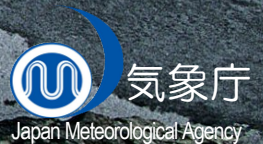


気候変動 2013

自然科学の根拠

政策決定者向け要約



気象庁記

WG I

気候変動に関する政府間パネル

第 5 次評価報告書

第 1 作業部会報告書



気候変動 2013：自然科学的根拠

気候変動に関する政府間パネル 第 5 次評価報告書 第 1 作業部会報告書

政策決定者向け要約

編集

Thomas F. Stocker
Working Group I Co-Chair
University of Bern

Dahe Qin
Working Group I Co-Chair
China Meteorological Administration

Gian-Kasper Plattner
Director of Science

Melinda M.B. Tignor
Director of Operations

Simon K. Allen
Senior Science Officer

Judith Boschung
Administrative Assistant

Alexander Nauels
Science Assistant

Yu Xia
Science Officer

Vincent Bex
IT Officer

Pauline M. Midgley
Head

Working Group I Technical Support Unit

注意

この資料は、IPCC 第 5 次評価報告書第 1 作業部会報告書政策決定者向け要約 (Summary for Policymaker) を、気象庁が翻訳したものである。
この翻訳は、IPCC ホームページに掲載されている報告書 (2013 年 11 月 11 日公開) :
http://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/docs/WGIAR5_SPM_brochure_en.pdf
をもとにしている。

国連機関である IPCC は、6 つの国連公用語のみで報告書を発行する。
そのため、IPCC 報告書「気候変動 2013—自然科学的根拠」政策決定者向け要約の翻訳である本書は、IPCC の公式訳ではない。
本書は、原文の表現を最も正確に表すために気象庁が作成したものである。

*As a UN body the IPCC publishes reports only in the six official UN languages.
This translation of Summary for Policymakers of the IPCC Report "Climate Change 2013 - The Physical Science Basis" is therefore not an official translation by the IPCC.
It has been provided by the Japan Meteorological Agency with the aim of reflecting in the most accurate way the language used in the original text.*

気象庁訳 (2014 年 7 月 1 日版)

※ 訳注は巻末にまとめて記してある。

翻訳 気象庁

表紙の画像: ノルウェーのソールフィヨルド高原のフォルゲフォンナ氷河 (Folgefonna glacier on the high plateaus of Sørkjorden, Norway (60°03' N - 6°20' E)) © Yann Arthus-Bertrand / Altitude.

© 2013 Intergovernmental Panel on Climate Change

© 2014 気象庁

政策決定者向け要約

政策決定者向け要約

原稿執筆者：

Lisa V. Alexander (Australia), Simon K. Allen (Switzerland/New Zealand), Nathaniel L. Bindoff (Australia), François-Marie Bréon (France), John A. Church (Australia), Ulrich Cubasch (Germany), Seita Emori (Japan), Piers Forster (UK), Pierre Friedlingstein (UK/Belgium), Nathan Gillett (Canada), Jonathan M. Gregory (UK), Dennis L. Hartmann (USA), Eystein Jansen (Norway), Ben Kirtman (USA), Reto Knutti (Switzerland), Krishna Kumar Kanikicharla (India), Peter Lemke (Germany), Jochem Marotzke (Germany), Valérie Masson-Delmotte (France), Gerald A. Meehl (USA), Igor I. Mokhov (Russian Federation), Shilong Piao (China), Gian-Kasper Plattner (Switzerland), Qin Dahe (China), Venkatachalam Ramaswamy (USA), David Randall (USA), Monika Rhein (Germany), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (USA), Drew Shindell (USA), Thomas F. Stocker (Switzerland), Lynne D. Talley (USA), David G. Vaughan (UK), Shang-Ping Xie (USA)

原稿執筆協力者：

Myles R. Allen (UK), Olivier Boucher (France), Don Chambers (USA), Jens Hesselbjerg Christensen (Denmark), Philippe Ciais (France), Peter U. Clark (USA), Matthew Collins (UK), Josefino C. Comiso (USA), Viviane Vasconcellos de Menezes (Australia/Brazil), Richard A. Feely (USA), Thierry Fichefet (Belgium), Arlene M. Fiore (USA), Gregory Flato (Canada), Jan Fuglestad (Norway), Gabriele Hegerl (UK/Germany), Paul J. Hezel (Belgium/USA), Gregory C. Johnson (USA), Georg Kaser (Austria/Italy), Vladimir Kattsov (Russian Federation), John Kennedy (UK), Albert M. G. Klein Tank (Netherlands), Corinne Le Quéré (UK), Gunnar Myhre (Norway), Timothy Osborn (UK), Antony J. Payne (UK), Judith Perlwitz (USA), Scott Power (Australia), Michael Prather (USA), Stephen R. Rintoul (Australia), Joeri Rogelj (Switzerland/ Belgium), Matilde Rusticucci (Argentina), Michael Schulz (Germany), Jan Sedláček (Switzerland), Peter A. Stott (UK), Rowan Sutton (UK), Peter W. Thorne (USA/Norway/UK), Donald Wuebbles (USA)

本政策決定者向け要約の引用時の表記方法：

IPCC, 2013: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [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, United Kingdom and New York, NY, USA.

A. 序

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の第1作業部会による第5次評価報告書(AR5)は、気候システムの観測、古気候の記録、気候の諸過程に関する理論的研究、気候モデルを用いたシミュレーションによる、多くの独立した科学的な分析に基づいた気候変動^{訳注A}の新しい証拠を検討している。これはIPCC第4次評価報告書(AR4)の第1作業部会報告書を踏まえ、その後になされた研究による新しい知見を盛り込んでいる。第5次評価サイクルの成果の一つである、『気候変動への適応推進に向けた極端現象及び災害のリスク管理に関する特別報告書』(以下、SREXと記す)は、変わりつつある極端な気象と気候に関する情報の重要な根拠となっている。

本政策決定者向け要約(SPM)は第1作業部会報告書の構成に従っている。その記述の大筋は(黄褐色の背景で)強調されている一連の結論で支えられており、これらの結論全体をまとめると簡潔な要約となる。各節は、評価の方法論的基礎の概要を示す斜体字で書かれた簡潔な段落で始まっている。

本報告書における、主要な知見の確実性の度合いについては、基本的な科学的理解の執筆者チームによる評価に基づいており、確信度を定性的な階級(非常に低いから非常に高いまで)で表し、可能であれば定量的な可能性(ほぼあり得ないからほぼ確実まで)を確率的に表す。知見の妥当性の確信度は、証拠の種類や量、質、一貫性(例えば、データ、メカニズムの理解、理論、モデル、専門家の判断)及び見解の一致度¹に基づいている。知見の不確実性の定量的な確率的見積もりは、観測値あるいはモデル結果、あるいはその両方の統計的分析や、専門家の判断²に基づいている。適切な場合には、知見は不確実性の表現を用いず事実の言明として述べている(IPCCが不確実性を表現するために用いている特定の用語についての詳細は、1章及びBox TS.1を参照)。

本政策決定者向け要約の各段落の重要な内容の根拠は本体報告書の章節及び技術要約に記載されている。それぞれの参照すべき箇所を波括弧で示す。

B. 気候システムの観測された変化

気候システムの観測は、直接観測や、衛星及び他の観測プラットフォームによる遠隔測定(リモートセンシング)に基づいている。測器による世界規模での観測は、気温及びその他の要素については19世紀半ばから始まり、1950年以降はより包括的で多様な観測結果が利用できるようになっている。古気候の復元は、いくつかの記録を過去数百年から数百万年にまでさかのぼって拡張している。それらは合わせて大気、海洋、雪氷圏、陸域の地表面の変動性及び長期的変化について包括的な展望を与えている。

気候システムの温暖化には疑う余地がなく、また1950年代以降、観測された変化の多くは数十年から数千年間にわたり前例のないものである。大気と海洋は温暖化し、雪氷の量は減少し、海面水位は上昇し、温室効果ガス濃度は増加している(図SPM.1、図SPM.2、図SPM.3、図SPM.4を参照)。^{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 本政策決定者向け要約では、利用できる証拠を記述するために、「限られた」、「中程度の」、「確実な」を見解の一致度を記述するために、「低い」、「中程度の」、「高い」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の5段階の表現を用い、「*中程度の確信度*」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は1章及びBox TS.1を参照)。
- 2 本政策決定者向け要約では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」：発生確率が99~100%、「可能性が非常に高い」：発生確率が90~100%、「可能性が高い」：発生確率が66~100%、「どちらも同程度」：発生確率が33~66%、「可能性が低い」：発生確率が0~33%、「可能性が非常に低い」：発生確率が0~10%、「ほぼあり得ない」：発生確率が0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」：発生確率が95~100%、「どちらかと言えば」：発生確率が>50~100%、「可能性が極めて低い」：発生確率が0~5%。可能性の評価結果は、「*可能性が非常に高い*」のように斜体字で記述する(詳細は1章及びBox TS.1を参照)。

