvens interagem tão intensamente com a luz solar como com a radiação infravermelha, pequenas alterações na nebulosidade podem ter um efeito potente no sistema climático.

Foram sugeridos muitos tipos possíveis de *feedbacks* clima-nuvem, envolvendo alterações na quantidade de nuvens, altura do topo da nuvem e/ou refletividade da nuvem (ver FAQ7.1, Figura 1). A bibliografia mostra consistentemente que as nuvens altas intensificam o aquecimento global uma vez que interagem com a radiação infravermelha emitida pela atmosfera e pela superfície. Há mais incerteza, no entanto, sobre os *feedbacks* associados às nuvens de baixa altitude e sobre os *feedbacks* de nuvens associados à quantidade e refletividade no geral.

As nuvens altas espessas refletem, eficazmente, a luz solar e tanto as nuvens altas espessas como as altas e finas reduzem, intensamente, a quantidade de radiação infravermelha que a atmosfera e a superfície emitem para o espaço. A compensação

(continua na página seguinte)



FAQ 7.1, Figura 1 | Diagrama esquemático dos importantes mecanismos dos *feedback* de nuvens.

FAQ 7.1 (continuação)

entre estes dois efeitos torna a temperatura da superfície um pouco menos sensível a mudanças na quantidade de nuvens altas do que a mudanças na quantidade de nuvens baixas. Esta compensação poderia ser perturbada se houvesse uma mudança sistemática das nuvens altas espessas para nuvens cirros finas ou vice versa; embora esta possibilidade não possa ser descartada, não é atualmente suportada por qualquer prova. Por outro lado, as alterações na altura das nuvens altas (para uma dada quantidade de nuvens altas) pode afetar profundamente a temperatura da superfície. Uma alteração crescente em nuvens altas reduz a luz de infravermelhos que a superfície e a atmosfera emitem para o espaço mas tem pouco efeito na luz solar refletida. Existem indícios fortes de tal alteração num clima mais quente. Isto amplifica o aquecimento global, impedindo que alguma da radiação infravermelha adicional emitida pela atmosfera e pela superfície saia do sistema climático.

As nuvens baixas refletem uma grande quantidade de luz solar para o espaço mas, para um determinado estado da atmosfera e da superfície, têm apenas um efeito fraco sobre a radiação infravermelha que é emitida para o espaço pela Terra. Como resultado, têm um efeito de arrefecimento no clima atual; em menor escala, o mesmo acontece para as nuvens médias. Num clima futuro aquecido pelo aumento dos gases de efeito de estufa, a maior parte dos modelos climáticos avaliados pelo IPCC simula uma diminuição na quantidade de nuvens baixas e médias, o que aumentaria a absorção de luz solar e, assim, teria tendência a aumentar o aquecimento. Contudo, a extensão desta diminuição é bastante dependente do modelo.

As nuvens também podem mudar de outras formas num clima mais quente. As alterações nos padrões de vento e nas trajetórias das tempestades podem afetar os padrões regionais e sazonais da nebulosidade e da precipitação. Alguns estudos sugerem que o sinal de tal tendência vista nos modelos climáticos - uma migração das nuvens em direção aos polos associada a trajetórias de tempestades de latitude média - já é detetável no registo observacional. Ao deslocar nuvens para regiões que recebem menos luz solar, isto também poderia intensificar o aquecimento global. Mais nuvens podem ser feitas de gotas líquidas, que são pequenas mas numerosas e refletem mais luz solar para o espaço do que uma nuvem composta pela mesma massa de cristais de gelo maiores. Os cirros de pequena espessura, que exercem um efeito líquido no aquecimento e que são muito difíceis de simular pelos modelos climáticos, poderiam mudar de formas não simuladas por modelos, apesar de não existirem quaisquer provas. Outros processos podem ser regionalmente importantes, por exemplo, as interações entre as nuvens e a superfície podem mudar sobre o oceano onde o gelo do mar se derrete e na terra onde a transpiração das plantas é reduzida.

Ainda não existe uma forma amplamente aceite para inferir *feedbacks* globais de nuvens a partir das observações de tendências de nuvens a longo prazo ou variabilidade da escala a curto prazo. No entanto, todos os modelos utilizados para a avaliação atual (e as duas avaliações anteriores do IPCC) produzem *feedbacks* de nuvens que ou melhoram o aquecimento antropogénico por gases de efeito de estufa ou que têm pouco efeito global. Os *feedback* não são "colocados" nos modelos mas emergem do funcionamento das nuvens na atmosfera simulada e os seus efeitos nos fluxos e transformações da energia no sistema climático. As diferenças na resistência dos *feedbacks* de nuvens produzidos pelos vários modelos contabilizam, em grande parte, diferentes sensibilidades dos modelos às alterações nas concentrações de gases de efeito de estufa.

Perguntas Frequentes

FAQ 7.2 | Como é que os Aerossóis Afetam o Clima e as Alterações Climáticas?

Os aerossóis atmosféricos são compostos por pequenas partículas líquidas ou sólidas suspensas na atmosfera que não sejam as partículas de nuvens grandes ou da precipitação. Provêm de fontes naturais e antropogénicas e podem afetar o clima de múltiplas e complexas formas através das suas interações com a radiação e as nuvens. No geral, os modelos e as observações indicam que os aerossóis antropogénicos exerceram uma influência de arrefecimento na Terra desde a época pré-industrial, o que mascarou algum do aquecimento médio global dos gases de efeito de estufa que teria ocorrido na sua ausência. A redução projetada nas emissões de aerossóis antropogénicos no futuro, em resposta a políticas de qualidade do ar, acabaria por desmascarar esse aquecimento.

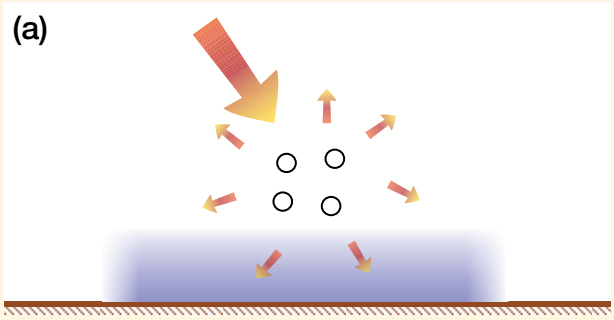
Os aerossóis atmosféricos têm um tempo de vida típico de um dia até duas semanas na troposfera e de cerca de um ano na estratosfera. Variam muito em tamanho, composição química e forma. Alguns aerossóis, tais como a poeira e a maresia, são, na sua maior parte ou inteiramente, de origem natural, enquanto outros aerossóis, como os sulfatos e o fumo, provêm de fontes naturais e antropogénicas.

Os aerossóis afetam o clima de muitas formas. Primeiro, espalham e absorvem a luz solar, o que modifica o equilíbrio radiativo da Terra (ver FAQ.7.2, Figura 1). Geralmente, a dispersão de aerossóis torna o planeta mais reflexivo e tende a arrefecer o clima, enquanto a absorção de aerossóis tem o efeito oposto e tende a aquecer o sistema climático. O equilíbrio entre arrefecer e aquecer depende das propriedades do aerossol e das condições ambientais. Muitos estudos observacionais quantificaram os efeitos radiativos locais de aerossóis naturais e antropogénicos, mas determinar o seu

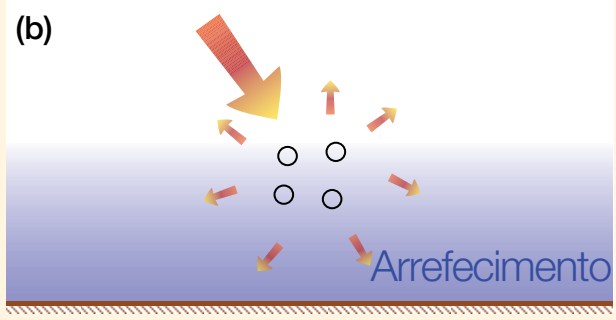
(continua na página seguinte)

Interações entre aerossóis e radiação

Dispersão de aerossóis

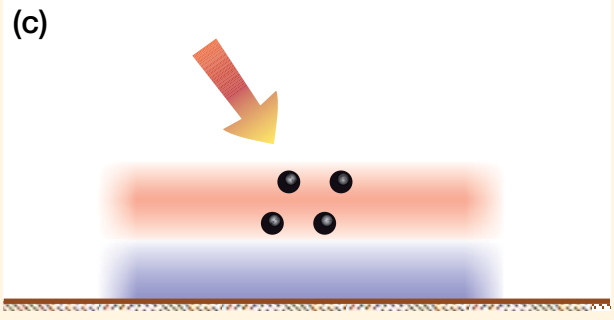


Os aerossóis dispersam a radiação solar. Menos radiação solar atinge a superfície, o que origina um arrefecimento localizado.

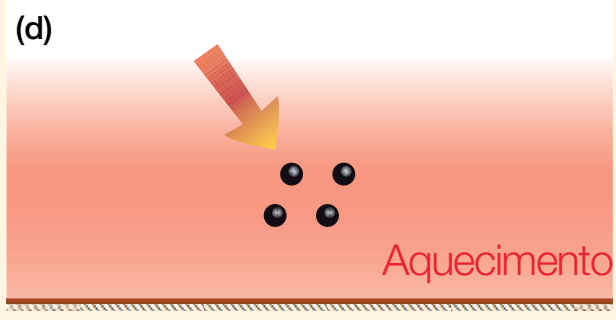


A circulação atmosférica e os processos de mistura dispersam o arrefecimento regionalmente e na vertical.

Absorção de aerossóis



Os aerossóis absorvem radiação solar. Isto aquece a camada de aerossóis mas a superfície, que recebe menos radiação solar, pode arrrefecer localmente.



Numa escala maior há um aquecimento líquido da superfície e da atmosfera porque a circulação atmosférica e os processos de mistura redistribuem a energia térmica.

FAQ 7.2, Figura 1 | Visão geral das interações entre os aerossóis e a radiação solar e o seu impacto no clima. Os painéis à esquerda mostram os efeitos radiativos instantâneos dos aerossóis, enquanto os painéis à direita mostram o impacto geral depois do sistema climático ter respondido aos seus efeitos radiativos.

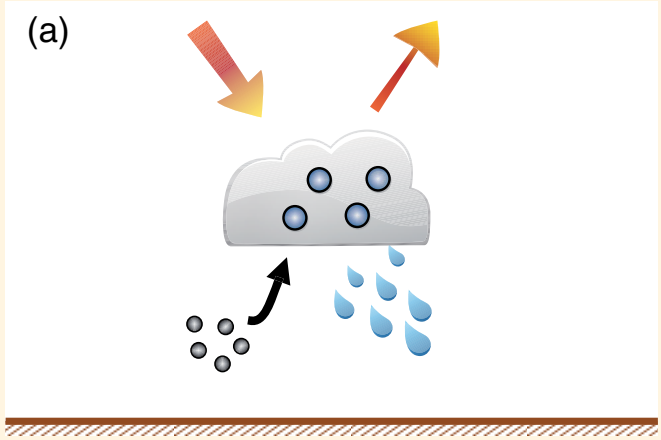
FAQ 7.2 (continuação)

impacto global requer dados e modelos de satélite. Uma das incertezas que permanece vem do carbono negro, um aerossol absorvente que não só é mais difícil de medir do que os aerossóis dispersos, mas que também induz uma resposta complicada das nuvens. A maioria dos estudos concorda, no entanto, que o efeito radiativo geral dos aerossóis antropogénicos deve arrefecer o planeta.

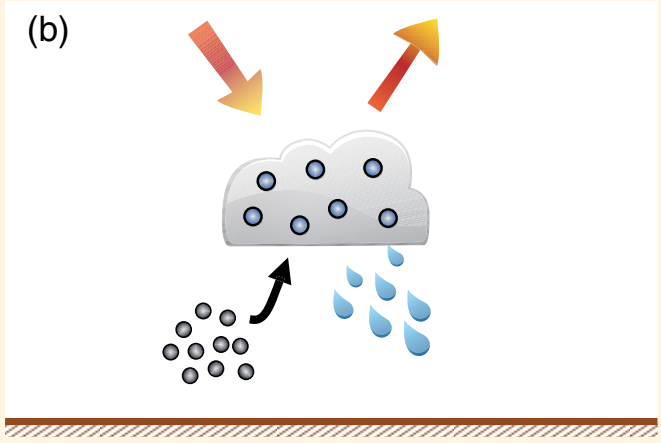
Os aerossóis também servem como locais de condensação e indutores de gelo, nos quais as gotículas da nuvem e as partículas de gelo se podem formar (ver FAQ.7.2, Figura 2). Quando influenciadas por mais partículas de aerossóis, as nuvens de gotículas de água líquida tendem a ter mais, mas menores, gotículas, o que faz com que estas nuvens reflitam mais radiação solar. Existem, contudo, muitas outras vias para interações entre aerossóis e nuvens, especialmente em nuvens de gelo - ou com mistura de líquido e de gelo -, onde as alterações entre a água no estado líquido e no estado sólido são sensíveis à concentração e propriedades do aerossol. A visão inicial de que um aumento na concentração de aerossóis também aumentaria a quantidade de nuvens baixas tem sido contestada porque entraram em cena uma série de processos contrários. Quantificar o impacto geral dos aerossóis nas quantidades e nas propriedades das nuvens é compreensivelmente difícil. Estudos disponíveis, baseados em modelos climáticos e observações de satélite, indicam, geralmente, que o efeito líquido dos aerossóis antropogénicos é o de arrefecer o sistema climático.

Como os aerossóis são distribuídos uniformemente na atmosfera, podem aquecer e arrefecer o sistema climático em padrões que podem originar alterações no tempo. Estes efeitos são complexos e difíceis de simular com os modelos atuais, mas vários estudos sugerem efeitos significativos sobre a precipitação em algumas regiões.

Interações entre aerossóis e nuvens



Os aerossóis servem como núcleos de condensação de nuvens onde as gotículas líquidas se formam.



Mais aerossóis resultam numa maior concentração de gotículas mais pequenas, originando uma nuvem mais brilhante. No entanto, existem muitos outros processos de aerossol-nuvem-precipitação possíveis que podem intensificar ou atenuar este efeito.

FAQ 7.2, Figura 2 | Visão geral das interações entre aerossóis e nuvens e o seu impacto no clima. Os painéis (a) e (b) representam uma nuvem baixa limpa e outra nuvem baixa poluída, respetivamente.

Devido ao seu tempo de vida curto, a abundância de aerossóis - e os seus efeitos no clima variaram ao longo do tempo, juntamente com as emissões antropogénicas de aerossóis e dos seus precursores na fase gasosa, como o dióxido de enxofre (SO_2) e alguns compostos orgânicos voláteis. Como as emissões antropogénicas de aerossóis aumentaram substancialmente durante o período industrial, isto contrariou algum do aquecimento que, caso contrário, teria ocorrido pelo aumento das concentrações de gases de efeito de estufa bem misturados. Os aerossóis de grandes erupções vulcânicas que entram na estratosfera, como os do El Chinchón e Pinatubo, também provocaram períodos de arrefecimento que normalmente duram um ou dois anos.

Durante as duas últimas décadas, as emissões antropogénicas de aerossóis diminuíram em alguns países desenvolvidos mas aumentaram em muitos países em desenvolvimento. Assim, pensa-se que o impacto dos aerossóis na temperatura média global da superfície durante este período especial seja pequeno. Projeta-se, no entanto, que as emissões de aerossóis antropogénicos irão, em última análise, diminuir em resposta às políticas da qualidade do ar, o que suprimiria a sua influência de arrefecimento na superfície da Terra, originando, assim, um aumento do aquecimento.

Perguntas Frequentes

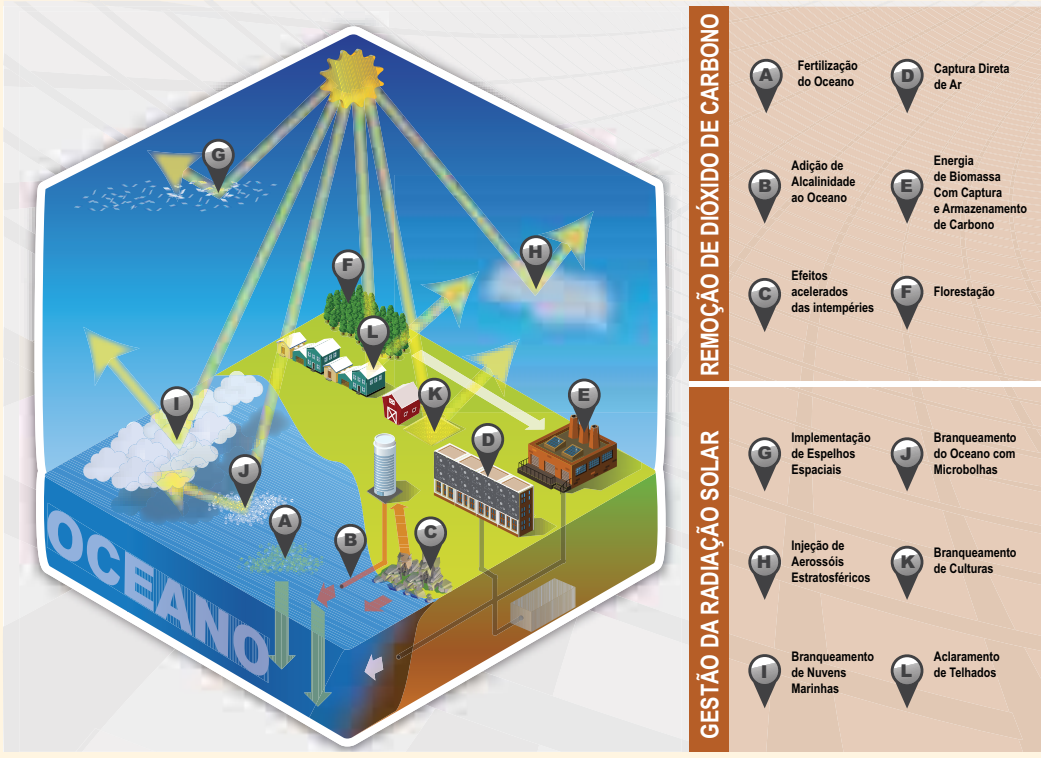
FAQ 7.3 | A Geoengenharia Poderá Contrariar as Alterações Climáticas e que Efeitos Secundários os podem Ocorrer?

A geoengenharia é definida como um conjunto alargado de métodos e tecnologias que visa alterar, intencionalmente, o sistema climático de modo a aliviar os impactos das alterações climáticas. Normalmente são consideradas duas categorias distintas de métodos de geoengenharia: A Gestão da Radiação Solar (GRS, avaliada na Secção 7.7) visa compensar o aquecimento provocado por gases de efeito de estufa antropogénicos tornando o planeta mais reflexivo, enquanto a Remoção de Dióxido de Carbono (RDC, avaliada na Secção 6.5) visa reduzir a concentração atmosférica de CO_2. As duas categorias operam em princípios físicos diferentes e em escalas de tempo diferentes. Os modelos sugerem que se os métodos de GRS fossem realizáveis, seriam eficazes a contrariar o aumento das temperaturas e seriam menos, mas ainda assim, eficazes na luta contra algumas outras alterações climáticas. A GRS não iria contrariar todos os efeitos das alterações climáticas e todos os métodos de geoengenharia propostos também implicam riscos e efeitos secundários. As consequências adicionais ainda não podem ser antecipadas, uma vez que o nível de conhecimento científico acerca da GRS e da RDC é baixo. Também existem muitas questões (políticas, éticas e práticas) que envolvem geoengenharia que estão fora do âmbito deste relatório.

Métodos de Remoção de Dióxido de Carbono

Os métodos de RDC visam remover o CO_2 da atmosfera através da modificação deliberada de processos do ciclo de carbono ou através de abordagens industriais (por exemplo, químicas). O carbono retirado da atmosfera seria, então, armazenado na terra, no oceano ou em reservatórios geológicos. Alguns métodos de RDC dependem de processos biológicos, como florestação/reflorestação em grande escala, captação de carbono nos solos através do biochar, bioenergia com captação e armazenamento de carbono (BCAC) e fertilização do oceano. Outros dependeriam de processos geológicos, tal como desgaste acelerado de rochas de silicato e carbonato - em terra ou no oceano (ver FAQ.7.3, Figure 1). O CO_2 removido da atmosfera seria

(continua na página seguinte)



FAQ 7.3, Figura 1 | Visão geral de alguns métodos de geoengenharia propostos, tal como foram sugeridos. Métodos de Remoção de Dióxido de Carbono (ver Secção 6.5 para detalhes): (A) são adicionados nutrientes ao oceano (fertilização do oceano), que aumentam a produtividade oceânica na superfície do oceano e transporta, para baixo, uma parte do carbono biogénico resultante; (B) a alcalinidade dos minerais sólidos é adicionada ao oceano, o que faz com que mais CO_2 atmosférico se dissolva no oceano; (C) a taxa de erosão das rochas de silicato aumenta e os minerais de carbonato dissolvidos são transportados para o oceano; (D) o CO_2 atmosférico é capturado quimicamente e armazenado no subsolo ou no oceano; (E) a biomassa é queimada numa central de energia elétrica com captação do carbono e o CO_2 capturado é armazenado no subsolo ou no oceano; e (F) o CO_2 é captado através da florestação e da reflorestação a ser armazenada nos ecossistemas terrestres. Métodos de Gestão da Radiação Solar (ver Secção 7.7 para detalhes): (G) são colocados refletores no espaço para refletirem a radiação solar; (H) são injetados aerossóis na estratosfera; (I) as nuvens sobre o mar são tornadas mais refletivas; (J) são produzidas microbolhas na superfície do oceano para a tornar mais refletiva; (K) são cultivadas culturas mais refletivas; e (L) os telhados e outras estruturas edificadas são clareadas.

FAQ 7.3 (continuação)

então armazenado na forma orgânica em reservatórios na terra ou na forma inorgânica nos reservatórios oceânicos e geológicos, onde teria de ser armazenado durante, pelo menos, centenas de anos para que a RDC fosse eficaz.

Os métodos de GRS reduziriam o forçamento radiativo de CO_2 na medida em que são eficazes na remoção de CO_2 da atmosfera e a manter afastado da atmosfera o carbono removido. Alguns métodos também reduziriam a acidificação dos oceanos (ver FAQ 3.2), mas outros métodos que envolvem o armazenamento oceânico podem, no entanto, aumentar a acidificação do oceano se o carbono é sequestrado como CO_2 dissolvido. Uma grande incerteza relacionada com a eficácia dos métodos de GRS é a capacidade de armazenamento e a permanência de carbono armazenado. A remoção e armazenamento permanente de carbono pela RDC iria diminuir o aquecimento do clima a longo prazo. No entanto, as estratégias de armazenamento não-permanentes permitiriam que o CO_2 regressasse à atmosfera onde mais uma vez, iria contribuir para o aquecimento. Uma remoção intencional de CO_2 pelos métodos de RDC será parcialmente compensada pela resposta dos reservatórios oceânicos e terrestres de carbono se a concentração atmosférica de CO_2 for reduzida. Isso ocorre porque alguns reservatórios oceânicos e terrestres de carbono vão emitir para a atmosfera CO_2 antropogénico que estava anteriormente armazenado. Para compensar totalmente as emissões antropogénicas passadas de CO_2, as técnicas de RDC teriam de remover, não só, o CO_2 que estava acumulado na atmosfera desde a época pré-industrial mas, também, o carbono antropogénico anteriormente absorvido pela biosfera terrestre e pelo oceano.

Os métodos de RDC de maior desgaste biológico e químico não podem ser ampliados indefinidamente e são necessariamente limitados por várias restrições físicas ou ambientais, tal como a procura competitiva por terras. Assumindo uma taxa máxima de captação de RDC de 200 PgC por século a partir de uma combinação de métodos de RDC, seria necessário cerca de um século e meio para remover o CO_2 emitido nos últimos 50 anos, tornando difícil - mesmo para um conjunto adequado de métodos de RDC aditivos - mitigar rapidamente as alterações climáticas. Os métodos de captura direta do ar poderiam, em princípio, operar muito mais rapidamente mas podem estar limitados por uma implementação em grande escala, incluindo a utilização de energia e as restrições ambientais.

A RDC também pode ter efeitos secundários climáticos e ambientais. Por exemplo, a melhor produtividade da vegetação pode aumentar as emissões de N_2O, que é um gás de efeito de estufa mais potente do que o CO_2. Um aumento em grande escala na cobertura vegetal, por exemplo através da florestação ou de culturas energéticas, poderia alterar as caraterísticas da superfície, como a refletividade da superfície e os fluxos turbulentos. Alguns estudos de modelação mostraram que a florestação nas regiões boreais sazonalmente cobertas de neve pode, de facto, acelerar o aquecimento global, enquanto a florestação nos trópicos pode ser mais eficaz no retardamento do aquecimento global. Os métodos de RDC baseados no oceano que dependem da produção biológica (por exemplo, fertilização do oceano) teriam inúmeros efeitos secundários nos ecossistemas do oceano, na acidez do oceano e podem produzir emissões de gases de efeito de estufa sem CO_2.

Métodos de Gestão de Radiação Solar

A temperatura média global da superfície do planeta é fortemente influenciada pela quantidade de luz solar absorvida pela atmosfera e pela superfície da Terra, que aquece o planeta, e pela existência do efeito de estufa, o processo pelo qual os gases de efeito de estufa e as nuvens afetam a forma como a energia é, eventualmente, radiada de volta para o espaço. Um aumento no efeito de estufa origina uma subida da temperatura da superfície até que seja encontrado um novo equilíbrio. Se for absorvida menos luz solar recebida porque o planeta se tornou mais reflexivo ou se a energia pode ser emitida de forma mais eficaz para o espaço porque o efeito de estufa foi reduzido, a temperatura média global da superfície será reduzida.

Os métodos de geoengenharia sugeridos que visam gerir os fluxos de entrada e de saída de energia da Terra baseiam-se neste princípio físico fundamental. A maior parte destes métodos propõem reduzir a luz solar que atinge a Terra ou aumentar a refletividade do planeta, tornando a atmosfera, as nuvens ou a superfície mais brilhantes (ver FAQ 7.3, Figura 1). Outra técnica propõe suprimir as nuvens altas chamadas cirros, uma vez que estas nuvens têm um forte efeito de estufa. A física básica diz-nos que, se qualquer um destes métodos altera o fluxo de energia como esperado, o planeta irá arrefecer. Contudo, o quadro complica-se devido aos muitos e complexos processos físicos que regem as interações entre o fluxo de energia, a circulação atmosférica, o clima e as alterações resultantes.

Enquanto a temperatura média global da superfície do planeta irá responder a uma mudança na quantidade de luz solar que atinge a superfície ou a uma alteração no efeito de estufa, a temperatura num determinado local e tempo é influenciada por diversos outros fatores e a quantidade de arrefecimento devida à GRS não vai, em geral, igualar a quantidade de aquecimento causado pelos gases de efeito estufa. Por exemplo, a GRS vai mudar as velocidades de aquecimento apenas durante o dia, mas aumentar os gases de efeito estufa pode mudar as temperaturas durante o dia e à noite. Esta compensação inexata pode influenciar o ciclo diurno da temperatura da superfície, mesmo que a temperatura

(continua na página seguinte)

FAQ 7.3 (continuação)

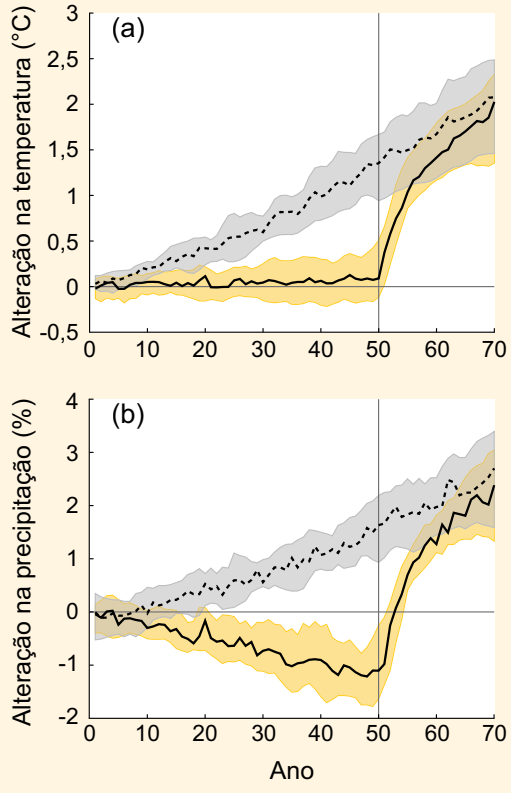
média da superfície não seja alterada. Como outro exemplo, os modelos de cálculo sugerem que uma diminuição uniforme da luz solar que atinge a superfície poderia compensar o aquecimento médio global induzido por CO_2, mas algumas regiões vão arrefecer mais do que outras. Os modelos sugerem que se o aquecimento antropogénico do efeito de estufa fosse totalmente compensado por aerossóis estratosféricos, as regiões polares ficariam com um aquecimento residual pequeno, enquanto as regiões tropicais se tornariam um pouco mais frias do que na época pré-industrial.

Teoricamente, a GRS poderia contrariar rapidamente a alteração climática antropogénica, arrefecendo a Terra a níveis pré-industriais dentro de uma ou duas décadas. Isto é conhecido através dos modelos climáticos mas, também, através dos registos climáticos de grandes erupções vulcânicas. A erupção bem observada do Monte Pinatubo, em 1991, provocou um aumento temporário nos aerossóis estratosféricos e uma diminuição rápida da temperatura da superfície de cerca de 0,5ºC.

O clima é composto por muitos fatores para além da temperatura da superfície. As consequências para outras caraterísticas do clima, tais como precipitação, humidade do solo, caudal dos rios, neve acumulada e gelo do mar e os ecossistemas também podem ser importantes. Tanto os modelos como a teoria mostram que compensar um aumento do efeito de estufa com a GRS para estabilizar a temperatura da superfície reduziria um pouco a precipitação média global (ver FAQ 7.3, Figura 2 para um resultado modelo idealizado) e também poderiam haver alterações regionais. Tal compensação imprecisa em padrões climáticos regionais e globais faz com que seja improvável que a GRS produza um clima futuro que é "igual" ao que experienciamos atualmente ou que experienciámos no passado. No entanto, os modelos climáticos disponíveis indicam que um clima resultante de de geoengenharia com GRS e níveis elevados de CO_2 atmosférico estariam, geralmente, mais perto do clima do século XX do que um clima futuro com concentrações elevadas de CO_2 e nenhuma GRS.

As técnicas de GRS terão, provavelmente, outros efeitos secundários. Por exemplo, a teoria, a observação e os modelos sugerem que os aerossóis estratosféricos de sulfato originado nas erupções vulcânicas e emissões naturais esgotam o ozono estratosférico, especialmente quando as emissões de cloro dos clorofluorcarbonetos residem na atmosfera. Espera-se que os aerossóis estratosféricos introduzidos para GRS tenham o mesmo efeito. O esgotamento da camada de ozono iria aumentar a quantidade de luz ultravioleta que atingiria a superfície, danificando ecossistemas terrestres e marinhos. Os aerossóis estratosféricos também aumentariam o rácio da luz solar direta ou difusa que atinge a superfície, o que geralmente aumenta a produtividade das plantas. Também tem havido algumas preocupações de que a GRS com aerossóis de sulfato aumente a chuva ácida, mas os estudos de modelo sugerem que a chuva ácida não é, provavelmente, uma grande preocupação uma vez que a taxa de produção de chuva ácida da GRS do aerossol de sulfato seria muito menor do que os valores atualmente produzidos por fontes de poluição. A GRS também não irá abordar a acidificação do oceano associada com o aumento das concentrações de CO_2 e com os seus impactos no ecossistema terrestre.

Sem esforços de mitigação convencional ou potenciais métodos de GRS, as elevadas concentrações de CO_2 das emissões antropogénicas vão persistir na atmosfera durante mais de mil anos e a GRS teria de ser mantida enquanto as concentrações de CO_2 fossem elevadas. Parar a GRS enquanto as concentrações de CO_2 ainda estão elevadas levaria a um aquecimento muito rápido durante uma ou duas décadas (ver FAQ7.3, Figura 2), pressionando severamente a adaptação humana e do ecossistema.



FAQ 7.3, Figura 2 | Alteração na média global da (a) temperatura (ºC) da superfície e (b) da precipitação (%) em duas experiências idealizadas. As linhas contínuas representam simulações utilizando a Gestão da Radiação Solar (GRS) para equilibrar um aumento de 1% ano^{-1} na concentração de CO_2 até ao ano 50, após o qual a GRS será interrompida. As linhas tracejadas representam simulações com um aumento de 1% ano $^{-1}$ nas concentrações de CO_2 e sem GRS. As curvas de variação amarelas e cinzentas mostram os percentis 25 e 75 de oito modelos diferentes.

Se a GRS fosse utilizada para evitar algumas consequências do aumento das concentrações de CO_2, os riscos, efeitos secundários e deficiências iriam aumentar claramente, à medida que a escala da GRS aumentasse. Têm sido propostas abordagens para utilizar uma quantidade da GRS por tempo limitado, juntamente com estratégias agressivas para reduzir as concentrações de CO_2 para ajudar a evitar transições entre limiares climáticos ou pontos de inversão que, caso contrário, seriam inevitáveis; a avaliação de tais abordagens exigiria uma análise muito cuidadosa da relação risco-benefício que vai muito além deste Relatório.

Perguntas Frequentes

FAQ 8.1 | Quão Importante é o Vapor de Água para as Alterações Climáticas?

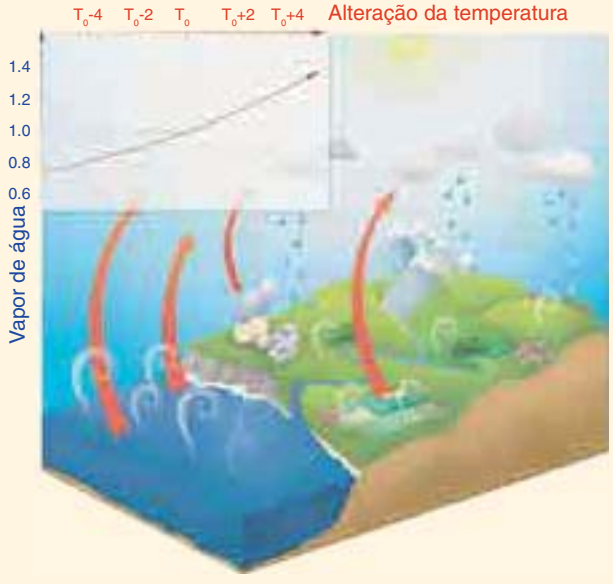
Enquanto maior contribuidor para o efeito de estufa natural, o vapor de água desempenha um papel essencial no clima da Terra. No entanto, a quantidade de vapor de água na atmosfera é controlada principalmente pela temperatura do ar e não pelas emissões. Por essa razão, os cientistas consideram-no um agente de feedback*, em vez de um forçamento para as alterações climáticas. As emissões antropogénicas de vapor de água através da irrigação ou arrefecimento das centrais elétricas têm um impacto insignificante no clima global.*

O vapor de água é o principal gás de efeito de estufa na atmosfera da Terra. A contribuição da vapor de água para o efeito de estufa natural em relação à do dióxido de carbono (CO_2) depende do método utilizado, mas pode ser considerada como aproximadamente duas a três vezes maior. O vapor de água adicional é injetado na atmosfera através de atividades antropogénicas, principalmente através de uma crescente evaporação das culturas irrigadas mas, também, através do arrefecimento das centrais elétricas e, marginalmente, através da combustão de combustíveis fósseis. Podemos, portanto, questionar porque há tanto foco no CO_2 e não no vapor de água, como um forçamento para as alterações climáticas.

O vapor de água comporta-se de forma diferente do CO_2 de uma maneira fundamental: pode condensar e precipitar. Quando o ar com humidade elevada arrefece, uma parte do vapor é condensada em gotas de água ou partículas de gelo e, de seguida, precipita. O tempo de permanência do vapor de água na atmosfera é de dez dias. O fluxo de vapor água de fontes antropogénicas para a atmosfera é consideravelmente menor do que da evaporação "natural". Por conseguinte, tem um impacto insignificante sobre as concentrações globais e não contribui significativamente para o efeito de estufa a longo prazo. Esta é a principal razão pela qual o vapor de água troposférico (normalmente abaixo de 10 km de altitude) não é considerado um gás antropogénico que contribui para forçamento radiativo.

As emissões antropogénicas têm um impacto significativo no vapor de água na estratosfera, que é a parte da atmosfera acima de cerca de 10 km. O aumento das concentrações de metano (CH_4) devido às atividades humanas conduziu a uma fonte adicional de água, através da oxidação, o que explica, em parte, as alterações observadas nessa camada atmosférica. Essa alteração na água estratosférica tem um impacto radiativo, é considerada um forçamento, e pode ser avaliada. As concentrações estratosféricas de água têm variado significativamente nas últimas décadas. Toda a extensão destas variações não é bem compreendida e, provavelmente, é um forçamento menor do que um processo de retorno adicionado à variabilidade natural. A contribuição de vapor de água estratosférico para o aquecimento, tanto de forçamento como de *feedback*, é muito menor do que de CH_4 ou CO_2.

A quantidade máxima de vapor de água no ar é controlada pela temperatura. Um coluna de ar típica que se estende da superfície até à estratosfera em regiões polares pode conter apenas alguns quilogramas de vapor de água por metro quadrado, enquanto uma coluna de ar semelhante nos trópicos pode conter até 70 kg. Com cada grau extra de temperatura do ar, a atmosfera pode reter cerca de 7% mais de vapor de água (consultar inserção superior esquerda na FAQ 8.1, Figura 1). Este aumento na concentração amplifica o efeito de estufa e, portanto, origina mais aquecimento. Este processo, conhecido como *feedback* do vapor de água, é bem compreendido e quantificado. Ocorre em todos os modelos utilizados para estimar as alterações climáticas, onde a sua força é consistente com as observações. Embora tenha sido observado um aumento no vapor de água atmosférico, esta alteração é reconhecida como um retorno do clima (do aumento da temperatura atmosférica) e não deve ser interpretada como um forçamento radiativo das emissões antropogénicas. *(continua na página seguinte)*



FAQ 8.1, Figura 1 | Ilustração do ciclo da água e da sua interação com o efeito de estufa. A inserção superior esquerda indica o aumento relativo do potencial conteúdo de vapor de água no ar com um aumento da temperatura (cerca de 7% por grau). Os penachos brancos ilustram a evaporação, que é compensada pela precipitação para fechar o balanço hidrológico. As setas vermelhas ilustram a radiação infravermelha de saída que é parcialmente absorvida pelo vapor de água e outros gases, um processo que é um componente do efeito de estufa. Os processos estratosféricos não estão incluídos nesta figura.

FAQ 8.1 (continuação)

Atualmente, o vapor de água tem o maior efeito de estufa na atmosfera da Terra. Contudo, outros gases de efeito de estufa, principalmente o CO_2, são necessários para manter a presença de vapor de água na atmosfera. De facto, se estes outros gases fossem removidos da atmosfera, a sua temperatura diminuiria o suficiente para induzir uma redução do vapor de água, conduzindo a uma caída abrupta do efeito de estufa que mergulharia a Terra num estado de congelamento. Assim, os gases de efeito de estufa para além do vapor de água, fornecem a estrutura da temperatura que sustenta os níveis atuais do vapor de água atmosférico. Portanto, embora o CO_2 seja o principal botão de controlo antropogénico sobre o clima, o vapor de água é um *feedback* forte e rápido que amplifica qualquer forçamento inicial por um fator típico entre dois e três. O vapor de água não é um forçamento inicial significativo, mas não deixa de ser um agente fundamental de alterações climáticas.

Perguntas Frequentes

FAQ 8.2 | As Melhorias na Qualidade do Ar têm Efeitos nas Alterações Climáticas?

Sim, têm. Mas dependendo do(s) poluente(s) que limitam, podem arrefecer ou aquecer o clima. Por exemplo, enquanto uma redução em emissões de dióxido de enxofre (SO_2) contribui para mais aquecimento, o controlo de emissões de óxido de azoto (NO_x) tem um efeito de arrefecimento (através da redução do ozono troposférico) e um efeito de aquecimento (devido ao seu impacto no tempo de vida do metano e na produção de aerossóis). A poluição do ar também pode afetar os padrões de precipitação.

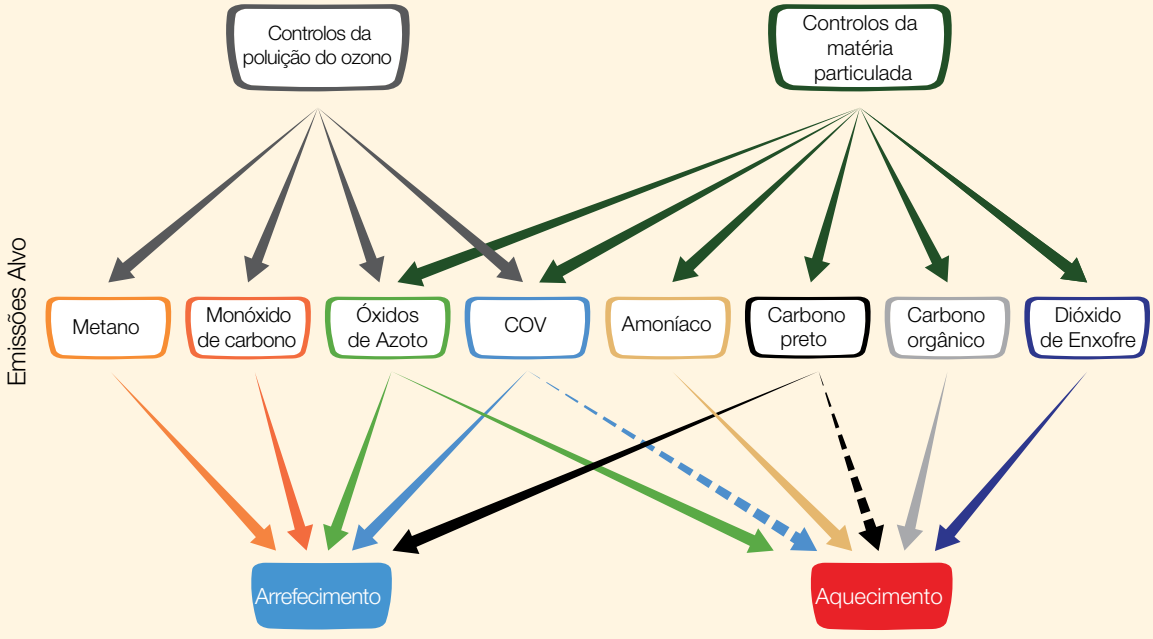
A qualidade do ar é, nominalmente, uma medida de poluentes da atmosféricos da superfície, como o ozono, o monóxido de carbono, NO_x (óxido nitroso) e aerossóis (material particulado sólido ou líquido). A exposição a tais poluentes agrava as doenças respiratórias e cardiovasculares, prejudica as plantas e danifica edifícios. Por estas razões, a maioria dos grandes centros urbanos tenta controlar as descargas de poluentes atmosféricos.

Ao contrário do dióxido de carbono (CO_2) e de outros gases de efeito de estufa bem misturados, o ozono troposférico e os aerossóis podem permanecer na atmosfera por apenas alguns dias ou até algumas semanas, embora os acoplamentos indiretos dentro do sistema terrestre possam prolongar o seu impacto. Esses poluentes são, geralmente, mais potentes perto das suas áreas de emissão ou de formação, onde podem forçar as perturbações locais ou regionais para as alterações climáticas, mesmo que o seu efeito médio global seja pequeno.

Os poluentes do ar afetam o clima de forma diferente de acordo com as suas caraterísticas físicas e químicas. Os gases de efeito estufa gerados por poluição terão impacto no clima, principalmente através da radiação de ondas curtas e de ondas longas, enquanto os aerossóis podem, para além disso, afetar o clima através de interações entre nuvens-aerossóis.

Os controlos sobre as emissões antropogénicas de metano (FAQ 8.2, Figura 1) para diminuir o ozono de superfície foram identificados como situações de ganho mútuo. As consequências de controlar outros precursores de ozono nem sempre são tão claras. Os controlos de emissões de NO_x, por exemplo, podem vir a ter um efeito de arrefecimento, uma vez que reduzem o ozono troposférico, mas é mais provável que o seu impacto no tempo de vida do CH_4 e na formação de aerossóis cause o aquecimento generalizado.

As observações por satélite identificaram o aumento das concentrações atmosféricas de SO_2 (o principal precursor para dispersar os aerossóis de sulfato) devido às centrais elétricas de combustão de carvão no leste asiático durante as últimas décadas. As centrais elétricas mais recentes utilizam depuradores para reduzir essas emissões (embora não as emissões de CO_2 simultâneas e aquecimento do clima associado a longo prazo). Isto melhora a qualidade do ar, mas também reduz o efeito de arrefecimento dos aerossóis de sulfato agravando, por isso, o aquecimento. O arrefecimento pelos aerossóis ocorre através das interações aerossol-radiação e aerossol-nuvem e está estimado em –0,9 W m^{-2} (todos os aerossóis combinados, Secção 8.3.4.3) desde a era pré-industrial, tendo crescido especialmente durante a segunda metade do Século XX quando as emissões antropogénicas aumentaram acentuadamente. *(continua na página seguinte)*



FAQ 8.2, Figura 1 | Diagrama esquemático do impacto dos controlos de poluição nas emissões específicas e impacto no clima. As linhas pretas inteiras indicam o impacto conhecido; as linhas pontilhadas indicam os impactos incertos. COV - Compostos orgânicos voláteis.

FAQ 8.2 (continuação)

Por outro lado, o carbono negro ou fuligem, absorve o calor na atmosfera (originando 0,4 W m^{-2} de forçamento radiativo dos combustíveis fósseis antropogénicos e das emissões de biocombustíveis) e, quando depositado na neve, reduz o seu albedo ou capacidade de refletir a luz solar. As reduções de emissões de carbono negro podem, portanto, ter um efeito de arrefecimento, mas a interação adicional do carbono negro com as nuvens é incerta e poderá originar algum aquecimento.

Os controlos da qualidade do ar também podem estar direcionados para um setor de atividade antropogénica específico, como os transportes ou a produção de energia. Nesse caso, as espécies co emitidas dentro do setor alvo levam a uma mistura complexa de química e de perturbações do clima. Por exemplo, o fumo da combustão de biocombustíveis contém uma mistura de partículas absorventes e de dispersão, bem como precursores de ozono, para os quais o impacto combinado no clima pode ser difícil de avaliar.

Assim, os controlos da qualidade do ar de superfície terão algumas consequências no clima. Alguns acoplamentos entre as emissões específicas e o clima ainda são mal compreendidas ou identificadas, incluindo os efeitos dos poluentes atmosféricos nos padrões de precipitação, tornando difícil de quantificar totalmente estas consequências. Também há uma reviravolta importante no potencial efeito das alterações climáticas na qualidade do ar. Em particular, uma correlação observada entre o ozono da superfície e a temperatura em regiões poluídas indica que as temperaturas mais elevadas das alterações climáticas podem, por si só, piorar a poluição durante o verão, sugerindo uma "penalização para o clima". Esta penalização implica que serão necessários controlos do ozono da superfície mais rigorosos para atingir um alvo específico. Além disso, as alterações projetadas na frequência e na duração dos eventos de estagnação poderiam afetar as condições da qualidade do ar. Estas caraterísticas serão regionalmente variáveis e difíceis de avaliar, mas o melhor entendimento, quantificação e modelação destes processos irá clarificar a interação global entre os poluentes atmosféricos e o clima.

Perguntas Frequentes

FAQ 9.1 | Os Modelos Climáticos estão a Melhorar e como Podemos Saber?

Os modelos climáticos são programas de computador extremamente sofisticados que encapsulam o nosso entendimento sobre o sistema climático e simulam, com o máximo de fidelidade quanto possível, as complexas interações entre a atmosfera, o oceano, a superfície terrestre, neve e gelo, o ecossistema global e uma variedade de processos químicos e biológicos.

A complexidade dos modelos climáticos — a representação de processos físicos como as nuvens, interações com a superfície da terra e a representação do ciclo global do carbono e do enxofre em muitos modelos - aumentou substancialmente desde o Primeiro Relatório de Avaliação do IPCC em 1990, portanto, nesse sentido, os atuais Modelos do Sistema Terrestre são muito "melhores" do que os modelos daquela época. Este desenvolvimento tem continuado desde o Quarto Relatório de Avaliação, enquanto outros fatores também contribuíram para a melhoria dos modelos. Supercomputadores mais poderosos permitem que os modelos atuais resolvam detalhes espaciais mais sofisticados. Os modelos atuais também refletem o melhor entendimento de como os processos climáticos funcionam, o qual provém de investigação e análises contínuas, juntamente com novas e melhoradas observações.

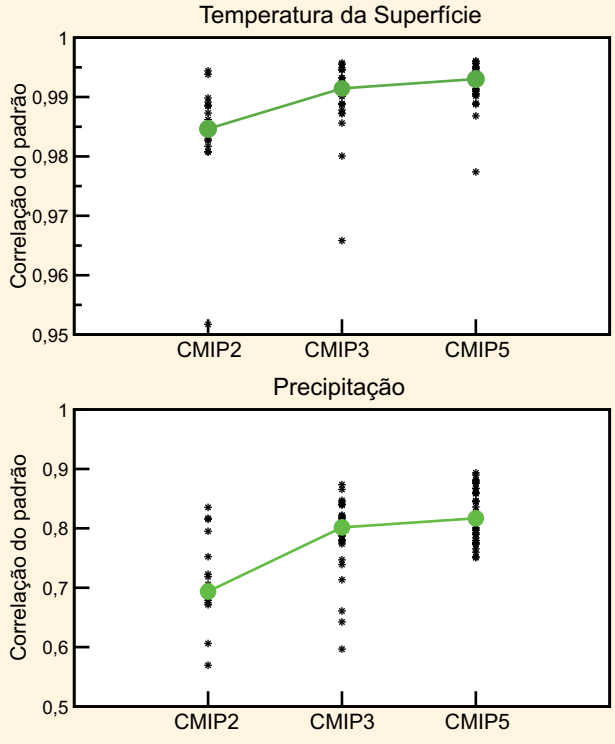
Os atuais modelos climáticos são, em princípio, melhores do que os seus antecessores. No entanto, cada pedaço de complexidade adicional, enquanto se destina a melhorar alguns aspetos do clima simulado, também introduz novas fontes de erros possíveis (por exemplo, através de certos parâmetros) e novas interações entre componentes de modelos que podem, mesmo que apenas temporariamente, degradar a simulação de uma modelo de outros aspetos do sistema climático. Além disso, apesar do progresso que tem sido feito, a incerteza científica sobre os detalhes de muitos processos ainda permanece.

Uma consideração importante é que o desempenho do modelo pode ser avaliado apenas relativamente às observações anteriores, tendo em conta a variabilidade natural interna. Para confiar nas previsões futuras de tais modelos, o clima passado - e a sua variabilidade e alteração - deve ser bem simulado. O âmbito da avaliação de modelos, em função do tipo e quantidade de observações disponíveis, a disponibilidade de experiências de modelos melhor coordenadas, e a maior utilização de várias métricas de desempenho, disponibilizaram informação muito mais quantitativa sobre o desempenho do modelo. Mas isto pode não ser suficiente. Enquanto as previsões meteorológicas e climáticas sazonais podem ser verificadas regularmente, as projeções climáticas que abrangem um século ou mais não podem. Este é particularmente o caso, à medida que o forçamento antropogénico está a conduzir o sistema climático em direção às condições não observadas anteriormente no registo instrumental e será sempre uma limitação.

Quantificar o desempenho do modelo é um tópico que foi destacado em todos os anteriores Relatórios do Grupo de Trabalho I do IPCC. A leitura destas anteriores avaliações oferece um sentido geral sobre as melhorias que foram feitas. Os relatórios anteriores têm oferecido, normalmente, uma pesquisa bastante ampla sobre o desempenho do modelo, apresentando diferenças entre as versões calculadas pelo modelos de várias características climáticas e estimativas observacionais correspondentes.

Inevitavelmente, alguns modelos funcionam melhor do que outros para determinadas variáveis climáticas mas, no geral, nenhum modelo individual sobressai como "o melhor". Recentemente, tem havido progressos na computação de várias métricas de desempenho que sintetizam o desempenho do modelo em relação a uma variedade de diferentes observações de acordo com uma pontuação numérica simples. Naturalmente, a definição de tal pontuação, como é calculada, as observações utilizadas (que têm as suas

(continua na página seguinte)



FAQ 9.1, Figura 1 | Capacidade do modelo em simular os padrões da temperatura e da precipitação média anual, conforme ilustrado pelos resultados de três recentes fases do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP2, modelos do ano 2000; CMIP3, modelos do ano 2005; e CMIP5, a atual geração de modelos). A figura mostra a correlação (uma medida de semelhança com o padrão) entre a temperatura (painel superior) e a precipitação (painel inferior) observadas e modeladas. Os valores maiores indicam uma melhor correspondência entre padrões espaciais modelados e observados. Os símbolos pretos indicam o coeficiente de correlação para modelos individuais e os símbolos verdes grandes indicam o valor médio (por exemplo, metade dos resultados dos modelos está acima e a outra metade está abaixo deste valor). A melhoria no desempenho do modelo é evidente pelo aumento na correlação para gerações sucessivas de modelos.

FAQ 9.1 (continuação)

próprias incertezas) e a forma em que várias pontuações são combinadas são importantes e irão afetar o resultado final.

Contudo, se a métrica for calculada de forma consistente, pode comparar-se diferentes gerações de modelos. Normalmente, os resultados de tais comparações mostram que, embora cada geração exiba uma variedade do desempenho, o índice do desempenho médio do modelo melhorou de forma constante entre cada geração. Um exemplo das alterações no desempenho do modelo ao longo do tempo é apresentado na FAQ 9.1, Figura 1 e ilustra a melhoria contínua, embora modesta. É interessante observar que tanto os modelos com pior como com melhor desempenho demonstram melhorias e que esta melhoria vem em simultâneo com o aumento da complexidade do modelo e com uma eliminação de ajustes artificiais ao acoplamento da atmosfera e do oceano (os chamados "ajustes de fluxo"). Algumas das razões para esta melhoria incluem um maior entendimento sobre os vários processos climáticos e uma melhor representação desses processos em modelos climáticos. As observações da Terra mais abrangentes também estão a originar melhorias.

Por isso, sim, os modelos climáticos estão a melhorar e podemos demonstrá-lo com métricas quantitativas de desempenho com base em observações anteriores. Embora as projeções climáticas futuras não possam ser diretamente avaliadas, os modelos climáticos baseiam-se, em grande medida, em princípios físicos verificáveis e conseguem reproduzir muitos aspetos importantes da anterior resposta ao forçamento externo. Desta forma, oferecem uma pré-visualização cientificamente sólida da resposta climática a diferentes cenários de forçamento antropogénico.

Perguntas Frequentes

FAQ 10.1 | O Clima está Sempre a Mudar. Como Podemos Determinar as Causas das Alterações Observadas?

As causas das alterações no clima observadas a longo prazo (em escalas temporais superiores a uma década) são avaliadas ao determinar se as "impressões digitais" esperadas de diferentes causas de alteração climática estão presentes no registo anterior. Estas impressões digitais derivam de simulações de modelos computacionais dos diferentes padrões de alterações climáticas provocadas por forçamentos climáticos individuais. Em escalas de tempo de várias décadas, estes forçamentos incluem processos como o aumento de gases de efeito de estufa ou alterações na luminosidade solar. Ao comparar os padrões de impressões digitais simulados com alterações climáticas observadas, podemos determinar se as alterações observadas se explicam melhor através desses padrões de impressões digitais, ou por variabilidade natural, que ocorre sem qualquer forçamento.

A impressão digital do aumento do gás de efeito de estufa provocado pelo homem é claramente aparente no padrão das alterações climáticas observadas no século XX. A alteração observada não pode, de outra forma, ser explicada pelas impressões digitais dos forçamentos naturais ou pela variabilidade natural simulada por modelos climáticos. Assim, os estudos de atribuição apoiam a conclusão de que "é extremamente provável *que as atividades humanas provocaram mais de metade do aumento observado nas temperaturas médias globais da superfície de 1951 a 2010."*

O clima da Terra está sempre a mudar e isso pode acontecer por muitas razões. Para determinar as principais causas das alterações observadas, primeiro é preciso verificar se uma alteração observada no clima é diferente de outras flutuações que ocorrem sem qualquer forçamento. A variabilidade climática sem forçamento - chamada variabilidade interna - é a consequência de processos dentro do sistema climático. A variabilidade oceânica de grande escala, como as flutuações do El Niño - Oscilação Sul (ENOS) no oceano Pacífico, é a origem dominante da variabilidade climática interna em escalas temporais de décadas a séculos.

A alteração climática também pode resultar de forçamentos naturais externos ao sistema climático, como as erupções vulcânicas, ou alterações na luminosidade do sol. Os forçamentos como estes são responsáveis pelas grandes alterações no clima que são claramente documentadas no registo geológico. Os forçamentos provocados por humanos incluem as emissões de gases de efeito estufa ou a poluição atmosférica particulada. Qualquer um destes forçamentos, de causas naturais ou humanas, pode afetar a variabilidade interna, bem como provocar uma alteração no clima médio. Os estudos de atribuição tentam determinar as causas de uma alteração detetada no clima observado. Ao longo do século passado, sabemos que a temperatura média global aumentou, por isso, se a alteração observada é forçada então, o principal forçamento deve ser o que provoca o aquecimento e não o arrefecimento.

Os estudos de atribuição formais da alteração climática realizam-se através de experiências controladas com modelos climáticos. As respostas simuladas por modelos a forçamentos climáticos específicos são, frequentemente, denominadas por impressões digitais desses forçamentos. Um modelo climático deve simular, de forma confiável, os padrões das impressões digitais associadas aos forçamentos individuais, assim como os padrões de variabilidade interna, de modo a obter uma avaliação da atribuição significativa das alterações climáticas. Nenhum modelo pode reproduzir, na perfeição, todas as caraterísticas do clima, mas muitos estudos detalhados indicam que as simulações que utilizam modelos atuais são, de facto, suficientemente fiáveis para realizar avaliações de atribuição.

A FAQ 10.1, Figura 1 ilustra parte de uma avaliação de impressões digitais da alteração da temperatura global à superfície durante o final do século XX. A alteração observada na segunda metade do século XX, mostrada pela série temporal a preto nos painéis à esquerda, é maior do que o esperado apenas pela variabilidade interna. As simulações impulsionadas apenas por forçamentos naturais (linhas amarelas e azuis no painel superior esquerdo) não conseguem reproduzir o aquecimento global à superfície no final do século XX com um padrão espacial de alteração (superior direito) completamente diferente do padrão de alteração observado (no meio, à direita). As simulações que incluem forçamentos naturais ou causados pelo homem oferecem uma melhor representação da taxa de variação temporal (inferior esquerdo) e o padrão espacial (inferior direito) da alteração da temperatura da superfície observada.

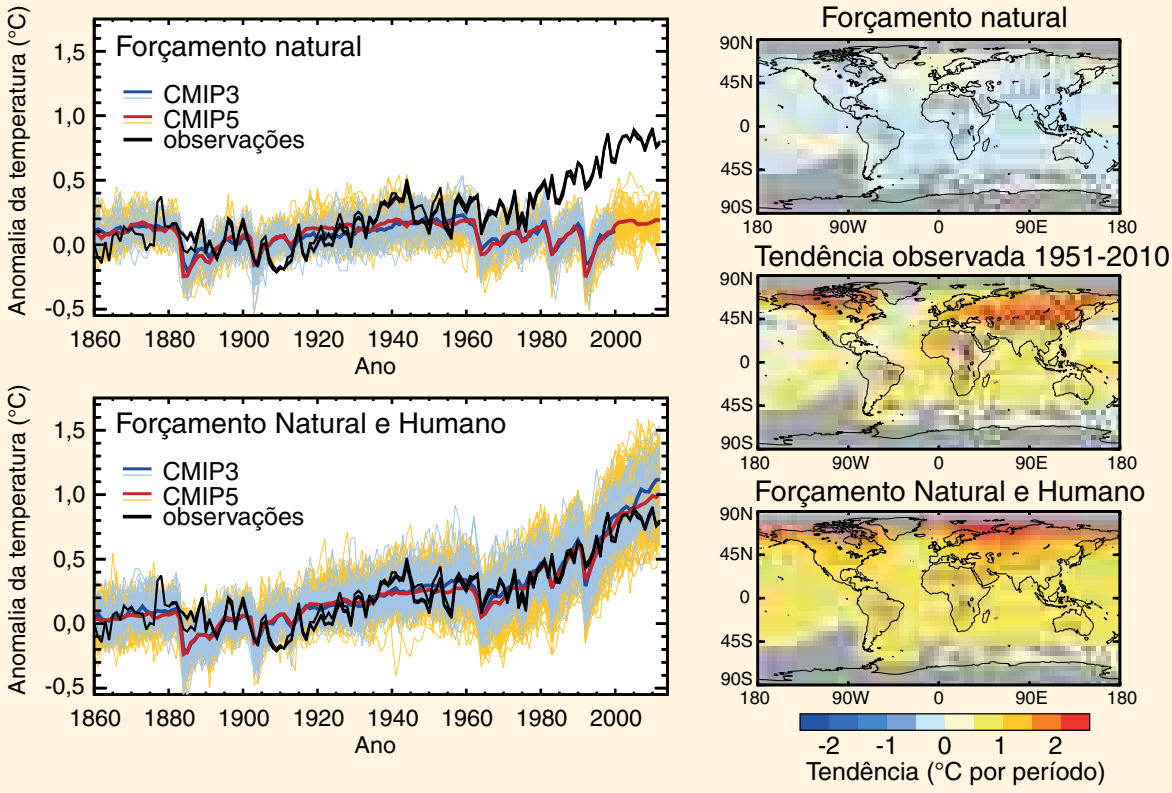
Ambos os painéis à esquerda mostram que os modelos computacionais reproduzem o arrefecimento da superfície naturalmente forçado observado durante um ou dois anos depois de grandes erupções vulcânicas, como as que ocorreram em 1982 e 1991. As simulações de forçamento natural captam as alterações da temperatura de curta duração após as erupções, mas apenas as simulações de forçamentos naturais + humanos simulam a tendência de aquecimento de longa duração.

Uma avaliação da atribuição mais completa iria examinar a temperatura acima da superfície e, possivelmente, outras variáveis climáticas, para além dos resultados da temperatura da superfície apresentados na FAQ 10.1, Figura 1. Os padrões das impressões digitais associadas a forçamentos individuais tornam-se mais fáceis de distinguir quando são consideradas mais variáveis na avaliação.

(continua na página seguinte)

FAQ 10.1 (continuação)

No geral, a FAQ 10.1, Figura 1 mostra que o padrão da alteração da temperatura observada é significativamente diferente de apenas o padrão de resposta a forçamentos naturais. A resposta simulada a todos os forçamentos, incluindo forçamentos provocados pelo homem, oferecem uma boa combinação para as alterações observadas na superfície. Não podemos simular corretamente uma recente alteração climática observada sem incluir a resposta a forçamentos provocados por humanos, incluindo gases de efeito de estufa, ozono estratosférico e aerossóis. As causas naturais de alterações ainda estão em funcionamento no sistema climático, mas as tendências recentes na temperatura são, em grande parte, atribuíveis a forçamentos provocados por humanos.



FAQ 10.1, Figura 1 | (Esquerda) Série temporal da alteração média global e anual da temperatura da superfície de 1860 a 2010. O painel superior esquerdo mostra resultados a partir de dois conjuntos de modelos climáticos impulsionados por forçamentos naturais, apresentados como linhas amarelas e azuis finas; o conjunto das alterações da temperatura média são as linhas azuis e vermelhas grossas. Três diferentes estimativas observadas são mostradas como linhas pretas. O painel inferior esquerdo mostra simulações pelos mesmos modelos, mas impulsionadas pelo forçamento natural e por alterações induzidas por humanos nos gases de efeito de estufa e nos aerossóis. (Direita) Padrões espaciais de tendências locais da temperatura da superfície de 1951 a 2010. O painel superior mostra o padrão das tendências de um grande conjunto de simulações da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) impulsionadas por forçamentos naturais. O painel inferior mostra as tendências de conjunto correspondente de simulações impulsionado por forçamentos naturais e humanos. O painel do meio mostra o padrão de tendências observadas a partir do 4º conjunto de dados da temperatura da superfície da Unidade de Investigação Climática do Centro de Hadley (HadCRUT4) durante este período.

Perguntas Frequentes

FAQ 10.2 | Quando é que as Influências Humanas no Clima se Irão Tornar Óbvias em Escalas Locais?

O aquecimento provocado pelos humanos já se está a tornar localmente óbvio na terra e em algumas regiões tropicais, especialmente durante a parte quente do ano. O aquecimento deve tornar-se óbvio em latitudes médias — durante o verão, no início — dentro das próximas décadas. A tendência deverá emergir mais lentamente aí, especialmente durante o inverno, porque a variabilidade climática natural aumenta com a distância do equador e durante a estação fria. As tendências da temperatura já detetadas em muitas regiões têm sido atribuídas à influência humana. As variáveis climáticas sensíveis à temperatura, como o gelo do mar Ártico, também mostram tendências detetáveis atribuíveis à influência humana.

As tendências de aquecimento associadas às alterações globais são geralmente mais evidentes nas médias da temperatura global do que em séries temporais da temperatura local ("local" aqui refere-se, geralmente, a locais individuais ou pequenas médias regionais). Isso ocorre porque a média da maior parte da variabilidade local do clima local é feita através da média global. Considera-se que as tendências de aquecimento de múltiplas décadas detetadas em muitas regiões estão fora da escala das tendências que se poderia esperar da variabilidade natural interna do sistema climático, mas tais tendências só se tornarão óbvias quando o clima local médio emergir do "ruído" da variabilidade anual. A rapidez com que isto acontece depende da taxa da tendência de aquecimento e da quantidade da variabilidade local. As tendências futuras de aquecimento não podem ser previstas de forma precisa, especialmente em escalas locais, por isso as estimativas da altura futura da tendência de aquecimento não podem ser feitas com precisão.

Em algumas regiões tropicais, a tendência de aquecimento já emergiu da variabilidade local (FAQ 10.2, Figura 1). Isto acontece mais rapidamente nos trópicos porque lá há menos variabilidade da temperatura do que noutras partes do globo. O aquecimento projetado pode não surgir em latitudes médias até meados do século XXI - apesar das tendências de aquecimento serem maiores lá - porque a variabilidade local da temperatura é substancialmente maior do que nos trópicos. Numa base sazonal, a variabilidade da temperatura local tende a ser menor no verão do que no inverno. Consequentemente, o aquecimento tende a surgir primeiramente na parte quente do ano, mesmo nas regiões onde a tendência de aquecimento é superior no inverno, como na Eurásia central na FAQ 10.2, Figura 1.

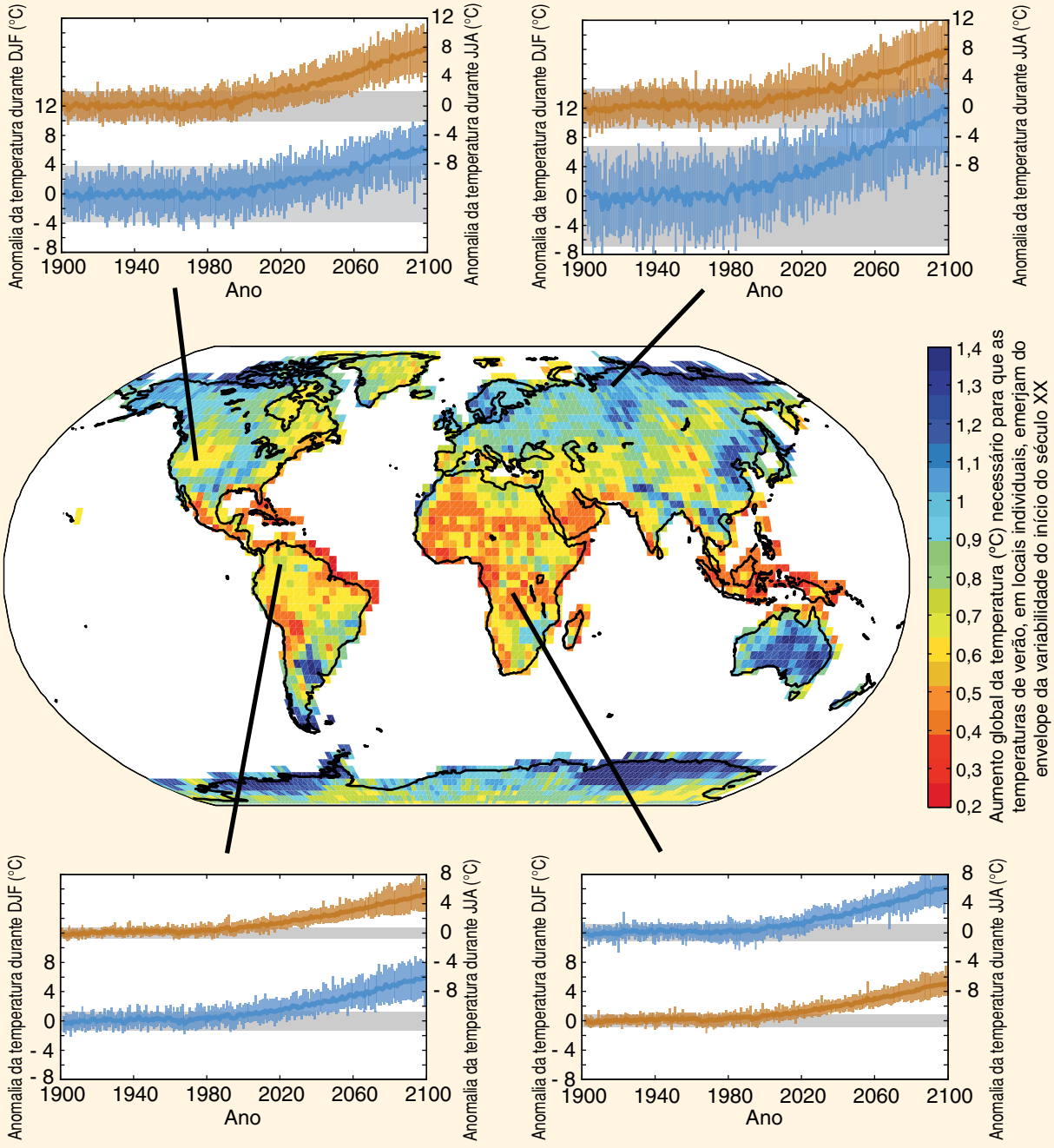
Outras variáveis para além da temperatura da superfície da terra, incluindo algumas regiões oceânicas, também apresentam taxas de alterações a longo prazo diferentes da variabilidade natural. Por exemplo, a extensão do gelo do mar Ártico está a diminuir rapidamente e já apresenta uma influência humana. Por outro lado, as tendências da precipitação local são muito difíceis de detetar porque, na maior parte das localizações, a variabilidade na precipitação é bastante superior. A probabilidade de registar temperaturas quentes de verão aumentou em grande parte do Hemisfério Norte. Prevê-se que as temperaturas altas, atualmente consideradas extremas, se aproximem da norma durante as próximas décadas. As probabilidades de outros eventos extremos, incluindo alguns períodos frios, diminuíram.

No clima atual, os eventos meteorológicos individuais extremos não podem ser inequivocamente atribuídos às alterações climáticas, uma vez que tais eventos poderiam ter acontecido num clima inalterado. Contudo, a probabilidade de ocorrência de tais eventos poderia ter mudado significativamente numa determinada localização. Estima-se que os aumentos induzidos por humanos nos gases de efeito estufa contribuíram substancialmente para a probabilidade de ocorrerem algumas ondas de calor. Da mesma forma, os estudos dos modelos climáticos sugerem que o aumento dos gases de efeito de estufa contribuíram para a intensificação dos eventos de precipitação intensa observados em algumas partes do Hemisfério Norte. No entanto, a probabilidade de muitos outros eventos climáticos extremos pode não ter mudado substancialmente. Assim, é incorreto atribuir qualquer novo registo meteorológico às alterações climáticas.

A data do futuro surgimento de tendências de aquecimento projetadas também depende da variabilidade do clima local, que pode aumentar ou diminuir temporariamente as temperaturas. Além disso, as curvas de temperatura local projetada apresentadas na FAQ 10.2, Figura 1 baseiam-se em múltiplas simulações de modelos climáticos forçadas pelos mesmo cenários de futuras emissões. Uma diferente taxa de acumulação atmosférica de gases de efeito de estufa provocaria uma tendência de aquecimento diferente, por isso, a dispersão das previsões do modelo de aquecimento (o sombreado colorido na FAQ 10.2, Figura 1) seria mais ampla se a figura incluísse a dispersão dos cenários de emissões de gases de efeito estufa. O aumento necessário para que a alteração das temperaturas de verão surja a partir da variabilidade local do século XX (independentemente da taxa de variação) é representada no mapa central na FAQ 10.2, Figura 1.

Uma resposta completa à questão de quando é que a influência humana no clima local se torna óbvia depende da força de evidência que se considera suficiente para tornar algo "óbvio". A prova científica mais convincente para o efeito da alteração climática em escalas locais provém da análise do quadro global e da riqueza de provas através das quais muitas das alterações observadas no sistema climático estão relacionadas com a influência humana. *(continua na página seguinte)*

FAQ 10.2 (continuação)



FAQ 10.2, Figura 1 | Série temporal da alteração prevista da temperatura mostrada em quatro locais representativos para o verão (curvas vermelhas, representando junho, julho e agosto em locais nos trópicos e no Hemisfério Norte ou dezembro, janeiro e fevereiro no Hemisfério Sul) e para o inverno (curvas azuis). Cada série cronológica está cercada por um envelope de alterações previstas (cor de rosa para a estação quente local, azul para a estação fria local) geradas por 24 diferentes simulações de modelo, que surgem de um envelope cinzento de variabilidade natural local simulada pelos modelos utilizando condições do início do século XX. O sinal de aquecimento surge, primeiro, nos trópicos durante o verão. O mapa central mostra aumento da temperatura global (°C) necessário para que as temperaturas de verão, em locais individuais, saiam do envelope da variabilidade do início do século XX. Tenha em atenção que as cores quentes denotam o menor aumento de temperatura necessário, portanto, tempo de emergência mais cedo. Todos os cálculos são baseados nas simulações de modelos climáticos globais da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) forçadas pelo cenário de emissões dos Patamares de Concentração Representativos 8.5 (RCP8.5). Os envelopes de alteração e variabilidade natural previstas são definidos como ±2 desvios padrão. (Adaptado e atualizado a partir de Mahlstein et al., 2011.)

Perguntas Frequentes

FAQ 11.1 | Senão Conseguem Prever o Tempo para o Próximo Mês, Como Podem Prever o Tempo para a Próxima Década?

Embora o tempo e o clima estejam interligados são, de facto, coisas diferentes. O tempo é definido como o estado da atmosfera num determinado tempo e lugar e pode mudar de hora a hora e de dia para dia. O clima, por outro lado, refere-se geralmente às estatísticas das condições meteorológicas durante uma década ou mais.