B.1 大気

地球の表面では、最近 30 年の各 10 年間はいずれも、1850 年以降の各々に先立つどの 10 年間よりも高温でありつづけた(図 SPM.1 を参照)。北半球では、1983～2012 年は過去 1400 年において最も高温の 30 年間であった**可能性が高い(中程度の確信度)**。{2.4, 5.3}

- 陸域と海上を合わせた世界平均地上気温は、線形の変化傾向から計算すると、独立して作成された複数のデータセットが存在する1880年から2012年の期間に0.85 [0.65～1.06]°C³上昇している。1850～1900年の期間平均に対する2003～2012年の期間平均の上昇量は、現時点で最も長期間にわたっている単一のデータセットに基づく、0.78 [0.72～0.85]°Cである⁴(図SPM.1を参照)。{2.4}
- 地域的な変化傾向の計算が十分そろった最も長い期間(1901年から2012年)では、ほとんど地球全体で地上気温の上昇が起きている(図SPM.1を参照)。{2.4}
- 数十年にわたる明確な温暖化に加えて、世界平均地上気温はかなりの大きさの十年規模や年々での変動性を含んでいる(図SPM.1を参照)。自然の変動性のために、短期間の記録に基づく変化傾向はその期間の始めと終わりの選び方に非常に敏感であり、一般には長期的な気候の変化傾向を反映しない。一例として、強いエルニーニョ現象の年から始まる過去15年の気温の上昇率(1998～2012年で、10年当たり0.05 [–0.05～0.15]°C)は1951年以降について求めた気温の上昇率(1951～2012年で、10年当たり0.12 [0.08～0.14]°C)⁵より小さい。{2.4}
- 大陸規模の地上気温の復元によると、**高い確信度**で、中世気候異常(950年から1250年)の期間にはいくつかの地域で20世紀後半と同程度に温暖な数十年間があった。これらの地域的な高温期は、20世紀後半における温暖化のようにいくつもの地域にわたって一貫して発生したものではなかった(**高い確信度**)。{5.5}
- 20世紀半ば以降、世界的に対流圏が昇温していることは**ほぼ確実**である。より完全な観測により、北半球の温帯では他地域に比べてより高い信頼性をもって対流圏の気温変化を推定することが可能である。気温の上昇率やその鉛直構造については、北半球温帯の対流圏では**確信度が中程度**であり、その他の地域では**確信度が低い**。{2.4}
- 1901年以降の世界の陸域で平均した降水量の変化の**確信度**は、1951年まででは**低く**、それ以降は**中程度**である。北半球中緯度の陸域平均では、降水量が1901年以降増加している(1951年までは**中程度の確信度**、それ以降は**高い確信度**)。その他の緯度帯については、領域平均した長期的な増加又は減少の変化傾向の**確信度は低い**(図SPM.2を参照)。{TS TFE^{訳注B.1} 図2, 2.5}
- 1950 年頃以降、多くの極端な気象及び気候現象の変化が観測されてきた(詳細は表 SPM.1 を参照)。世界規模で、寒い日や寒い夜の日数が減少し、暑い日や暑い夜の日数が増加した**可能性が非常に高い**⁶。ヨーロッパ、アジア、オーストラリアの大部分で熱波の頻度が増加している**可能性が高い**。陸域での強い降水現象の回数が増加している地域は、減少している地域よりも多い**可能性が高い**。強い降水現象の頻度もしくは強度は、北アメリカとヨーロッパで増加している**可能性が高い**。他大陸では、強い降水現象の変化の**確信度**はせいぜい**中程度**である。{2.6}

3 第5次評価報告書第1作業部会報告書では、特に明記しない限り不確実性の範囲は90%の信頼区間で定量的評価がなされている。90%の信頼区間の範囲は、角括弧で示されており、推定すべき対象の真の値をその範囲に含んでいる可能性が90%であることを意味する。信頼区間の範囲は、必ずしも対応する最良の推定値を中心として対称であるとは限らない。最良の推定値が求められる場合にはその値も示される。

4 この段落で提示されている二つの手法は第4次評価報告書でも使われた。第一の手法では、1880年と2012年の間のすべての年の値を用いて、それらに最も良く適合する線形の変化傾向を使って差を算出する。第二の手法では、1850～1900年と2003～2012年の二つの期間の平均値の差を算出する。このため、それぞれの手法で求めた数値及び90%信頼区間を直接比較することはできない{2.4}。

5 1995、1996、1997の各年から始まる15年間の変化傾向はそれぞれ10年当たり0.13 [0.02～0.24]°C、10年当たり0.14 [0.03～0.24]°C、10年当たり0.07 [–0.02～0.18]°Cである。