A capacidade de prever o clima futuro sem a necessidade de prever, de forma exata, o tempo é mais comum do que poderá parecer. Por exemplo, no final da primavera, pode prever-se com precisão que a temperatura média do ar durante o verão vindouro em Melbourne (por exemplo) será, provavelmente, maior do que a temperatura média durante a primavera mais recente - apesar do tempo diário durante o verão vindouro não possa ser previsto com precisão para além de uma semana ou assim. Este exemplo simples ilustra que existem fatores - neste caso, o ciclo sazonal na radiação solar que atinge o Hemisfério Sul - que podem apoiar a capacidade de previsão de alterações no clima durante um período vindouro que não depende da precisão na previsão do tempo durante o mesmo período.

As estatísticas das condições meteorológicas utilizadas para definir o clima incluem médias da temperatura do ar e da precipitação a longo prazo, bem como estatísticas da sua variabilidade, como o desvio padrão da variabilidade anual da precipitação da média a longo prazo ou a frequência de dias abaixo de 5ºC. A média das variáveis climáticas durante longos períodos de tempo são denominadas médias climáticas. Podem aplicar-se a meses individuais, estações do ano ou ao ano como um todo. A previsão do clima irá abordar questões como: "Qual a probabilidade da temperatura média durante o próximo verão ser mais alta do que a média a longo prazo dos verões passados?" ou "Qual é a probabilidade da próxima década ser mais quente do que as últimas décadas?" Mais especificamente, uma previsão do clima pode oferecer uma resposta à questão: "Qual é a probabilidade de que a temperatura (na China, por exemplo) calculada durante os próximos anos seja superior à temperatura na China calculada nos últimos 30 anos?" As previsões do clima não oferecem previsões da evolução diária detalhada do tempo futuro. Em vez disso, oferecem probabilidades de alterações a longo prazo às estatísticas das futuras variáveis climáticas.

As previsões meteorológicas, por outro lado, oferecem previsões diárias do tempo para alturas específicas no futuro. Ajudam a responder a questões como: "Será que vai chover amanhã?" Às vezes, as previsões meteorológicas são dadas em termos de probabilidades. Por exemplo, a previsão meteorológica pode afirmar que: "amanhã, a probabilidade de chuvas em Apia é de 75%".

Para fazer previsões meteorológicas precisas, os meteorologistas precisam de informação altamente detalhada sobre o estado atual da atmosfera. A natureza caótica do meio ambiente significa que, mesmo o erro mais pequeno na representação de "condições iniciais", normalmente leva a previsões imprecisas para além de uma semana ou assim. Este é o chamado "efeito borboleta".

Os climatólogos não tentam nem afirmam prever a evolução futura detalhada do tempo durante as próximas estações, anos ou décadas. Existe, por outro lado, uma base científica sólida para supor que os aspetos do clima podem ser previstos, embora de forma imprecisa, apesar do efeito borboleta. Por exemplo, os aumentos nas concentrações atmosféricas de gases de efeito de estufa de longa duração tendem a aumentar a temperatura da superfície em décadas futuras. Assim, as informações do passado podem e ajudam a prever o clima futuro.

Alguns tipos da chamada variabilidade "interna" que ocorrem naturalmente podem - pelo menos em teoria - aumentar a capacidade de prever o clima futuro. A variabilidade climática interna decorre de instabilidades naturais no sistema climático. Se tal variabilidade inclui ou causa anomalias extensas e de longa duração na temperatura do oceano superior, isso originará alterações na atmosfera sobreposta, tanto localmente como remotamente. O fenómeno do El Niño - Oscilação Sul é, provavelmente, o exemplo mais conhecido deste tipo de variabilidade interna. A variabilidade ligada ao El Niño - Oscilação Sul desenrola-se de uma forma parcialmente previsível. O efeito borboleta está presente mas demora algum tempo a influenciar fortemente alguma da variabilidade ligada ao El Niño - Oscilação Sul.

Os serviços meteorológicos e outras agências têm explorado esta situação. Desenvolveram sistemas de previsão sazonal a interanual que lhes permitem prever, rotineiramente, anomalias sazonais no clima com capacidade de previsão demonstrável. A capacidade varia consideravelmente de lugar para lugar e de variável para variável. A capacidade tende a diminuir à medida que a previsão analisa o futuro e, em alguns locais, não existe nenhuma capacidade. "Capacidade" é utilizada no seu sentido técnico: é uma medida de quão maior é a precisão de uma previsão, em comparação com a precisão de alguns métodos simples de previsão típicos, como assumir que as anomalias recentes vão persistir durante o período a ser previsto.

O clima, os sistemas de previsões sazonais a interanuais e de décadas são semelhantes em muitos aspetos (ex.: todos eles incorporam as mesmas equações matemáticas para a atmosfera, todos precisam de especificar as condições iniciais para

(continua na página seguinte)

FAQ 11.1 (continuação)

arrancar com as previsões e todos estão sujeitos a limites na precisão das previsões imposta pelo efeito borboleta). No entanto, a previsão decadal, ao contrário da previsão do tempo e da sazonal a interanual, ainda está na sua fase inicial. No entanto, os sistemas de previsão decenal apresentam um grau de capacidade de *hindcasting* da temperatura perto da superfície na maior parte do globo durante, pelo menos, nove anos. Uma *hindcasting* é a previsão de um evento passado em que apenas as observações anteriores ao evento são consideradas no sistemas de previsão para fazer a previsão. Pensa-se que a maior parte desta capacidade ocorre a partir do *forçamento externo*. O "forçamento externo" é um termo utilizado por climatólogos para fazer referência a um agente de forçamento fora do sistema climático que está a causar a alteração. Isto inclui aumentos na concentração de gases de efeito de estufa de longa duração.

A teoria indica que a capacidade de prever a precipitação decenal deve ser menor do que a capacidade de prever a temperatura da superfície decenal e o desempenho da previsão inversa é consistente com esta expectativa.

A investigação atual visa melhorar os sistemas de previsão decenal e aumentar o entendimento das razões para qualquer capacidade aparente. É fundamental determinar o grau em que a informação adicional da variabilidade interna se reflete, verdadeiramente, numa maior capacidade. Enquanto se espera que os sistemas de previsão melhorem nas próximas décadas, a natureza caótica do sistema climático e o efeito borboleta resultante irá impor, sempre, limites inevitáveis à capacidade de previsão. Existem outras fontes de incerteza. Por exemplo, como as erupções vulcânicas podem influenciar o clima, mas a sua duração e magnitude não podem ser previstas, as erupções futuras representam uma de outras fontes de incerteza. Além disso, a brevidade do período com dados oceânicos suficientes para inicializar e avaliar as previsões decenais representa um grande desafio.

Por último, note que os sistemas de previsão decenal estão concebidos para explorar fontes de previsibilidade forçadas externamente e geradas internamente. Os cientistas fazem a distinção entre previsões decenais e projeções decenais. As projeções exploram apenas a capacidade preditiva resultante do forçamento externo. Enquanto anteriores Relatórios de Avaliação do IPCC se concentram, exclusivamente, nas projeções, este relatório também avalia a investigação da previsão decenal e a sua base científica.

Perguntas Frequentes

FAQ 11.2 | Como é que as Erupções Vulcânicas Afetam o Clima e a nossa Capacidade de Prever o Clima?

As grandes erupções vulcânicas afetam o clima através da injeção de dióxido de enxofre na atmosfera superior (também chamada estratosfera), que reage com a água para formar nuvens de gotas de ácido sulfúrico. Estas nuvens refletem a luz solar para o espaço, impedindo que a sua energia chegue à superfície da Terra, arrefecendo-a, assim como a baixa atmosfera. Estas nuvens de ácido sulfúrico da atmosfera superior também absorvem localmente a energia do Sol, da Terra e da baixa atmosfera, o que aquece a atmosfera superior (Ver FAQ 11.2, Figura 1). Relativamente ao arrefecimento da superfície, a erupção do Monte Pinatubo, em 1991, por exemplo, injetou cerca de 20 milhões de toneladas de dióxido de enxofre (SO_2) na estratosfera, arrefecendo a Terra em cerca de 0,5ºC até um ano. Globalmente, as erupções também reduzem a precipitação, porque a reduzida entrada de ondas curtas na superfície é compensada por uma redução no aquecimento latente (ou seja, na evaporação e, consequentemente, na precipitação).

Para efeitos de previsão do clima, pode esperar-se uma erupção que irá causar um significativo arrefecimento global da superfície e um aquecimento da atmosfera superior para o próximo ano. O problema é que, enquanto um vulcão que se tornou mais ativo pode ser detetado, o momento certo de uma erupção, ou a quantidade de SO_2 injetado na atmosfera superior e como se poderá dispersar, não pode ser previsto. Esta é uma fonte de incerteza em previsões climáticas.

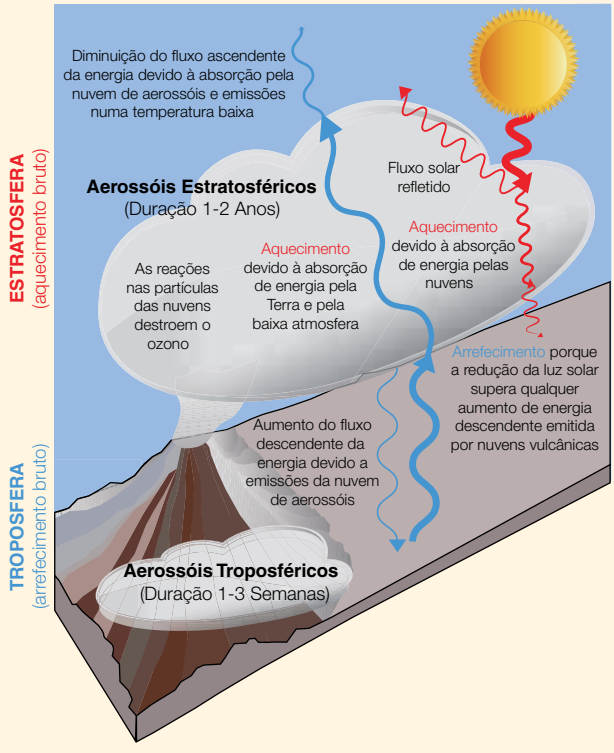
As grandes erupções vulcânicas produzem muitas partículas, denominadas cinza ou piroclasto. No entanto, essas partículas saem rapidamente da atmosfera, num espaço de dias ou semanas, por isso não afetam o clima global. Por exemplo, em 1980, a erupção do Monte St. Helena afetou as temperaturas da superfície no noroeste dos EUA durante vários dias mas, como emitiu pouco SO_2 para a estratosfera, não teve quaisquer impactos globais no clima. Se as grandes erupções de alta latitude injetarem enxofre na estratosfera, terão efeito apenas no hemisfério onde entraram em erupção, e os efeitos irão durar, no máximo, um ano, uma vez que a nuvem estratosférica que produzem tem uma duração de apenas alguns meses.

Os vulcões tropicais ou subtropicais produzem mais arrefecimento da superfície global ou troposférico. Isto acontece porque a nuvem de ácido sulfúrico resultante na atmosfera superior dura entre um a dois anos e pode cobrir a maior parte do globo. Contudo, os seus impactos climáticos regionais são difíceis de prever, uma vez que a dispersão dos aerossóis de enxofre estratosféricos depende, em grande parte, das condições atmosféricas do vento na altura da erupção. Além disso, o efeito de arrefecimento da superfície normalmente não é uniforme: como os continentes arrefecem mais do que o oceano, a monção de verão pode enfraquecer, reduzindo a chuva sobre a Ásia e a África. A resposta climática é ainda mais complicada pelo facto de as nuvens atmosféricas superiores resultantes das erupções tropicais também absorverem luz solar e calor da Terra, o que produz mais aquecimento da atmosfera superior nos trópicos do que em latitudes altas.

As maiores erupções vulcânicas dos últimos 250 anos estimularam um estudo científico. Após a erupção do Laki na Islândia, em 1738, foram registadas temperaturas quentes de verão na Europa, seguidas de um verão muito quente. Duas grandes erupções, uma não identificada em 1809 e a erupção do Tambora, em 1815, provocaram o "Ano sem Verão", em 1816. Falhas agrícolas na Europa e nos EUA durante esse ano, levaram à escassez de alimentos, fome e tumultos.

A maior erupção em mais de 50 anos, a do Agung em 1963, conduziu a muitos estudos modernos, incluindo observações e cálculos de modelos climáticos. Duas grandes erupções subsequentes, o El Chinchón em 1982 e Pinatubo em 1991, inspiraram o trabalho que originou o nosso atual entendimento sobre os efeitos das erupções vulcânicas no clima.

(continua na página seguinte)



FAQ 11.2, Figura 1 | Esquema de como grandes vulcões tropicais e subtropicais afetam as temperaturas atmosféricas superiores (estratosféricas) e as temperaturas atmosféricas inferiores (troposféricas).

FAQ 11.2 (continuação)

As nuvens vulcânicas permanecem na estratosfera apenas alguns anos, por isso, o seu impacto no clima é correspondentemente curto. Mas os impactos de grandes erupções consecutivas pode durar mais tempo: por exemplo, no final do século XIII ocorreram quatros grandes erupções - uma a cada dez anos. A primeira, em 1258 D.C, foi a maior em 1000 anos. Essa sequência de erupções arrefeceu o gelo marinho do oceano Atlântico Norte e do Ártico. Outro período de interesse diz respeito aos três grandes, mas muito menores, eventos vulcânicos durante 1963-1991 (ver Capítulo 8 para saber de que formas estas erupções afetaram a composição atmosférica e reduziram a radiação de ondas curtas no solo).

Os vulcanologistas podem detetar quando um vulcão se torna mais ativo, mas não conseguem prever se irá entrar em erupção ou, caso entre em erupção, qual a quantidade de enxofre que poderá injetar na estratosfera. Não obstante, os vulcões afetam a capacidade de prever o clima de três maneiras distintas. Primeiro, se uma erupção vulcânica injetar volumes significativos de dióxido de enxofre na estratosfera, este efeito pode ser incluído nas previsões do clima. Há desafios substanciais e fontes de incerteza envolvidas, como a recolha de boas observações da nuvem vulcânica e calcular como se irá movimentar e alterar durante a sua vida. Mas, com base em observações e modelagem bem sucedida de erupções recentes, alguns dos efeitos das grandes erupções podem ser incluídos nas previsões.

O segundo efeito é que as erupções vulcânicas são uma fonte potencial de incerteza nas nossas previsões. As erupções não podem ser previstas com antecedência, mas vão acontecer, causando impactos climáticos a curto prazo à escala global e local. Em princípio, esta potencial incerteza pode ser explicada por incluir erupções aleatórias ou erupções com base em algum cenário no nosso conjunto de previsões climáticas a curto prazo. Esta área de investigação tem de ser mais explorada. As projeções futuras neste relatório não incluem futuras erupções vulcânicas.

Em terceiro, o registo histórico do clima pode ser utilizado, juntamente com estimativas de aerossóis de sulfato observadas, para testar a fidelidade das nossas simulações climáticas. Embora a resposta climática a erupções vulcânicas explosivas seja um análogo útil para alguns outros forçamentos radiativos, existem limitações. Por exemplo, simular com sucesso o impacto de uma erupção pode ajudar a validar os modelos utilizados para as previsões sazonais e interanuais. Mas, desta forma, nem todos os mecanismos envolvidos na aquecimento global no próximo século podem ser validados, porque estes envolvem *feedbacks* oceânicos a longo prazo, que apresentam um intervalo de tempo mais longo do que a resposta a erupções vulcânicas individuais.

Perguntas Frequentes

FAQ 12.1 | Porque são Utilizados tantos Modelos e Cenários para Projetar as Alterações Climáticas?

O clima futuro é parcialmente determinado pela magnitude das futuras emissões de gases de efeito de estufa, aerossóis e outros forçamentos naturais e provocados pelo homem. Estes forçamentos são externos ao sistema climático mas modificam a forma como se comporta. O clima futuro é modelado pela resposta da Terra a estes forçamentos, juntamente com a variabilidade interna inerente ao sistema climático. Uma variedade de suposições sobre a magnitude e o ritmo das emissões futuras ajuda os cientistas a desenvolver diferentes cenários de emissão, nos quais as projeções de modelos climáticos se baseiam. Enquanto isso, os modelos climáticos diferentes oferecem representações alternativas da resposta da Terra a estes forçamentos e da variabilidade climática natural. Em sintonia, os conjuntos de modelos, simulando a resposta para uma série de cenários diferentes, definem uma variedade de futuras possibilidades e ajudam-nos a compreender as suas incertezas.

Prever o desenvolvimento socioeconómico é, sem dúvida, muito mais difícil do que prever a evolução de um sistema físico. Implica prever o comportamento humano, escolhas políticas, avanços tecnológicos, concorrência e cooperação internacional. A abordagem comum é a utilização de cenários de futuros desenvolvimentos socioeconómicos plausíveis, a partir dos quais são derivadas as futuras emissões de gases de efeito de estufa e agentes de forçamento. No geral, não foi possível atribuir probabilidades e cenários individuais de forçamento. Em vez disso, é utilizado um conjunto de alternativas para abranger uma série de possibilidades. Os resultados de diferentes cenários de forçamento oferecem aos políticos alternativas e uma variedade de futuros possíveis a considerar.

As flutuações internas no clima são geradas espontaneamente por interações entre componentes, tais como a atmosfera e o oceano. No caso das alterações climáticas a curto prazo, podem eclipsar o efeito das perturbações externas, como o aumento dos gases de efeito estufa (ver Capítulo 11). A longo prazo, no entanto, espera-se que sejam os forçamentos externos a dominar. As simulações de modelos climáticos preveem que, depois de algumas décadas, diferentes cenários de futuros gases de efeito de estufa antropogénicos e outros agentes de forçamento - e a resposta do sistema climático a eles - irão afetar de forma diferente a alteração na temperatura média global (FAQ 12.1, Figura 1, painel esquerdo). Portanto, avaliar as consequências desses vários cenários e respostas é de extrema importância, especialmente quando são consideradas as decisões políticas.

Os modelos climáticos são construídos com base nos princípios físicos que regem o nosso sistema climático e compreensão empírica e representam os processos complexos de interação necessários para simular o clima e as alterações climáticas, passadas e futuras. Análogos de observações passadas, ou extrapolações de tendências recentes, são estratégias inadequadas para produzir projeções, uma vez que o futuro não será necessariamente uma simples continuação do que temos visto até agora.

Embora seja possível escrever as equações de movimentos de fluidos que determinam o comportamento da atmosfera e do oceano, é impossível resolvê-las sem utilizar algoritmos numéricos através da simulação do modelo computacional, de forma semelhante à forma como a engenharia aeronáutica se baseia em simulações numéricas de tipos semelhantes de equações. Além disso, muitos processos físicos, biológicos e químicos de pequena escala, tais como processos de formação de nuvens, não podem ser descritos por essas equações, ou porque nos falta a capacidade computacional para descrever o sistema numa resolução suficientemente boa para simular diretamente estes processos ou porque ainda temos uma compreensão científica parcial dos mecanismos que impulsionam estes processos. Em vez disso, precisam de ser aproximados pelas chamadas parametrizações dentro dos modelos climáticos, através das quais é estabelecida uma relação matemática entre quantidades diretamente simuladas e aproximadas, muitas vezes na base do comportamento observado.

Existem várias representações numéricas, soluções e aproximações para modelagem do sistema climático alternativas e igualmente plausíveis, tendo em conta as limitações na computação e nas observações. Esta diversidade é considerada um aspeto saudável da comunidade de modelagem climática, e resulta numa série de projeções de mudanças climáticas plausíveis em escalas globais e regionais. Esta variedade fornece uma base para quantificar a incerteza nas previsões, mas como o número de modelos é relativamente pequeno e a contribuição dos resultados do modelo para ficheiros públicos é voluntária, a amostragem de futuros possíveis não é sistemática nem abrangente. Além disso, persistem algumas insuficiências que são comuns a todos os modelos; diferentes modelos têm diferentes pontos fortes e fracos; ainda não é claro que aspetos da qualidade das simulações podem ser avaliados através de observações que devem orientar a nossa avaliação das futuras simulações de modelos *(continua na página seguinte)*

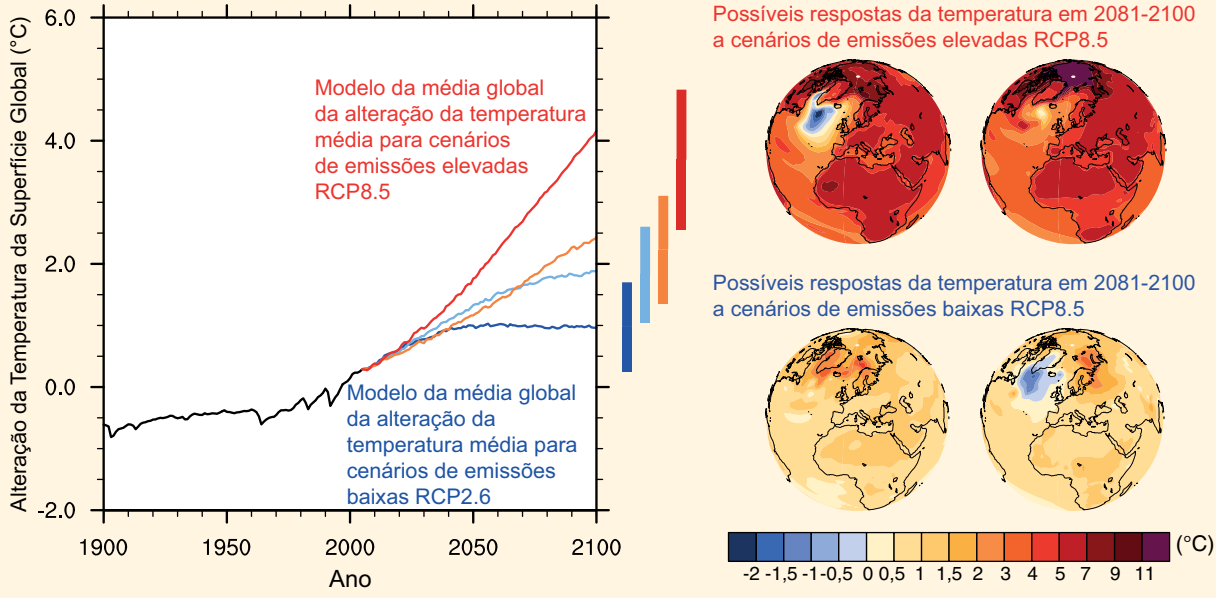
FAQ 12.1 (continuação)

Os modelos de complexidade variável são normalmente utilizados para diferentes problemas de projeção. Um modelo mais rápido com baixa resolução, ou uma descrição simplificada de alguns processos climáticos, podem ser utilizados em casos onde são necessárias longas simulações de vários séculos ou quando são precisas múltiplas realizações. Os modelos simplificados podem representar adequadamente quantidades médias de grande escala, como a temperatura média global, mas pequenos detalhes, como a precipitação regional, podem ser simulados apenas por modelos complexos.

A coordenação dos modelos experimentais e os resultados por grupos, como o Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP), o Programa Mundial de Investigação sobre o Clima e o seu Grupo de Trabalho sobre Modelos Climáticos, viram a comunidade científica a intensificar os esforços para avaliar a capacidade dos modelos para simular passados e atuais efeitos climáticos e para comparar projeções de futuras alterações climáticas. A abordagem "multimodelo" é agora uma técnica padrão utilizada pela comunidade científica do clima para avaliar as projeções de uma variável climática específica.

FAQ 12.1, Figura 1, painéis à direita, mostram a resposta da temperatura no final do século XXI para dois modelos ilustrativos e os cenários de RCP mais altos e mais baixos. Os modelos concordam em padrões de grande escala de aquecimento, por exemplo, que a terra vai aquecer mais rapidamente do que o oceano, e o Ártico vai aquecer mais rapidamente do que os trópicos. Mas diferem na magnitude da sua resposta global para o mesmo cenário e, em pequena escala, dos aspetos regionais da sua resposta. A magnitude da amplificação do Ártico, por exemplo, varia entre modelos diferentes, e um subconjunto de modelos mostra um aquecimento mais fraco ou ligeiro arrefecimento no Atlântico Norte como resultado da redução da formação em águas profundas e alterações nas correntes do oceano.

Existem incertezas inevitáveis em futuros forçamentos externos, e a resposta do sistema climático a eles, que são mais complicadas pela variabilidade gerada internamente. A utilização de múltiplos cenários e modelos tornou-se uma escolha padrão de modo a avaliá-los e caracterizá-los, permitindo, assim, descrever uma grande variedade de possíveis evoluções futuras do clima da Terra.



FAQ 12.1, Figura 1 | Alteração da temperatura média global calculada a partir de todos os modelos da Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5) (referente a 1986-2005) para os quatro cenários de Patamares de Concentração Representativos (RCP): RCP2.6 (azul escuro), RCP4.5 (azul claro), RCP6.0 (laranja) e RCP8.5 (vermelho); 32, 42, 25 e 39 modelos foram utilizados respetivamente para estes 4 cenários. As variações *prováveis* para a alteração na temperatura global em finais do século XXI são indicadas por barras verticais. Note que estas variações se aplicam à diferença entre duas médias de 20 anos, 2081–2100 referente a 1986–2005, o que explica o facto das barras estarem centradas num valor mais pequeno do que o ponto final das trajetórias anuais. Para o cenário mais alto (RCP8.5) e mais baixo (RCP2.6), são apresentados mapas ilustrativos da alteração da temperatura da superfície no final do século XXI (2081–2100 referente a 1986–2005) para dois modelos da CMIP5. Estes modelos são escolhidos para mostrar uma variedade bastante abrangente de resposta mas este conjunto específico não é representativo de qualquer medição da incerteza da resposta do modelo.

Perguntas Frequentes

FAQ 12.2 | Como é que o Ciclo da Água do Planeta irá Mudar?

O fluxo e armazenamento de água no sistema climático da Terra são altamente variáveis, mas são esperadas alterações além daquelas devidas à variabilidade natural no final do atual século. Num mundo mais quente, haverá um aumento líquido da precipitação, evaporação da superfície e transpiração das plantas. Contudo, não haverá diferenças substanciais nas alterações entre localizações. Alguns lugares vão experienciar mais precipitação e uma acumulação de água na terra. Noutros, a quantidade de água irá aumentar devido à seca regional e perda de neve e da camada de gelo.

O ciclo da água consiste em água armazenada na Terra em todas as suas fases, juntamente com o movimento da água através do sistema climático da Terra. Na atmosfera, a água ocorre principalmente como um gás — vapor de água — mas também ocorre como gelo e água líquida nas nuvens. O oceano, como é óbvio, é constituído principalmente por água líquida mas o oceano também está parcialmente coberto por gelo nas regiões polares. A água terrestre na forma líquida aparece como água superficial - tal como lagos e rios - humidade do solo e águas subterrâneas. A água terrestre sólida ocorre em mantos de gelo, glaciares, neve e gelo na superfície e no *permafrost* e no solo congelado sazonalmente.

Por vezes, as declarações sobre o clima futuro afirmam que o ciclo da água irá acelerar, mas isto pode ser enganador, estritamente falando, implica que o ciclo da água irá ocorrer cada vez mais rapidamente com o tempo e em todas as localizações. Algumas partes do mundo vão experienciar uma intensificação do ciclo da água, com transportes de água maiores e movimentos da água mais rápidos para dentro e fora dos reservatórios de armazenamento. Contudo, outras partes do sistema climático irão experienciar um esgotamento substancial de água e, portanto, menos movimentação de água. Alguns armazenamentos de água podem mesmo desaparecer.

À medida que a Terra aquece, irão ocorrer algumas alterações simplesmente em resposta a um clima mais quente. Estas alterações são regidas pela quantidade de energia que o aquecimento global adiciona ao sistema climático. O gelo, em todas as formas, vai derreter mais rapidamente e ser menos abrangente. Por exemplo, para algumas simulações avaliadas neste relatório, o gelo de verão do mar Ártico desaparece antes de meados deste século. A atmosfera terá mais vapor de água e as observações e resultados do modelo indicam que já o tem. Em finais do século XXI, a quantidade média de vapor de água na atmosfera poderá aumentar de 5 a 25%, dependendo da quantidade de emissões de gases de efeito de estufa provocadas por humanos e partículas ativas radiactivamente, como o fumo. A água evaporará mais rapidamente da superfície. O nível do mar irá aumentar devido à expansão das águas oceânicas aquecidas e do gelo terrestre derretido que fluem para o oceano (ver FAQ 13.).

Estas alterações gerais são modificadas pela complexidade do sistema climático, pelo que não se deve esperar que ocorram de forma igual em todas as localizações e ao mesmo ritmo. Por exemplo, a circulação de água na atmosfera, na terra e no oceano pode mudar à medida que o clima muda, concentrando água em alguns locais e esgotando-a noutros. As mudanças também podem variar ao longo do ano: algumas estações tendem a ser mais húmidas do que outras. Assim, as simulações de modelos avaliadas neste relatório mostram que a precipitação de inverno no norte da Ásia pode aumentar em mais de 50%, enquanto se prevê que a precipitação de verão mude dificilmente. Os seres humanos também intervêm no ciclo da água, através da gestão da água e alterações na utilização dos solos. Mudar as distribuições da população e as práticas de água produziria mais alterações no ciclo da água.

Os processos do ciclo da água podem ocorrer em minutos, horas, dias e mais e em distâncias de metros a quilómetros e mais. A variabilidade nestas escalas é normalmente maior do que para a temperatura, por isso as alterações climáticas na precipitação são mais difíceis de discernir. Apesar desta complexidade, as projeções do futuro climático mostram alterações que são comuns em muitos modelos e cenários de forçamento climático. Foram relatadas alterações semelhantes no AR4. Coletivamente, estes resultados sugerem mecanismos de alteração bem compreendidos, mesmo que as magnitudes variem com o modelo e o forçamento. Aqui focamo-nos nas alterações na terra, onde as alterações no ciclo da água têm maior impacto nos sistemas humanos e naturais.

As alterações climáticas projetadas a partir de simulações avaliadas neste relatório (mostradas esquematicamente na FAQ 12.2, Figura 1) geralmente mostram um aumento na precipitação em partes dos trópicos e latitudes polares que podem exceder os 50% em finais do século XXI, sob o cenário de emissões mais extremo. Em contraste, as grandes áreas dos subtópicos podem ter reduções de 30% ou mais. Nos trópicos, estas alterações parecem ser regidas por aumentos no vapor de água atmosférico e alterações na circulação atmosférica que concentram ainda mais vapor nos trópicos e, assim, promovem mais precipitação tropical. Nas regiões subtropicais, estas alterações da circulação promovem, simultaneamente, menos chuvas, apesar do aquecimento nessas regiões. Como as regiões subtropicais acolhem a maior parte dos desertos do mundo, estas alterações implicam uma aridez crescente em áreas já secas e uma possível expansão dos desertos. *(continua na página seguinte)*

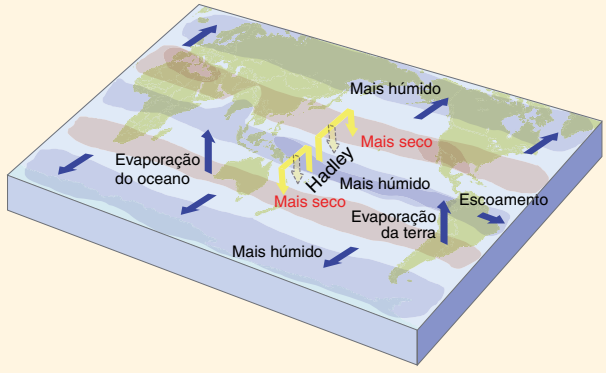
FAQ 12.2 (continuação)

Os aumentos em latitudes mais altas são regidos por temperaturas mais elevadas, o que permite mais água na atmosfera e, assim, mais água que se pode tornar em chuva. O clima mais quente também permite que os sistemas de tempestades nas regiões extratropicais transportem mais vapor de água para as latitudes mais altas, sem exigir mudanças substanciais na força típica do vento. Conforme indicado acima, as alterações da latitude alta são mais pronunciadas durante as estações mais frias.

A terra tornar-se mais seca ou mais húmida depende, em parte, das alterações na precipitação mas, também, das alterações na evaporação superficial e na transpiração das plantas (em conjunto denominadas por evapotranspiração). Como uma atmosfera mais quente pode ter mais vapor de água, pode induzir maior evapotranspiração, desde que haja água terrestre suficiente. Contudo, o dióxido de carbono aumentado na atmosfera reduz a transpiração das plantas, contrariando, em parte, o efeito do aquecimento.

Nos trópicos, o aumento da evapotranspiração tende a neutralizar os efeitos do aumento da precipitação na humidade do solo, enquanto nas regiões subtropicais, as já pequenas quantidades de humidade do solo possibilitam poucas alterações na evapotranspiração. Geralmente, em latitudes mais altas, o aumento da precipitação supera o aumento da evapotranspiração em climas projetados, produzindo um aumento do escoamento médio anual mas várias alterações na humidade do solo. Conforme está implícito pelas alterações na circulação na FAQ 12.2, Figura 1, os limites das regiões altas ou baixas da humidade também podem variar.

Um fator que complica ainda mais é a natureza da precipitação. As projeções do modelo mostram a precipitação a tornar-se mais intensa, em parte porque haverá mais humidade na atmosfera. Assim, para as simulações avaliadas neste relatório, sobre grande parte da terra, eventos de precipitação de 1 dia que atualmente ocorrem, em média, a cada 20 anos, poderiam ocorrer a cada 10 anos ou mesmo mais frequentemente em finais do século XXI. Ao mesmo tempo, as projeções também mostram que, no geral, os eventos de precipitação terão tendência a ocorrer com menos frequência. Estas alterações produzem dois efeitos aparentemente contraditórios: aguaceiros mais intensos, originando mais inundações, períodos ainda mais secos entre os eventos de chuva, originando mais seca.



FAQ 12.2, Figura 1 | Diagrama esquemático das alterações previstas nos principais componentes do ciclo da água. As setas azuis indicam os principais tipos de alterações na circulação da água através do sistema climático da Terra: transporte de água em direção aos polos feita pelos ventos extratropicais, evaporação da superfície e escoamento da terra para os oceanos. As regiões sombreadas denotam áreas que têm mais probabilidade de ficar secas ou húmidas. As setas amarelas indicam uma importante alteração na circulação atmosférica pela Circulação de Hadley, cujo movimento ascendente promove a precipitação tropical, ao mesmo tempo que suprime a precipitação subtropical. As projeções de modelos indicam que a Circulação de Hadley irá mudar a sua ramificação descendente em direção aos polos nos Hemisférios Norte e Sul, com seca associada. As condições mais húmidas são projetadas em latitudes altas, porque uma atmosfera mais quente irá permitir uma maior precipitação, com maior circulação de água para estas regiões.

Em latitudes altas e em locais elevados, ocorrem mais alterações devido à perda de água congelada. Algumas destas resolvem-se pela atual geração de modelos climáticos globais (MCG) e algumas alterações só podem ser determinadas porque envolvem caraterísticas como os glaciares, que, muitas vezes, não são abordados ou incluídos nos modelos. O clima mais quente significa que a neve tende a começar a acumular mais tarde durante o outono e a derreter mais cedo na primavera. As simulações avaliadas neste relatório mostram que está previsto que a cobertura de neve, de Março a Abril, no Hemisfério Norte diminua em aproximadamente 10 a 30% em média nos finais deste século, dependendo do cenário de gás de efeito de estufa. O degelo precoce da primavera altera o ritmo do caudal máximo da primavera nos rios que recebem a neve derretida. Como resultado, o caudal tardio irá diminuir, afetando potencialmente a gestão dos recursos hídricos. Estas características aparecem nas simulações dos Modelos Climáticos Globais.

A perda de *permafrost* irá permitir que a humidade penetre mais profundamente no solo mas, também, irá permitir que o solo aqueça, o que poderá aumentar a evapotranspiração. No entanto, a maior parte dos MCG não inclui todos os processos necessários para simular bem as alterações do *permafrost*. Os estudos que analisam o congelamento dos solos ou que utilizam resultados dos MCG para impulsionar modelos terrestres mais detalhados sugerem uma perda substancial do *permafrost* no final deste século. Além disso, apesar os atuais MCG não incluírem, explicitamente, a evolução dos glaciares, podemos esperar que os glaciares continuem a diminuir e o volume de água que fornecem aos rios no verão pode diminuir em alguns locais, à medida que desaparecem. A perda de glaciares também irá contribuir para a redução do caudal dos rios durante a primavera. No entanto, se a precipitação média anual aumentar - como neve ou chuva - estes resultados não significam necessariamente que o caudal médio anual do rio irá diminuir.

Perguntas Frequentes

FAQ 12.3 | O que Aconteceria com o Clima Futuro se Parássemos as Emissões Agora?

Parar as emissões agora é um cenário que não é plausível, mas é um de vários casos idealizados que oferece uma introspeção sobre a resposta do sistema climático e do ciclo do carbono. Como resultado das múltiplas escalas de tempo no sistema climático, a relação entre as alterações nas emissões e a resposta climática é bastante complexa, com algumas alterações a ocorrerem ainda muito tempo depois de as emissões terem cessado. O entendimento dos modelos e dos processos mostra que, como resultado da grande inércia do oceano e do tempo de vida longo de muitos gases de efeito de estufa, principalmente do dióxido de carbono, grande parte do aquecimento persistiria durante séculos após as emissões de gases de efeito estufa terem parado.

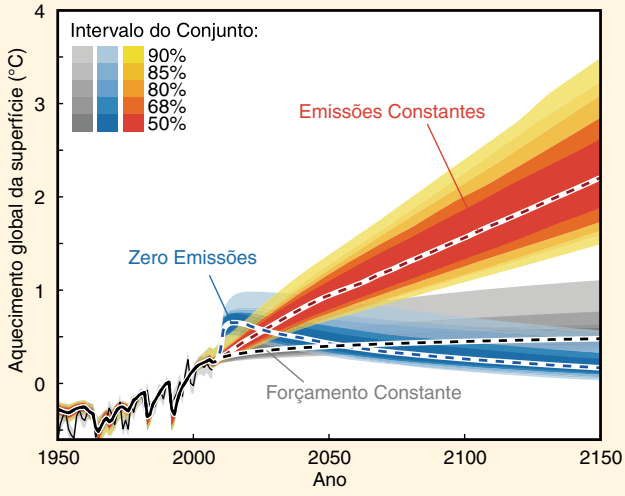
Quando emitidos na atmosfera, os gases de efeito de estufa são removidos através de reações químicas com outros componentes reativos ou, no caso do dióxido de carbono (CO_2), são trocados com o oceano e a terra. Estes processos caracterizam o tempo de vida do gás na atmosfera, definido como o tempo que um impulso de concentração demora a diminuir por um fator de e (2.71). O tempo que os gases de efeito de estufa e os aerossóis persistem na atmosfera varia num intervalo muito vasto, de dias a milhares de anos. Por exemplo, os aerossóis têm um tempo de vida útil de semanas, o metano (CH_4) tem cerca de 10 anos, o óxido nitroso (N_2O) tem cerca de 100 anos e o hexafluoroetano (C_2F_6) tem cerca de 10 000 anos. O CO_2 é mais complicado porque é removido da atmosfera através de múltiplos processos físicos e biogeoquímicos no oceano e na terra; todos operam em diferentes escalas temporais. Para um impulso da emissão de cerca de 1000 PgC, cerca de metade é removida num espaço de algumas décadas, mas a restante fração permanece na atmosfera durante muito mais tempo. Cerca de 15 a 40% do impulso do CO_2 ainda está na atmosfera após 1000 anos.

Como resultado dos tempos de vida útil significativos dos principais gases de efeito de estufa antropogénicos, o aumento da concentração atmosférica devido a anteriores emissões irá persistir mesmo depois de as emissões cessarem. A concentração dos gases de efeito de estufa não iria retornar imediatamente para os seus níveis pré-industriais se as emissões fossem alteradas. A concentração de metano regressariam aos valores próximos dos níveis pré-industriais em cerca de 50 anos, as concentrações de N_2O precisariam de vários séculos, enquanto o CO_2 basicamente nunca regressaria ao seu nível pré-industrial em escalas temporais relevantes para a nossa sociedade. Por outro lado, as alterações nas emissões de espécies de curta duração, como os aerossóis, resultariam em alterações quase instantâneas nas suas concentrações.

A resposta do sistema climático aos gases de efeito estufa e ao forçamento de aerossóis caracteriza-se por uma inércia, impulsionada principalmente pelo oceano. O oceano tem uma capacidade muito grande de absorver calor e uma mistura lenta entre a superfície e o oceano profundo. Isto significa que o oceano inteiro vai demorar vários séculos a aquecer e a atingir um equilíbrio com o forçamento radiativo alterado. A superfície do oceano (e, por isso, os continentes) irá continuar a aquecer até atingir uma temperatura da superfície em equilíbrio com este novo forçamento radiativo. O AR4 mostrou que, se a concentração de gases de efeito de estufa fosse constante ao nível atual, a superfície da Terra continuaria a aquecer em cerca de 0,6ºC ao longo do século XXI referente ao ano 2000. Este é o compromisso do clima às concentrações atuais (compromisso de composição constante), mostrado a cinzento na FAQ 12.3, Figura 1. As emissões constantes nos níveis atuais aumentaria mais a concentração atmosférica e resultaria em muito mais aquecimento do que o observado até agora (FAQ 12.3, Figura 1, linhas vermelhas).

Mesmo que as emissões de gases de efeito de estufa antropogénicas fossem interrompidas agora, o forçamento radiativo devido a estas concentrações de gases de efeito de estufa de longa duração só iriam diminuir devagar no futuro, numa taxa determinada pelo tempo de vida útil do gás (ver acima). Além disso, a

(continua na página seguinte)



FAQ 12.3, Figura 1 | Projeções baseadas no equilíbrio energético do modelo do ciclo do carbono do Modelo para a Avaliação das Alterações Climáticas Induzidas pelo Gás de Efeito de Estufa (MAGICC) para a composição atmosférica constante (forçamento constante, cinzento), emissões constantes (vermelho) e zero emissões futuras (azul) a partir de 2010, com estimativas de incerteza. Figura adaptada de Hare e Meinshausen (2006) baseada na calibração de um simples modelo climático do ciclo do carbono para todos os modelos da Fase 3 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP3) e do Projeto de Intercomparação do Modelo do Ciclo de Carbono Climático Acoplado (C4MIP) (Meinshausen et al., 2011a; Meinshausen et al., 2011b). Os resultados baseiam-se numa simulação transiente a partir da era pré-industrial e utilizando componentes de forçamento radiativo. A linha preta fina e o sombreado denotam o aquecimento e incerteza observados.

FAQ 12.3 (continuação)

resposta do clima do sistema terrestre a esse forçamento radiativo seria ainda mais lenta. A temperatura global não iria responder rapidamente às alterações das concentrações de gases de efeito de estufa. Eliminar as emissões de CO_2 só levaria a temperaturas quase constantes durante muitos séculos. Eliminar os forçamentos negativos de curta duração dos aerossóis de sulfato ao mesmo tempo (ex.: através de medidas de redução da poluição atmosférica) provocaria um aquecimento temporário de alguns décimos de grau, conforme mostrado a azul na FAQ 12.3, Figura 1. Definir todas as emissões a zero levaria, portanto, após um breve aquecimento, a uma quase estabilização do clima durante múltiplos séculos. Isto é chamado o compromisso de emissões passadas (ou compromisso zero emissões futuras). A concentração de GEE reduziria e, consequentemente, o forçamento radiativo também, mas a inércia do sistema climático iria atrasar a reposta da temperatura.

Como consequência de uma grande inércia no clima e no ciclo do carbono, a temperatura global a longo prazo é largamente controlada pelas emissões totais de CO_2 que se acumularam ao longo do tempo, independentemente do tempo em que foram emitidas. Assim, limitar o aquecimento global abaixo de um determinado nível (ex.: 2ºC acima do pré-industrial) implica um determinado equilíbrio de CO_2, ou seja, as emissões mais altas e mais cedo implicam reduções mais fortes mais tarde. Um alvo climático elevado permite um pico da concentração de CO_2 mais elevado e, assim, emissões de CO_2 mais cumulativas (ex.: permitindo um atraso na necessária redução de emissões).

A temperatura global é um número agregado útil para descrever a magnitude das alterações climáticas, mas nem todas as alterações serão dimensionadas, de forma linear, à temperatura global. As alterações no ciclo da água, por exemplo também dependem do tipo de forçamento (por exemplo, gases de efeito de estufa, aerossóis, alteração na utilização dos solos), componentes mais lentos do sistema terrestre, como a subida do nível do mar e do manto de gelo, levariam muito mais tempo a responder e podem existir limiares críticos ou alterações abruptas ou irreversíveis no sistema climático.

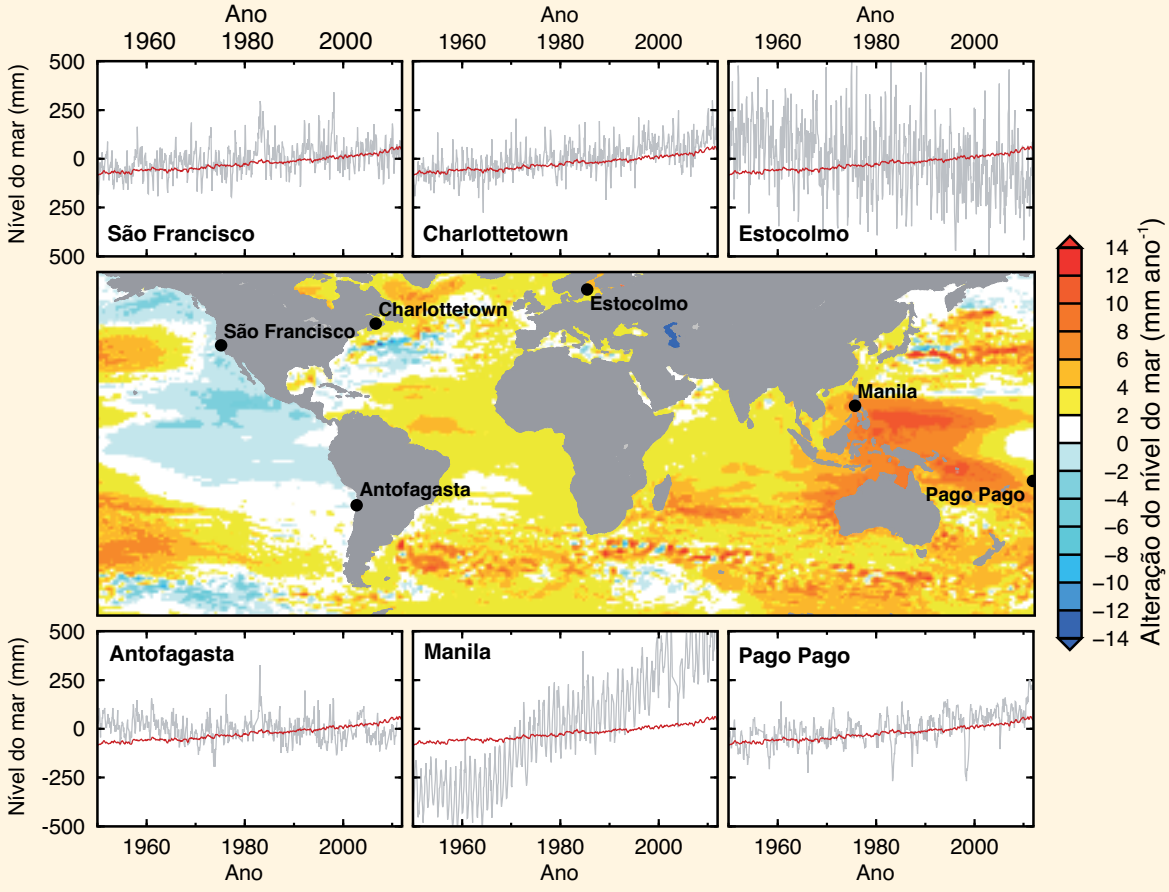
Perguntas Frequentes

FAQ 13.1 | Porque é que a Alteração do Nível do Mar Local Difere da Média Global?

A deslocação dos ventos da superfície, a expansão do aquecimento da água do oceano e a adição de gelo derretido podem alterar as correntes do oceano que, por sua vez, contribuem para alterações no nível do mar que variam de lugar para lugar. As anteriores e atuais variações na distribuição do gelo terrestre afetam a forma e o campo gravitacional da Terra, o que também provoca flutuações regionais no nível do mar. As variações adicionais no nível do mar são provocadas pela influência de processos mais localizados, tais como compactação de sedimentos e tectónica.

Ao longo de qualquer costa, o movimento vertical da superfície do mar ou da terra pode provocar alterações no nível do mar relativamente à terra (conhecido como nível relativo do mar). Por exemplo, uma alteração local pode ser provocada por um aumento na altura da superfície do mar ou por uma redução na altura da terra. Ao longo de períodos de tempo relativamente curtos (horas a anos), a influência das mares, tempestades e variabilidade climática - como o El Niño - domina as variações do nível do mar. Os terramotos e o desabamento de terras também podem influenciar, provocando alterações na altura da terra e, por vezes, *tsunamis*. Ao longo de períodos de tempo mais longos (décadas a séculos), a influência da alteração climática - com alterações consequentes no volume da água do mar e gelo terrestre - é o principal contribuinte para a alteração no nível do mar na maior parte das regiões. Ao longo destas escalas temporais mais longas, há vários processos que também podem causar um movimento vertical na superfície da terra, o que pode resultar em alterações substanciais no nível relativo do mar.

Desde o final do século XX, as medições por satélite da altura da superfície do oceano relativa ao centro da Terra (conhecida como nível geocêntrico do mar) mostram diferentes taxas de alteração do nível geocêntrico do mar em todo o mundo (ver FAQ 13.1, Figura 1). Por exemplo, no oceano Pacífico ocidental, as taxas eram cerca de três vezes maiores do que o valor médio global de cerca de 3 mm por ano, de 1993 a 2012. Em contraste, as taxas do oceano Pacífico oriental são mais baixas do que o valor médio global, com grande parte da costa oeste das Américas a experienciar uma queda na altura da superfície do mar durante o mesmo período. *(continua na página seguinte)*



FAQ13.1, Figura 1 | Mapa de taxas de alteração na altura da superfície do mar (nível geocêntrico do mar), para o período entre 1993-2012, analisadas com altimetria de satélite. Também são mostradas as alterações no nível relativo do mar (linhas a cinzento) analisadas por estações maregráficas para o período entre 1950–2012. Para comparação, também é mostrada uma estimativa da alteração do nível médio global do mar (linhas vermelhas) com cada série temporal do marégrafo. As oscilações de curto prazo relativamente grandes no nível do mar local (linhas a cinzento) devem-se à variabilidade natural do clima descrita no texto principal. Por exemplo, os grandes e regulares desvios em Pago Pago estão associados ao El Niño - Oscilação Sul.

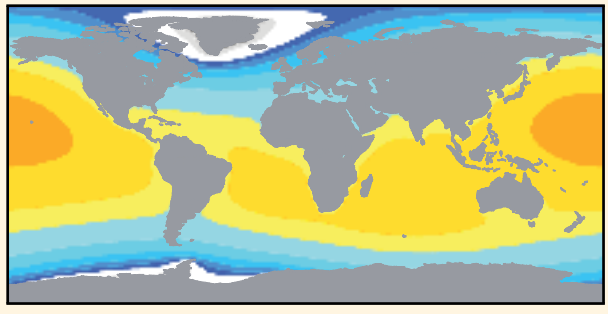
FAQ 13.1 (continuação)

Muita da variação espacial mostrada na FAQ 13.1, Figura 1 é um resultado da variabilidade natural do clima — tal como o El Niño e a Oscilação Decadal do Pacífico — ao longo de escalas temporais de cerca de um ano até várias décadas. Estas variações climáticas alteram os ventos de superfície, as correntes oceânicas, a temperatura e a salinidade, e, portanto, afetam o nível do mar. A influência desses processos vai continuar durante o século XXI, e será sobreposta ao padrão espacial da alteração do nível do mar associada a alterações climáticas a longo prazo, o que também surge através de alterações nos ventos de superfície, nas correntes oceânicas, na temperatura e salinidade, bem como no volume do oceano. No entanto, em contraste com a variabilidade natural, as tendências de longo prazo foram acumuladas ao longo do tempo e, por isso, espera-se que dominem o século XXI. As taxas resultantes da alteração no nível geocêntrico do mar durante este período mais longo podem, consequentemente, exibir um padrão muito diferente daquele que é mostrado na FAQ 13.1, Figura 1.

Os marégrafos medem o nível relativo do mar e, por isso, incluem alterações resultando do movimento vertical da superfície da terra e do mar. Ao longo de muitas regiões costeiras, o movimento vertical da terra é pequeno e, por isso, a taxa de alteração do nível do mar a longo prazo registada por marégrafos costeiros e insulares é semelhante ao valor médio global (ver registos em São Francisco e Pago Pago na FAQ 13.1, Figura 1). Em algumas regiões, o movimento vertical da terra tem tido uma influência importante. Por exemplo, a queda constante do nível do mar registada em Estocolmo (FAQ 13.1, Figura 1) é causada pela elevação desta região após o derretimento de um grande (>1 km de espessura) manto de gelo continental no final da última Idade do Gelo, entre ~20 000 e ~9000 anos atrás. Tal deformação contínua da terra, como resposta ao derretimento dos mantos de gelo antigos, é um contributo significativo para as alterações regionais do nível do mar na América do Norte e no noroeste da Eurásia, que foram cobertos por grandes mantos de gelo continental durante o pico da última Idade do Gelo.

Noutras regiões, este processo pode igualmente conduzir ao aluimento de terras que eleva os níveis relativos do mar, como aconteceu em Charlottetown, onde foi observado um aumento relativamente grande, em comparação com a taxa média global (FAQ 13.1, Figura 1). O movimento vertical da terra devido ao movimento das placas tectónicas da Terra também pode causar desvios no nível médio global do mar em algumas áreas - mais significativamente, aquelas que se localizam perto de zonas de subducção ativas, onde uma placa tectónica desliza sob outra. Para o caso de Antofagasta (FAQ 13.1, Figura 1), isto parece resultar em elevações constantes da terra e, portanto, na queda do nível relativo do mar.

Além das influências regionais do movimento vertical da terra na alteração do nível relativo do mar, alguns processos conduzem ao movimento da terra que é rápido mas altamente localizado. Por exemplo, a maior taxa de crescimento em relação à média global em Manila (FAQ 13.1, Figura 1) é dominada pelo aluimento de terras provocado pelo bombeamento intensivo das águas subterrâneas. O aluimento de terras devido a processos naturais e antropogénicos, como a extração de água subterrânea ou de hidrocarbonetos, é comum em muitas regiões costeiras, principalmente em grandes deltas dos rios.



FAQ13.1, Figura 2 | Resultado do modelo que mostra uma alteração do nível relativo do mar devido ao derretimento do manto de gelo da Gronelândia e do manto de gelo da Antártida Ocidental em taxas de 0,5 mm ano^{-1} cada (originando um valor médio global para a subida do nível do mar de 1 mm ano^{-1}). As alterações modeladas do nível do mar são menores do que o valor médio global em áreas perto do gelo que está a derreter mas melhoradas mais longe. (Adaptado de Milne *et al.*, 2009)

Normalmente supõe-se que o derretimento de gelo dos glaciares dos mantos do gelo da Gronelândia e da Antártida provocaria uma subida do nível do mar globalmente uniforme, muito parecido com encher uma banheira com água. De facto, esse derretimento resulta em variações regionais no nível do mar devido a uma variedade de processos, incluindo alterações nas correntes do oceano, ventos, no campo gravitacional da terra e na altura da terra. Por exemplo, os modelos de computador que simulam estes dois últimos processos preveem uma queda regional no nível relativo do mar em torno dos mantos de gelo que estão a derreter, uma vez que a atração gravitacional entre o gelo e a água do mar é reduzida, e a terra tende a subir à medida que o gelo derrete (FAQ 13.1, Figura 2). No entanto, longe do derretimento do manto de gelo, a subida do nível do mar é melhorada, em comparação com o valor médio global.

Resumindo, há uma variedade de processos que impulsiona alterações na altura da superfície do oceano e no fundo do mar, resultando em diferentes padrões espaciais da alteração do nível do mar em escalas locais e regionais. A combinação destes processos produz um padrão complexo da alteração total do nível do mar, que varia com o tempo enquanto a contribuição relativa de cada processo muda. A variação média global é um valor único útil que reflete a contribuição dos processos climáticos (por exemplo, derretimento terra-gelo e aquecimento do oceano) e representa uma boa estimativa da alteração do nível do mar em muitas zonas costeiras. Ao mesmo tempo, no entanto, sempre que os vários processos regionais resultam num sinal forte, podem existir grandes diferenças em relação ao valor médio global.

Perguntas Frequentes

FAQ 13.2 | Os Mantos de Gelo da Gronelândia e da Antártida vão Contribuir para a Alteração do Nível do Mar ao longo do Século?

Os mantos de gelo da Gronelândia e da Antártida Ocidental e Oriental são os maiores reservatórios de água doce do planeta. Como tal, têm contribuído para a alteração do nível do mar ao longo de tempos geológicos e recentes. Ganham massa através da acumulação (queda de neve) e perdem-na por ablação da superfície (sobretudo derretimento do gelo) e escoamento nos seus limites marítimos, quer seja para uma plataforma de gelo flutuante ou diretamente para o oceano através da separação do iceberg. O aumento da acumulação provoca a queda do nível médio global do mar, enquanto aumenta na ablação da superfície e o escoamento faz com que suba. As flutuações nestes fluxos de massa dependem de uma variedade de processos, dentro e fora do manto de gelo, na atmosfera e nos oceanos. Contudo, ao longo deste século, as fontes de perda de massa parecem estar prontas para ultrapassar as fontes de ganho de massa, para que possa ser esperada uma contribuição positiva contínua para o nível global do mar. Esta FAQ resume a investigação atual sobre o tema e oferece magnitudes indicativas para as várias contribuições da avaliação completa para o nível do mar no final do século (2081-2100 em relação a 1986-2005), que são relatadas como o nível de probabilidade de dois em três em todos os cenários de emissões.

Ao longo de milénios, o fluxo horizontal lento de um manto de gelo transporta massa de áreas de acumulação líquida (geralmente no interior de alta altitude) para áreas de perda líquida (geralmente a periferia de baixa altitude e o perímetro costeiro). Atualmente, a Gronelândia perde aproximadamente metade do seu gelo acumulado por ablação da superfície e outra metade por separação do gelo. Por outro lado, a Antártida perde virtualmente toda a sua acumulação por separação do gelo e derretimento subaquático das margens das suas plataformas de gelo. As plataformas de gelo estão a flutuar, por isso, a sua perda tem apenas um efeito direto insignificante no nível do mar, embora possam afetar indiretamente o nível do mar através da alteração do equilíbrio da massa do seu manto de gelo principal (ver abaixo).

Na Antártida oriental, alguns estudos realizados com altimetria de radar com satélite sugerem que a queda de neve aumentou, mas recentes medições de modelação atmosférica e de satélite das alterações na gravidade não encontraram aumentos significativos. Esta aparente divergência pode acontecer porque as tendências a longo prazo relativamente pequenas estão mascaradas pela forte variabilidade interanual da queda de neve. As projeções sugerem um aumento substancial na queda de neve da Antártida no século XXI, principalmente porque uma atmosfera mais quente seria capaz de transportar mais humidade para as regiões polares. As alterações regionais na circulação atmosférica desempenham, provavelmente, um papel secundário. Para todo o manto de gelo da Antártida, prevê-se que este processo contribua entre 0 e 70 mm para a descida do nível do mar.

Atualmente, as temperaturas do ar em torno da Antártida estão demasiado frias para a ablação substancial da superfície. As observações de campo e de satélite, contudo, indicam um escoamento melhorado - manifestado como redução da superfície do gelo - em algumas regiões costeiras localizadas. Todas estas áreas (Pine Island e Glaciares Thwaites na Antártida Ocidental e Glaciares Totten e Cook na Antártida Oriental) se encontram dentro de depressões na rocha-mãe em direção à borda da plataforma continental da Antártida. Pensa-se que o aumento do escoamento foi desencadeado por alterações regionais na circulação do oceano, colocando a água mais quente em contacto com as plataformas de gelo flutuantes.

Na península Antártica mais a norte, há um registo bem documentado do colapso da plataforma de gelo, o que parece estar relacionado com o aumento do derretimento da superfície provocado pelo aquecimento atmosférico nas últimas décadas. A redução subsequente dos glaciares que drenam para estas plataformas de gelo teve um efeito positivo - mas menor - no nível do mar, assim como qualquer outro evento na Península. As projeções regionais da alteração da temperatura atmosférica do século XXI sugerem que, provavelmente, este processo não irá afetar a estabilidade das grandes plataformas continentais da Antártida Ocidental e Oriental, embora estas plataformas de gelo possam ser ameaçadas pelas alterações oceânicas futuras (ver abaixo).

As estimativas da contribuição dos mantos de gelo da Antártida para o nível do mar ao longo das últimas décadas variam muito mas, recentemente, foram feitos grandes progressos na reconciliação das observações. Há fortes indícios de que o escoamento melhorado (principalmente na Antártida Ocidental) supera, atualmente, qualquer aumento na acumulação de neve (sobretudo na Antártida Oriental), o que implica uma tendência para o aumento do nível do mar. Antes de se poderem fazer projeções fiáveis sobre o escoamento ao longo do século XXI com grande confiança, os modelos que simulam o fluxo de gelo precisam de ser melhorados, sobretudo sobre quaisquer alterações na linha de assentamento que separa o gelo flutuante daquele que é suportado pela rocha-mãe e de interações entre as plataformas de gelo e o oceano. O conceito de "instabilidade do manto de gelo marinho" baseia-se na ideia de que o escoamento de um manto de gelo suportado pela rocha-mãe abaixo do nível do mar aumenta se o gelo na linha de assentamento for mais espesso e, por isso, mais rápido a fluir. Nas rochas que se inclinam para baixo em direção ao interior do manto de gelo, isto cria um ciclo vicioso de aumento do escoamento, fazendo com que o gelo na linha de assentamento fique mais fino e flutue. A linha de assentamento recua pelo declive abaixo em gelo mais espesso que, por sua vez, impulsiona novos aumentos no escoamento. Esta resposta poderia potencialmente resultar na perda rápida de partes do manto de gelo, à medida que as linhas de assentamento recuam ao longo das depressões e bacias que ficam mais fundas em direção ao interior do manto de gelo.

(continua na página seguinte)

FAQ 13.2 (continuação)

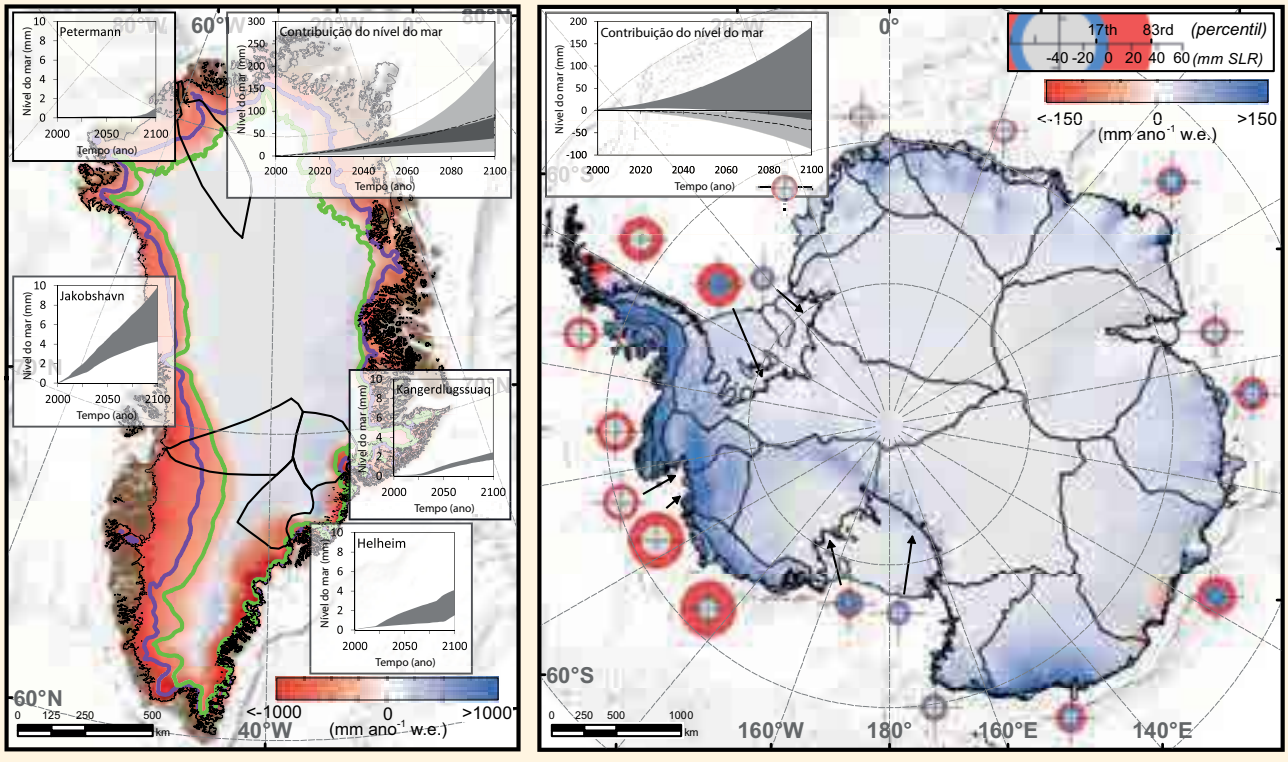
O forçamento climático futuro poderia desencadear um colapso instável tal, que poderá então continuar independentemente do clima. Este colapso potencial pode desenvolver-se ao longo dos séculos para as depressões de rochas-mãe individuais na Antártida Ocidental e em setores da Antártida Oriental. Muita da investigação concentra-se em entender quão importante é este conceito teórico para aqueles mantos de gelo. O nível do mar poderá aumentar se os efeitos da instabilidade marinha se tornarem importantes mas, presentemente, não existem provas suficientes para identificar inequivocamente o precursor de um retiro tão instável. Prevê-se que a alteração no escoamento contribua entre –20 (ou seja, queda) e 185 mm para a subida do nível do mar no ano 2100, apesar do impacto da instabilidade do manto de gelo marinho poder aumentar este número em várias décimas de um metro. Globalmente, o aumento da queda de neve parece configurada para apenas compensar parcialmente a subida do nível do mar provocada pelo aumento do escoamento.

Na Gronelândia, a perda de massa através de mais ablação da superfície e escoamento domina uma possível tendência recente no sentido de um aumento da acumulação no interior. A perda de massa estimada provocada pela ablação da superfície duplicou desde o início da década de 1990. Esta tendência deverá continuar durante o próximo século, à medida que mais mantos de gelo experienciam ablação da superfície por períodos mais longos. Na verdade, as projeções para o século XXI sugerem que o aumento da perda de massa irá dominar sobre um aumento mais fraco da acumulação. O recongelamento da água do degelo dentro da camada de neve mais alto no manto de gelo oferece um importante efeito de amortecimento (ainda que, talvez, provisório) na relação entre o aquecimento atmosférico e a perda de massa.

Embora a resposta observada nos glaciares de descarga seja complexa e altamente variável, a separação de icebergues de muitos dos principais glaciares da Gronelândia, aumentou substancialmente na última década e constitui uma perda de massa adicional apreciável. Isto parece estar relacionado com a intrusão de água quente nos mares costeiros em torno da Gronelândia, mas não está claro se este fenómeno está relacionado com a variabilidade inter decenal, tal como na Oscilação do

(continua na página seguinte)

FAQ



FAQ 13.2, Figura 1 | Síntese ilustrativa das alterações previstas no *Surface Mass Balance* (SMB) e escoamento até 2100 para os mantos de gelo (a) da Gronelândia e (b) da Antártida. As cores mostradas nos mapas referem-se a uma alteração prevista no SMB entre o início e o final do século XXI, utilizando o Modelo Climático Atmosférico Regional 2 (RACMO2) em futuros cenários de aquecimento A1B (Antártica) e RCP4.5 (Gronelândia). Para a Gronelândia, os locais da linha média de equilíbrio durante estes dois períodos de tempo são apresentados a roxo e verde, respetivamente. As margens do manto de gelo e as linhas de assentamento são apresentadas como linhas pretas, assim como os setores de mantos de gelo. Para a Gronelândia, os resultados da modelação da linha de fluxo para os quatro principais glaciares de descarga são apresentados como inserções, enquanto para a Antártida os anéis coloridos refletem a alteração prevista no escoamento com base numa extrapolação probabilística das tendências observadas. O raio exterior e interior de cada anel indica os limites superior e inferior da taxa de probabilidade de dois terços da contribuição, respetivamente (escala no canto superior direito); o vermelho refere-se à perda de massa (subida do nível do mar) enquanto o azul se refere ao ganho de massa (descida do nível do mar). Por último, a contribuição do nível do mar é mostrada para cada manto de gelo (informação situada acima dos mapas) a cinzento claro, fazendo referência ao SMB (o modelo experimental utilizado para gerar o mapa SMB é mostrado como uma linha tracejada) e cinzento escuro para o escoamento. Todas as projeções se referem à taxa de probabilidade de dois em três em todos os cenários.

FAQ 13.2 (continuação)

Atlântico Norte, ou uma tendência a longo prazo associada ao aquecimento induzido pelos gases de efeito de estufa. Assim, projetar o seu efeito no escoamento do século XXI é difícil, mas destaca a sensibilidade aparente do escoamento para o aquecimento do oceano. Os efeitos de mais derretimento da água do degelo superficial na lubrificação do leito do manto de gelo e a capacidade que o gelo mais quente tem de se deformar mais facilmente, podem originar maiores taxas de fluxo, mas a ligação a recentes aumentos no escoamento não é clara. Prevê-se que a alteração na diferença líquida entre a ablação da superfície e a acumulação contribua entre 10 e 160 mm para a subida do nível do mar em 2081-2100 (referente a 1986-2005), enquanto se projeta que o aumento do escoamento contribua com mais 10 a 70 mm (Tabela 13.5).

O manto de gelo da Gronelândia contribuiu para um aumento do nível médio global do mar nas últimas décadas e espera-se que esta tendência aumente durante este século. Ao contrário da Antártida, a Gronelândia não tem instabilidade a grande escala conhecida que possa gerar um aumento abrupto da subida do nível do mar ao longo do século XXI. No entanto, pode existir um limiar para que a redução contínua se possa tornar irreversível em escalas temporais multi decenais, mesmo se o clima regressasse a um estado pré-industrial ao longo de escalas temporais centenárias. Embora a perda de massa através da separação dos icebergues possa aumentar nas próximas décadas, este processo acabará eventualmente quando a margem do manto de gelo recuar para a rocha-mãe acima do nível do mar onde reside a maior parte do manto de gelo.

Perguntas Frequentes

FAQ 14.1 | Como é que as Alterações Climáticas estão a Afetar as Monções?

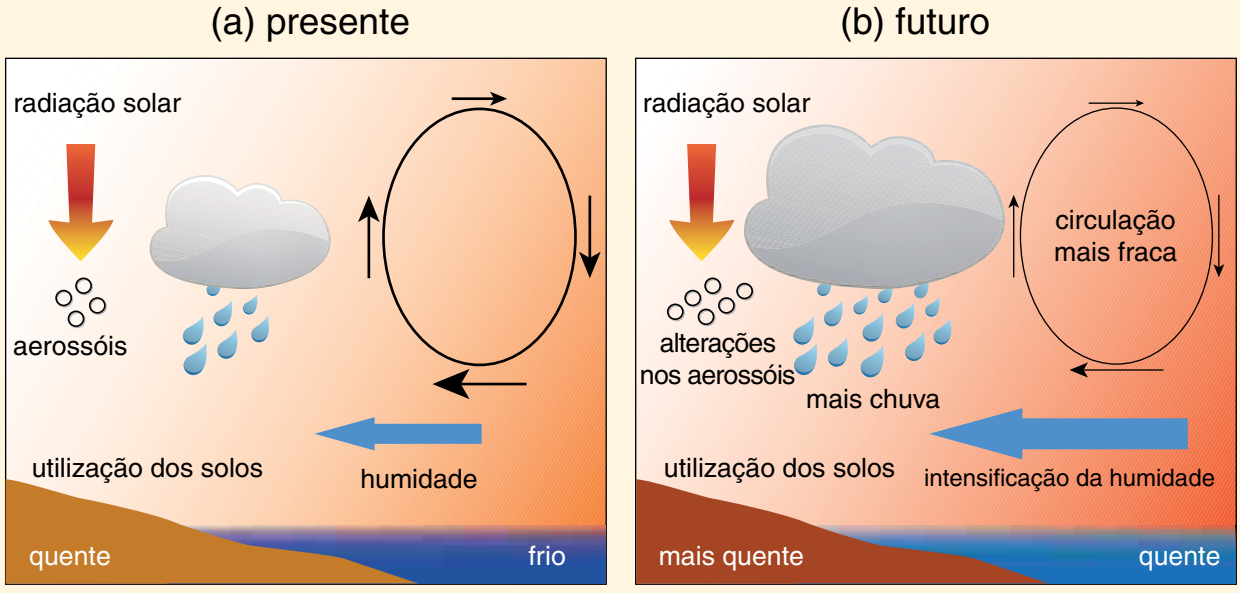
As monções são o modo mais importante de variação climática sazonal nos trópicos e são responsáveis por uma grande parte da precipitação anual em muitas regiões. A sua força e duração está relacionada com o teor de humidade atmosférica, contraste da temperatura terra-mar, cobertura e utilização dos solos, cargas de aerossóis atmosféricos e outros fatores. No geral, prevê-se que as chuvas das monções se tornem mais intensas no futuro e que afetem áreas maiores porque o conteúdo de humidade atmosférica aumenta com a temperatura. No entanto, os efeitos localizados da alteração climática na força e variabilidade regional *das monções são complexos e mais incertos.*

As chuvas das monções caem em todos os continentes tropicais: Ásia, Austrália, Américas e África. A circulação das monções é desencadeada pela diferença na temperatura entre a terra e o mar, que varia sazonalmente com a distribuição do aquecimento solar. A duração e a quantidade de chuva depende do teor de humidade do ar e da configuração e força da circulação atmosférica. A distribuição regional da terra e do oceano também influencia, assim como a topografia. Por exemplo, o Planalto do Tibete - através de variações na sua cobertura de neve e aquecimento da superfície - modula a força dos complexos sistemas de monções asiáticos. Onde os ventos húmidos *onshore* sobem para as montanhas, como fazem no sudoeste da Índia, a chuva das monções é intensificada. A sotavento dessas montanhas, enfraquece.

Desde o final dos anos 1970, a monção de verão do leste asiático foi enfraquecendo e não se expandiu tão para norte como costumava em épocas anteriores, como resultado das alterações na circulação atmosférica. Isso, por sua vez, levou a um aumento da seca no norte da China, mas as inundações no vale do Rio Yangtze foram mais para sul. Em contraste, os sistemas de monções indo-australianos e do Pacífico Ocidental mostram tendências incoerentes desde meados do século XX, mas são fortemente modulados pelo El Niño - Oscilação Sul (ENOS). Da mesma forma, as alterações observadas no sistema de monções da América do Sul ao longo das últimas décadas estão fortemente relacionadas com a variabilidade do ENOS. As provas das tendências no sistema de monções da América do Norte são limitadas, mas foi observada uma tendência em direção a chuvas mais intensas no lado norte da principal região das monções. Não foram observadas tendências sistemáticas a longo prazo no comportamento das monções da Índia ou de África.