6 寒い日、寒い夜、暑い日、暑い夜、熱波の定義は用語集を参照。

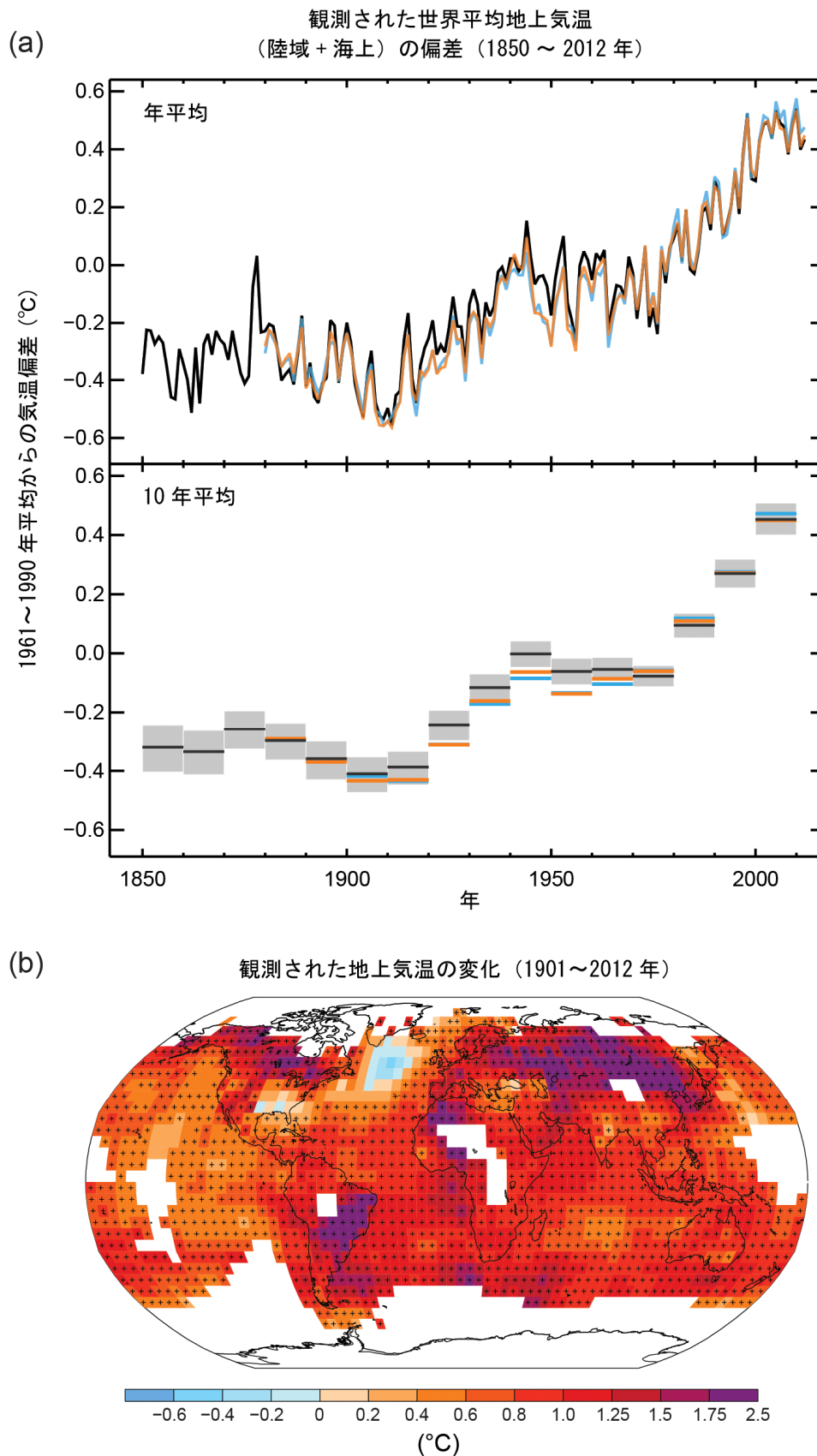


図 SPM.1: (a) 3つのデータセットによる、1850年から2012年までに観測された陸域と海上とを合わせた世界平均地上気温の偏差。上図: 年平均值、下図: 10年ごとの平均値(黒色のデータセットについては不確実性の推定を含む)。1961~1990年平均からの偏差。(b) 図aのオレンジ色のデータセットから線形回帰で求めた気温の変化傾向による1901年から2012年の地上気温変化の分布。変化傾向は、データが有効で確実な推定が可能である場所(すなわち、70%以上の完全な記録がそろっており、かつ期間の最初の10%と最後の10%においてそれぞれ20%以上のデータが利用可能な格子のみ)について計算されている。それ以外の領域は白色としている。危険率10%の水準で変化傾向が有意である格子点を+の記号で示す。データセットの一覧と、更に詳細な技術情報は、技術要約の補足資料を参照。{図 2.19~2.21、図 TS.2}

表 SPM.1: 気象及び気候の極端現象：近年観測された変化の世界規模の評価、その変化に対する人間活動の寄与、21 世紀初頭 (2016～2035 年) 及び 21 世紀末 (2081～2100 年) の将来変化予測。太字は、第 5 次評価報告書(黒)において『気候変動への適応推進に向けた極端現象及び災害のリスク管理に関する特別報告書(SREX)』(青)又は第 4 次評価報告書(赤)から改訂された世界規模の評価を示す。21 世紀初頭の予測はこれまでの評価報告書には載せていなかった。第 5 次評価報告書の予測は、1986～2005 年平均を基準としており、特に断らない限りは新しい代表的濃度経路(RCP)シナリオ (Box SPM.1 を参照) を使用している。気象及び気候の極端現象の定義は用語集を参照。

現象及び変化傾向	変化発生の評価 (特に断らない限り 1950 年以降)	観測された変化に対する 人間活動の寄与の評価	将来変化の可能性	
			21 世紀初頭	21 世紀末
ほとんどの陸地で 寒い日や寒い夜の 頻度の減少や昇温	可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い	{2.6} 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い	{10.6} 可能性が非常に高い 可能性が高い 可能性が高い	{11.3} ほぼ確実 ほぼ確実 ほぼ確実
ほとんどの陸地で 暑い日や暑い夜の 頻度の増加や昇温	可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い	{2.6} 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い	{10.6} 可能性が非常に高い 可能性が高い 可能性が高い(夜のみのみ)	{11.3} ほぼ確実 ほぼ確実 ほぼ確実
ほとんどの陸地で 継続的な高温/熱波の 頻度や持続期間の増加	世界規模で確信度が中程度 ヨーロッパ、アジア、オーストラリアの大部分で可能性が高い 多くの(すべてではない)地域で確信度が中程度 可能性が高い	{2.6} 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い	{10.6} 可能性が高い ^(a) 正式に評価されていない 正式に評価されていない どちらかと言えば	{11.3} 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い
大雨の頻度、強度、 大雨の降水量の増加	減少している陸域より増加している陸域のほうが多い可能性が高い ^(c) 減少している陸域より増加している陸域のほうが多い可能性が高い ほとんどの陸域で可能性が高い	{2.6} 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い	{7.6, 10.6} 確信度が中程度 確信度が中程度 どちらかと言えば	{11.3} 多くの陸域で可能性が高い 多くの陸域で可能性が非常に高い 多くの地域で可能性が高い ほとんどの陸域で可能性が非常に高い
干ばつの強度や 持続期間の増加	世界規模で確信度が低い いくつかの地域で確信度が高い ^(d) いくつかの地域で確信度が中程度 1970 年以降多くの地域で可能性が高い ^(e)	{2.6} 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い	{10.6} 確信度が低い ^(a) 確信度が中程度 ^(f) どちらかと言えば	{11.3} 確信度が低い ^(a) 確信度が中程度 ^(f) 可能性が高い ^(e)
強い熱帯低気圧の 活動度の増加	長期(百年規模)変化の確信度が低い 1970 年以降北大西洋でほぼ確実 確信度が低い 1970 年以降いくつかの地域で可能性が高い	{2.6} 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い 可能性が非常に高い	{10.6} 確信度が低い ⁽ⁱ⁾ 確信度が低い どちらかと言えば	{11.3} 確信度が低い ⁽ⁱ⁾ 確信度が低い ⁽ⁱ⁾ 可能性が高い ^(e)
極端に高い潮位の 発生や高さの増加	可能性が高い(1970 年以降) 可能性が高い(20 世紀後半) 可能性が高い	{3.7} 可能性が高い 可能性が高い 可能性が高い	{3.7} 可能性が高い ^(j) 可能性が高い ^(k) どちらかと言えば	{13.7} 可能性が非常に高い ^(l) 可能性が非常に高い ^(m) 可能性が高い

* 評価結果を報告書間で直接比較することは困難である。いくつかの気候要素は異なる側面で評価され、また、SREX と第 5 次評価報告書では改訂された不確実性に関する指針を用いている。新しい情報を利用してできるようになったこと、科学的理解が向上したこと、データとモデルの解析の継続、評価された手法の研究で用いられた手法の細かな差異は、全て改訂された評価結果に寄与している。

注釈:

- 原因特定は利用可能な事例研究結果に基づく。いくつかの場所では観測された熱波について、人間活動の影響で発生確率が 2 倍以上に増加した可能性が高い。
- モデルは近未来においても熱波や継続的な高温の持続期間や強度、空間的な広がりが増加すると予測している。
- ほとんどの大陸において、変化傾向の確信度は中程度より高くはない。ただし、季節や地域による違いはあるものの大雨の頻度ないし強度が増加している可能性が高い北アメリカとヨーロッパはその限りでない。北アメリカ中央部では増加している可能性が非常に高い。
- 干ばつの頻度や強度は、地中海と西アフリカで増加した可能性が高く、北アメリカ中央部とオーストラリア北西部で減少した可能性が高い。
- 第 4 次評価報告書では、干ばつの影響を受ける面積を評価した。
- SREX では、降水と気温の変化に対する人為的影響の評価に基づいて、20 世紀後半に観測された干ばつのパターンのいくつかの変化に対して人為的影響が寄与していたことの確信度は中程度であると評価した。
- 土壌水分の変化は干ばつの確信度は低い。
- RCPP8.5 シナリオでは、今世紀の終わりまでに、現在の乾燥地域において、地域規模から世界規模の予測では土壌水分が減少し農業量が増加する可能性が高い(確信度は中程度)。地中海や米国南西部、アフリカ南部における土壌水分の減少は、予測されているハドレー循環の変化や地上気温の上昇と整合しており、RCPP8.5 シナリオにおいて今世紀の終わりまでに、これらの地域で地表面が乾燥化する可能性は高く、確信度も高い。
- 北大西洋におけるエーローソル強制力の減少が、この地域で観測された 1970 年代以降の熱帯低気圧活動度の増加に、少なくとも部分的に寄与していることの確信度は中程度である。
- SRES A1B(もしくは類似の)シナリオを用いた予測について専門家が判断、評価した結果に基づいている。
- 原因特定は、観測された極端に高い潮位と平均海面水位の変化の間に密接な関係があることに基づいている。
- 極端に高い潮位の増加が主に平均海面水位の上昇の結果であること(確信度は高い)。激しい風雨やそれに伴う潮位上昇について地域を特定した予測の確信度は低い。
- SREX では、平均海面水位の上昇が沿岸部における将来の極端に高い潮位に寄与する可能性が非常に高いことを示した。

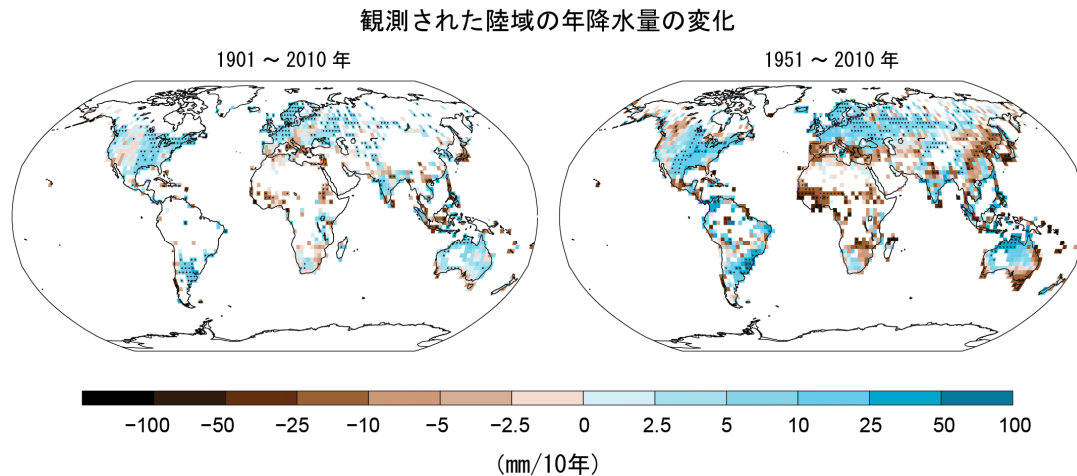


図 SPM.2: 一つのデータセットに基づく、1901 年から 2010 年及び 1951 年から 2010 年の期間に観測された、降水量変化の分布図(年降水量の変化傾向は図 SPM.1 と同じ判定基準を用いて計算されている)。更に詳細な技術情報は、技術要約の補足資料を参照。{TS TFE.1 図 2、図 2.29}

B.2 海洋

海洋の温暖化は気候システムに蓄積されたエネルギーの増加量において卓越しており、**1971 年から 2010 年の間に蓄積されたエネルギーの 90%以上を占める(高い確信度)**。**1971 年から 2010 年において、海洋表層(0~700 m)で水温が上昇したことはほぼ確実であり(図 SPM.3 を参照)、また 1870 年代から 1971 年の間に水温が上昇した可能性が高い。**{3.2、Box 3.1}

- 世界規模で、海洋の温暖化は海面付近で最も大きく、1971年から2010年の期間において海面から水深75 mの層は10年当たり0.11 [0.09~0.13]°C昇温した。第4次評価報告書以降、海洋表層の水温観測記録に測器バイアスが確認され、それが軽減されたことにより、変化の評価における確信度が高まっている。{3.2}
- 1957年から2009年の間に水深700~2000 mの層で海洋は温暖化した可能性が高い。1992年から2005年の期間については、2000 m以深の水温変化を世界全体で評価するのに十分な観測が利用可能である。この期間において、2000~3000 mの間で観測された水温に有意な変化傾向はなかった可能性が高い。この期間において、3000 mから海底までの層で海洋は温暖化した可能性が高く、最も大きな温暖化は南極海で観測されている。{3.2}
- 比較的良くデータが取得されている1971年から2010年の40年間に、気候システムにおける正味のエネルギー増加量の60%以上は海洋の表層(0~700 m)に蓄積されており、約30%は海洋の700 m以深に蓄積されている。線形の変化傾向から見積もられたこの期間における海洋表層の貯熱量の増加は $17 [15\sim19] \times 10^{22} \text{ J}^7$ である可能性が高い(図SPM.3を参照)。{3.2、Box 3.1}
- 水深0~700 mの海洋貯熱量が2003年から2010年の間で1993年から2002年の間と比べてよりゆっくりと増加しているかどうかの可能性はどちらも同程度である(図SPM.3を参照)。経年変動性がより小さい水深700~2000 mの海洋への熱の取り込みは、1993年から2009年の間に衰えることなく続いている可能性が高い。{3.2、Box 9.2}
- 1950年代以降、蒸発が卓越している高塩分領域では塩分はより高くなり、一方で降水が卓越している低塩分領域では塩分はより低下している可能性が非常に高い。これらの海洋塩分の地域的な変化傾向は、海上の蒸発量と降水量が変化していることの間接的な証拠である(中程度の確信度)。{2.5、3.3、3.5}
- 約十年にわたる大西洋子午面循環(AMOC)の全体の記録と、更に長期にわたるAMOCの個別の要素の記録に基づく、AMOCの変化傾向を示す観測上の証拠はない。{3.6}

7 1 Wm^{-2} の一定の割合で1年間海面を通じて熱が供給されると、海洋の貯熱量は $1.1 \times 10^{22} \text{ J}$ 増加する。

B.3 雪氷圏

過去 20 年にわたり、グリーンランド及び南極の氷床の質量は減少しており、氷河はほぼ世界中で縮小し続けている。また、北極域の海水及び北半球の春季の積雪面積は減少し続けている（高い確信度）（図SPM.3を参照）。{4.2~4.7}

- 世界中の氷河の平均減少率⁸は、氷床の周囲の氷河を除いて⁹、1971年から2009年の期間で1年当たり226 [91~361] Gt^{注C}であった可能性が非常に高く、1993年から2009年の期間で1年当たり275 [140~410] Gtであった可能性が非常に高い¹⁰。{4.3}
- グリーンランド氷床の平均減少率は、1992年から2001年の期間に1年当たり34 [-6~74] Gt であったものが、2002年から2011年の期間には1年当たり215 [157~274] Gtと大きく増加している可能性が非常に高い。{4.4}
- 南極氷床の平均減少率は、1992年から2001年の期間に1年当たり30 [-37~97] Gtであったものが、2002年から2011年の期間には1年当たり147 [72~221] Gtに増加している可能性が高い。これらの減少が主に南極半島北部と西南極のアムンゼン海部分で起きていることの確信度は非常に高い。{4.4}
- 北極域の年平均海水面積は1979年から2012年の期間にわたって減少し、その減少率は10年当たり3.5~4.1% (10年当たり45~51万km²) の範囲にある可能性が非常に高く、夏季の海水面積の最小値(多年性の海水^{注D})の減少率については10年当たり9.4~13.6% (10年当たり73~107万km²) の範囲にある可能性が非常に高い。10年平均した北極域の海水面積の平均的な減少は夏季に最も急速に進んでいるが(高い確信度)、全ての季節について、また1979年以降の10年間ごとについて連続して、それぞれ面積が減少している(高い確信度) (図SPM.3を参照)。復元データによれば、少なくとも過去1,450年において、過去30年間の北極域における夏季の海水後退が前例のないものであったことと海面水温が特異に高かったことの確信度は中程度である。{4.2、5.5}
- 南極域の海水面積の年平均値は1979年から2012年の期間で10年当たり1.2~1.8% (10年当たり13~20万km²) の割合で増加している可能性が非常に高い。この年変化の割合には強い地域差があることの確信度は高く、一部地域では面積が増加、一部地域では減少している。{4.2}
- 20世紀半ば以降、北半球の積雪面積が減少していることの確信度は非常に高い(図SPM.3を参照)。北半球の積雪面積は、1967年から2012年の期間で3月と4月の平均については10年当たり1.6 [0.8~2.4]%, 6月については10年当たり11.7 [8.8~14.6]%の割合で減少している。この期間中、北半球の積雪面積はどの月についても統計的に有意な増加を示さなかった。{4.5}
- 永久凍土の温度が1980年代初頭以降ほとんどの地域で上昇していることの確信度は高い。観測された温度上昇は、北アラスカの一部では最大で3℃ (1980年代初頭から2000年代中頃) であり、ロシア域のヨーロッパ北部では最大で2℃ (1971年から2010年) である。後者の地域では、1975年から2005年の期間に永久凍土の厚さと面積のかかりの減少が観測されている(中程度の確信度)。{4.7}
- 多数の証拠により、20世紀半ば以降の北極域における大幅な温暖化が裏付けられている。{Box 5.1、10.3}

8 「氷の減少」又は「質量減少」は全て正味の氷の減少、つまり堆積量から、融解量と氷山の分離を差し引いたものである。

9 手法的な理由から、南極及びグリーンランドの氷床減少の評価には周囲の氷河の変化も含まれる。そのため、世界中の氷河の減少率を求める際にはこれら周囲の氷河の分は除外される。