A superfície da terra aquece mais rapidamente do que a superfície do oceano, por isso esse contraste da temperatura da superfície está a aumentar na maior parte das regiões. Contudo, a circulação termohalina atmosférica tropical, diminui em média à medida que o clima aquece devido a limites no equilíbrio energético na atmosfera tropical. Estas alterações na circulação atmosférica levam a alterações regionais na intensidade, área e duração das monções. Existe uma variedade de outros efeitos sobre a forma como a alteração climática pode influenciar as monções.

(continua na página seguinte)



FAQ 14.1, Figura 1 | Diagrama esquemático que ilustra as principais formas em que a atividade humana influencia as chuvas das monções. À medida que o clima aquece, o aumento do transporte de vapor de água do oceano para a atmosfera aumenta porque o ar contém mais vapor de água. Isto também aumenta a probabilidade de chuvas torrenciais. As alterações relacionadas com o aquecimento na circulação em grande escala influenciam a força e extensão da circulação global das monções. A alteração da utilização dos solos e o carregamento de aerossóis atmosféricos também podem afetar a quantidade de radiação solar que é absorvida na atmosfera e na terra, moderando potencialmente a diferença entre a temperatura terra-mar.

FAQ 14.1 (continuação)

O aquecimento da superfície varia com a intensidade da absorção da radiação solar, que é afetada por quaisquer alterações na utilização dos solos que alteram a refletividade (albedo) da superfície da terra. Além disso, alterar as cargas de aerossóis atmosféricos, como a poluição atmosférica, afeta a quantidade de radiação solar que chega ao solo, o que pode alterar a circulação das monções através da alteração do aquecimento solar de verão da superfície da terra. Por outro lado, a absorção de radiação solar pelos aerossóis aquece a atmosfera, alterando a distribuição do aquecimento atmosférico.

O efeito mais forte das alterações climáticas nas monções é o aumento da humidade atmosférica associada ao aquecimento da atmosfera, resultando num aumento da totalidade das chuvas das monções, mesmo que a força da circulação das monções enfraqueça ou não se altere.

As projeções de modelos climáticos durante o século XXI, mostram um aumento na totalidade das chuvas das monções, em grande parte devido ao teor de humidade atmosférica. Projeta-se que a área total da superfície afetada pelas monções aumente, juntamente com a expansão geral em direção aos polos das regiões tropicais. Os modelos climáticos preveem um aumento de 5% a aproximadamente 15% da chuva das monções globais, dependendo dos cenários. Apesar da totalidade da chuva das monções tropicais aumentar, algumas áreas irão receber menos chuva das monções, devido ao enfraquecimento da circulação dos ventos tropicais. É *provável* que as datas de início das monções comecem mais cedo ou que não alterem muito e é *provável* que as datas de conclusão das monções se atrasem, resultando num alongamento da estação das monções.

As tendências regionais futuras na intensidade e duração das monções permanecem incertas em muitas partes do mundo. Em muitas regiões tropicais, as variações de ano para ano das monções são afetadas pelo ENOS. A forma como o ENOS irá mudar no futuro - e como os seus efeitos nas monções irão mudar - também permanecem incertos. No entanto, o aumento global previsto das chuvas de monções indica um aumento correspondente no risco de eventos de chuva intensa na maior parte das regiões.

Perguntas Frequentes

FAQ 14.2 | Como é que as Futuras Previsões no Clima Regional se Relacionam com as Previsões das Médias Globais?

A relação entre a alteração climática regional e a alteração média global é complexa. Os climas regionais variam fortemente com a localização e, por isso, respondem de maneira diferente a mudanças em influências à escala global. A alteração média global é, na verdade, um resumo conveniente de muitas respostas climáticas regionais diversas.

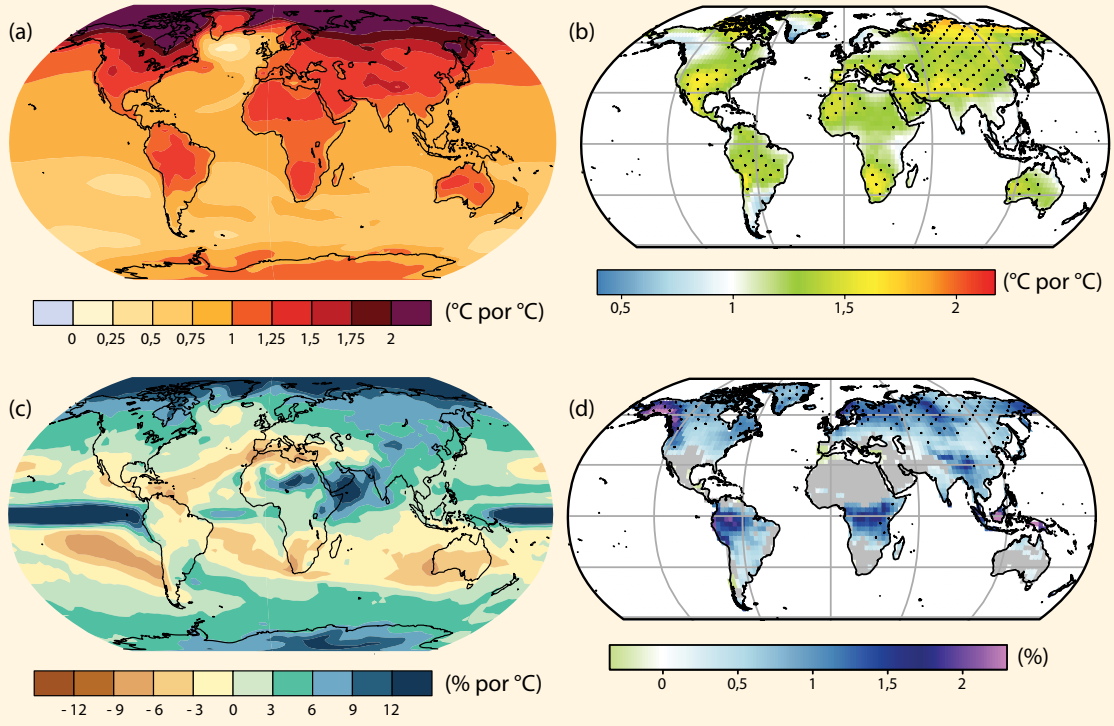
O calor e a humidade, e as suas alterações, não estão distribuídas uniformemente em todo o mundo por vários motivos:

- Os forçamentos externos variam espacialmente (ex. a radiação solar depende da latitude, as emissões de aerossóis têm fontes locais, a utilização dos solos muda regionalmente, etc.).
- As condições da superfície variam espacialmente, por exemplo, contraste terra/mar, topografia, temperaturas da superfície do mar, teor de humidade do solo.
- Os sistemas meteorológicos e as correntes oceânicas redistribuem calor e humidade de uma região para outra.

Os sistemas meteorológicos estão associados a fenómenos climáticos regionalmente importantes, como as monções, zonas de convergência tropical, faixas de tempestade e modos importantes da variabilidade do clima (ex.: El Niño - Oscilação Sul (ENOS), Oscilação do Atlântico Norte (NAO), Modo Anular do Sul (SAM), etc.). Além da modulação do aquecimento global, também está projetado que alguns fenómenos climáticos alterem no futuro, o que poderá originar mais impactos nos climas regionais (ver Tabela 14.3).

As previsões de alteração na temperatura da superfície e na precipitação mostram grandes variações regionais (FAQ 14.2, Figura 1). Prevê-se que o aumento do aquecimento da superfície ocorra nas regiões continentais de alta latitude

(continua na Página seguinte)



FAQ 14.2, Figura 1 | Alterações projetadas para o século XXI na média anual e nos eventos climáticos extremos (em terra) da temperatura do ar da superfície e da precipitação: (a) temperatura média da superfície por °C de alteração média global, (b) percentil 90 de temperatura diária máxima por °C de temperatura média global máxima, (c) a precipitação média (em % por °C da alteração da temperatura média global) e (d) fração de dias com precipitação que ultrapassa o percentil 95. Fontes: Painéis (a) e (c) alterações previstas nas médias entre 1986–2005 e 2081–2100 a partir de simulações CMIP5 no cenário RCP4.5 (ver Capítulo 12, Figura 12.41); Painéis (b) e (d) alterações previstas em eventos climáticos extremos sobre a terra entre 1980–1999 e 2081–2100 (adaptado das Figuras 7 e 12 de Orlowsky e Seneviratne, 2012).

FAQ 14.2 (continuação)

e no oceano Ártico, enquanto as alterações noutros oceanos e em latitudes mais baixas estão mais próximas da média global (FAQ 14.2, Figura 1a). Por exemplo, projeta-se que o aquecimento perto da área dos Grandes Lagos da América do Norte seja cerca de 50% maior do que o do aquecimento médio global. Também se observam grandes variações regionais semelhantes nas alterações projetadas de temperaturas mais extremas (FAQ 14.2, Figura 1b). As alterações projetadas na precipitação são ainda mais variáveis regionalmente do que as alterações na temperatura (FAQ 14.2, Figura 1c, d), provocadas pela modulação dos fenómenos climáticos, como as monções e as zonas de convergência tropicais. Projeta-se que as latitudes perto do equador tenham aumentado a precipitação média, enquanto se projeta que as regiões nos limites polares dos subtrópicos tenham reduzido a precipitação média. Projeta-se que as regiões de latitude alta tenham aumentado a precipitação média e, em particular, precipitação mais intensa derivada de ciclones extratropicais.

As regiões polares ilustram a complexidade dos processos envolvidos na alteração climática regional. Prevê-se que o aquecimento do Ártico aumente mais do que a média global, principalmente porque o derretimento de gelo e de neve produz uma resposta regional, permitindo que seja absorvido mais calor do Sol. Isto dá origem a um aquecimento adicional, o que incentiva mais derretimento de gelo e neve. Ainda assim, o aquecimento projetado sobre o continente antártico e os oceanos circundantes é menos marcado em parte devido a uma tendência positiva mais forte no Modo Anular Do sul. Os ventos do oeste sobre os oceanos austrais de latitude média têm aumentado nas últimas décadas, impulsionados pelo efeito combinado de perda de ozono estratosférico sobre a Antártida e alterações na estrutura da temperatura da atmosfera relacionadas com o aumento das concentrações de gases de efeito de estufa. Esta alteração no Modo Anular do Sul é bem captada por modelos climáticos e tem o efeito de reduzir o transporte de calor atmosférico para o continente antártico. No entanto, a Península Antártica ainda está a aquecer rapidamente, uma vez que se expande suficientemente para norte para ser influenciada pelas massas de ar quente da faixa de vento do oeste.

Glossário

Glossário

Editor:
Serge Planton (França)

Este Glossário deve ser citado como:
IPCC, 2013: Anexo III: Glossário [Planton, S. (ed.)]. Em: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA.

Este glossário define alguns termos específicos tal como os Autores Principais pretendem que sejam interpretados no contexto do presente relatório. As palavras em itálico, a vermelho, indicam que o termo está definido no Glossário.

Absorção A adição de uma substância potencialmente perigosa para um *reservatório*. A absorção de carbono que contém substâncias, especialmente *dióxido de carbono*, é frequente denominada por *sequestro* do (carbono).

Acidificação do oceano A acidificação do oceano refere-se a uma redução no *pH* da cobertura do oceano durante um período alargado, normalmente décadas ou mais, que é provocada sobretudo pela *absorção* de *dióxido de carbono* da *atmosfera*, mas também pode ser provocada por outras adições ou subtrações químicas do oceano. *Acidificação antropogénica do oceano* refere-se ao componente de redução do pH que é causado pela atividade humana (IPCC, 2011, p. 37).

Adaptação rápida A resposta a um agente que perturba o *sistema climático* que é impulsionado diretamente pelo agente, independentemente de qualquer alteração na *temperatura média global da superfície*. Por exemplo, o *dióxido de carbono* e os *aerossóis*, ao alterarem as taxas de aquecimento e arrefecimento internos dentro da *atmosfera*, podem provocar alterações na cobertura das nuvens e noutras variáveis produzindo, assim, um *efeito radiativo* mesmo na ausência de qualquer aquecimento ou arrefecimento da superfície. As adaptações são *rápidas* no sentido em que começam a ocorrer imediatamente, antes das *respostas climáticas* que são impulsionadas pelo aquecimento (embora algumas adaptações ainda demorem um tempo significativo a proceder à conclusão, por exemplo, aquelas que envolvem a vegetação ou os *mantos de gelo*). Também é conhecida como a *resposta rápida* ou *adaptação rápida*. Para obter mais explicações sobre o conceito, consulte as Secções 7.1 e 8.1.

Advecção Transporte de água ou de ar, juntamente com as suas propriedades (ex.: temperatura, indicadores químicos) por ventos ou correntes. Em relação à distinção geral entre adveção e *convecção*, a primeira descreve o transporte da *atmosfera* ou do oceano através de movimentos de grande escala, enquanto a convecção descreve os movimentos predominantemente verticais, induzidos localmente.

Aerossol Uma suspensão de partículas sólidas ou líquidas transportadas pelo ar, com um tamanho típico entre alguns nanómetros e 10 µm que residem na *atmosfera* durante, pelo menos, várias horas. Para maior comodidade, o termo **aerossol**, que inclui as partículas e os gases de suspensão, é frequentemente utilizado neste relatório na sua forma plural para referir *partículas de aerossóis*. Os aerossóis podem ser de origem natural ou *antropogénica*. Os aerossóis podem influenciar o *clima* de várias formas: diretamente, através da dispersão e absorção da radiação (ver *Interação aerossol-radiação*) e indiretamente, atuando como *núcleos de condensação das nuvens* ou *núcleos de gelo*, modificando as propriedades óticas e a *duração* das nuvens (ver *Interação aerossol-nuvem*).

Aerossol carbonáceo *Aerossol* composto, essencialmente, por substâncias orgânicas e *carbono negro*.

Aerossol orgânico Componente do *aerossol* que é constituído por composto orgânicos, principalmente carbono, hidrogénio, oxigénio e menores quantidades de outros elementos. Ver, também *Aerossol carbonoso*.

Água líquida equivalente da camada de neve (SWE) A espessura de água no estado líquido que resultaria se uma massa de neve derretesse completamente.

Água no solo Água armazenada no solo no estado líquido ou sólido.

Água precipitável A quantidade total de vapor de água atmosférico numa coluna vertical da área de unidade transversal. Geralmente é expressa em relação à altura da água se completamente condensada e recolhido num barco da mesma secção de unidade transversal.

Ajustamento do fluxo Para evitar que o problema dos *Modelos de Circulação Geral Atmosfera–Oceano (MCGAO)* acoplados derive até um estado *climático* irreal, é possível aplicar termos de ajustamento dos fluxos de calor e de humidade da atmosfera-oceano (e, por vezes, a pressão superficial resultante do efeito do vento na superfície do oceano) antes que os fluxos sejam impostos no oceano e na atmosfera do modelo. Como estes ajustamentos são calculados previamente e, por isso, são independentes da integração do modelo acoplado, não estão correlacionados com as anomalias que se desenvolveram durante a integração.

Ajustamento glaciar isostático (GIA) A deformação da Terra e do seu campo de gravidade devido à resposta do sistema terra-oceano às alterações no gelo e nas cargas de água associadas. Por vezes é referido como *isostasia glacio-hidrológica*. Inclui deformações verticais e horizontais na superfície da Terra e alterações no *geoide* devido à redistribuição de massa durante a troca de massa de gelo do oceano.

Albedo A fração de *radiação solar* refletida por uma superfície ou objeto, muitas vezes expressa como uma percentagem. As superfícies cobertas de neve têm um albedo elevado, o albedo dos solos tem uma grande gama de variação e as superfícies cobertas de vegetação e os oceanos têm um albedo baixo. O albedo planetário da Terra varia, principalmente, através da nebulosidade variável, neve, gelo, área foliar e mudanças na cobertura do solo.

Alcalinidade Uma medida da capacidade que uma solução aquosa tem de neutralizar os ácidos.

Alteração climática A alteração climática refere-se a uma alteração no estado do *clima* que pode ser identificada (ex.: por meio de testes estatísticos) através de alterações na média e/ou na variabilidade das suas propriedades e que persiste durante um longo período de tempo, tipicamente décadas ou mais. A alteração climática pode dever-se a processos internos naturais ou *forçamentos externos*, tais como modulações dos *ciclos solares*, erupções vulcânicas e alterações *antropogénicas* persistentes na composição da *atmosfera* ou na *utilização dos solos*. Note que a *Convenção Quadro das Nações Unidas para as Alterações Climáticas (UNFCCC)*, no seu Artigo 1, define alteração climática como: "uma alteração no clima que é atribuída, direta ou indiretamente, à atividade humana que altera a composição da atmosfera global e que é, além da *variabilidade natural do clima*, observada ao longo de períodos comparáveis." Assim, a Convenção Quadro das Nações Unidas para as Alterações Climáticas faz uma distinção entre alterações climáticas atribuíveis às atividades humanas que alteram a composição atmosférica e a variabilidade do clima atribuível a causas naturais. Ver, também *Compromisso da alteração climática, Deteção e Atribuição*.

Alteração climática abrupta Uma alteração em grande escala no *sistema climático* que ocorre ao longo de décadas ou menos, persiste (ou prevê-se que persista) por, pelo menos, algumas décadas e que causa interferências substanciais nos sistemas humano e natural.

Alteração climática rápida Ver *Alteração climática abrupta*.

Alteração dinâmica rápida (dos glaciares ou mantos de gelo) Alterações na massa dos *glaciares* ou dos *mantos de gelo* controladas por alterações na velocidade do fluxo e *descarga* em vez de por *acumulação* ou *ablação*. Isto pode resultar numa taxa de variação da massa maior do que devido a qualquer desequilíbrio entre a acumulação e a ablação. A alteração dinâmica rápida pode ser iniciada por um desencadeador climático, como a incursão de água quente do oceano por baixo de uma *plataforma de gelo*, ou diminuição de um terminal terrestre de água das marés, que pode originar reações dentro do sistema glaciar que podem resultar na rápida perda de gelo. Ver, também *Equilíbrio/balanço de massas (de glaciares ou mantos de gelo)*.

Alteração do nível do mar O nível do mar pode mudar, global e localmente, devido a (1) alterações na forma das bacias oceânicas, (2) uma alteração no volume do oceano como resultado de uma alteração na massa de água no oceano e (3) alterações no volume do oceano como resultado de alterações na densidade da água do oceano. A alteração global do *nível médio do mar* que resulta da alteração na massa do oceano chama-se *barostática*. A quantidade de alteração barostática do nível do mar devido à adição ou remoção de uma massa de água chama-

se *nível equivalente do mar (SLE)* As alterações no nível do mar, tanto global como localmente, resultantes das alterações na densidade da água chamam-se *estéricas*. As alterações de densidade induzidas por alterações na temperatura chamam-se *termoestéricas*, enquanto as alterações na densidade induzidas por alterações na salinidade chamam-se *haloestéricas*. As alterações barostática e estérica do nível do mar não incluem o efeito das alterações na forma das bacias oceânicas induzidas pela alteração na massa oceânica e na sua distribuição. Ver, também *Nível Relativo do Mar* e *Expansão térmica*.

Altimetria Uma técnica para medir a altura da superfície da Terra em relação ao geocentro da Terra dentro de uma estrutura de referência terrestre definida (nível do mar geocêntrico).

Altura significativa das ondas Amplitude média das ondas correspondentes ao terço superior das ondas (mar e ondulação) que ocorrem num determinado período de tempo.

Amplitude diária da temperatura A diferença entre a temperatura máxima e mínima durante um período de 24 horas.

Análise de pólens Uma técnica de datação relativa e de *reconstrução* ambiental que consiste na identificação e contagem dos tipos de pólen preservados na turfa, nos sedimentos dos lagos e outros depósitos. Ver, também *Proxy*.

Anéis de crescimento Anéis concêntricos de madeira secundária evidentes numa secção transversal do caule de uma planta lenhosa. A diferença entre o lenho outonal denso e de células pequenas de uma estação e o lenho primaveril de células largas da primavera seguinte permite estimar a idade de uma árvore e as larguras ou densidades dos anéis podem ser relacionados com parâmetros climáticos, tais como temperatura e precipitação. Ver, também *Proxy*.

Anomalia Climática Medieval (MCA) Ver *Período Quente Medieval*.

Antropogénico Resultante de ou produzido por atividades humanas.

Armazenamento de água na terra A água armazenada na terra, para além dos *glaciares* e dos *mantos de gelo* (que é água armazenada em rios, lagos, zonas húmidas, na zona vadosa, aquíferos, reservatórios, neve e no *permafrost*). As alterações no armazenamento de água na terra impulsionadas pelo *clima* e pelas atividades humanas contribuem para a *alteração do nível do mar*.

Atividade solar Termo geral que descreve uma variedade de fenómenos magnéticos no Sol, como *manchas solares*, *faculae* (áreas brilhantes) e chamas (emissão de partículas de alta energia). Varia em escalas temporais de minutos para milhões de anos. Ver, também *Ciclo solar*.

Atmosfera O envelope gasoso que envolve a Terra. A atmosfera seca é composta, quase exclusivamente, por azoto (78,1 % da *fração volúmica*) e por oxigénio (20,9 % da fração volúmica), juntamente com uma série de gases residuais, como o árgon (0,93 % da fração volúmica), hélio e *gases de efeito de estufa* radiativamente ativos, tais como *dióxido de carbono* (0,035 % da fração volúmica) e *ozono*. Além disso, a atmosfera contém o vapor de água, um gás de efeito de estufa, com frações volúmicas altamente variáveis mas tipicamente cerca de 1 %. A atmosfera contém, ainda, nuvens e *aerossóis*.

Atmosfera livre A camada atmosférica que não é significativamente afetada pelo atrito da superfície da Terra e que está acima da *camada limite atmosférica*.

Atribuição Ver *Deteção e atribuição*.

Balanço de massa (de glaciares ou mantos de gelo) O equilíbrio entre a entrada de massa no corpo de gelo (*acumulação*) e a perda de massa (*ablação* e *separação* dos icebergues) durante um determinado período de tempo, geralmente um ano ou uma estação. O balanço da massa pontual refere-se ao balanço de massa num determinado local no *glaciar* ou *manto de gelo*. O equilíbrio da massa superficial é a diferença entre a acumulação na superfície e a ablação da superfície. Os termos de entrada e de saída para o balanço de massa são:

Acumulação Todos os processos que contribuem para a massa de um glaciar. A principal contribuição para a acumulação é a queda de neve. A acumulação também inclui a deposição de gelo, chuva gelada, outros tipos de precipitação sólida, ganho de neve levantada pelo vento e avalanches.

Descarga/escoamento Perda de massa pela separação dos icebergues ou descarga de gelo na *linha de assentamento* de uma *plataforma de gelo* flutuante. Embora muitas vezes tratado como um termo da ablação, no presente relatório a separação de icebergues e a descarga são considerados separadamente da ablação da superfície.

Superfície de Ablação Processos que reduzem a massa de uma glaciar. O principal contribuinte para a ablação está a derreter com o *escoamento* mas na sublimação de alguns glaciares, a perda de neve levantada pelo vento e avalanches também são processos significativos de ablação.

Balanço energético A diferença entre a entrada total e a saída total de energia. Se este equilíbrio for positivo, o aquecimento acontece; se for negativo, o arrefecimento acontece. Calculado ao longo do globo e em períodos de tempo longos, este equilíbrio deve ser igual a zero. Como o *sistema climático* deriva virtualmente de toda a sua energia do Sol, o equilíbrio zero implica que, globalmente, a *radiação solar* absorvida, ou seja a *radiação solar recebida* menos a radiação solar refletida no topo da *atmosfera* e a *radiação contínua de ondas longas* emitidas pelo sistema climático são iguais. Ver, também, *Provisão energética*.

Balanço energético (da Terra) A Terra é um sistema físico com um equilíbrio energético que inclui todos os benefícios de entrada de energia e todas as perdas de saída de energia A provisão energética da Terra é determinada pela medição de quanta energia entra no sistema terrestre a partir do Sol, quanta energia é perdida para o espaço e contabilizando o restante na Terra e na sua *atmosfera*. *Radiação solar* é a fonte de energia dominante no sistema terrestre. A energia solar recebida pode ser dispersa e refletida por nuvens e *aerossóis* ou absorvida na atmosfera. A radiação transmitida é, então, absorvida ou refletida na superfície da Terra. O *albedo* médio da Terra é de cerca de 0,3, o que significa que 30% da energia solar incidente é refletida para o espaço, enquanto 70% é absorvida pela Terra. A energia solar radiante ou de ondas curtas é transformada em calor sensível, energia latente (envolvendo água em diferentes estados), energia potencial e energia cinética antes de ser emitida como *radiação infravermelha*. Com a *temperatura média da superfície* da Terra de cerca de 15 °C (288 K), o principal fluxo de saída de energia está na parte infravermelha do espectro. Ver, também *Equilíbrio energético*, *Fluxo de calor latente*, *Fluxo de calor sensível*.

Bioma Um bioma é um importante e distinto elemento regional da *biosfera*, geralmente constituído por vários *ecossistemas* (ex.:*florestas*, rios, lagos, pântanos dentro de uma *região*). Os biomas caraterizam-se por comunidades típicas de plantas e animais.

Biomassa A massa total de organismos vivos numa determinada área ou volume; a matéria vegetal morta pode ser incluída como biomassa morta. *Queima de Biomassa* é a queima de vegetação morta ou viva.

Biosfera (terrestre e marinha) A parte do sistema terrestre que compreende todos os *ecossistemas* e organismos vivos na *atmosfera*, em terra (*biosfera terrestre*) ou nos oceanos (*biosfera marinha*), incluindo derivados de matéria orgânica morta, como lixo, matéria orgânica do solo e detritos oceânicos.

Bloqueio Configuração da atmosfera associada a sistemas de alta pressão persistentes e lentos que obstruem os ventos do oeste predominantes nas latitudes médias altas e o progresso normal para leste dos sistemas de tempestades extratropicais transientes. É um componente importante da *variabilidade climática* intrasazonal nos extratrópicos, e podendo provocar condições atmosféricas persistentes, tais como períodos de frio no inverno e *ondas de calor* no verão.

Bomba biológica O processo de transportar carbono das camadas

superficiais do oceano para o oceano profundo pela produção primária de fitoplâncton marinho, convertendo carbono inorgânico dissolvido (DIC) e nutrientes em matéria orgânica através da *fotossíntese*. Este ciclo natural é limitado, sobretudo, pela disponibilidade de luz e de nutrientes, como fosfato, nitrato e ácido silícico, e de micronutrientes, como o ferro. Ver, também, *Bomba de solubilidade*.

Bomba de solubilidade A bomba de solubilidade é um importante processo físico-químico que transporta carbono inorgânico dissolvido da superfície do oceano para o seu interior. Este processo controla o inventário de carbono no oceano. A solubilidade do *dióxido de carbono* gasoso pode alterar as concentrações de dióxido de carbono nos oceanos e da *atmosfera* sobreposta. Ver, também *Bomba biológica*.

Buraco do ozono Ver *Camada de ozono*.

^{13}C *Isótopo de carbono* estável com um peso atómico de aproximadamente 13. As medições do rácio de $^{13}C/^{12}C$ nas *moléculas de dióxido de carbono* são utilizadas para inferir a importância de diferentes *ciclos de carbono* e processos climáticos e o tamanho do *reservatório* terrestre de carbono.

^{14}C *Isótopo de carbono* instável que tem um peso atómico de aproximadamente 14 e uma semivida de cerca de 5700 anos. É frequentemente utilizado para fins de datação que remontam a cerca de 40 mil anos. A sua variação no tempo é afetada pelos campos magnéticos do Sol e da Terra, que influenciam a sua produção a partir de raios cósmicos (ver *Radioisótopos cosmogénicos*).

Camada ativa Camada do solo que está sujeita ao descongelamento e congelamento anual nas áreas sustentadas pelo *permafrost*.

Camada de ozono A *estratosfera* contém uma camada na qual a concertação de *ozono* é maior, a chamada camada de ozono. A camada estende-se desde cerca de 12 a 40 km acima da superfície da Terra. A concentração de ozono atinge um máximo entre cerca de 20 e 25 km. Esta camada tem sido esgotada por emissões humanas de compostos de cloro e de bromo. Todos os anos, durante a primavera do Hemisfério Sul, ocorre um forte esgotamento da camada de ozono sobre o Antártico, provocado por compostos de cloro e de bromo de origem *antropogénica* juntamente com as condições meteorológicas específicas dessa *região*. Este fenómeno chama-se *Buraco de ozono*. Ver, também *Protocolo de Montreal*.

Camada limite da atmosfera A camada atmosférica adjacente à superfície da Terra que é afetada pelo atrito da superfície da terra e, possivelmente, pelo transporte de calor e de outras variáveis nessa superfície (AMS, 2000). Os 100 m mais baixos da camada limite (cerca de 10% da espessura da camada limite), onde a geração mecânica de turbulência é dominante, é designada *camada limite da superfície* ou *camada superficial*.

Camada superficial Ver *Camada limite atmosférica*.

Caótico Um *sistema dinâmico* como o *sistema climático*, regido por equações determinísticas não lineares (ver *Não linearidade*), pode apresentar um comportamento errado ou caótico no sentido em que pequenas mudanças no estado inicial do sistema, com o tempo, originam grandes e aparentemente imprevisíveis alterações na sua evolução temporal. Tal comportamento caótico limita a *previsibilidade* do estado de um sistema dinâmico não linear em tempos futuros específicos, embora as alterações nas suas estatísticas ainda possam ser previsíveis dadas as alterações nos parâmetros do sistema ou condições fronteira.

Captura Direta de Ar Processo químico pelo qual é produzido um fluxo de *CO_2* puro pela captura de CO_2 do ar ambiente.

Carbono negro (BC) Espécies de *aerossol* definidas operacionalmente baseadas na medição da absorção de luz e reatividade química e/ou estabilidade térmica. Por vezes é referido como *fuligem*.

Carvão vegetal Material resultante da carbonização de *biomassa*, normalmente mantendo alguma da textura microscópica típica dos tecidos vegetais; quimicamente, é composto, sobretudo, por carbono com uma estrutura grafítica perturbada, com menores quantidades de oxigénio e hidrogénio.

Carga A massa total de uma substância gasosa perigosa na *atmosfera*.

Caudal Fluxo de água dentro de um canal do rio expresso, por exemplo, em $m^3\ s^{-1}$. Um sinónimo de *descarga fluvial*.

Cenário Uma descrição plausível de como o futuro se pode desenvolver com base num conjunto coerente e internamente consistente de suposições sobre as principais forças motrizes (por exemplo, a taxa de alteração tecnológica, os preços) e relações. Note-se que os cenários não são nem prognósticos nem previsões, mas são úteis para fornecer uma visão das implicações dos desenvolvimentos e das ações. Ver, também *Cenário climático*, *Cenário de emissão*, *Patamares de Concentração Representativos* e *Cenários de SRES*.

Cenário climático Uma representação plausível e muitas vezes simplificada do *clima* futuro, com base num conjunto internamente consistente de relações climatológicas que foi construído para utilização explícita na investigação das potenciais consequências das *alterações climáticas antropogénicas*, muitas vezes servindo como entrada para afetar os modelos. Muitas vezes, as *projeções climáticas* servem como matéria prima para a construção de cenários climáticos mas, normalmente, os cenários climáticos exigem informações adicionais, tal como o clima atual observado. Um *cenário de alteração climática*é a diferença entre um cenário de alterações climáticas e o clima atual. Ver, também *Cenário de Emissão*, *cenário*.

Cenário de emissão Uma representação plausível do futuro desenvolvimento das emissões de substâncias que são potencialmente ativas radiativamente (por exemplo, *gases de efeito de estufa*, *aerossóis*) com base num conjuntos de pressupostos coerente e internamente consistente sobre as forças impulsionadoras (como o desenvolvimento demográfico e socioeconómico, alterações tecnológicas) e as suas principais relações. *Cenários de concentração*, derivados de cenários de emissão, são utilizados como entrada para um *modelo climático* para calcular as *projeções climáticas*. No IPCC (1992), foi apresentado um conjunto de cenários de emissão que foi utilizado como base para as projeções climáticas no IPCC (1996). Estes cenários de emissão são referidos como os cenários IS92. Nos cenários de emissões do Relatório Especial sobre Cenários de Emissões do IPCC (Naki enovi e Swart, 2000), os chamados *cenários SRES*, foram publicados, alguns dos quais foram utilizados, entre outros, como base para as projeções climáticas apresentadas nos Capítulos 9 a 11 do IPCC (2001) e nos Capítulos 10 e 11 do IPCC (2007). Novos cenários de emissões para as *alterações climáticas* , os quatro *Patamares de Concentração Representativos* , foram desenvolvidos para, mas independentemente, da atual avaliação do IPCC. Ver, também *Cenário climático* e *Cenário*.

Cenários SRES Os cenários SRES são *cenários de emissões* desenvolvidos por Naki enovi and Swart (2000) e utilizados, entre outros, como base para algumas das *previsões climáticas* mostradas nos Capítulos 9 a 11 do IPCC (2011) e Capítulos 10 a 11 do IPCC (2007). Os seguintes termos são relevantes para uma melhor compreensão da estrutura e utilização do conjunto de cenários do SRES:

Cenário Ilustrativo Um cenário que é ilustrativo para cada um dos seis grupos de cenários refletidos no Resumo para Decisores de Naki enovi e Swart (2000). Incluem quatro *cenários marcadores*-revistos para os grupos de cenários A1B, A2, B1, B2 e dois cenários adicionais para os grupos A1FI e A1T. Todos os grupos de cenários são igualmente válidos.

Cenário Marcador Um cenário que foi originalmente publicado na forma de rascunho no site do SRES para representar um determinado conjunto de cenários. A escolha dos marcadores baseou-se em qual das quantificações iniciais melhor refletia o enredo e as caraterísticas de modelos específicos. Os marcadores não são mais prováveis do que outros cenários, mas são considerados pela equipa de redação do SRES como ilustrativos de um enredo particular. Estão incluídos na forma revista em Naki enovi e Swart (2000). Estes cenários receberam o escrutínio mais próximo de toda a equipa de redação e através do processo aberto do SRES. Os cenários também foram selecionados para ilustrar os outros dois grupos de cenários.

Família de cenários Cenários que têm um enredo demográfico, social, económico e técnico semelhante. Quatro conjuntos de cenários

compreendem o conjunto do cenário do SRES: A1, A2, B1 e B2.

Narrativa Uma descrição narrativa de um cenário (ou conjunto de cenários), que destaca as caraterísticas do cenário principal, as relações entre os principais forçamentos impulsionadores e a dinâmica da sua evolução.

CFC Ver *Halocarbonos*.

Ciclo da água Consultar *Ciclo Hidrológico*.

Ciclo do carbono O termo utilizado para descrever o fluxo do carbono (em várias formas, por exemplo, como *dióxido de carbono*) através da *atmosfera*, *biosfera* oceânica, terrestre e marinha e *litosfera*. Neste relatório, a unidade de referência para o ciclo global do carbono é GtC ou PgC, de modo equivalente(10^{15}g).

Ciclo hidrológico O ciclo em que a água se evapora dos oceanos e da superfície da terra, é transportada através da Terra em circulação atmosférica como vapor de água, condensa-se para formar nuvens, precipita sobre o oceano e sobre a terra como chuva ou neve, que em terra pode ser intercetada por árvores e vegetação, promove um *escoamento* na superfície da terra, infiltra-se nos solos, recarrega as águas subterrâneas, é descarregada em cursos de água e, por último, flui para os oceanos onde acabará por se evaporar novamente. Os diversos sistemas envolvidos no ciclo hidrológico são geralmente referidos como sistemas hidrológicos.

Ciclone extratropical Uma tempestade de grande escala (da ordem dos 1000 km) nas latitudes médias ou altas, que tem baixa pressão central e frentes com fortes gradientes horizontais na temperatura e humidade. Uma das principais causas das velocidades extremas do vento e da precipitação intensa, especialmente no inverno.

Ciclos glaciar/interglaciar Fase da história da Terra marcada por grandes mudanças no volume do gelo continental e no nível global do mar. Ver, também *Idade do gelo* e *Interglaciares*.

Circulação de Brewer–Dobson Circulação meridional da *estratosfera* que faz o transporte ascendente de ar nos trópicos, em direção aos polos para o hemisfério de inverno e descendentemente nas latitudes polares e subpolares. A circulação de Brewer–Dobson é impulsionada pela interação entre ondas planetárias que se propagam ascendentemente e o fluxo médio.

Circulação geral Os movimentos da *atmosfera* e do oceano em grande escala, como consequência do aquecimento diferencial na rotação da Terra. A circulação geral contribui para o *equilíbrio energético* do sistema através do transporte de calor e de momentum.

Circulação de Hadley Uma célula de inclinação direta, impulsionada termicamente na *atmosfera* que consiste num fluxo em direção aos polos na *troposfera* superior, diminuindo o ar nos anticiclones subtropicais, devolvendo o fluxo como parte dos ventos alísios perto da superfície e com um ar ascendente perto do equador na chamada *Zona de Convergência Intertropical*.

Circulação de Walker Circulação zonal direta acionada termicamente na *atmosfera* sobre o Oceano Pacífico tropical, com ar ascendente na zona ocidental do Pacífico e ar descendente na zona oriental do Pacífico.

Ciclo solar ("11 anos") Uma modulação quase regular da *atividade solar* com amplitude variável e um período entre 8 e 14 anos.