10 1年当たり 100 Gt の氷の減少は、世界平均海面水位で 1 年当たり約 0.28 mm の上昇に相当する。

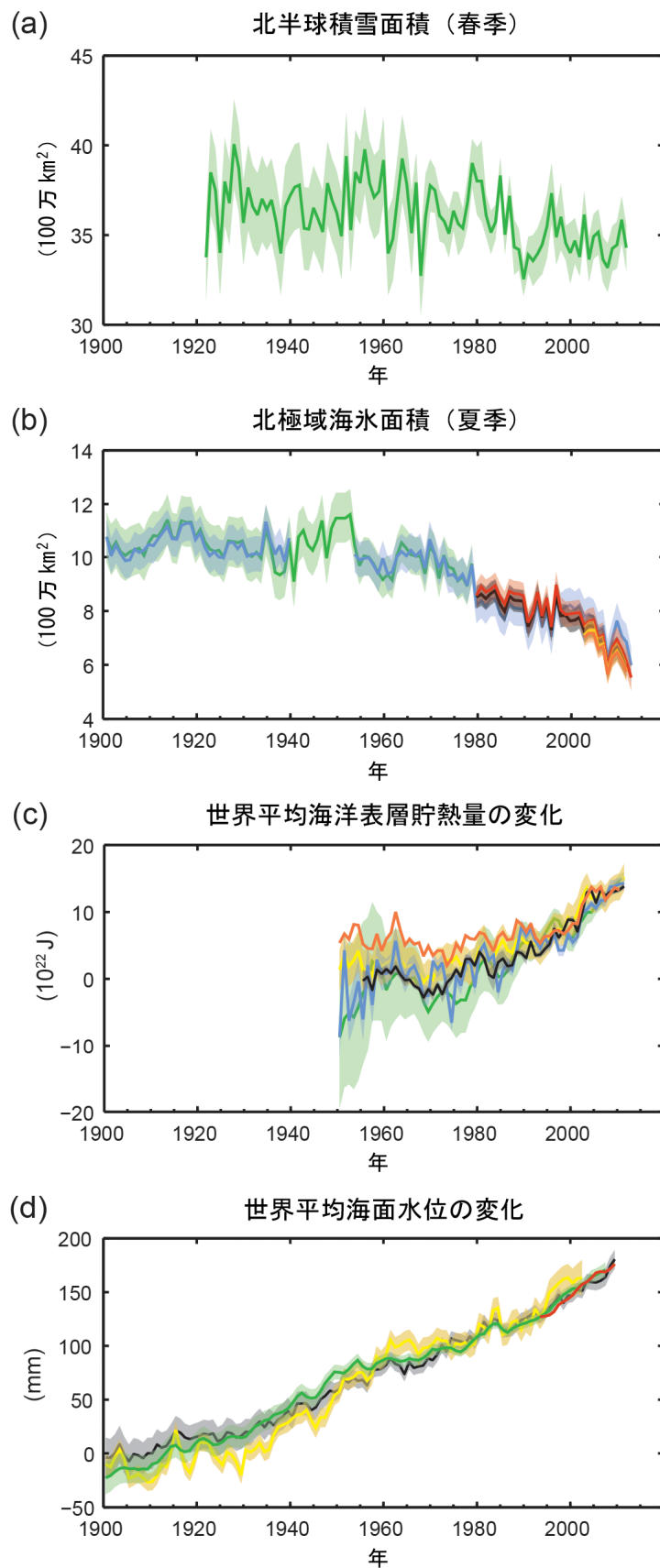


図 SPM.3: 世界的な気候の変化に関する複数の観測指標。(a) 北半球における積雪面積の3～4月(春季)の平均値、(b) 北極域の海水面積の7、8、9月(夏季)の平均値、(c) 最も長期連続するデータセットの1900～1905年平均を基準とした世界平均海面水位(全データは、衛星高度計データの始めの年である1993年で同じ値になるように合わせてある)。すべての時系列(色つきの線はそれぞれ異なるデータセットを示す)は年平均値を示し、不確実性の評価結果がある場合は色つきの陰影によって示している。データセットの一覧については、技術要約の補足資料を参照。{図 3.2、図 3.13、図 4.19、図 4.3、FAQ 2.1 図 2、図 TS.1}

B.4 海面水位

19世紀半ば以降の海面水位の上昇率は、過去2千年間の平均的な上昇率より大きかった(高い確信度)。1901年から2010年の期間に、世界平均海面水位は0.19 [0.17~0.21] m 上昇した(図SPM.3を参照)。{3.7、5.6、13.2}

- 海面水位の代替データと測器によるデータは、19世紀末から20世紀初頭にかけて、過去2千年にわたる比較的小さな平均上昇率から、より高い上昇率に移行したことを示している(高い確信度)。世界平均海面水位の上昇率は20世紀初頭以降増加し続けている可能性が高い。{3.7、5.6、13.2}
- 世界平均海面水位の平均上昇率は、1901年から2010年の期間で1年当たり1.7 [1.5~1.9] mm、1971年から2010年の期間で1年当たり2.0 [1.7~2.3] mm、1993年から2010年の期間で1年当たり3.2 [2.8~3.6] mmであった可能性が非常に高い。潮位計データと衛星高度計データは、1993年から2010年の期間に高い上昇率となっている点で整合的である。また、1920年から1950年の期間に、1993年から2010年の期間と同程度の高い上昇率となっていた可能性が高い。{3.7}
- 1970年代初頭以降について、温暖化による氷河の質量損失と海洋の熱膨張を合わせると、観測された世界平均海面水位上昇の約75%を説明できる(高い確信度)。1993年から2010年の期間については、世界平均海面水位の上昇は下記の観測に基づく寄与の合計と高い確信度で整合的である。その内訳は、温暖化による海洋の熱膨張(1年当たり1.1 [0.8~1.4] mm)、氷河の変化(1年当たり0.76 [0.39~1.13] mm)、グリーンランド氷床の変化(1年当たり0.33 [0.25~0.41] mm)、南極氷床の変化(1年当たり0.27 [0.16~0.38] mm)、及び陸域の貯水量の変化(1年当たり0.38 [0.26~0.49] mm)である。これらの寄与の合計は、1年当たり2.8 [2.3~3.4] mmである。{13.3}
- 最終間氷期の期間(12万9千年前から11万6千年前)に、世界平均海面水位の最大値は、数千年にわたって、現在より少なくとも5 m 高かったことの確信度は非常に高く、また、現在より10 m を超えて高くなかったことの確信度は高い。最終間氷期の期間の高い世界平均海面水位に対して、グリーンランド氷床が1.4~4.3 m の間で寄与をした可能性が非常に高い。これは中程度の確信度で南極氷床が高い世界平均海面水位に付加的な寄与をしていたことを示唆している。この海面水位の変化は地球の軌道要素が現在と異なることによる強制力のもとで起こり、高緯度域の地上気温は数千年にわたる平均で現在より少なくとも2℃高かった(高い確信度)。{5.3、5.6}

B.5 炭素とその他の生物地球化学循環

大気中の二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素濃度は、少なくとも過去80万年間で前例のない水準にまで増加している。二酸化炭素濃度は、第一に化石燃料からの排出、第二に正味の土地利用変化による排出により、工業化以前より40%増加した。海洋は排出された人為起源の二酸化炭素の約30%を吸収し、海洋酸性化を引き起こしている(図SPM.4を参照)。{2.2、3.8、5.2、6.2、6.3}

- 温室効果ガスである二酸化炭素(CO₂)、メタン(CH₄)、一酸化二窒素(N₂O)の大気中濃度は、人間活動により1750年以降全て増加している。これらの温室効果ガスの2011年の濃度はそれぞれ391 ppm¹¹、1803 ppb、324 ppbであり、工業化以前の水準よりそれぞれ約40%、150%、20%高い。{2.2、5.2、6.1、6.2}
- 二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の現在の大気中濃度は、過去80万年間の氷床コアの記録による最高濃度を大幅に超えている。過去一世紀にわたる大気中濃度の平均増加率は、非常に高い確信度で過去2万2千年間に前例がない。{5.2、6.1、6.2}

¹¹ ppm(100万分の1)やppb(10億分の1, 1 ppb=0.001 ppm)は、乾燥空気中の分子の総数に対する当該気体分子の数の比である。例えば、300 ppmは乾燥した空気の百万分子当たり300分子の気体を意味する。