Circulação termohalina (THC) Circulação em grande escala no oceano que transforma as águas de baixa densidade do oceano superior em águas profundas e intermediárias de densidade alta e que devolve essas águas ao oceano superior. A circulação é assimétrica, com a conversão de águas densas em regiões restritas em latitudes altas e o retorno à superfície envolvendo a lenta subida natural das águas profundas e processos difusos sobre regiões geográficas muito maiores. A CTH é impulsionada por altas densidades na ou perto da superfície, provocadas por temperaturas frias e/ou salinidades elevadas mas, apesar do seu nome sugestivo, embora comum, também é impulsionada por forças mecânicas, como o vento e as marés. Frequentemente, o nome CTH tem sido utilizado como sinónimo de *Circulação Termohalina Meridional*.

Circulação Termohalina Meridional (MOC) Circulação termohalina meridional (norte-sul) no oceano quantificada por somas zonais (este-oeste) de movimentação de massa em camadas de profundidade ou de densidade. No Atlântico Norte, longe das *regiões* subpolares, a MOC (que é, em princípio, uma quantidade observável) é muitas vezes identificada com o *circulação termohalina* (THC), que é uma interpretação conceptual e incompleta. Deve se tido em conta que a MOC também é impulsionada pelo vento e também pode incluir células de subducção mais rasas, tal como as que ocorrem no oceano superior nos trópicos e subtrópicos, em que as águas quentes (leves), movendo-se em direção aos polos são transformadas em águas ligeiramente mais densas e *empurradas* em direção ao equador em níveis mais profundos.

Clima O clima, em sentido restrito, é geralmente definido como o tempo médio, ou mais rigorosamente, como a descrição estatística em termos de média e variabilidade de quantidades relevantes ao longo de um período de tempo que varia de meses a milhares ou milhões de anos. O período clássico para uma média dessas variáveis é de 30 anos, tal como definido pela Organização Meteorológica Mundial. As quantidades relevantes são, mais frequentemente, variáveis da superfície como a temperatura, precipitação e vento. O clima, num sentido mais amplo, é o estado, incluindo uma descrição estatística, do *sistema climático*.

CO_2 equivalente Ver *Dióxido de Carbono equivalente*.

Compostos Orgânicos Voláteis (VOC) Classe importante de poluentes atmosféricos químicos orgânicos que são voláteis em condições do ar ambiente. Os outros termos utilizados para representar COV são *hidrocarbonetos* (HC), *gases orgânicos reativos*(ROG) e *compostos orgânicos voláteis exceto metano* (NMVOC). Os NMVOC são grandes contribuintes (juntamente com NO_x e CO) para a formação de oxidantes fotoquímicos, tais como *ozono*.

Compromisso da alteração climática Devido à inércia térmica do oceano e processos lentos na *criosfera* e nas superfícies da terra, o *clima* vai continuar a mudar mesmo que a composição atmosférica fosse mantida fixa com os valores atuais. A anterior alteração na composição atmosférica leva a um *compromisso da alteração climática*, que continua enquanto persistir um desequilíbrio radiativo e até que todos os componentes do *sistema climático* se tenham ajustado a um novo estado. A nova alteração na temperatura depois da composição da *atmosfera* ser mantida constante, é referida como o *compromisso constante de composição da temperatura* ou simplesmente *aquecimento comprometido* ou *compromisso de aquecimento*. O compromisso das alterações climáticas inclui outras alterações futuras, por exemplo, no *ciclo hidrológico*, em *eventos meteorológicos extremos*, em *eventos climáticos extremos* e na *alteração do nível do mar*. O *compromisso constante das emissões* é a alteração climática comprometida que resultaria de manter as emissões *antropogénicas*constantes e o *compromisso de zero emissões* é o compromisso da alteração climática quando as emissões são definidas como zero. Ver, também, *Alteração climática*.

Concentração de dióxido de carbono (CO_2) equivalente A concentração de *dióxido de carbono*que provocaria o mesmo *forçamento radiativo* que uma determinada mistura de dióxido de carbono e outros componentes de forçamento. Esses valores podem considerar apenas os *gases de efeito de estufa* ou uma combinação de gases de efeito de estufa e *aerossóis*. A concentração de dióxido de carbono equivalente é uma *métrica* para comparar o forçamento radiativo de uma mistura de gases de efeito estufa diferentes num determinado momento mas não implica a equivalência das respostas das *alterações climáticas* correspondentes nem ao forçamento futuro. Normalmente não existe qualquer ligação entre *emissões de dióxido de carbono equivalente* e as concentrações de dióxido de carbono equivalente resultantes.

Confiança A validade de uma descoberta baseada no tipo, na quantidade, na qualidade e na consistência das provas (por exemplo, compreensão mecanicista, teoria, dados, modelos, pareceres de peritos) e no grau de concordância. A confiança é expressa em termos qualitativos (Mastrandrea et al., 2010). Ver Figura 1.11 para os níveis de confiança e a Tabela 1.1 para a lista de qualificadores de *probabilidade*. Ver, também *Incerteza*.

Convecção O movimento vertical impulsionado pelas forças de flutua-

ção resultantes da instabilidade estática, geralmente causada pelo arrefecimento perto da superfície ou pelo aumento da salinidade no caso do mar e aquecimento perto da superfície ou arrefecimento radiativo do topo da nuvem no caso da *atmosfera*. Na atmosfera, a convecção dá origem a nuvens cúmulos e a precipitação e é eficaz na eliminação e transporte vertical das espécies químicas. No oceano, a convecção pode transportar águas de superfície para zonas muito profundas do oceano.

Convenção Quadro sobre Alterações Climáticas Ver *Convenção Quadro das Nações Unidas sobre Alterações Climáticas (CQNUAC)*.

Convenção Quadro das Nações Unidas sobre Alterações Climáticas (UNFCCC) A Convenção foi aprovada a 9 de maio de 1992 em Nova Iorque e assinado na Cimeira da Terra de 1992, no Rio de Janeiro, por mais de 150 países e pela Comunidade Europeia. O seu principal objetivo é a "estabilização das concentrações de *gases de efeito de estufa* na *atmosfera* a um nível que evite uma interferência *antropogénica* perigosa com o *sistema climático*." Contém compromissos para todas as Partes. Nos termos da Convenção, as Partes incluídas no Anexo I (todos os países da OCDE e países com economias em transição) pretendem retornar os gases de efeito de estufa não controlados pelo *Protocolo de Montreal* para os níveis de 1990 até ao ano de 2000. A convenção entrou em vigor em março de 1994. Em 1997, a Convenção Quadro das Nações Unidas sobre Alterações Climáticas adotou o *Protocolo de Quioto*.

Core de gelo Um cilindro de gelo extraído de um *glaciar* ou *manto de gelo*.

Correntes de gelo Uma corrente de gelo com um fluxo altamente reforçado que faz parte de um *manto de gelo.* É frequentemente separado do gelo circundante por margens muito quebradas e com fendas. Ver, também *Glaciar de descarga.*

Criosfera Todas as regiões em cima e abaixo da superfície da Terra e do oceano onde água está no estado sólido, incluindo o *gelo marinho*, gelo do lago, gelo do rio, cobertura de neve, *glaciares* e *mantos de gelo* e *solo congelado* (que inclui o *permafrost*).

Cronologia Organização dos eventos de acordo com as datas ou horas da ocorrência.

Degelo/eras interglaciares Transição de condições totalmente glaciares (*idade do gelo* para *interglaciares* quentes caraterizadas pelo aquecimento global e subida do nível do mar devido à alteração no volume do gelo continental.

Deposição de azoto A deposição de azoto é definida como o azoto transferido pela *atmosfera* para a superfície da Terra pelos processos de deposição húmida e seca.

Descarga fluvial Ver *Caudal*.

Desflorestação Conversão de *floresta* para não floresta. Para debater o termo *floresta* e os termos relacionados, como *florestação*, *reflorestação* e *desflorestação*, consulte o Relatório Especial sobre Utilização dos Solos, Alteração na Utilização dos Solos e Silvicultura do IPCC (IPCC, 2000). Consulte, também, o relatório sobre Definições e Opções Metodológicas para o Inventário de Emissões da Degradação direta induzida por humanos das Florestas e Destruição do Revestimento Vegetal de Outros Tipos de Vegetação (IPCC, 2003).

Desvios dos modelos Uma vez que o modelo *climático* difere, em certa medida, do clima observado, as *previsões climáticas* vão "desviar-se" tipicamente do estado inicial com base na observação do clima do modelo. Este desvio ocorre em escalas temporais diferentes para as diferentes variáveis, pode obscurecer a informação da previsão da condição inicial e, geralmente, é removida a posteriori por um ajuste empírico, normalmente linear.

Deteção e atribuição *Deteção da alteração* é definida como o processo de demonstrar que o *clima* ou um sistema afetado pelo clima mudou em algum sentido estatístico definido, sem apresentar uma razão para essa alteração. Uma alteração identificada é detetada em observações se se determinar que a sua *probabilidade* de ocorrência ao acaso devido à *variabilidade interna* por si só é pequena, por exemplo, <10%. *Atribuição* é definida como o processo de avaliar as contribuições relativas de múltiplos fatores causais a uma alteração ou evento com uma atribuição de confiança estatística (Hegerl et al., 2010).

Dias frios/noites frias Dias em que a temperatura máxima, ou noites em que a temperatura mínima, cai abaixo do *percentil* 10, onde as respetivas distribuições da temperatura são geralmente definidas em relação ao período de *referência* de 1961–1990. Para os índices correspondentes, ver Caixa 2.4.

Dias quentes/noites quentes Dias em que a temperatura máxima, ou noites em que a temperatura mínima, ultrapassa o *percentil* 90, onde as respetivas distribuições de temperatura são, geralmente, definidas em relação ao período de *referência* de 1961–1990. Para os índices correspondentes, ver Caixa 2.4.

Diatomáceas Algas do tamanho de limos que vivem nas águas superficiais dos lagos, rios e oceanos e que formam conchas de opala. A distribuição da sua espécie nos núcleos oceânicos é, muitas vezes, relacionada com anteriores *temperaturas da superfície do mar*.

Dióxido de carbono (CO_2) Um gás que ocorre naturalmente, sendo também um subproduto da queima de combustíveis fósseis a partir de depósitos de carbono fóssil, como petróleo, gás e carvão, da *queima de biomassa*, das alterações na *utilização dos solos* e dos processos industriais (por exemplo, a produção de cimento). É o principal *gás de efeito de estufa antropogénico* que afeta o equilíbrio radiativo da Terra. É o gás de referência contra o qual os outros gases de efeito de estufa são medidos e, por isso, tem um *Potencial de Aquecimento Global* de 1.

Dipolo do Oceano Índico (IOD) Modo de variabilidade interanual em grande escala da *temperatura da superfície do mar* no Oceano Índico. Este padrão manifesta-se através de um gradiente zonal da temperatura da superfície do mar tropical, que numa fase extrema no outono boreal mostra o arrefecimento da Sumatra e o aquecimento da Somália no ocidente, juntamente com ventos de leste anómalos ao longo do equador.

Dispersão dos modelos O alcance ou propagação nos resultados dos *modelos climáticos*, como os integrados na Fase 5 do Projeto de Intercomparação de Modelos Acoplados (CMIP5). Não fornece, necessariamente, uma estimativa exaustiva e formal da *incerteza* nos *feedbacks*, forçamentos ou *projeções*, mesmo quando expressa numericamente, por exemplo, calculando um desvio-padrão das respostas dos modelos. De modo a quantificar a incerteza, a informação das observações, os limites físicos e os pareceres de peritos devem ser combinados, utilizando um quadro estatístico.

Downscaling *Downscaling* é um método que extrai informação da escala local à regional (10 a 100 km) de modelos de grande escala ou análises de dados. Existem dois métodos principais: *downscaling dinâmico* e *downscaling empírico/estatístico*. O método dinâmico utiliza o resultado dos *modelos climáticos regionais*, modelos globais com *resolução* espacial variável ou modelos globais de alta resolução. Os métodos empíricos e estatísticos desenvolvem relações estatísticas que relacionam as variáveis atmosféricas em grande escala com variáveis climáticas locais e regionais. Em todos os casos, a qualidade do modelo utilizado continua a ser uma importante limitação na qualidade da informação obtida.

Dryas Recente Um período de 12.85 a 11.65 ka (mil anos antes de 1950), durante o *degelo*, caraterizado por um retorno temporário das condições mais frias em muitos locais, especialmente em torno do Atlântico Norte.

Ecossistema Um ecossistema é uma unidade funcional constituída por organismos vivos, o seu ambiente não vivo, e as interações dentro e entre eles. Os componentes incluídos num determinado ecossistema e dos seus limites espaciais dependem do objetivo para o qual o ecossistema está definido: em alguns casos são relativamente acentuados, enquanto noutros são difusos. Os limites dos ecossistemas podem mudar ao longo do tempo. Os ecossistemas são agrupados dentro de outros ecossistemas e a sua escala pode variar de muito pequena até à *biosfera* completa. Na era atual, a maioria dos ecossistemas contém as pessoas como organis-

mos principais é influenciada pelos efeitos das atividades humanas no seu ambiente.

Efeito (direto) do aerossol Ver *Interação entre aerossol e radiação*.

Efeito de estufa O *efeito radiativo* infravermelho de todos os constituintes de absorção de infravermelhos na *atmosfera*. *Gases de efeito de estufa*, nuvens e (em menor medida) *aerossóis* absorvem a *radiação terrestre* emitida pela superfície da Terra e noutros locais da atmosfera. Estas substâncias emitem *radiação infravermelha* em todas as direções mas, sendo tudo o resto igual, a quantidade líquida emitida para o espaço é normalmente menor do que seria emitido na ausência destes absorventes devido ao declínio da temperatura com altitude na *troposfera* e o consequente enfraquecimento da emissão. Um aumento na concentração de gases de efeito de estufa aumenta a magnitude deste efeito; a diferença é, por vezes, chamada de efeito de estufa ampliado. A alteração numa concentração de gases de efeito de estufa devido às emissões *antropogénicas* contribui para um *forçamento radiativo* instantâneo. O aquecimento da temperatura da superfície e da troposfera em resposta a este forçamento, restaurando gradualmente o equilíbrio radiativo no topo da atmosfera.

Efeito indireto do aerossol Ver *Interação entre aerossóis e nuvens*.

Efeito radiativo O impacto num fluxo de radiação ou velocidade de aquecimento (mais comumente, no fluxo descendente na parte superior da *atmosfera*) provocado pela interação de um determinado constituinte com campos de radiação *infravermelhos* ou *radiação solar* mediante absorção, dispersão e emissão referente a uma porção idêntica da atmosfera que não contenha esse constituinte. Isto quantifica o impacto do constituinte no *sistema climático*. Os exemplos incluem as *interações aerossol–radiação*, o *efeito radiativo da nuvem* e o *efeito de estufa*. No presente relatório, a porção de qualquer efeito radiativo na parte superior da atmosfera devida a causas *antropogénicas* ou a outras influencias externas (por exemplo, erupções vulcânicas ou alterações no sol) denomina-se *forçamento radiativo* instantâneo.

Efeito radiativo das nuvens O *efeito radiativo* das nuvens em relação à situação idêntica sem nuvens. Em anteriores relatórios do IPCC, isto chamava-se *forçamento radiativo da nuvem* mas a terminologia é inconsistente com outras utilizações do termo de forçamento e não foi mantido neste relatório. Ver, também *Feedback das nuvens*.

Efeito ricochete Quando o CO_2 é retirado da *atmosfera*, o gradiente de concentração de CO_2 entre os *reservatórios* de carbono na atmosfera e na terra/oceano é reduzido. Isto origina uma redução ou reversão na subsequente taxa de remoção de CO_2 inerente da atmosfera pelos processos naturais do *ciclo de carbono* na terra e no oceano.

Efeito semi direto (do aerossol) Ver *Interação entre aerossol e radiação*.

Eficácia Uma medição de quão eficaz é o *forçamento radiativo* de um determinado mecanismo *antropogénico* ou natural a alterar o equilíbrio da *temperatura média global da superfície* em comparação com um forçamento radiativo equivalente do *dióxido de carbono*. Um aumento do dióxido de carbono, por definição, tem uma eficácia de 1,0. As variações na eficácia do clima podem resultar de *adaptações rápidas* ao forçamento aplicado, que diferem com forçamentos diferentes.

Eficácia da absorção de calor do oceano Isto é uma medida ($W\ m^{-2}\ °C^{-1}$) da taxa em que o armazenamento térmico pelo oceano global aumenta enquanto a *temperatura média global da superfície* aumenta. É um parâmetro útil para experiências de *alterações climáticas* nas quais o *forçamento radiativo* está a variar uniformemente, quando pode ser comparado com o *Parâmetro da Resposta Climática* para avaliar a importância relativa da *resposta climática* e a *absorção* de calor do oceano para determinar a taxa de alterações climáticas. Pode ser estimado a partir de tal experiência como a razão da taxa de aumento do conteúdo térmico do oceano para a alteração da temperatura média global da superfície.

Ekman pumping A pressão friccional à superfície entres dois fluidos (*atmosfera* e oceano) ou entre um fluido e a superfície sólida adjacente (a superfície da Terra) força uma circulação. Quando o transporte de massa resultante é convergente, a conservação de massa requer um fluxo vertical longe da superfície. Isto chama-se Ekman pumping. O efeito oposto, em caso de divergência, é chamado *sucção de Ekman*. O efeito é importante na atmosfera e no oceano.

El Niño - Oscilação Austral (ENSO) O termo *El Niño*foi inicialmente utilizado para descrever uma corrente de água quente que flui periodicamente ao longo da costa do Equador e do Perú, perturbando a pesca local. Desde então, ficou identificado como um aquecimento de toda a bacia do Oceano Pacífico tropical a leste da linha da data. Este evento oceânico está associado a uma flutuação de um padrão de pressão da superfície tropical e subtropical à escala global chamado *Oscilação Austral*. Este fenómeno *atmosfera*-oceano acoplado, com escalas temporais preferenciais de dois a cerca de sete anos, é conhecido como El Niño - Oscilação Austral (ENSO). É frequentemente medido pela diferença na anomalia da pressão da superfície entre Tahiti e Darwin ou as *temperaturas da superfície do mar* nas zonas centrais e orientais do Pacífico equatorial. Durante um evento do ENSO, os ventos alísios predominantes enfraquecem, reduzindo ressurgência e alterando as correntes oceânicas de tal forma que as temperaturas da superfície do mar aquecem, enfraquecendo ainda mais os ventos alísios. Este evento tem um grande impacto sobre o vento, a temperatura da superfície do mar e os padrões de precipitação no Pacífico tropical. Tem efeitos climáticos em toda a *região* do Pacífico e em muitas outras partes do mundo, através de *teleconexões* globais. A fase fria do ENSO é denominada por *La Niña*. Para os índices correspondentes, ver Caixa 2.5.

Emissão de dióxido de carbono (CO_2) equivalente A quantidade de emissão de *dióxido de carbono* que provocaria o mesmo *forçamento radiativo* integrado, ao longo de um determinado horizonte temporal, enquanto quantidade emitida de *gás de efeito de estufa* ou uma mistura de gases de efeito de estufa. A emissão de dióxido de carbono equivalenteobtém-se ao multiplicar a emissão de uma gás de efeito de estufa pelo seu *Potencial de Aquecimento Global* para o horizonte temporal determinado. Para uma mistura de gases de efeito estufa é obtido pela soma das emissões de dióxido de carbono equivalente de cada gás. A emissão de dióxido de carbono equivalente é uma escala comum para comparar emissões de diferentes gases de efeito de estufa mas não implica equivalência das respostas das *alterações climáticas*correspondentes. Ver, também *Concentração de dióxido de carbono equivalente*.

Emissões de combustíveis fósseis Emissões de *gases de efeitos de estufa* (em particular, *dióxido de carbono*), outros gases residuais e *aerossóis* resultantes da combustão de combustíveis de depósitos de combustível fóssil carbónico, como petróleo, gás e carvão.

Emissões compatíveis Os *Modelos do Sistema Terrestre* que simulam o *ciclo de carbono* da terra e do oceano podem calcular emissões de CO_2 que são compatíveis com uma determinada trajetória da concentração atmosférica de CO_2. As emissões compatíveis durante um determinado período de tempo são iguais ao aumento do carbono durante esse mesmo período de tempo na soma dos três *reservatórios* ativos: a *atmosfera*, a terra e o oceano.

Ensemble Uma coleção de simulações de modelos que caraterizam uma *previsão climática* ou *projeção*. Diferenças nas condições iniciais e na formulação do modelo resultam em diferentes evoluções do sistema modelado e podem dar informações sobre a *incerteza* associada com o erro do modelo e erros em condições iniciais, no caso de *previsões climáticas* e de incerteza associada com o erro de modelo e com a *variabilidade climática* gerada internamente no caso de projeções climáticas.

Equação de Clausius–Clapeyron A relação termodinâmica entre pequenas alterações na temperatura e na pressão do vapor num sistema equilibrado com fases condensadas presentes. Para gases residuais, como vapor de água, esta relação dá o aumento do equilíbrio (ou saturação) na pressão do vapor de água por unidade de alteração na temperatura do ar.

Escalas espaciais e temporais O *Clima* pode variar numa grande variedade de escalas espaciais e temporais. As escalas espaciais podem ser

locais (inferior a 100 000 km²), regionais (100 000 a 10 milhões de km²) até continentais (10 a 100 milhões de km²). As escalas temporais podem variar de sazonal para geológica (até centenas de milhões de anos).

Escoamento A parte da precipitação que não se evapora e que não é transpirada mas que flui através do solo ou sobre a superfície do solo e que retorna aos corpos de água. Ver, também *Ciclo Hidrológico*.

Espetro eletromagnético Gama térmica ou do comprimento de onda de toda a radiação eletromagnética. Em termos de *radiação solar*,a *radiância espectral* é a potência que chega à Terra por área unitária, por unidade de comprimento de onda.

Estérico Ver *Alteração do nível do mar*.

Estratosfera A região altamente estratificada da *atmosfera* acima da *troposfera* com uma extensão de cerca de 10 km (variando de 9 km em latitudes altas para 16 km, em média, nos trópicos) a cerca de 50 km de altitude.

Evapotranspiração O processo combinado de evaporação a partir da superfície da Terra e transpiração da vegetação.

Evento climático extremo Ver *Evento meteorológico extremo.*

Eventos de Dansgaard–Oeschger Eventos abruptos caraterizados nos *núcleos de gelo* da Gronelândia e pelos registos do *paleoclima* a partir do Atlântico Norte próximo por um estado glaciar frio, seguidos de uma rápida transição para uma fase mais quente e um lento arrefecimento de volta às condições glaciares. Eventos equivalentes aos eventos de Dansgaard–Oeschger também são observados noutras regiões.

Evento meteorológico extremo Um evento meteorológico extremo é um evento que é raro num determinado lugar e altura do ano. As definições de *raro* variam mas, normalmente, um evento meteorológico extremo seria tão ou mais raro do que o *percentil* 10 ou 90 de uma *função de densidade da probabilidade* estimada a partir das observações. Por definição, as caraterísticas do que é chamado de *condições meteorológicas extremas* podem variar de local para local num sentido absoluto. Quando um padrão de condições meteorológicas extremas persiste durante algum tempo, como uma estação, pode ser classificado como um *evento climático extremo*, especialmente se produzir uma média ou total que é extremo (por exemplo, *seca* ou chuva intensa numa estação).

Expansão térmica Juntamente com o nível do mar, isto refere-se ao aumento do volume (e diminuição da intensidade) que resulta do aquecimento da água. Um aquecimento do oceano leva a uma expansão do volume do oceano e, consequentemente, a um aumento no nível do mar. Ver, também *Alteração no nível do mar*.

Experiências climáticas de equilíbrio e transientes Uma *experiência climática de equilíbrio* é uma experiência com o *modelo climático* na qual o modelo pode ajustar-se completamente a uma alteração no *forçamento radiativo*. Estas experiências fornecem informação sobre a diferença entre os estados iniciais e finais do modelo, mas não sobre a resposta dependente do tempo. Se se permitir que o forçamento evolua gradualmente de acordo com o *cenário de emissão* prescrito, a resposta dependente do tempo de um modelo climático pode ser analisada. Tal experiência é chamada de *experiência de clima transitório*. Ver, também *Projeção climática*.

Extensão da cobertura de neve A extensão da área de solo coberto de neve.

Faculae Manchas brilhantes no Sol. A área coberta por manchas solares é maior durante os períodos de elevada *atividade solar*.

Feedback do clima Uma interação na qual uma perturbação numa quantidade de clima provoca uma alteração num segundo e, por fim, a alteração na quantidade do segundo origina uma alteração adicional no segundo. Uma *resposta* negativa é aquela em que a perturbação inicial é enfraquecida pelas alterações que provoca; uma resposta positiva é aquela em que a perturbação inicial é potenciada. Neste Relatório de Avaliação, é frequentemente utilizada uma definição um pouco mais restrita em que a quantidade do clima que é perturbado é a *temperatura média global da superfície* que, por sua vez, provoca alterações no equilíbrio da radiação global. Em ambos os casos, a perturbação inicial pode ser forçada externamente ou surgir como parte da *variabilidade interna.* Ver, também *Parâmetro da Resposta Climática*.

Feedback do clima e ciclo do carbono Uma *resposta climática* que envolve alterações nas propriedades do *ciclo do carbono* da terra e do oceano em resposta à *alteração climática*. No oceano, as alterações na temperatura oceânica e circulação podem afetar o fluxo de CO_2 da *atmosfera-oceano*; nos continentes, a *alteração climática* pode afetar a *fotossíntese* das plantas e a *respiração* microbiana do solo e, assim, o fluxo de CO_2 entre a atmosfera e a *biosfera* terrestre.

Feedback do gelo e do albedo Uma *resposta climática* que envolve alterações no *albedo* da superfície da Terra. A neve e o gelo têm um albedo muito maior (até ~0,8) do que o albedo planetário médio (~0,3). Com temperaturas crescentes, está antecipado que a neve e a extensão de gelo vão diminuir, o albedo geral da Terra vai diminuir e mais *radiação solar* será absorvida, aquecendo ainda mais a Terra.

Feedback das nuvens Uma *resposta climática* que envolve alterações em qualquer uma das propriedades das nuvens como resposta a uma alteração da *temperatura média global ou local da superfície*. Compreender as resposta das nuvens e determinar a sua magnitude e sinal requer uma compreensão de como uma alteração no *clima* pode afetar o espectro de tipos de nuvem, a fração e altura da nuvem, as propriedades radiativas das nuvens e, por último, a provisão de radiação da Terra. Atualmente, as resposta das nuvens permanecem a maior fonte de *incerteza* nas estimativas da *sensibilidade climática* . Ver, também *Efeito radiativo da nuvem*.

Fertilização com ferro Introdução intencional de ferro no oceano superior destinada a melhorar a produtividade biológica que pode sequestrar *dióxido de carbono* atmosférico adicional para os oceanos.

Fertilização por dióxido de carbono (CO_2) O aumento do crescimento das plantas como resultado do aumento da concentração de *dióxido de carbono (CO_2)* atmosférico.

Floresta Um tipo de vegetação dominado por árvores. São utilizadas muitas definições diferentes do termo *floresta* em todo o mundo, refletindo grandes diferenças nas condições biogeofísicas, estrutura social e economia. Para um debate do termo *floresta* e termos relacionados como *florestação*, *reflorestação* e *desflorestação*, consulte o Relatório sobre Utilização dos solos, Alteração da utilização dos solos e Silvicultura do IPCC (IPCC, 2000). Consulte, também, o relatório sobre Definições e Opções Metodológicas para o Inventário de Emissões da Degradação Direta das Florestas e Destruição do Revestimento Vegetal de Outros Tipos de Vegetação induzida por humanos (IPCC, 2003).

Florestação Plantação de novas *florestas* em terrenos que historicamente não continham florestas. Para debater o termo *floresta* e os termos relacionados, como *florestação*, *reflorestação* e *desflorestação*, consulte o Relatório Especial sobre Utilização dos Solos, Alteração na Utilização dos Solos e Silvicultura do IPCC (IPCC, 2000). Consulte, também, o relatório sobre Definições e Opções Metodológicas para o Inventário de Emissões da Degradação direta induzida por humanos das Florestas e Destruição do Revestimento Vegetal de Outros Tipos de Vegetação (IPCC, 2003).

Fluxo de calor latente O fluxo de calor turbulento da superfície da Terra para a *atmosfera* que está associado com a evaporação ou condensação do vapor de água na superfície; um componente da *provisão energética* da superfície.

Fluxo de calor sensível O fluxo turbulento ou condutor de calor da superfície da Terra para a *atmosfera* que não está associado às alterações de fases da água; um componente da *provisão energética* da superfície.

Fonte Qualquer processo, atividade ou mecanismo que liberta um *gás de efeito de estufa*, um *aerossol* ou uma *precursor* de um gás de efeito de estufa ou aerossol para a *atmosfera.*

Forçadores climáticos a curto prazo (FCCP) Os forçadores climáticos a curto prazo (FCCP) referem-se aos compostos cujo impacto no *clima* ocorre principalmente dentro da primeira década após a sua emissão.

Este conjunto de compostos é constituído, principalmente, pelos compostos com *períodos de vida* curtos na atmosfera em comparação com os *gases de efeito de estufa bem misturados* e, por vezes, são referidos como os forçadores climáticos de curta duração ou poluentes climáticos de curta duração. Contudo, a propriedade comum que é de maior interesse para uma avaliação do clima é a escala temporal durante a qual se sente o seu impacto no clima. Este conjunto de compostos inclui *metano*, que também é um gás de efeito de estufa bem misturado, bem como o *ozono* e os *aerossóis* ou os seus *precursores* e algumas espécies halogenadas que não são gases de efeito de estufa bem misturados Estes compostos não se acumulam na atmosfera em escalas temporais milenares a centenárias e, por isso, o seu efeito no clima é predominantemente a curto prazo após as emissões.

Forçamento externo O forçamento externo refere-se a um agente de forçamento fora do *sistema climático* que provoca uma alteração no sistema climático. As erupções vulcânicas, variações solares e alterações *antropogénicas* na composição da *atmosfera* e *alteração na utilização dos solos* são forçamentos externos. O forçamento orbital também é um forçamento externo, uma vez que a *insolação* varia com a excentricidade dos parâmetros orbitais, inclinação e precessão do equinócio.

Forçamento Radiativo O forçamento radiativo é a alteração no fluxo radiativo líquido (expresso em W m^{-2}), descendente menos ascendente, na *tropopausa* ou na parte superior da *atmosfera* devido a uma alteração num impulsionador externo da *alteração climática*, como, por exemplo, uma alteração na concentração de *dióxido de carbono* ou da radiação solar. Por vezes, os impulsionadores internos ainda são tratados como forçamentos apesar de resultarem da alteração no *clima*, por exemplo, alterações nos *aerossóis* ou *gases de efeito de estufa* nos *paleoclimas*. O forçamento radiativo tradicional é calculado com todas as propriedades troposféricas fixas nos seus valores imperturbáveis e permitindo que as temperaturas estratosféricas, se perturbadas, se reajustem ao equilíbrio radiativo dinâmico. O forçamento radiativo é chamado *instantâneo*se não for contabilizada nenhuma alteração na temperatura estratosférica. Depois de se contabilizarem as *adaptações rápidas* o forçamento radiativo passa a chamar-se *forçamento radiativo eficaz.* Para efeitos do presente relatório, o forçamento radiativo é ainda definido como a alteração referente ao ano de 1750 e, salvo indicação em contrário, refere-se a um valor médio global e anual. O forçamento radiativo não deve ser confundido com o *forçamento radiativo da nuvem*, que descreve uma medida não relacionada do impacto das nuvens no fluxo radiativo na parte superior da atmosfera.

Forçamento radiativo eficaz Ver *Forçamento radiativo*.

Fotossíntese O processo pelo qual as plantas absorvem o *dióxido de carbono* do ar (ou bicarbonato da água) para construir hidratos de carbono, libertando oxigénio durante o processo. Existem vários patamares de fotossíntese com respostas diferentes às concentrações de dióxido de carbono na atmosfera. Ver, também *Fertilização por dióxido de carbono*.

Fração atmosférica A fração das emissões totais de CO_2 (de combustíveis fósseis e alterações na utilização dos solos) que permanece na *atmosfera*.

Fração molar A fração molar, ou *relação de misturas*, é a relação entre o número de moles de um constituinte num determinado volume e o número total de mole de todos os constituintes nesse volume. É geralmente referido para o ar seco. Os valores típicos para os *gases de efeito de estufa bem misturados* estão na ordem de µmol mol^{-1} (partes por milhão: *ppm*), nmol mol^{-1} (partes por mil milhões: *ppb*) e fmol mol^{-1} (partes por um bilião: *ppt*). A fração molar difere do *rácio de volume por mistura*, frequentemente expresso em ppmv etc., pelas correções para a não idealidade dos gases. Esta correção é significativa em relação à precisão da medição para muitos gases de efeito estufa (Schwartz e Warneck, 1995).

Função de densidade da probabilidade (PDF) Uma função de densidade da probabilidade é uma função que indica as possibilidades relativas de ocorrência de diferentes resultados de uma variável. A função integra a unidade sobre o domínio para o qual está definido e tem a propriedade de que o integral sobre um subdomínio é igual à probabilidade de que o resultado da variável se encontra dentro desse domínio secundário. Por exemplo, a probabilidade de que uma anomalia de temperatura definida de uma forma particular seja maior do que zero é obtida através da sua FDP, integrando o FDP em todas as possíveis anomalias de temperatura superiores a zero. As funções da densidade da probabilidade que descrevem duas ou mais variáveis simultaneamente são definidas de forma semelhante.

Gás de Efeito de Estufa (GEE) Os gases de efeito de estufa são os constituintes gasosos da *atmosfera*, naturais e *antropogénicos*, que absorvem e emitem radiação em comprimentos de onda específicos dentro do espectro da *radiação terrestre* emitida pela superfície da Terra, a própria atmosfera e pelas nuvens. Esta propriedade causa o *efeito de estufa.* O vapor de água (H_2O), *dióxido de carbono* (CO_2), *óxido nitroso* (N_2O), *metano* (CH_4) e *ozono* (O_3) são os principais gases de efeito de estufa da atmosfera da Terra. Além disso, há uma série de gases de efeito estufa inteiramente produzidos pelo homem da atmosfera, como os *halocarbonos* e outras substâncias que contêm cloro e bromo, tratadas de acordo com o *Protocolo de Montreal.* Para além do CO_2, N_2O e do CH_4, o *Protocolo de Quioto* lida com o hexafluoreto de enxofre (SF_6), hidrofluorcarbonetos (*HFC*) e perfluorocarbonetos (PFC) dos gases de efeito de estufa. Para obter uma lista dos *gases de efeito de estufa bem misturados*, consulte a Tabela 2.A.1.

Gases de efeito de estufa bem misturados Ver *Gás de efeito de estufa*.

Gelo marinho Gelo encontrado na superfície do mar que se formou através do congelamento da água do mar. O gelo do mar podem ser peças descontínuas (campos de gelo) movimentadas na superfície do oceano pelo vento e pelas correntes (gelo flutuante) ou um manto imóvel anexado à costa (gelo permanente). *Concentração de gelo marinho* é a fração do oceano coberta de gelo. O gelo marinho com menos de um ano de idade chama-se *gelo de primeiro ano*. *Gelo perene* é gelo marinho que sobrevive durante, pelo menos, um verão. Pode ser subdividido em *gelo de segundo ano* e *gelo de vários anos*, onde o gelo plurianual sobreviveu a, pelo menos, dois verões.

Geoengenharia A geoengenharia refere-se a um amplo conjunto de métodos e de tecnologias que visa alterar, deliberadamente, o *sistema climático* de modo a aliviar os impactos das *alterações climáticas*. A maior parte, mas não todos, os métodos procuram (1) reduzir a quantidade de energia solar absorvida no sistema climático (*Gestão da Radiação Solar*) ou (2) aumentar os sumidouros de carbono líquido da *atmosfera* a uma escala suficientemente grande para alterar o *clima* (*Remoção de Dióxido de Carbono*). A escala e a intenção são de importância central. Duas caraterísticas principais dos métodos de geoengenharia particularmente preocupantes são que estes usam ou afetam o sistema climático (por exemplo, atmosfera, terra ou oceano) globalmente ou regionalmente e/ou podem ter efeitos indesejados significativos que ultrapassam limites naturais. A geoengenharia é diferente da modificação do tempo e da engenharia ecológica mas o limite pode ser confuso (IPCC, 2012, p. 2).

Geoide A superfície equipotencial que tem o mesmo geopotencial em cada latitude e longitude em todo o mundo (os geodesistas denotam este potencial W0 [potencial de gravidade constante sobre o geoide]) que melhor se aproxima do *nível médio do mar*. É a superfície de referência para a medição da altitude. Na prática, existem diversas variações de definições do geoide, dependendo na forma como a maré permanente (a maré gravitacional de frequência zero devido ao Sol e à Lua) é considerada nos estudos geodésicos.

Gestão da Radiação Solar (SRM) A Gestão da Radiação Solar refere-se à modificação intencional do equilíbrio radiativo de ondas curtas da Terra com o objetivo de reduzir as *alterações climáticas* de acordo com uma determinada *métrica* (por exemplo, *temperatura da superfície*, precipitação, impactos regionais, etc). Injeção artificial de *aerossóis* estratosféricos e claridade das nuvens são dois exemplos de técnicas de SRM. Os métodos para modificar alguns elementos de resposta rápida do equilíbrio radiativo de ondas longas (como as nuvens cirros), embora não sejam estritamente GRS, podem estar relacionados com a GRS. As técnicas de GRS não se enquadram dentro das definições habituais de *mitigação* e adaptação (IPCC, 2012, p. 2). Ver, também *Radiação solar*, *Remoção de*

Dióxido de Carbono (CDR) e *Geoengenharia*.