- 化石燃料の燃焼及びセメント生産による二酸化炭素の年排出量は、2002年から2011年の平均で1年当たり8.3 [7.6~9.0] GtC¹² (高い確信度)、2011年に1年当たり9.5 [8.7~10.3] GtCであり、1990年の水準から54%増加している。人為的な土地利用変化による正味の二酸化炭素の年排出量は2002年から2011年の平均で1年当たり0.9 [0.1~1.7] GtCである (中程度の確信度)。{6.3}
- 1750年から2011年までに、化石燃料の燃焼及びセメント生産により375 [345~405] GtCの二酸化炭素が大気中に排出された。一方、森林伐採及びその他の土地利用の変化により、180 [100~260] GtCの二酸化炭素が排出されたと見積もられる。この結果、人為起源の累積二酸化炭素排出量は555 [470~640] GtCである。{6.3}
- 人為起源の累積二酸化炭素排出量のうち、240 [230~250] GtCが大気中に蓄積しており、155 [125~185] GtCは海洋に取り込まれ、160 [70~250] GtCは自然の陸域生態系に蓄積している (残差から求めた陸域の累積吸収量)。{図TS.4、3.8、6.3}
- 海洋酸性化はpH¹³の減少により定量化される。海面付近の海水のpHは工業化時代の始まり以降0.1低下している (高い確信度)。これは、水素イオンの濃度が26%増加したことに相当する (図SPM.4を参照)。{3.8、Box 3.2}

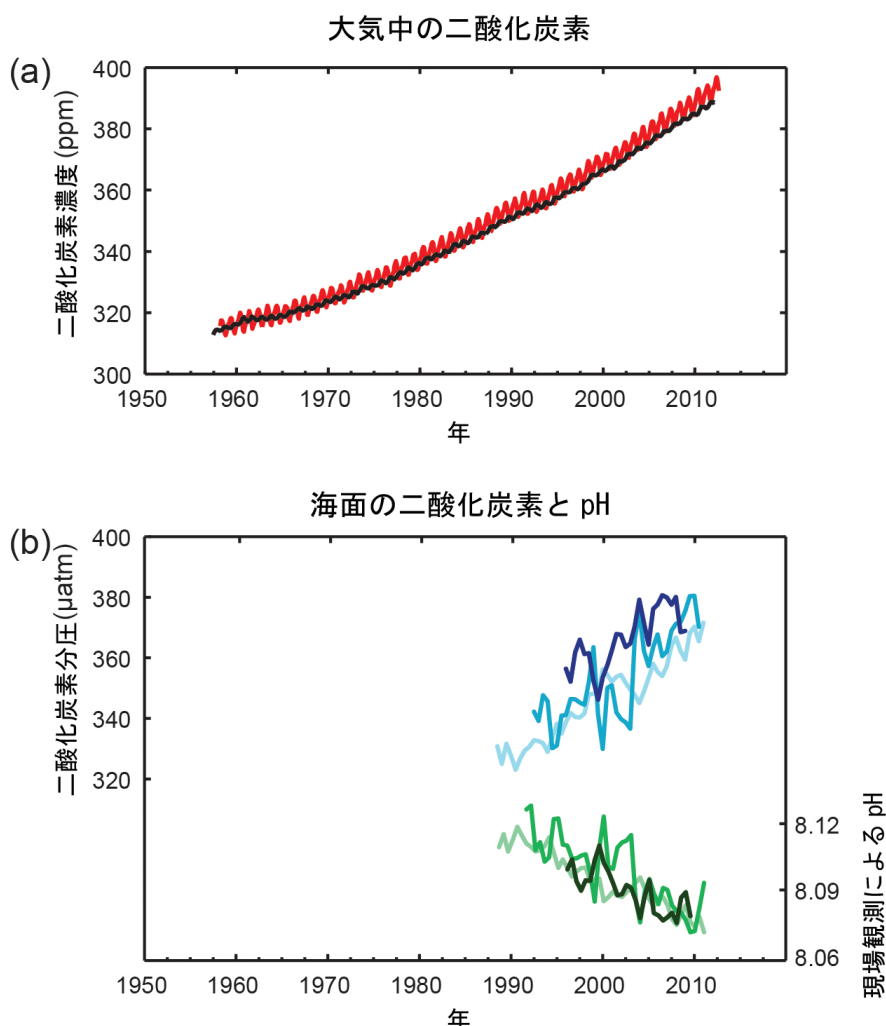


図 SPM.4: 世界の炭素循環の変化についての複数の観測指標。(a) 1958 年以降のマウナロア (北緯 19 度 32 分、西経 155 度 34 分: 赤) と南極点 (南緯 89 度 59 分、西経 24 度 48 分: 黒) における大気中の二酸化炭素濃度。(b) 海面付近の海水の二酸化炭素分圧 (青線) と、海水の酸性度を示す pH の現場観測値 (緑線)。観測結果は大西洋 (北緯 29 度 10 分、西経 15 度 30 分: 濃青と濃緑; 北緯 31 度 40 分、西経 64 度 10 分: 青と緑) と太平洋 (北緯 22 度 45 分、西経 158 度 00 分: 薄青と薄緑) の 3 観測点におけるものである。ここに示されているデータセットの詳細は、本体報告書及び技術要約の補足資料に記載されている。{図 2.1、図 3.18、図 TS.5}

¹² 1 GtC は、炭素換算で 1 ギガトン (=10 億トン=1000 兆グラム) を表す。二酸化炭素換算では 36 億 6700 万トンに相当する。

¹³ pH は対数スケールを用いた酸性度の尺度である。pH が 1 減少すると水素イオン濃度すなわち酸性度は 10 倍になる。

C. 気候変動をもたらす要因

地球のエネルギー収支の変化をもたらす自然起源及び人為起源の物質や過程は、気候変動の駆動要因となる。放射強制力¹⁴ (RF)は、特記のない限り 1750 年を基準とした 2011 年におけるこれらの駆動要因の変化によって引き起こされるエネルギーフラックス^{訳注F}の変化量を示す。正の放射強制力は地表面の温暖化を、負の強制力は地表面の寒冷化をもたらす。放射強制力は現場観測、遠隔測定、温室効果ガスやエアロゾルの特性、及び観測される過程を表現する数値モデルを用いた計算に基づいて推定される。大気中に排出された物質には、他の物質の大気中濃度に影響を与えるものもある。放射強制力は、各物質の濃度変化に基づいて計算することができる¹⁵。別の方法として、排出された物質ごとに放射強制力を求めることもでき、それは、より人間活動に直結したものとなる。この指標には、当該物質の排出により影響を受けた全ての物質(の濃度変化)からの寄与が含まれる。2 つのアプローチによる人為起源放射強制力の合計は、全ての要因を考慮する場合には一致する。本政策決定者向け要約では両方のアプローチが用いられているが、排出時の物質ごとの放射強制力に重きを置いている。

放射強制力の合計は正であり、その結果、気候システムによるエネルギーの吸収をもたらしている。合計放射強制力に最大の寄与をしているのは、1750 年以降の大気中の二酸化炭素濃度の増加である(図 SPM.5 を参照)。(3.2、Box 3.1、8.3、8.5)

- 1750 年を基準とした 2011 年の人為起源の放射強制力は、総計すると $2.29 [1.13 \sim 3.33] \text{ Wm}^{-2}$ であり(図 SPM.5 を参照)、1970 年以降はそれ以前の数十年間に比べて急速に増加している。2011 年における合計人為起源放射強制力の最良推定値は、第 4 次評価報告書で報告された 2005 年における値よりも 43% 大きい。これは、大半の温室効果ガスの濃度が継続して増加したことと、エアロゾルの放射強制力の見積もりが改善され、従来よりも正味の冷却効果(負の放射強制力)が弱いことが示されたことの両方が原因である。{8.5}
- 1750 年を基準とした 2011 年の、よく混合された温室効果ガス(二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類)の排出による放射強制力は、 $3.00 [2.22 \sim 3.78] \text{ Wm}^{-2}$ である(図 SPM.5 を参照)。これらの温室効果ガスの濃度変化による放射強制力は $2.83 [2.26 \sim 3.40] \text{ Wm}^{-2}$ である。{8.5}
- 二酸化炭素の排出は、単独で $1.68 [1.33 \sim 2.03] \text{ Wm}^{-2}$ の放射強制力をもたらしている(図 SPM.5 を参照)。他の炭素含有ガスの排出も二酸化炭素の濃度の増加に寄与し、それらを含めると二酸化炭素の放射強制力は $1.82 [1.46 \sim 2.18] \text{ Wm}^{-2}$ となる。{8.3、8.5}
- メタンの排出は、単独で $0.97 [0.74 \sim 1.20] \text{ Wm}^{-2}$ の放射強制力をもたらしている(図 SPM.5 を参照)。この値はメタンの濃度に基づく推定値 $0.48 [0.38 \sim 0.58] \text{ Wm}^{-2}$ (第 4 次評価報告書と変わらない)を大きく上回る。この見積もりの差は、メタンの排出に伴うオゾン及び成層圏の水蒸気の濃度変化や、メタンに間接的に影響するその他の排出によって生じたものである。{8.3、8.5}
- 成層圏のオゾン層を破壊するハロカーボン類の排出は、 $0.18 [0.01 \sim 0.35] \text{ Wm}^{-2}$ の正味で正の放射強制力をもたらしている(図 SPM.5 を参照)。ハロカーボン類自体の正の放射強制力が、ハロカーボン類の排出に伴うオゾンの破壊による負の放射強制力を上回る。全てのハロカーボン類による正の放射強制力は、クロロフルオロカーボン類による放射強制力が減少した一方、その代替物の多くによる放射強制力が増加したため、第 4 次評価報告書と同程度の値となっている。{8.3、8.5}
- 短寿命ガスの排出は、合計人為起源放射強制力に寄与している。一酸化炭素(CO)の排出が正の放射強制力をもたらしていることはほぼ確実である。一方、窒素酸化物(NO_x)の排出は、正味で負の放射強制力