Giro Padrão de circulação horizontal do oceano à escala da bacia com um fluxo lento que circula em torno da bacia do oceano, fechado por uma forte e estreita (100 a 200 km de largura) corrente limite no lado ocidental. Os giros subtropicais em cada oceano estão associados a alta pressão no centro dos giros; os giros subpolares estão associados a baixa pressão.

Glaciar Uma massa de gelo terrestre perene que se origina através neve compactada, mostra indícios de fluxos passados ou presentes (através da deformação interna e/ou deslizamento na base) e que é limitada pelo esforço e fricção internos na base e nos lados. Um glaciar é mantido por acumulação de neve em altitudes elevadas, equilibrado pelo derretimento em altitudes baixas e/ou descarga para o mar. Uma massa de gelo da mesma origem que os glaciares, mas de dimensão continental, é denominada por *manto de gelo*. Para efeitos de simplicidade neste Relatório de Avaliação, todos as massas de gelo, para além dos mantos de gelo, são referidas como glaciares. Ver, também *Linha de equilíbrio* e *Equilíbrio/balanço de massas (de glaciares ou mantos de gelo)*.

Glaciar de descarga Um *glaciar*, normalmente entre paredes de rocha, de que é parte, e que drena um *manto de gelo*. Ver, também *Corrente de gelo*.

Gradiente A taxa de variação de uma variável atmosférica, normalmente a temperatura, com a altura. O gradiente é considerado positivo quando a variável diminui com a altura.

Halocarbonetos Um termo coletivo para o grupo de espécies orgânicas parcialmente halogenadas, que incluem os clorofluorcarbonetos (*CFC*), hidroclorofluorocarboneto (*HCFC*), hidrofluorocarboneto (*HFC*), halons, cloreto de metila e brometo de metila. Muitos dos halocarbonos têm um grande *Potencial de Aquecimento Global*. Os halorcabonos que contêm cloro e bromo também estão envolvidos na deterioração da *camada de ozono*.

Haloclina Uma camada na coluna de água oceânica na qual a salinidade varia rapidamente com a profundidade. Geralmente a água mais salgada é mais densa e encontra-se abaixo de água menos salgada. Em alguns oceanos de latitude alta, as águas superficiais podem estar mais frias do que as águas profundas e a haloclina é responsável por manter a estabilidade da coluna de água e por isolar as águas superficiais das águas profundas. Ver, também *Termoclina.*

Halostérico Ver *Alteração do nível do mar*.

HCFC Ver *Halocarbonos*.

HFC Ver *Halocarbonetos*.

Hidrato (de metano) Uma mistura lamacenta, parcialmente congelada, de *metano*, gás e gelo, normalmente encontrada nos sedimentos.

Hidroclima Parte do *clima* pertencente à hidrologia de uma *região*.

Hidrosfera A componente do *sistema climático* que compreende a água superficial e subterrânea líquida, como os oceanos, mares, rios, lagos de água doce, água subterrânea, etc.

Hierarquia do modelo Ver *Modelo climático (espetro ou hierarquia)*.

Hindcast ou previsão retrospetiva Uma previsão feita para um período no passado, utilizando apenas informação disponível antes do início da previsão. Uma sequência de previsões inversas pode ser utilizada para calibrar do sistema de previsões e/ou oferecer uma medição da capacidade média que o sistema de previsão apresentou no passado como guia para a capacidade que será esperada no futuro.

Hipsometria A distribuição da superfície de terra ou de gelo em função da altitude.

Holoceno Época do Holoceno é a última de duas épocas no Sistema *Quaternário* , que se estende de 11,65 ka (milhares de anos antes de 1950) até ao presente. Também é conhecida como *Fase Marinha Isotópica (FMI) 1* ou *interglaciar atual*.

Humidade específica A humidade específica especifica o rácio da massa de vapor de água para a massa total de ar húmdo. Ver, também *Humidade relativa*.

Humidade relativa A humidade relativa especifica a razão entre a atual pressão do vapor de água e a saturação em relação à água no estado líquido ou ao gelo à mesma temperatura. Ver, também *Humidade específica*.

Idade do gelo Uma idade do gelo ou *período glaciar* carateriza-se por uma redução a longo prazo da temperatura do *clima* da Terra, resultando no crescimento de *mantos de gelo* e de *glaciares*.

Ilha de calor urbana (UHI) O calor relativo de uma cidade em comparação com as áreas rurais circundantes, associada com alterações no *escoamento*, efeitos na retenção de calor e alterações no *albedo* da superfície.

Incerteza Um estado de conhecimento incompleto que pode resultar de uma falta de informação ou de desacordo sobre o que é conhecido ou cognoscível. Pode ter muitos tipos de fontes, da imprecisão nos dados a conceitos ou terminologia definidos ambiguamente, ou *projeções* incertas do comportamento humano. A incerteza pode, portanto, ser representada por medidas quantitativas (ex.: uma *função de densidade da probabilidade*) ou por declarações qualitativas (ex.: refletindo as decisões de uma equipa de especialistas) (Ver Moss e Schneider, 2000; Manning et al., 2004; Mastrandrea et al., 2010). Ver, também *Confiança* e *Probabilidade*.

Índice climático Uma série temporal construída a partir de variáveis climáticas que oferece um resumo agregado do estado do *sistema climático*. Por exemplo, a diferença entre a pressão do nível do mar na Islândia e nos Açores oferece um simples mas útil índice histórico da *NAO* . Devido às as suas propriedade ótimas, os índices climáticos são frequentemente definidos utilizando *componentes principais*-combinações lineares das variáveis climáticas em diferentes locais que têm uma variação máxima sujeita a certas restrições de normalização (por exemplo, os índices do*NAM* e do *SAM* que são os principais componentes das anomalias da pressão do Hemisfério Norte e do Hemisfério Sul, respetivamente). Ver Caixa 2.5 para um resumo das definições para os índices observacionais estabelecidos. Ver, também *Padrão climático*.

Inicialização dos modelos Normalmente, uma *previsão climática* continua ao integrar-se num *modelo climático* até ao futuro a partir de um estado inicial que se espera que reflita o estado atual do *sistema climático*. As observações disponíveis do sistema climático são "assimiladas" no modelo. A iniciação é um processo complexo que é limitado por observações disponíveis, erros observacionais e, de acordo com o procedimento usado, pode ser afetado pela *incerteza* na história do forçamento climático. As condições iniciais irão conter erros que crescem à medida que as previsões progridem, limitando, assim, o tempo para o qual a previsão será útil. Ver, também *Previsão climática*.

Insolação A quantidade de *radiação solar* que atinge a Terra pela latitude e por estação medida em W m^{-2}. Normalmente, a *insolação* refere-se à radiação que chega ao topo da *atmosfera*. Às vezes, é especificada fazendo referência à radiação que chega à superfície da Terra. Ver, também *Radiação Solar Global*.

Interação aerossol-nuvem Um processo pelo qual uma perturbação no *aerossol* afeta as propriedades microfísicas e a evolução das nuvens através da função do aerossol como *núcleos de condensação das nuvens* ou núcleo de gelo, especialmente de formas que afetam a radiação ou a precipitação; esses processos também podem incluir o efeito das nuvens e da precipitação nos aerossóis. A perturbação do aerossol pode ser *antropogénica* ou advir de alguma *fonte* natural. O *forçamento radiativo* de tais interações tem sido tradicionalmente atribuído a inúmeros *efeitos indiretos do aerossol*, mas, neste relatório, são distinguidos apenas dois níveis de forçamento (ou efeito) radiativo:

> **Forçamento ou efeito radiativo devido às interações aerossol-nuvem (FRian)** O forçamento radiativo (ou *efeito radiativo*, se a perturbação for gerada internamente) devido à alteração em número ou tamanho da distribuição das gotículas de nuvens ou cristais de gelo, que é o resultado aproximado de uma perturbação do aerossol, com outras variáveis (especialmente o conteúdo total de água numa

nuvem) que permanecem iguais. Nas nuvens de água líquida, um aumento na concentração de gotículas de nuvens e na área da superfície iria aumentar o *albedo* da nuvem. Este efeito também é conhecido como o *efeito do albedo das nuvens*, *primeiro efeito indireto,* ou *efeito Twomey*. É um conceito muito teórico que não pode ser facilmente isolado em observações ou modelos de processos abrangentes, devido à rapidez e ubiquidade dos *adaptações rápidas*.

Forçamento (ou efeito) radiativo eficaz devido às interações aerossol-nuvem (ERFaci) O forçamento (ou efeito) radiativo final da perturbação do aerossol, incluindo os ajustes rápidos à alteração inicial na taxa de formação de gotículas ou cristais. Estes ajustes incluem alterações na intensidade da *convecção*, eficácia da precipitação, fração de nuvens, *duração* ou conteúdo de água das nuvens e a formação ou supressão das nuvens em áreas remotas devido a circulações alteradas.

O forçamento radiativo total eficaz devido às interações aerossol-nuvem e aerossol-radiação é designado por *forçamento radiativo eficaz do aerossol (ERFari+aci).*Ver também *Interação aerossol-radiação*.

Interação aerossol-radiação Uma interação do *aerossol* diretamente com radiação produz *efeitos radiativos*. Neste relatório, são distinguidos dois níveis de forçamento radiativo (ou efeito):

Forçamento (ou efeito) radiativo devido às interações aerossóis-radiação (RFari) O *forçamento radiativo* (ou efeito radiativo, se a perturbação for gerada internamente) de uma perturbação por aerossóis diretamente devida às interações aerossóis-radiação, com todas as variáveis ambientais a permanecerem inalteradas. Tradicionalmente conhecida na bibliografia como o *forçamento (ou efeito) direto dos aerossóis*.

Forçamento radiativo (ou efeito) eficaz devido às interações aerossóis-radiação (ERFari) O forçamento (ou efeito) radiativo final da perturbação dos aerossóis, incluindo os *ajustamentos rápidos* à alteração inicial na radiação. Essas adaptações incluem alterações nas nuvens provocadas pelo impacto do aquecimento radiativo nas circulações atmosféricas convectivas ou em grande escala, tradicionalmente conhecido como *forçamento (ou efeito) semi direto dos aerossóis*.

O forçamento radiativo eficaz total devido às interações aerossol-nuvem e aerossol-radiação é designado por *forçamento radiativo eficaz do aerossol (ERFari+aci).*Ver, também, *Interação aerossóis-nuvens* .

Interglaciares ou interglaciações Os períodos quentes entre as glaciações da *idade do gelo*. Muitas vezes definidos como os períodos em que os níveis do mar estavam próximos do atual nível do mar. No *Último Período Interglacial (LIG)* isto aconteceu entre cerca de 129 e 116 ka (milhares de anos) antes do presente (definido como 1950), embora o período quente tenha começado alguns milhares de anos antes em algumas áreas. Em termos do *isótopo* de oxigénio, as interglaciações registadas são definas como o intervalo entre o ponto médio da terminação anterior e o início da próxima glaciação. A atual interglaciação, o *Holoceno*, começou há 11,65 ka antes do tempo atual, embora os níveis globais do nível do mar não se tenham aproximado da sua atual posição até cerca de 7 ka antes do presente.

Irreversibilidade Um estado perturbado de um *sistema dinâmico* é definido como irreversível numa determinada escala temporal, se a escala temporal de recuperação deste estado for significativamente maior devido a processos naturais do que o tempo que o sistema demora a atingir este estado perturbado. No contexto do WGI, a escala temporal de interesse é centenária a milenar. Ver, também *Ponto de inversão*.

Isostática ou Isostasia Isostasia refere-se à resposta da Terra às alterações na carga da superfície. Inclui a resposta de deformação e gravitacional. Esta resposta é elástica em escalas temporais curtas, como na resposta da terra-oceano às recentes alterações na glaciação da montanha ou viscoelástica em escalas temporais mais longas, como na resposta à última *deglaciação*, seguindo o *Último Máximo Glacial*. Ver, também *Ajustamento glaciar isostático (GIA)*.

Isótopos Átomos do mesmo elemento químico que têm o mesmo número de protões mas que diferem no número de neutrões. Algumas configurações de protões e neutrões são estáveis (isótopos estáveis), outras são instáveis submetidas a deterioração radioativa espontânea (*radio-isótopos*). A maioria dos elementos tem mais de um isótopo estável. Os isótopos podem ser utilizados para rastrear processos de transporte ou para estudar processos que alteram o rácio isotópico. Além disso, os radioisótopos oferecem informações que podem ser usadas para datação radiométrica.

La Niña Ver *El Niño-Oscilação Austral*.

Linha de assentamento A junção entre um *glaciar* ou um *manto de gelo* e uma *plataforma de gelo*; o local onde o gelo começa a flutuar. Esta junção ocorre normalmente através de uma zona finita, em vez de numa linha.

Linha de base/referência A linha de base (ou referência) define o valor padrão que servirá para medir as anomalias. Um *período de referência* é o período relativamente ao qual são calculadas as anomalias. A concentração de referência de um gás residual é medida numa localização não influenciada por emissões *antropogénicas* locais.

Linha de equilíbrio O limite espacialmente calculado num determinado momento, geralmente escolhido como o mínimo sazonal da *provisão de massa* no final do verão, entre a região num *glaciar* onde existe uma perda líquida da massa de gelo (área de *ablação*) e onde há um ganho anual líquido (área de *acumulação*). A altura deste limite é referida como a altitude da linha de equilíbrio (ELA).

Litosfera A camada superior da parte sólida da Terra tanto continental como oceânica, que compreende todas as rochas da crosta terrestre e o frio, a parte maioritariamente elástica do manto superior. A atividade vulcânica, embora faça parte da litosfera, não é considerada como parte do *sistema climático*, mas atua como fator de *forçamento externo* . Ver, também *Isostática*.

Lubrificação basal Redução da fricção na base de um *manto de gelo* ou *glaciar* devido à lubrificação por água do degelo. Isto pode permitir que o glaciar ou o manto de gelo deslizem sobre a sua base. A água do degelo pode ser produzida pela fusão devido à pressão, atrito ou calor geotérmico, ou pelo escoamento da água para a base através de buracos no gelo.

Manchas solares Áreas escuras do Sol onde os campos magnéticos fortes reduzem a convecção, causando uma redução da temperatura de cerca de 1500 K em comparação com as regiões envolventes. O número de manchas solares é maior durante os períodos de maior *atividade solar* e varia, em particular, com o *ciclo solar.*

Manto de gelo Uma massa de gelo terrestre de tamanho continental que é suficientemente espessa para cobrir a maior parte da camada inferior subjacente, de modo a que a sua forma seja principalmente determinada pela sua dinâmica (o fluxo do gelo à medida que se deforma internamente e/ou desliza até à sua base). Um manto de gelo flui para fora planalto de gelo central elevado com uma pequena inclinação média da superfície. Normalmente as margens têm uma inclinação mais acentuada e a maior parte do gelo é descarregada através de *correntes de gelo* ou *glaciares de descarga* de fluxo rápido, em alguns casos para o mar ou para *plataformas de gelo* que flutuam no gelo. Existem apenas dois mantos de gelo no mundo moderno, um na Gronelândia e outro na Antártida. Durante os períodos glaciais existiram outros.

Manto de gelo marinho Um *manto de gelo* que contém uma região substancial que repousa numa camada situada abaixo do nível do mal e cujo perímetro está em contacto com o oceano. O exemplo mais conhecido é o manto de gelo da Antártida Ocidental.

Marégrafo Um dispositivo numa localização costeira ou em alto mar que mede continuamente o nível do mar em relação às terras adjacentes. A média do tempo do nível do mar registado dá as alterações seculares observadas do *nível relativo do mar*.

Massa de água Um corpo de água do mar com propriedades identificáveis (temperatura, salinidade, densidade, indicadores químicos) resultando do seu processo de formação único. As massas de água são fre-

quentemente identificadas através de um extremo vertical ou horizontal de uma propriedade, como a salinidade. A Água na Zona Intermediária Norte Pacífico (NPIW) e a Água Intermediária da Antártida (AAIW) são exemplos de massas de água.

Massa de ar Uma extensa região da atmosfera com propriedades aproximadamente homogéneas que (1) se estabeleceram enquanto o ar estava situado sobre uma determinada *região* da superfície da Terra e (2) que passam por modificações específicas enquanto estão em trânsito para longe da região de origem (AMS, 2000).

Metadados Informação sobre dados meteorológicos e climatológicos que dizem respeito a como e quando foram medidos, a sua qualidade, problemas conhecidos e outras caraterísticas.

Metano (CH_4) O metano é um dos seis *gases de efeito de estufa* a ser mitigado no âmbito do *Protocolo de Quioto* e é o principal componente de gás natural e está associado a todos os combustíveis de hidrocarbonetos, pecuária e agricultura.

Método/abordagem bayesiano Um método bayesiano é um método pelo qual se desenvolve uma análise estatística de quantidades desconhecidas ou aleatórias em dois passos. Em primeiro lugar, é formulada uma prévia distribuição da probabilidade para quantidades aleatórias com base em conhecimentos existentes (baseada na opinião de especialistas ou pela utilização de dados e estudos existentes). Nesta primeira fase, um elemento de subjetividade pode influenciar a escolha mas, em muitos casos, a prévia distribuição da probabilidade pode ser escolhida de forma mais neutra possível, de modo a não influenciar o resultado final da análise. No segundo passo, os dados recentemente adquiridos são utilizados para atualizar a distribuição a priori a obter numa distribuição a posteriori. A atualização é realizada através de um cálculo analítico ou através de uma aproximação numérica, utilizando o Teorema de Bayes, formulado por e em homenagem ao matemático britânico, Thomas Bayes (1702–1761).

Métrica Uma medição consistente de uma caraterística de um objeto ou atividade que é difícil de quantificar. Dentro do contexto da avaliação dos *modelos climáticos*, esta é uma medida quantitativa da concordância entre uma quantidade simulada e observada que pode ser utilizada para avaliar o desempenho de modelos individuais.

Mineralização/Remineralização A conversão de um elemento da sua forma orgânica para uma forma inorgânica como resultado da decomposição microbiana. Na mineralização de nitrogénio, o nitrogénio orgânico da decomposição de resíduos vegetais e animais (proteínas, ácidos nucleicos, aminoácidos e ureia) é convertido em amónia (NH_3) e amoníaco (NH_4^+) por atividade biológica.

Mitigação Uma intervenção humana para reduzir as *fontes* ou aumentar os *sumidouros* de *gases de efeito de estufa*.

Modo Anular do Sul (SAM) O modo principal de variabilidade da altura geopotencial do Hemisfério Sul, que está associada a alterações na latitude do fluxo da latitude média. Ver Índice do MAS, Caixa 2.5

Modelo baseado em processos Conceitos teoréticos e métodos computacionais que representam e simulam o comportamento dos sistemas no mundo real, derivados de um conjunto de componentes funcionais e das interações entre si e o meio ambiente, através de processos físicos e mecânicos que ocorrem ao longo do tempo. Ver, também, *Modelo climático*.

Modelo climático (espetro ou hierarquia) A representação numérica do *sistema climático* com base em propriedades físicas, químicas e biológicas dos seus componentes, as suas interações e processos de *respostas* e contabilizando algumas das suas propriedades conhecidas. O sistema climático pode ser representado por modelos de complexidade variável, ou seja, para qualquer componente ou combinação de componentes um *espetro* ou *hierarquia* de modelos pode ser identificada, diferindo em tais aspetos como o número de dimensões espaciais, a extensão em que os processos físicos, químicos ou biológicos são explicitamente representados ou o nível em que as *parametrizações* empíricas são envolvidas. Modelos Acoplados de Circulação Geral da *Atmosferaedo Oceano (AOGCM)* oferecem uma representação do sistema climático que está perto ou no final mais abrangente do espectro atualmente disponível. Há uma evolução em direção a modelos mais complexos com química e biologia interativas. Os modelos climáticos são aplicados como uma ferramenta de pesquisa para estudar e simular o *clima* e para fins operacionais, incluindo *previsões climáticas* mensais, sazonais e interanuais. Ver, também *Modelo do Sistema Terrestre*, *Modelo de Complexidade Intermédia do Sistema Terrestres*, *Modelo de Equilíbrio Energético*, *Modelo Baseado em Processos*, *Modelo Climático Regional* e *Modelo Semi empírico*.

Modelo Climático Regional (RCM) Um *modelo climático* numa *resolução* mais elevada sobre uma área limitada. Estes modelos de clima, com maior resolução espacial do que o modelo global, permitem maior detalhe regional.

Modelo da camada do topo do oceano Uma representação simplificada do oceano num *modelo climático* enquanto uma camada de água imóvel com uma profundidade de 50 a 100 m. Os modelos climáticos com uma placa oceânica podem ser utilizados apenas para estimar a resposta do equilíbrio do *clima* a um determinado forçamento e não a evolução transitória do clima. Ver, também, *Experiências climáticas de equilíbrio e transientes*.

Modelos de Balanço Energético (EBM) Um modelo de equilíbrio energético é um modelo simplificado que analisa a *provisão energética* da Terra para calcular alterações no *clima*. Na sua forma mais simples não há nenhuma dimensão espacial explícita e o modelo, em seguida, oferece uma estimativa das alterações na temperatura global média calculada a partir de alterações na radiação. Este modelo de equilíbrio energético zero dimensional pode ser estendido para um modelo unidimensional ou bidimensional, se as alterações para o equilíbrio energético em relação à latitude, ou latitude e longitude, são explicitamente considerados. Ver, também, *Modelo climático*.

Modelo de Circulação Geral (MCG) Ver *Modelo climático*.

Modelo de Circulação Geral Atmosfera-Oceano (AOGCM) Ver *Modelo climático*.

Modelo de Complexidade Intermédia do Sistema Terrestre (EMIC) Um *modelo climático* que tenta incluir todos os mais importantes processos do sistema terrestre como no ESM mas a uma *resolução* mais baixa ou de uma forma mais simples e idealizada.

Modelo do Sistema Terrestre (ESM) Um modelo acoplado de circulação geral da *atmosfera* e do *oceano* no qual é incluída uma representação do *ciclo do carbono*, permitindo o cálculo interativo de CO_2 atmosférico ou *emissões compatíveis*. Podem ser adicionados componentes adicionais (por exemplo, química atmosférica, *mantos de gelo*, vegetação dinâmica, ciclo de nitrogénio mas, também, modelos urbanos ou de culturas). Ver, também *Modelo climático*.

Modelo semi empírico Modelo em que os cálculos são baseados numa combinação de associações observadas entre variáveis e considerações teóricas relativas às variáveis através de princípios fundamentais (por exemplo, a conservação energética). Por exemplo, em estudos do nível do mar, os modelos semi empíricos referem-se, especificamente, a funções de transferência formuladas para prever a futura *alteração do nível médio global do mar* ou as contribuições para que isso aconteça, devido à futura alteração da *temperatura média global da superfície* ou ao *forçamento radiativo*.

Modos anulares Ver *Modo Anular do Norte (NAM)* e *Modo Anular do Sul (SAM)*.

Modo Anular do Norte (NAM) Uma flutuação de inverno na amplitude de um padrão caracterizado pela baixa pressão da superfície no Ártico e por fortes ventos ocidentais de latitudes médias. O NAM tem ligações com o vórtice polar norte na *estratosfera*. O seu padrão tem uma tendência para o Atlântico Norte e o seu índice tem uma grande correlação com o índice da *Oscilação do Atlântico Norte*. Ver Índice do NAM, Caixa 2.5.

Modo de variabilidade climática Estrutura espaço-tempo subjacente com um padrão espacial preferencial e variação temporal que ajuda a contabilizar as caraterísticas graves em variância e para as *telecon-*

exões. É frequentemente considerado um modelo de variabilidade para ser o produto de uma *padrão climático* espacial e de uma série temporal do *índice climático* associado.

Monção Uma monção é uma reversão sazonal tropical e subtropical nos ventos da superfície e precipitação associada, causada pelo aquecimento diferencial entre uma massa de terra em escala continental e o oceano adjacente. As chuvas de monção ocorrem, sobretudo, na terra durante o verão.

Não linearidade Um processo é chamado de *não linear* quando não existe qualquer relação simples proporcional entre a causa e o efeito. O *sistema climático* contém muitos processos não lineares, o que resulta num sistema com um comportamento potencialmente muito complexo. Tal complexidade pode levar a *alterações climáticas abruptas*. Ver, também *Caótico* e *Previsibilidade*.

Nível equivalente do mar (SLE) O nível equivalente do mar de uma massa de água (gelo, líquido ou vapor) é essa massa convertida num volume através de uma densidade de 1000 kg m^{-3} e dividida pela área atual da superfície do oceano de $3{,}625 \times 10^{14}$ m^2. Assim, 362,5 Gt de massa de água adicionados ao oceano vão provocar uma subida global do *nível médio do mar* de 1 mm. Ver, também *Alteração no nível do mar*.

Nível Extremo do Mar Ver *Maré de tempestade*.

Nível médio do mar A nível da superfície do oceano num determinado ponto calculado ao longo de um período prolongado de tempo, como um mês ou um ano. O nível médio do mar é muitas vezes utilizado como referência nacional à qual se referem as alturas na terra.

Nível relativo do mar Nível do mar medido por uma *marégrafo* em relação à terra em que se situa. Ver, também *Nível médio do mar* e *Alteração do nível do mar*.

Núcleos de condensação de nuvens (CCN) O conjunto de partículas de *aerossol* que servem como um local inicial para a condensação de água no estado líquido, o que pode levar à formação de gotículas de nuvem em condições típicas de formação da nuvem. O principal fator que determina quais as partículas de aerossol que são CCN numa determinada supersaturação é o seu tamanho.

Onda de calor Um período de tempo anormalmente quente e desconfortável. Ver, também *Período quente*.

Oscilação Austral Ver *El Niño - Oscilação Austral (ENSO)*.

Oscilação Decadal do Pacífico (PDO) O padrão e série temporal da primeira função ortogonal empírica da *temperatura da superfície do mar* no Pacífico Norte a norte dos 20°N. A PDO ampliada para cobrir toda a Bacia do Pacífico é conhecida como a Oscilação Interdecenal do Pacífico. A PDO e a IPO apresentam uma evolução temporal semelhante. Ver, também *Oscilação Decenal do Pacífico*.

Oscilação do Atlântico Norte (NAO) A Oscilação do Atlântico Norte consiste em variações opostas da pressão na superfície perto da Islândia e perto dos Açores. Corresponde, portanto, a flutuações na intensidade dos principais ventos do oeste no Atlântico até à Europa e, por conseguinte, a flutuações integradas nos *ciclones extratropicais* com os seus sistemas frontais associados. Ver Índice da NAO, Caixa 2.5.

Oscilação Madden-Julian (MJO) O maior componente individual responsável pela variabilidade atmosférica intrasazonal tropical (períodos de 30 a 90 dias). Esta oscilação propaga-se em direção ao este a uma velocidade de cerca de 5 m s^{-1} na forma de um acoplamento de grande escala entre a circulação atmosférica e uma *convecção* profunda. À medida que avança, é associada a grandes regiões com aumento ou redução da precipitação, sobretudo no oceano Índico e no oceano Pacífico ocidental. Cada evento da MJO dura aproximadamente 30 a 60 dias e, por isso, a MJO também é conhecida como a oscilação de 30 a 60 dias, ou como a oscilação intrasazonal.

Oscilação Quase-Bianual (QBO) Oscilação quase periódica do vento da zona equatorial entre os ventos do este e os ventos do oeste na *estratosfera* tropical com período médio de cerca de 28 meses. Os ventos máximos alternantes descendem da base da mesosfera até à *tropopausa* e são impulsionados pela energia ondulatória que se propaga até cima a partir da *troposfera*.

Oscilação/Variabilidade Multidecadal do Atlântico (AMO/AMV) Uma flutuação multidecedal (65- a 75- anos) no Atlântico Norte, na qual as *temperaturas da superfície do mar* passaram por fases quentes durante 1860 a 1880 e de 1930 a 1960 e fases frias durante 1905 a 1925 e de 1970 a 1990 com uma variedade de, aproximadamente, 0,4°C. Ver Índice da AMO, Caixa 2.5.

Óxido de azoto (N_2O) É um dos seis *gases de efeito de estufa* a ser mitigado no âmbito do *Protocolo de Quioto*. A principal *fonte antropogénica* de óxido de azoto é a agricultura (gestão dos solos e do estrume animal), mas também há contribuições importantes do tratamento de esgotos, combustão de combustíveis fósseis e processos industriais químicos. O óxido de azoto também é produzido naturalmente a partir de uma grande variedade de fontes biológicas no solo e na água, principalmente ação microbiana nas *florestas* tropicais húmidas.

Ozono O ozono, a forma triatómica de oxigénio (O_3), é um componente gasoso da atmosfera. Na *troposfera*, forma-se naturalmente e através de reações fotoquímicas com gases resultantes das atividades humanas (*smog*). O ozono troposférico atua como um *gás de efeito estufa*. Na *estratosfera*, forma-se através da interação entre a radiação ultravioleta solar e o oxigénio molecular (O_2). O ozono estratosférico desempenha um papel dominante no equilíbrio radiativo estratosférico. A sua concentração é mais elevada na *camada de ozono*.

Padrão climático Um conjunto de coeficientes que variam espacialmente obtidos por "projeção" (regressão) de variáveis climáticas numa série temporal de *índices climáticos* . Quando o índice climático é um componente principal, o padrão climático é um vetor automático da matriz de covariância, referida como uma *Função Empírica Ortogonal (EOF)* em climatologia.

Padrão de teleconexão Um mapa de correlação obtido pelo cálculo da correlação entre variáveis em diferentes locais espaciais e um *índice climático*. É o caso especial de um *padrão climático* obtido para variáveis padronizadas e um índice climático padronizado, ou seja, as variáveis e o índice são centrados e dimensionados para terem uma média zero e variação da unidade. Os mapas de teleconexão de um ponto são feitos através da seleção de uma variável num dos locais a ser o índice climático. Ver, também *Teleconexão*.

Padrão do Pacífico-América do Norte (PNA) Um padrão atmosférico ondulatório de grande escala que apresenta uma sequência de anomalias troposféricas nos sistemas de baixa e alta pressão desde a parte ocidental do Pacífico subtropical até à costa oriental da América do Norte. Ver índice do padrão do PNA, Caixa 2.5.

Paleoclima *Clima* existente em períodos anteriores ao desenvolvimento de instrumentos de medição, incluindo o tempo histórico e o geológico, para o qual apenas os registos climáticos *aproximados* estão disponíveis.

Parametrização Nos *modelos climáticos*, este termo refere-se à técnica utilizada para representar processos que não podem ser resolvidos explicitamente na *resolução* espacial ou temporal do modelo (processos em escala de sub grelha) por relações entre as variáveis de maior escala resolvidas por modelos e o efeito médio da área ou do tempo de tais processos em escala de sub grelha).

Parâmetro da Resposta Climática Uma forma de quantificar a resposta radiativa do *sistema climático* a uma alteração da *temperatura média global da superfície* induzida por um *forçamento radiativo*. Varia como o inverso da *sensibilidade climática eficaz*. Formalmente, o Parâmetro da Resposta Climática (α; unidades: W m^{-2} °C^{-1}) é definido como: $\alpha = (Q - F)/T$, onde Q é o forçamento radiativo médio global, T é a temperatura média global do ar da superfície, F é o fluxo térmico no oceano e representa uma alteração em relação a um *clima* imperturbável.

Parâmetro de sensibilidade climática Ver *sensibilidade climática*.

Patamares de Concentração Prolongada Ver *Patamares de Concentração Representativos*.

Patamares de Concentração Representativos (RCP) *Cenários* que incluem séries temporais de emissões e de concentrações do conjunto completo de *gases de efeito de estufa* e de *aerossóis* e gases quimicamente ativos, bem como a *utilização dos solos*/cobertura dos solos (Moss et al., 2008). A palavra *representativo* significa que cada RCP oferece apenas um de muitos cenários possíveis que levariam a caraterísticas específicas do *forçamento radiativo*. O termo *patamar* enfatiza que não só os níveis de concentração a longo prazo são de interesse mas também a trajetória tomada ao longo do tempo para alcançar esse resultado. (Moss et al., 2010).

Normalmente, os RCP referem-se à porção dos patamares de concentração se que prolongam até 2100, para os quais os Modelos de Avaliação Integrada produzem *cenários de emissões* correspondentes. *Patamares de Concentração Prolongada (ECP)* descrevem as extensões dos RCP de 2100 a 2500 que foram calculados com regras simples geradas por consultas às partes interessadas e não representam cenários inteiramente consistentes.

Foram selecionados quatros RCP dos Modelos de Avaliação Integrada da bibliografia publicada e são utilizados na atual Avaliação do IPCC como base para as *previsões climáticas* e as *projeções* apresentadas nos Capítulos 11 a 14:

RCP2.6 Um patamar onde o forçamento radiativo atinge, aproximadamente, 3 W m^{-2} antes de 2100 e, de seguida, declina (o ECP correspondente assume emissões constantes após 2100).

RCP4.5 e RCP6.0 Dois *patamares de estabilização* intermediários em que o forçamento radiativo está estabilizado a aproximadamente 4,5 W m^{-2} e 6,0 W m^{-2} após 2100 (o PCP correspondente assume emissões constantes após 2150).

RCP8.5 Um patamar elevado para cada forçamento radiativo é superior a 8,5 W m^{-2} em 2100 e continua a aumentar durante algum tempo (o PCP correspondente assume emissões constantes após 2250).

Para uma descrição adicional de cenários futuros, consulte Caixa 1.1.

Pegada O padrão de resposta *climática* no espaço e/ou no tempo a um determinado forçamento é comumente referido como uma pegada. Os padrões espaciais da resposta do nível do mar ao derretimento dos *glaciares* ou *mantos de gelo* (ou outras alterações na carga da superfície) também se denominam pegadas. As pegadas são utilizadas para detetar a presença desta resposta nas observações e costumam estimar-se através de simulações forçadas dos *modelos climáticos*.

Pequena Idade do Gelo (LIA) Um intervalo durante o último milénio caraterizado por uma série de extensas expansões de *glaciares* montanhosos e regressões moderadas entre eles, tanto no Hemisfério Norte como no Hemisfério Sul. O momento em que se produzem os diferentes avanços glaciares entre *regiões* e a LIA não está claramente definida no tempo. A maior parte das definições encontra-se no período de 1400 DC e de 1900 DE. As *reconstruções* atualmente disponíveis da temperatura média do Hemisfério Norte indicam que os períodos mais frios à escala hemisférica podem ter ocorrido entre 1450 e 1850 a.C. I

Percentis O conjunto de valores de partição que divide a população total de uma distribuição em 100 partes iguais, sendo que o percentil 50 corresponde à *média* da população.

Perda de radiação infravermelha no topo da atmosfera Radiação de saída líquida na parte infravermelha do espectro na parte superior da *atmosfera* Ver, também *Radiação terrestre*.

Período de renovação Ver *Tempo de Vida*.

Período de retorno Uma estimativa do intervalo de tempo médio entre as ocorrências de um evento (por exemplo, inundação ou precipitação extrema) de um tamanho ou intensidade definido (ou abaixo/ou acima). Ver, também *Valor de retorno*.

Período quente Um período de tempo anormalmente quente. Para os índices correspondentes, ver Caixa 2.4. Ver, também *Onda de calor*.

Período Quente Medieval (MWP) Um intervalo de condições relativamente quentes e outras anomalias *climáticas* notáveis, tais como uma *seca* mais extensa em algumas *regiões* continentais. Os limites deste intervalo não estão definidos claramente, existindo registo diferentes que mostram o começo e o término do aquecimento em alturas diferentes e alguns mostram o aquecimento intermitente. A maior parte das definições encontra-se no período de 900 a 1400 d.C. As *reconstruções* atualmente disponíveis da temperatura média do Hemisfério Norte indicam que o período mais quente na escala hemisférica pode ter ocorrido de 950 a 1250 d.C. Os registos e as reconstruções de temperatura atualmente disponíveis indicam que as temperaturas médias durante partes do PQM foram mesmo mais quentes no contexto dos últimos 2000 anos, embora o aquecimento possa não ter sido tão omnipresente nas estações e regiões geográficas como o aquecimento do século XX. Também se chama *Anomalia Climática Medieval*.

Permafrost Terreno (solo ou rochas, juntamente com gelo e material orgânico) que permanece a ou abaixo dos 0ºC durante, pelo menos, dois anos consecutivos. Ver, também *Permafrost perto da superfície*.

***Permafrost* perto da superfície** Um termo frequentemente utilizado nas aplicações dos *modelos climáticos* para fazer referência ao *permafrost* em profundidades próximas da superfície do solo (tipicamente abaixo de 3,5 m) Nos estudos de modelação, o permafrost perto da superfície é geralmente diagnosticado a partir das médias climáticas de 20 ou 30 anos, o que é diferente da definição convencional do permafrost. O desaparecimento do permafrost perto da superfície num local não impede a persistência a longo prazo do permafrost em maior profundidade. Ver, também *Camada ativa*, *Solo congelado* e *termocarste (thermokarst)*.

pH Unidade sem dimensões que medem a acidez da água (ou de qualquer solução) manifestada pela sua concentração de iões de hidrogénio (H^+). O pH mede-se numa escala logarítmica onde $pH = -\log_{10}(H^+)$. Assim, uma diminuição do pH de 1 unidade corresponde a um aumentos de 10 vezes na concentração de H^+ ou da acidez.

Plâncton Microrganismos que vivem nas camadas superiores dos sistemas aquáticos. É feita uma distinção entre o *fitoplâncton*, que dependem da *fotossíntese* para o seu abastecimento de energia e *zooplâncton*, que se alimentam de fitoplâncton.

Plataforma de gelo Uma placa de gelo flutuante de espessura considerável que se estende a partir da costa (normalmente de grande extensão horizontal com uma superfície ligeiramente inclinada) e que normalmente preenche baías na linha costeira de uma *manto de gelo*. Quase todas as plataformas de gelo estão na Antártida, onde a maior parte do gelo é descarregada para os fluxos do oceano através das plataformas de gelo.

Pleistoceno A Época do Pleistoceno é a primeira de duas épocas no Sistema *Quaternário* , que se estende desde 2,59 milhões de naos até ao início do *Holoceno* há 11,650 anos.

Plioceno A Época do Plioceno é a última época do Sistema *Neógeno* e estende-se desde 5,33 milhões de anos até ao início do *Pleistoceno* há 2,59 milhões de anos.

Ponto de inversão No *clima*, um limiar crítico hipotético quando as *alterações climáticas* globais ou regionais passam de um estado estável para outro estado estável. O ponto de inversão pode ser irreversível. Ver, também *Irreversibilidade*.

Potencial de Aquecimento Global (GWP) Um índice, baseado nas propriedades radiativas dos *gases de efeito de estufa*, que mede o *forçamento radiativo* seguindo uma emissão de impulsos de uma unidade de massa de um determinado gás de efeito de estufa na atual *atmosfera* integrada num horizonte temporal escolhido, relativo ao do *dióxido de carbono*. O GWP representa os efeitos combinados dos diferentes tempos em que estes gases permanecem na atmosfera e a sua eficácia relativa em provocar forçamento radiativo. O *Protocolo de Quioto* baseia-se no GWP de emissões de impulsos num período temporal de 100 anos.

Precursores Compostos atmosféricos que não são *gases de efeito de estufa* ou *aerossóis*, mas que influenciam as concentrações de gases de efeito estufa ou aerossóis ao intervir nos processos físicos ou químicos que regulam as suas taxas de produção ou destruição.

Predictabilidade Capacidade de prever os estados futuros de um

sistema com base no seu estado atual e estados anteriores. Como o conhecimento dos atuais e anteriores estados do *sistema climático* costumam ser imperfeitos, como são os modelos que utilizam este conhecimento para produzir uma *previsão climática* e porque o sistema climático é inerentemente *não linear* e *caótico*, a previsibilidade do sistema climático é inerentemente limitada. Mesmo com modelos e observações arbitrariamente precisos, ainda podem existir limites para a predictabilidade de um sistema tão não linear (AMS, 2000).

Pré-industrial Ver *Revolução Industrial*.

Previsão climática Ver *Previsão climática*.

Previsão climática Uma previsão climática ou *previsão climática* é o resultado de uma tentativa de produzir (a partir de um estado particular do *sistema climático*) uma estimativa da evolução real do *clima* no futuro, por exemplo, em escalas temporais sazonais, interanuais ou decenais. Como a evolução futura do sistema climático pode ser altamente sensível às condições iniciais, tais previsões são geralmente probabilísticas por natureza. Ver, também *Projeção climática*, *Cenário climático*, *Inicialização do modelo* e *Previsibilidade*.

Probabilidade A hipótese de ocorrer um resultado específico que possa ser estimado probabilisticamente. Isto é expresso neste relatório usando uma terminologia padrão, definida na Tabela 1.1. Ver, também *Confiança* e *Incerteza*.

Produtividade Primária Bruta (GPP) A quantidade de carbono fixado pelos autótrofos (por exemplo, plantas e algas).

Projeção Uma projeção é uma potencial evolução futura de uma quantidade ou conjunto de quantidades, muitas vezes calculada com a ajuda de um modelo Ao contrário das previsões, as projeções são condicionais em suposições a respeito de, por exemplo, futuros desenvolvimentos socioeconómicos e tecnológicos que podem ou não realizar-se. Ver, também *Previsão climática* e *Projeção climática*.

Projeção climática Uma *projeção* climática é a resposta simulada do *sistema climático* a um *cenário* de futuras emissões ou concentração de *gases de estufa* e *aerossóis*, geralmente derivada de *modelos climáticos*. As projeções climáticas são distintas dos *prognósticos climáticos* pela sua dependência do cenário de emissão/concentração/ *forçamento radiativo* utilizado que, por sua vez, é baseado em suposições que dizem respeito, por exemplo, a futuros desenvolvimentos socioeconómicos e tecnológicos que se podem realizar ou não. Ver, também *Cenário climático*.

Protocolo de Montreal O Protocolo de Montreal relativo a Substâncias que Esgotam a *Camada de Ozono* foi adotado em Montreal em 1987 e foi posteriormente ajustado e alterado em Londres (1990), Copenhaga (1992), Viena (1995), Montreal (1997) e Pequim (1999). Este protocolo contra o consumo e a produção de químicos que contêm cloro e bromo que destroem o *ozono* estratosférico, como os clorofluorcarbonetos, clorofórmio de metilo, tetracloreto de carbono e muitos outros.

Protocolo de Quioto O Protocolo de Quioto da *Convenção Quadro das Nações Unidas sobre Alterações Climáticas (UNFCCC)* foi adotado em 1997 em Quioto, no Japão, na Terceira Sessão da Conferência das Partes (COP) da UNFCCC. Contém compromissos juridicamente vinculativos, para além dos incluídos na UNFCCC. Os países incluídos no Anexo B do Protocolo (a maior parte são países da Organização para a Cooperação e Desenvolvimento Económico e países com economias em transição) concordaram reduzir as suas emissões de *gases de efeito estufa antropogénicos* (*dióxido de carbono*, *metano*, *óxido nitroso*, hidrofluorocarbonetos, perfluorocarbonetos e hexafluoreto de enxofre) em cerca de 5% abaixo dos níveis de 1990 no período de compromisso de 2008-2012. O Protocolo de Quioto entrou em vigor a 16 de fevereiro de 2005.

Proxy Um indicador *climático* proxy é um registo que é interpretado, utilizando princípios físicos e biofísicos, para representar alguma combinação de antigas variações relacionadas com o clima. Os dados relacionados com o clima derivados desta forma são referidos como dados proxy. Os exemplos de aproximação incluem *análise do pólen*, registos do *anel de crescimento*, espeleotemas, caraterísticas dos corais e vários dados derivados de sedimentos marinhos e *núcleos de gelo*. Os dados aproximados podem ser calibrados para fornecer uma informação quantitativa do clima.

Qualidade/fidelidade de previsão Medições do sucesso de uma *previsão* contra informação baseada em observações. Nenhuma medida isolada pode resumir todos os aspetos da qualidade das previsões e foi considerado um conjunto de *métricas* . As métricas serão diferentes para as previsões dadas de forma determinista e probabilística. Ver, também *Previsão climática*.

Quaternário O Sistema Quaternário é o último dos três sistemas que compõem a *Era Cenozoica* (65 milhões de anos até ao presente), que se estende desde 2,59 milhões de anos até à atualidade, e inclui as épocas do *Pleistoceno* e do *Holoceno* .

Radiação de onda curta Ver *Radiação solar*.

Radiação de onda longa Ver *Radiação terrestre*.

Radiação infravermelha Ver *Radiação terrestre*.

Radiação solar Radiação eletromagnética emitida pelo Sol com um espetro perto ao de um corpo negro com uma temperatura de 5770 K. A radiação atinge um pico nos comprimentos de onda do visível. Quando comparada à *radiação terrestre* é, muitas vezes, referido como *radiação de ondas curtas*. Ver, também *Insolação* e *Radiação solar global (TSI)*.

Radiação Solar Global (TSI) A quantidade total de *radiação solar* em watts por metro quadrado recebidas fora da *atmosfera* terrestre numa superfície normal à radiação incidente e da distância média da Terra ao Sol.

As medições fiáveis da radiação solar só podem ser feitas a partir do espaço e o registo preciso estende-se até 1978. O valor geralmente aceite é 1368 W^{-2} com uma precisão de cerca de 0,2%. Recentemente foi estimado a 1360,8 ± 0,5 W m^{-2} para o mínimo solar de 2008. As variações de poucos décimos de um por cento são comuns, normalmente associadas com a passagem de *manchas solares* em todo o disco solar. A variação do *ciclo solar* da RSG é da ordem de 0,1% (AMS, 2000). As alterações na parte ultravioleta do espetro durante um ciclo solar são comparativamente maiores (percentagem) do que na RSG. Ver, também *Insolação*.

Radiação solar recebida Ver *Insolação*.

Radiação terrestre Radiação emitida pela superfície da Terra, a *atmosfera* e as nuvens. Também é conhecida como *infravermelho térmico* ou *radiação de ondas longas* e deve ser distinguida da radiação de infravermelhos próximos que faz parte do espetro solar. A *radiação infravermelha*, em geral, tem uma faixa distinta de comprimentos de onda (*espectro*) maior do que o comprimento de onda da luz vermelha na parte visível do espectro. O espectro da radiação terrestre é quase distinto da radiação de ondas curtas ou *radiação solar* devido à diferença na temperatura entre o Sol e o sistema atmosférico da Terra. Ver, também, *Perda de radiação IV no topo da atmosfera*.

Radioisótopos cosmogénicos *Isótopos* radioativos raros que são criados pela interação de partículas de raio cósmico alta energia com núcleos de átomos. São frequentemente utilizados como indicadores de *atividade solar* que modula a intensidade dos raios cósmicos ou como marcadores de processos de transporte atmosféricos e também são chamados de *radionuclídeos cosmogénicos*.

Razão de mistura Ver *Fração molar*.

Reanálise As reanálises são estimativas de anteriores temperaturas atmosféricas e temperatura e correntes do vento ou oceanográficas, e outras quantidades, criadas pelo processamento de anteriores dados meteorológicos ou oceanográficos através da utilização de modelos de previsão meteorológica ou de circulação do oceano de última geração com técnicas de assimilação de dados. Ao utilizar a assimilação de dados fixos, evitam-se os efeitos do sistema de análise alterado que ocorre nas análises operacionais. Embora a continuidade seja melhorada, as reanálises globais ainda sofrem com a alteração da cobertura e com os preconceitos em relação aos sistema de observação.

Reconstrução (da variável climática) Abordagem para reconstruir as anteriores características temporais e espaciais da variável climática

dos preditores. Os preditores pode ser dados instrumentais se a reconstrução for utilizada para preencher dados em falta ou dados *aproximados* se forem utilizados para desenvolver reconstruções do *paleoclima*. Foram desenvolvidas vária técnicas para essa finalidade: métodos lineares baseados na regressão multivariada e métodos analógicos *Bayesianos* não lineares.

Redução global da luminosidade A redução global da luminosidade refere-se a uma redução generalizada da *radiação solar* recebida pela superfície da Terra a partir do ano 1961 até cerca de 1990.

Reflorestação Plantação de *florestas* em terrenos que tenham contido florestas anteriormente mas que foram convertidas para qualquer outra utilização. Para debater o termo *floresta* e termos relacionados como *florestação*, *reflorestação* e *desflorestação*, consulte o Relatório sobre Utilização dos solos, Alteração da utilização dos solos e Silvicultura do IPCC (IPCC, 2000). Consulte, também, o relatório sobre Definições e Opções Metodológicas para o Inventário de Emissões da Degradação direta induzida por humanos das Florestas e Destruição do Revestimento Vegetal de Outros Tipos de Vegetação (IPCC, 2003).

Região Uma região é um território caraterizado por caraterísticas geográficas e climatológicas específicas. O *clima* de uma região é afetado por caraterísticas à escala regional e local, como topografia, caraterísticas da *utilização dos solos* e dos lagos, assim como influências remotas de outras regiões. Ver, também *Teleconexão*.

Regime climático Um estado do *sistema climático* que ocorre mais frequentemente do que nos estados mais próximos devido a uma maior persistência ou recorrência mais frequente. Por outras palavras, um aglomerado no espaço de um estado climático associado com um máximo local na *função da densidade de probabilidade*.

Remoção de Dióxido de Carbono (CDR) Os métodos de Remoção de Dióxido de Carbono referem-se a um conjunto de técnicas que visam eliminar, diretamente, o CO_2 da *atmosfera*, quer seja (1) através do aumento de *reservatórios* naturais de carbono ou (2) utilizando engenharia química para eliminar o CO_2, com o intuito de reduzir a concentração de CO_2 atmosférico. Os métodos de CDR envolvem o oceano, a terra e tecnológicos , incluindo métodos como a *fertilização com ferro*, *florestação* em grande escala e captura direta de CO_2 da atmosfera utilizando meios de engenharia química. Allguns métodos de CDR enquadram-se na categoria de *geoengenharia*, havendo outros métodos específicos de CDR que, pela sua magnitude, escala e impacto das atividades, não fazem parte da geoengenharia. O limite entre a CDR e a *mitigação* não é clara e poderá existir alguma sobreposição entre as duas definições atuais dadas (IPCC, 2012, p. 2). Ver, também, *Gestão da Radiação Solar (SRM)*.

Reservatório Um componente do *sistema climático*, para além da *atmosfera*, que tem a capacidade de armazenar, acumular ou libertar uma substância perigosa, por exemplo, carbono, um *gás de efeito de estufa* ou um *precursor*. Os oceanos, solos e *florestas* são exemplos de reservatórios de carbono. *Conjunto* é um termo equivalente (note que a definição de conjunto inclui, muitas vezes, a atmosfera). A quantidade absoluta da substância perigosa contida dentro de uma reservatório num determinado momento chama-se *stock*.

Resolução Nos *modelos climáticos*, este termo refere-se à distância física (metros ou graus) entre cada ponto da grelha utilizado para calcular as equações. *Resolução temporal* refere-se ao intervalo de tempo ou ao tempo decorrido entre cada modelo de cálculo das equações.

Respiração O processo pelo qual os organismos vivos convertem matéria orgânica em *dióxido de carbono*, libertando energia e consumindo oxigénio molecular.

Respiração autotrófica *Respiração* por organismos (ex.: plantas e algas) *fotossintéticos* (ver *fotossíntese*).

Respiração heterotrófica A conversão de matéria orgânica em *dióxido de carbono* por organismos que não sejam autotróficos.

Resposta Ver *Resposta climática*.

Resposta climática Ver *Sensibilidade climática*.

Resposta Climática Transiente Ver *Sensibilidade climática*.

Resposta climática transiente às emissões cumulativas de CO_2 (TCRE) A alteração transiente média global da *temperatura à superfície por unidade cumulativa de emissões de CO_2*, geralmente é de 1 000 pentagramas. A TCRE combina a informação sobre a *fração atmosférica* das emissões de CO_2 acumulado (a fração do total de CO_2 emitido que permanece na *atmosfera*) e na *resposta climática transitória* (TCR).

Revolução Industrial Um período de rápido crescimento industrial com amplas consequências sociais e económicas, teve início na Grã-Bretanha durante a segunda metade do século XVIII e difundiu-se para a Europa e, mais tarde, para outros países, incluindo os Estados Unidos da América. A invenção da máquina a vapor foi um importante desencadeador deste desenvolvimento. A revolução industrial marca o início de um forte aumento na utilização de combustíveis fósseis e emissão de, sobretudo, *dióxido de carbono*de origem fóssil. Neste relatório os termos *pré-industrial* e *industrial* referem-se, de forma algo arbitrária, aos períodos antes e depois de 1750, respetivamente.

Seca Um período de tempo anormalmente seco, suficientemente longo para provocar um desequilíbrio hidrológico grave. A seca é um termo relativo; assim, qualquer discussão em termos de défice de precipitação devem referir-se à atividade relacionada com a precipitação que está em discussão. Por exemplo, a escassez de precipitação durante a estação de crescimento incide sobre a produção agrícola ou na função do *ecossistema* em geral (devido à desidratação da *humidade do solo*, também denominada *seca agrícola*) e durante a temporada de *escoamento* e percolação afeta principalmente o abastecimento de água (*seca hidrológica*. As alterações de armazenamento na humidade do solo e nas águas subterrâneas também são afetadas por aumentos na atual *evapotranspiração* , para além das reduções da precipitação. Um período com um défice de precipitação anormal é definido como uma*seca meteorológica*. Uma *mega seca* é uma seca muito longa e generalizada, com duração muito mais longa do que o normal, geralmente uma década ou mais. Para os índices correspondentes, ver Caixa 2.4.

Sensibilidade climática Nos relatórios do IPCC, a *Sensibilidade Climática de Equilíbrio* (unidades: °C) refere-se à alteração do equilíbrio (estado estável) na *temperatura média anual da superfície* na sequência de uma duplicação da *concentração atmosférica de dióxido de carbono equivalente*. Devido às limitações computacionais, a sensibilidade climática de equilíbrio num *modelo climático* é, por vezes, estimada através da utilização de um modelo atmosférico de circulação geral acoplado a um modelo da camada mista do oceano, porque a sensibilidade climática de equilíbrio é determinada, em grande parte, por processos atmosféricos. Os modelos eficientes podem ser utilizados para equilibrar um oceano dinâmico. O *parâmetro da sensibilidade climática* (unidades: °C (W m $^{-2})^{-1}$) refere-se à alteração do equilíbrio na temperatura média global anual da superfície depois de uma alteração da unidade no *forçamento radiativo*.

A *sensibilidade climática eficaz* (unidades: ºC) é uma estimativa da resposta da temperatura média global da superfície a uma duplicação da concentração de *dióxido de carbono* que é avaliada pelo resultado do modelo ou por observações para condições de desequilíbrio que evoluem. É uma medida das forças das *respostas climáticas*numa determinada altura e pode variar ao forçar a história e o estado do *clima* e, por isso, pode diferir da sensibilidade climática de equilíbrio

A *resposta climática transitória* (unidades: °C) é a alteração na temperatura média global da superfície calculada durante um período de 20 anos, centrada no momento da duplicação do dióxido de carbono atmosférico, numa simulação do modelo climático em que o CO_2 aumenta em 1% ano^{-1}. É uma medida da força e da rapidez da resposta da temperatura de superfície ao forçamento dos *gases de efeito de estufa* .

Sensibilidade climática eficaz Ver *Sensibilidade climática.*

Sensibilidade Climática de Equilíbrio Ver *Sensibilidade climática*.

Sensibilidade do Sistema Terrestre A resposta da temperatura de

equilíbrio do sistema acoplado da *atmosfera*, oceano, *criosfera,* vegetação, *ciclo do carbono a uma duplicação da concentração atmosférica de CO_2* é referida como a sensibilidade do sistema terrestre. Como permite que os componentes lentos (por exemplo, *mantos de gelo*, vegetação) do *sistema climático* se ajustem à perturbação externa, pode diferir substancialmente da *sensibilidade climática*derivada de modelos acoplados atmosfera-oceano.

Separação A rutura de peças de gelo distintas de um *glaciar*, *manto de gelo* ou de *plataforma de gelo* para um lago ou para a água do mar, produzindo icebergues. Isto é uma forma de perda de massa de um corpo de gelo. Ver, também *Equilíbrio/balanço de massas (de glaciares ou mantos de gelo)*.

Sequestração Ver *Absorção*.

Sistema climático O sistema climático é o sistema altamente complexo que é constituído por cinco componentes principais: a *atmosfera*, a *hidrosfera*, a *criosfera*, a *litosfera* e a *biosfera* e as interações entre eles. O sistema climático evolui no tempo sob a influência das suas próprias dinâmicas internas e devido aos *forçamentos externos* , tais como erupções vulcânicas, variações solares e forçamentos *antropogénicos* ,como a alteração da composição da atmosfera e *alteração da utilização dos solos*.

Sistema dinâmico Um processo ou conjunto de processos cuja evolução no tempo é regida por um conjunto de leis físicas deterministas. O *sistema climático* é um sistema dinâmico. Ver, também *Alteração climática abrupta*, *Caótica*, *Não linearidade* e *Previsibilidade*.

Solo congelado Solo ou rochas em que uma parte ou a totalidade da *água capilar* está congelada. O solo congelado inclui o *permafrost.* O solo que congela e descongela anualmente é chamado *solo sazonalmente congelado*.

Solo sazonalmente congelado Ver *Solo congelado*.

Sondador de Micro-ondas (MSU) Uma sonda de micro-ondas nos satélites de órbita polar da Administração Nacional do Oceano e da Atmosfera (NOAA) que estima a temperatura das camadas espessas da *atmosfera* através da medição da emissão térmica de moléculas de oxigénio a partir de um complexo de linhas de emissões perto de 60 GHz. Uma série de nove MSU começou a fazer este tipo de medição no fina de 1978. A partir de meados de 1998, uma série da continuação dos instrumentos, as Unidades de Sondagem por Micro-ondas Avançadas (AMSU), começaram a funcionar.

Stock Ver *Reservatório*.

Storm surge O aumento temporário, numa determinada localidade, na altura do mar devido a condições meteorológicas extremas (baixa pressão atmosférica e/ou ventos fortes). A *storm surge* é definida como sendo o excesso acima do nível esperado da variação das marés nessa altura e local.

Subducção Processo do oceano em que as águas superficiais entram no interior do oceano a partir da camada de mistura da superfície através do *bombeamento de Ekman* e *adveção* lateral. O último ocorre quando as águas superficiais são advectadas para uma região onde a camada da superfície local é menos densa e, por isso, deve deslizar para baixo da camada da superfície, normalmente sem qualquer alteração na densidade.

Sumidouro Qualquer processo, atividade ou mecanismo que remove um *gás de efeito de estufa*, um *aerossol* ou um *precursor* de um gás de efeito de estufa ou aerossol da *atmosfera*.

Talik Uma camada de solo descongelado todo o ano que reside nas áreas de *permafrost*.

Teleconexão Uma associação estatística entre variáveis climáticas em localizações espaciais amplamente separadas e geograficamente fixas. As teleconexões são causadas por grandes estruturas espaciais, como modos acoplados de variabilidade entre o oceano e a *atmosfera* em todas as bacias, módulos de ondas de Rossby, fluxos de latitudes médias e *trajetórias de tempestades*, etc. Ver, também *Padrão de teleconexão*.

Temperatura da Superfície Ver *Temperatura média global da superfície*, *temperatura do ar da superfície terrestre* e *temperatura da superfície do mar*.

Temperatura da superfície do mar (SST) A temperatura da superfície do mar é a temperatura total da subsuperfície nos poucos metros do topo do oceano, medida por navios, boias e flutuadores. Dos navios, as medições de amostras de água em baldes foram quase todas trocadas na década de 1940 para amostras de entrada de água no motor. Medições feitas por satélite da *temperatura da pele* (camada superior; uma fração de um milímetro de espessura) no infravermelho ou no centímetro superior ou no microondas também são utilizadas mas devem ser ajustadas para serem compatíveis com a temperatura total.

Temperatura do ar à superfície A temperatura do ar à superfície medida em abrigos bem ventilados sobre a terra, a 1,5 m acima do solo.

Temperatura do solo A temperatura do solo. Isto pode ser medido ou modelado em vários níveis dentro da profundidade do solo.

Temperatura média global da superfície Uma estimativa da temperatura média global do ar na superfície. Contudo, para alterações ao longo do tempo, apenas as anomalias, como ponto de partida da climatologia, são utilizadas normalmente na média global da anomalia da *temperatura da superfície do mar* e anomalia na *temperatura do ar da superfície terrestre*.

Tempo de ajustamento Ver *Duração*. Ver, também, *Tempo de Resposta*.

Tempo de resposta O tempo de resposta ou *tempo de adaptação* é o tempo necessário para que o *sistema climático* ou os seus componentes se reequilibrem a um novo estado, após um forçamento resultante de processos externos. É muito diferente para vários componentes do sistema climático. O tempo de resposta da *troposfera* é relativamente curto, de dias a semanas, enquanto que a *estratosfera* atinge o equilíbrio numa escala temporal de, normalmente, alguns meses. Devido à a sua grande capacidade térmica,, os oceanos têm um tempo de resposta muito maior: tipicamente décadas, mas até séculos ou milénios. O tempo de resposta do sistema de superfície-troposfera fortemente acoplado é, por conseguinte, lento comparado com o da estratosfera e principalmente determinado pelos oceanos. A *biosfera* pode responder rapidamente (por exemplo, a *secas*), mas também muito lentamente às mudanças impostas. Ver *tempo de vida* para uma definição diferente pertinente do tempo de resposta à taxa de processos que afetam a concentração de gases residuais.

Tempo de vida É um prazo geral utilizado para várias escalas temporais que carateriza o índice dos processos que afetam a concentração de gases residuais. Podem ser distinguidos os seguintes tempos de vida:

Período de renovação (T) (também chamado *tempo de vida atmosférica global*) é o rácio de massa *M* de um *reservatório* (por exemplo, composto gasoso na *atmosfera*) e a taxa total de remoção *S* do reservatório: $T = M/S$. Podem ser definidos diferentes períodos de renovação para cada processo de remoção. Na biologia do carbono do solo, isto é referido como o *Tempo Médio de Residência*.

Tempo de adaptação ou tempo de resposta (T_a) é a escala temporal que carateriza a decadência de uma entrada de impulso instantânea no reservatório. O termo *tempo de adaptação*também é utilizado para caraterizar a adaptação da massa de um reservatório, seguindo uma mudança drástica na força da *fonte* . *Meia vida*ou *constante de desintegração* utiliza-se para quantificar um processo de desintegração exponencial de primeira ordem. Ver *Tempo de resposta* para uma diferente definição pertinente das variações *climáticas* .

Por vezes, o termo *duração* é utilizado por simplicidade, como um substituto para *tempo de adaptação*.

Nos casos mais simples, em que a remoção global do composto é diretamente proporcional à massa total do reservatório, o tempo de adaptação é igual ao período de renovação: $T = T_a$. Um exemplo é o *CFC*-11, que é removido da atmosfera apenas por processos fotoquímicos na *estratosfera*. Nos casos mais complicados, onde estão

envolvidos vários reservatórios ou onde a remoção não é proporcional à massa total, a igualdade $T = T_a$ já não se mantém. *O dióxido de carbono (CO_2)* é um exemplo extremo. O seu período de renovação é de apenas cerca de 4 anos devido à rápida troca entre a atmosfera e o oceano e a biota terrestre. Contudo, uma grande parte do CO_2 é devolvido à atmosfera dentro de alguns anos. Assim, o tempo de ajuste do CO_2 na atmosfera é determinado pela taxa de remoção do carbono da camada superficial dos oceanos nas suas camadas mais profundas. Embora se possa dar um valor aproximado de 100 anos para o tempo de ajuste do CO_2na atmosfera, o ajuste real é mais rápido inicialmente e mais lento mais tarde. No caso do *metano (CH_4)*, o tempo de ajuste é diferente do período de retorno porque a remoção é feita, principalmente, através de uma reação química com o radical de hidroxilo (OH), a concentração do qual depende na concentração de CH_4. Assim, a taxa de remoção de CH_4 S não é proporcional à sua massa total *M*.

Tempo de vida atmosférico Ver *Duração*.

Tendência Neste relatório, a palavra *tendência* designa uma alteração, geralmente monótona no tempo, no valor de uma variável.

Termocarste (*thermokarst*) O processo pelo qual se formam relevos caraterísticos que resultam do degelo do *permafrost* rico em gelo ou do derretimento de gelo do solo maciço.

Termoclina A camada do gradiente vertical da temperatura máxima no oceano, situada entre a superfície do oceano e o oceano abissal. Nas regiões subtropicais, as suas fontes de água são tipicamente águas de superfície em latitudes elevadas que se *afundaram* (ver *Subdução*) e que se movimentaram em direção ao equador. Em latitudes elevadas, por vezes está ausente, substituído por uma *haloclina*, que é uma camada de um gradiente vertical de salinidade máximo.

Termosestérico Ver *Alteração do nível do mar*.

Trajetórias de tempestades Originalmente, um termo que se refere às trajetórias de sistemas meteorológicos ciclónicos individuais, mas atualmente muitas vezes generalizado para referir as principais *regiões* onde as trajetórias de distúrbios extratropicais ocorrem como sequências de sistemas de baixa (ciclónica) e alta (anticiclónica) pressão.

Transporte de Ekman O transporte total resultante de um equilíbrio entre a força de Coriolis e a pressão friccional devido à ação do vento na superfície do oceano. Ver, também *Ekman pumping*.

Troposfera A parte mais baixa da *atmosfera*, a partir da superfície até cerca de 10 km de altitude nas latitudes médias (variando de 9 km em latitudes altas a 16 km nos trópicos, em média), onde ocorrem nuvens e fenómenos meteorológicos. Na troposfera, as temperaturas normalmente diminuem com a altura. Ver, também *Estratosfera*.

Tropopausa A fronteira entre a *troposfera* e a *estratosfera*.

Último Máximo Glacial (LGM) O período durante a última *idade do gelo* onde os *glaciares* e os *mantos de gelo* atingiram o seu limite máximo, há aproximadamente 21 milhares de anos atrás. Este período tem sido amplamente estudado porque o *forçamento radiativo* e as condições limite são relativamente bem conhecidas.

Último Período Interglaciar (LIG) Ver *Interglaciares*.

Unidades Dobson (DU) Uma unidade para medir a quantidade total de *ozono* numa coluna vertical acima da superfície da Terra (*coluna de ozono total*). O número de Unidades Dobson é a espessura em unidades de 10^{-5} que a coluna de ozono ocuparia se fosse comprimida numa camada de densidade uniforme numa pressão de 1013 hPa e numa temperatura de 0°C. Uma DU corresponde a uma coluna de ozono que contém 2,69 x 10^{20} moléculas por metro quadrado. Um valor típico para a quantidade de ozono numa coluna da *atmosfera* da Terra, embora muito variável, é de 300 UD.

Utilização dos solos e alteração da utilização dos solos *Utilização dos solos* refere-se a todas as adaptações, atividades e resultados realizados num determinado tipo de cobertura terrestre (um conjunto de ações humanas). O termo *utilização dos solos*também é utilizado no sentido dos objetivos sociais e económicos para os quais os solos são geridos (por exemplo, pastoreio, extração e conservação de madeira). *Alteração da utilização dos solos* refere-se a uma alteração na utilização ou gestão dos solos por humanos, o que pode originar uma alteração na cobertura da terra. A alteração da cobertura da terra e da utilização dos solos pode ter impacto no *albedo* da superfície, *evapotranspiração*, *fontes* e *sumidouros* de *gases de efeito de estufa* ou outras propriedades do *sistema climático* e pode, assim, originar o *forçamento radiativo* e/ou outros impactos no *clima*, local ou globalmente. Consulte, também, o Relatório sobre Utilização dos Solos, Alteração na Utilização dos Solos e Silvicultura do IPCC (IPCC, 2000).

Valor de retorno O valor mais alto (ou, alternativamente, o mais baixo) de uma determinada variável que ocorre, em média, uma vez num determinado período de tempo (por exemplo, em 10 anos). Ver, também *Período de retorno*.

Variabilidade climática A variabilidade climática refere-se às variações no estado médio e outras estatísticas (como desvios padrão, a ocorrência de eventos climáticos extremos, etc.) do *clima* em todas as *escalas espaciais e temporais* para além dos eventos climáticos individuais. A variabilidade pode dever-se a processos internos naturais dentro do *sistema climático* (*variabilidade interna*) ou a variações no *forçamento externo antropogénico* ou natural (*variabilidade externa*). Ver, também, *Alteração climática*.

Variabilidade Decadal do Pacífico Variabilidade decenal a interdecenal acoplada da circulação atmosférica e do oceano subjacente na Bacia do Pacífico. É mais proeminente no Pacífico Norte, onde as flutuações na intensidade do sistema de baixas pressões invernal das Aleutas co variam com as *temperaturas da superfície do mar* no Pacífico Norte e estão vinculadas às variações decenais na circulação atmosférica, às temperaturas da superfície do mar e à circulação oceânica em toda a Bacia do Pacífico. Tais flutuações têm o efeito de modular o ciclo do *El Niño - Oscilação Austral*. As principais medidas da variabilidade centenária do Pacífico são o *Índice do Pacífico Norte (NPI)*, o índice da *Oscilação Decenal do Pacífico (PDO)* e o índice da *Oscilação Interdecenal do Pacífico (IPO)* , todos definidos na Caixa 2.5.

Variabilidade interna Ver *Variabilidade climática*.

Ventilação A troca de propriedades do oceano com a *camada superficial* atmosférica, de tal modo que as propriedades das concentrações se aproximam dos valores equilibrados com a *atmosfera* (AMS, 2000), e os processos que propagam estas propriedades no oceano interior.

Ventos ou correntes geostróficos Um vento ou corrente que está em equilíbrio com o gradiente de pressão horizontal e a força de Corialis e que, por isso, está fora da influência da fricção. Assim, o vento ou a corrente estão diretamente paralelos às isóbaras e a sua velocidade é proporcional ao gradiente de pressão horizontal.

Weathering A remoção gradual de CO_2 atmosférico através da dissolução de rochas de silicato e carbonato. Este processo pode ser físico (*weathering* mecânico) ou químico *weathering* químico).

Zona de Convergência Intertropical (ITCZ) A Zona de Convergência Intertropical é uma faixa equatorial zonal de baixa pressão, forte *convecção* e precipitação intensa perto do equador onde os ventos alísios do nordeste se cruzam com os ventos alísios do sudeste. Esta faixa move-se sazonalmente.

Zona de Convergência do Pacífico Sul (SPCZ) Uma faixa de convergência baixa, nebulosidade e precipitação que vai desde o oeste do Pacífico em direção à Polinésia Francesa, que é uma das mais importantes caraterísticas do *clima* subtropical do Hemisfério Sul. Partilha algumas caraterísticas com a *ITCZ*, mas é mais extratropical na natureza, especialmente a leste da linha da data.

Referências

AMS, 2000: *AMS Glossary of Meteorology*, 2ª ed. American Meteorological Society, Boston, MA, http://amsglossary.allenpress.com/glossary/browse.

Hegerl, G. C., O. Hoegh-Guldberg, G. Casassa, M. P. Hoerling, R. S. Kovats, C. Parmesan, D. W. Pierce e P. A. Stott, 2010: Good practice guidance paper on detection and attribution related to anthropogenic climate change. Em: *Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Detection and Attribution of Anthropogenic Climate Change* [T. F. Stocker, C. B. Field, D. Qin, V. Barros, G.-K. Plattner, M. Tignor, P. M. Midgley e K. L. Ebi (eds.)]. Unidade Técnica de Apoio do Grupo de Trabalho I do IPCC, University of Bern, Berna, Suíça.

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, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 116 págs.

IPCC, 1996: *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. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg e K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 572 págs.

IPCC, 2000: *Land Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [R. T. Watson, I. R. Noble, B. Bolin, N. H. Ravindranath, D. J. Verardo, e D. J. Dokken (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 377 págs.

IPCC, 2001: *Climate Change 2001: The Scientific Basis. Contribution of Working Group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noquer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell e C. A. Johnson (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 881 págs.

IPCC, 2003: Definitions and Methodological Options to Inventory Emissions from Direct Human-Induced Degradation of Forests and Devegetation of Other Vegetation Types [Penman, J., M. Gytarsky, T. Hiraishi, T. Krug, D. Kruger, R. Pipatti, L. Buendia, K. Miwa, T. Ngara, K. Tanabe e F. Wagner (eds.)]. The Institute for Global Environmental Strategies (IGES), Japão, 32 págs.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change.* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor e H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 996 págs.

IPCC, 2011: *Workshop Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Workshop on Impacts of Ocean Acidification on Marine Biology and Ecosystems* [C. B. Field, V. Barros, T. F. Stocker, D. Qin, K.J. Mach, G.-K. Plattner, M. D. Mastrandrea, M. Tignor e K. L. Ebi (eds.)]. Unidade Técnica de Apoio do Grupo de Trabalho II do IPCC, Carnegie Institution, Stanford, CA, EUA, 164 págs.

IPCC, 2012: *Meeting Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change Expert Meeting on Geoengineering* [O. Edenhofer, R. Pichs-Madruga, Y. Sokona, C. Field, V. Barros, T. F. Stocker, Q. Dahe, J. Minx, K. Mach, G.-K. Plattner, S. Schlömer, G. Hansen e M. Mastrandrea (eds.)]. Unidade Técnica de Apoio do Grupo de Trabalho III do IPCC, Potsdam Institute for Climate Impact Research, Potsdam, Alemanha, 99 págs.

Manning, M., et al., 2004: *IPCC Workshop on Describing Scientific Uncertainties in Climate Change to Support Analysis of Risk of Options*. Workshop Report. Unidade Técnica de Apoio do Grupo de Trabalho I do IPCC, Boulder, CO, EUA, 138 págs.

Mastrandrea, M. D., C. B. Field, T. F. Stocker, O. Edenhofer, K. L. Ebi, D. J. Frame, H. Held, E. Kriegler, K. J. Mach, P. R. Matschoss, G.-K. Plattner, G. W. Yohe e F. W. Zwiers, 2010: *Guidance Note for Lead Authors of the IPCC Fifth Assessment Report on Consistent Treatment of Uncertainties*. Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas (IPCC). http://www.ipcc.ch.

Moss, R. e S. Schneider, 2000: *Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to Lead Authors for More Consistent Assessment and Reporting*. Em: Material de Apoio do IPCC: Guidance Papers on Cross Cutting Issues in the Third Assessment Report of the IPCC. [Pachauri, R., T. Taniguchi e K. Tanaka (eds.)]. Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas, Genebra pp. 33–51.

Moss, R., et al., 2008: *Towards new scenarios for analysis of emissions, climate change, impacts and response strategies*. Painel Intergovernamental sobre Alterações Climáticas, Genebra 132 págs.

Moss, R. et al., 2010: The next generation of scenarios for climate change research and assessment. *Nature*, **463**, 747–756.

Naki enovi , N. e R. Swart (eds.), 2000: *Special Report on Emissions Scenarios*. *A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, Reino Unido e Nova Iorque, NI, EUA, 599 págs.

Schwartz, S.E., e P. Warneck, 1995: Units for use in atmospheric chemistry. *Pure Appl. Chem.*, **67**, 1377–1406.

REPÚBLICA PORTUGUESA

MAR

IPMA

Instituto Português do Mar e da Atmosfera