14 駆動要因の強さは、従前の IPCC 評価報告書と同様に、放射強制力(RF)として定量化され、その単位はワット毎平方メートル(Wm^{-2})である。放射強制力はある駆動要因によって引き起こされるエネルギーフラックスの変化であり、対流圏界面、又は大気の上端で計算される。従前の IPCC 報告書で用いられた従来の放射強制力の概念においては、全ての地表面及び対流圏での条件は固定されている。今回の報告書では、よく混合された温室効果ガス^{訳注E}やエアロゾルについての放射強制力の計算においては、海洋と海氷に関するものを除く物理変数は、迅速な調整メカニズムによって摂動に応答することを許容している。その結果求められた強制力は、本体報告書では実効放射強制力(ERF)と呼ばれている。この変更は、これまでに出された評価報告書以降の科学的知見の進展を反映したものであり、これらの駆動要因に対する最終的な温度応答について、より良い指標をもたらす。よく混合された温室効果ガスやエアロゾル以外の全ての駆動要因については、迅速な調整メカニズムの特性はよく理解されておらず、小さいと仮定されるので、従来の放射強制力が用いられる。{8.1}

15 この濃度変化に基づいたアプローチは第 4 次評価報告書の政策決定者向け要約で放射強制力を示す際に用いられた。

をもたらしている可能性が高い(図 SPM.5 を参照)。(8.3、8.5)

- 大気中の全エアロゾル効果(エアロゾルに起因した雲調整を含む)による放射強制力は -0.9 [$-1.9 \sim -0.1$] Wm^{-2} であり(中程度の確信度)、これは大半のエアロゾルによる負の強制力と、黒色炭素が太陽放射を吸収することによる正の強制力との結果である。エアロゾル及びその雲との相互作用が、よく混合された温室効果ガスによる世界平均の放射強制力のかなりの部分を相殺している、ということの確信度は高い。エアロゾルは合計放射強制力の見積もりに対して最も大きな不確実性をもたらしている。(7.5、8.3、8.5)
- 成層圏の火山性エアロゾルによる放射強制力は、火山の噴火後数年間にわたって気候に大きな影響を及ぼしうる。いくつかの小噴火は、2008～2011年の期間に -0.11 [$-0.15 \sim -0.08$] Wm^{-2} の放射強制力をもたらした。この値は、1999～2002年の期間のおおよそ2倍にあたる。(8.4)
- 太陽放射照度の変化による放射強制力は、 0.05 [$0.00 \sim 0.10$] Wm^{-2} と推定される(図 SPM.5 を参照)。衛星で観測された1978年から2011年までの全太陽放射照度の変化を見ると、直近の極小期の値がその一つ前及び二つ前の極小期よりも小さかったことが示されている。この結果、2008年の直近の極小期と1986年の極小期との間で生じた放射強制力は -0.04 [$-0.08 \sim 0.00$] Wm^{-2} であった。(8.4)
- 太陽放射照度の変化や成層圏の火山性エアロゾルによる自然起源放射強制力の合計は、大規模な火山の噴火のあとの短い期間を除き、過去1世紀にわたる正味の放射強制力に対してほんのわずかな寄与しかしていない。(8.5)

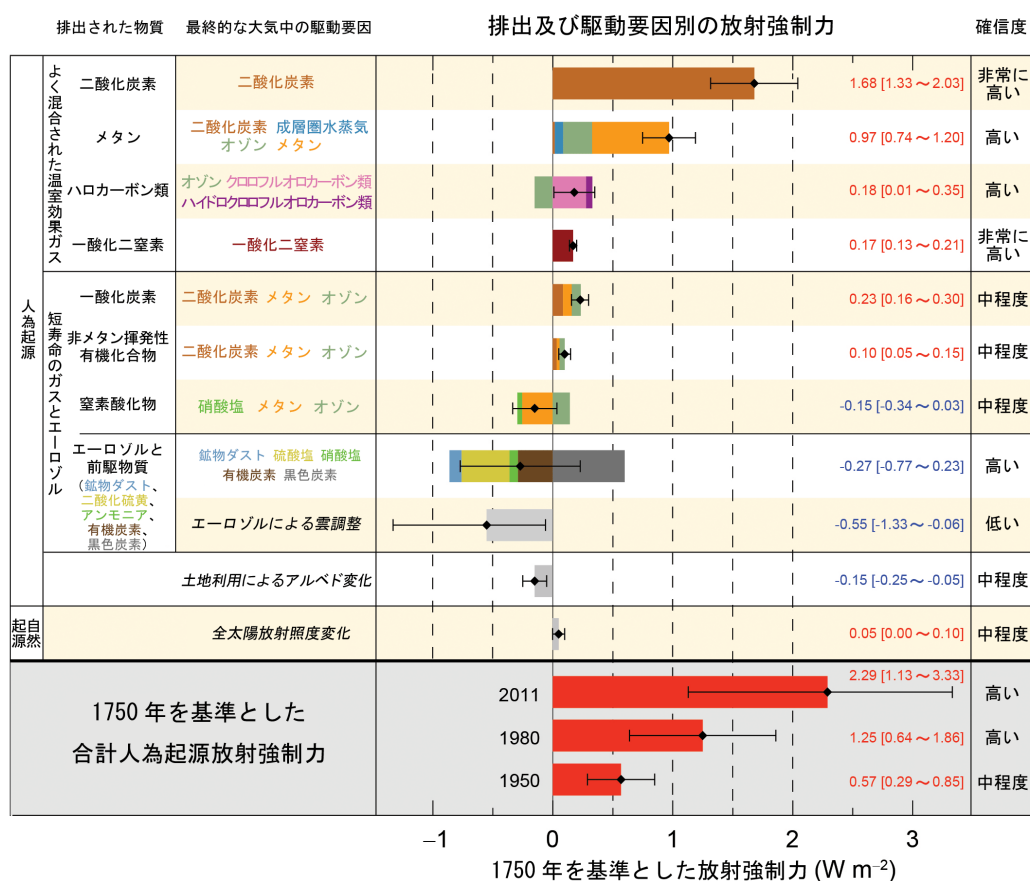


図 SPM.5: 気候変動をもたらす主な駆動要因の、1750年を基準とした2011年における放射強制力の推定値と要因ごとに集計された不確実性。値は世界平均の放射強制力¹⁴で、排出時の組成あるいは過程で区分されており、結果として駆動要因の組み合わせとして表されている。正味の放射強制力の最良推定値は、対応する不確実性の幅とともに黒の菱形のマークで示され、その数値は正味の強制力におけるその確信度とともに図の右側に示してある。雪氷上の黒色炭素によるアルベド強制力は黒色炭素のエアロゾルの項目に含まれる。飛行機雲(0.05 Wm^{-2} 、飛行機雲が誘発する巻雲を含む)、ハイドロフルオロカーボン類、パーフルオロカーボン類、六フッ化硫黄(計 0.03 Wm^{-2})による強制力は小さく、ここには示していない。濃度変化に基づくそれぞれのガスの放射強制力は、同じ色の棒グラフを足し合わせることで得ることができる。火山による放射強制力は、一時的な現象というその性質から他の強制力のメカニズムと比較するのが困難なため、含まれていない。人為起源放射強制力の合計は、1750年を基準とした3つの異なる期間について示している。個々の要素や過程に関連した不確実性の範囲を含め、更に詳細な技術情報は、技術要約の補足資料を参照。(8.5、図 8.14～8.18、図 TS.6、図 TS.7)

D. 気候システム及びその近年の変化についての理解

気候システムの近年の変化についての理解は、観測、フィードバック過程の研究、及びモデルによるシミュレーションを組み合わせることによって得られる。近年の変化をシミュレーションにより再現する気候モデルの能力を評価するためには、モデルに組み込まれる気候システムの全ての要素の計算開始時点における状態、及びモデルを駆動する際に用いられる自然・人為起源強制力について検討することが必要である。第4次評価報告書と比較して、より詳細でより長期間の観測と改良された気候モデルにより、今では気候システムのより多くの要素について、検出された変化を人間活動に起因すると結論づけることが可能となった。

気候システムに対する人間の影響は明瞭である。これは、大気中の温室効果ガス濃度の増加、正の放射強制力、観測された温度上昇、そして気候システムに関する理解から明白である。{2~14章}

D.1 気候モデルの評価

第4次評価報告書以降、気候モデルは改良されている。モデルは、20世紀半ば以降のより急速な温暖化や、大規模火山噴火直後の寒冷化を含め、観測された地上気温の大陸規模の分布や数十年にわたる変化傾向を再現している(非常に高い確信度)。{9.4、9.6、9.8}

- ・ 長期間にわたる気候モデルシミュレーションは、1951年から2012年の世界平均地上気温について観測と一致する変化傾向を示している(非常に高い確信度)。しかしながら、10~15年間程度の短い期間においては、シミュレーションにより再現された変化傾向と観測された変化傾向に違いが見られる(例:1998年から2012年)。{9.4、Box 9.2}
- ・ 観測によると、1951年から2012年の期間に比べ、1998年から2012年の期間における地上気温の上昇の変化傾向は弱まっている。これは放射強制力の変化傾向の弱まりと、自然起源の内部変動性がもたらす寒冷化が概ね同程度に寄与しており、後者には熱が海洋中で再配分されている可能性も含まれる(中程度の確信度)。放射強制力の変化傾向の弱まりは主に火山噴火と、11年周期の太陽活動が下降位相の時期にあることによる。しかしながら、温暖化の変化傾向の弱まりにおける放射強制力の変化の役割を定量的に評価した結果の確信度は低い。十年規模の自然起源の内部変動性が、かなりの程度で観測とシミュレーションの違いを引き起こしていることの確信度は中程度である。なお、シミュレーションは自然起源内部変動のタイミングを再現することを期待されているわけではない。強制力が十分でないことや、いくつかのモデルにおいては、温室効果ガスや他の人為起源強制力(エアロゾルの効果が卓越)の増加に対する応答が過大評価されていることが寄与している可能性もある。{9.4、Box 9.2、10.3、Box 10.2、11.3}
- ・ 地域規模では、モデルが地上気温をシミュレーションにより再現できることの確信度は、より大きな規模に比べると低い。しかしながら、地域規模の地上気温が第4次評価報告書の時点に比べてよく再現されていることの確信度は高い。{9.4、9.6}
- ・ 第4次評価報告書以降、極端な気象や気候現象の評価は大きく進歩した。シミュレーションにより再現された極端に暑い日や寒い日・暑い夜や寒い夜の発生頻度の世界平均の変化傾向は、20世紀後半において観測と概ね一致している。{9.5}
- ・ 第4次評価報告書以降、大陸規模での降水分布のシミュレーションにはいくらか改善が見られる。地域規模では、降水はそれほど良好に再現されておらず、また、観測の不確実性が評価の妨げとなっている。{9.4、9.6}
- ・ いくつかの重要な気候現象は、現在ではモデルで良く再現されている。複数のモデルによるシミュレーションでは、モンスーンとエルニーニョ・南方振動(ENSO)に関する統計値が第4次評価報告書以降改善していることの確信度は高い。{9.5}

- 第4次評価報告書時点と比べて、今ではより多くの雲過程及びエアロゾル過程並びにそれらの相互作用が気候モデルに含まれているが、モデルにおけるこれらの過程の表現やその定量化については**確信度が低い**ままである。{7.3、7.6、9.4、9.7}
- 1979年以降の北極域の夏季海氷面積の減少傾向について、第4次評価報告書時点と比べて現在ではより多くのモデルで再現されていることについて明確な証拠があり、およそ四分の一のモデルが観測と同程度もしくはより大きな変化傾向を示している。南極域の海氷面積について、観測では小さな増加傾向となっていることと対照的に、モデル間で大きなばらつきがあるものの、大半のモデルは小さな減少傾向を示している。{9.4}
- 多くのモデルが1961年から2005年までに観測された海洋表層の貯熱量(0~700 m)の変化を再現しており(**高い確信度**)、その期間の大部分において、複数のモデルによる平均の時系列は、現在利用可能な観測による推定幅の範囲に収まっている。{9.4}
- 炭素循環を含む気候モデル(地球システムモデル)は、海洋-大気間の二酸化炭素フラックスに関して、熱帯で放出し中・高緯度で吸収するという世界規模の分布をシミュレーションにより再現している。これらのモデルの大半において、20世紀後半にわたって再現された世界の陸域と海洋の炭素吸収源の大きさは、観測による推定幅の範囲内にある。{9.4}

D.2 気候モデルの応答の定量化

温度変化、気候フィードバック、及び地球のエネルギー収支の変化に関する観測やモデルによる研究が総合されて、過去及び将来の強制力への応答としての地球温暖化の大きさについての確信度を与えている。{Box 12.2、Box 13.1}

- 水蒸気量変化の効果と、大気層と地表面の温暖化の差の効果を合わせた正味のフィードバックは正である**可能性が極めて高く**、そのため気候の変化を増幅させている。全ての種類の雲を組み合わせた正味の放射フィードバックは正である**可能性が高い**。雲のフィードバックの符号や大きさについての不確実性は、主に下層雲に対する温暖化の影響に引き続き不確実性があるためである。{7.2}
- 平衡気候感度とは、数世紀の時間スケールで一定の放射強制力に対する気候システムの応答を定量化したものである。これは、大気中の二酸化炭素濃度を倍増させることにより引き起こされる(気候システムの)変化が平衡状態に達したときの世界平均地上気温の変化量として定義される。平衡気候感度は1.5~4.5℃の範囲である**可能性が高く(高い確信度)**、1℃以下である**可能性は極めて低く(高い確信度)**、また6℃を超える**可能性は非常に低い(中程度の確信度)**¹⁶。**可能性が高い**範囲の下限は、第4次評価報告書で示された2℃よりも低い、上限は同じである。この評価には、理解の進展、大気及び海洋の温度記録の期間の延長、放射強制力の新たな推定が反映されている。{TS TFE.6 図1、Box 12.2}
- 世界規模の気候の変化の速度と大きさは、放射強制力、気候フィードバック、及び気候システムによるエネルギーの蓄積量によって決定される。最近数十年におけるこれらの量の見積もりは、評価された不確実性の範囲内において評価された平衡気候感度の**可能性が高い**範囲と整合しており、人間活動による気候変動の理解に強力な証拠を与えている。{Box 12.2、Box 13.1}
- 過渡的気候応答は、十年から百年程度の時間スケールで増加する放射強制力に対する気候システムの応答を定量化したものである。これは、年1%の割合で大気中の二酸化炭素濃度が増加するシナリオにおいて、濃度が倍増した時点における世界平均地上気温の変化量として定義される。過渡的気候応答は1.0~2.5℃の範囲である**可能性が高く(高い確信度)**、3℃を超える**可能性は極めて低い**。{Box 12.2}
- 関連する量として、累積炭素排出量に対する過渡的気候応答(TCRE)がある。これは累積炭素排出量^{訳注G}に対する気候システムの過渡的応答を定量化する(E.8節を参照)。TCREは、大気中への1000 GtCの排出当たりの世界平均地上気温の変化として定義される。TCREは、1000 GtC当たり0.8~2.5℃の範囲である**可**

16 一連の証拠や調査を評価したところ値の一致をみないことから、今回は平衡気候感度の最良の推定値を示すことができない。

能性が高く、気温がピークに達するまでの約2000 GtCまでの累積排出量に適用される(図SPM.10を参照)。
{12.5、Box 12.2}

- 異なる物質の排出が気候変動にもたらす寄与を比較するために、様々な指標が使用可能である。最も適切な指標と時間範囲の選択は、個々の使用目的にとって気候変動のどの側面が最も重要と考えられるかによって異なる。異なる排出によるすべての結果を正確に比較できるような単一の指標は存在せず、どの指標にも限界と不確実性がある。地球温暖化係数は特定の時間範囲にわたる累積放射強制力、世界気温変化係数^{註H}は時間方向のある一点における世界平均地上気温の変化に基づくものである。最新の数値は本体報告書に示されている。{8.7}

D.3 気候変動の検出と原因特定

気候に対する人為的影響は、大気と海洋の温暖化、世界の水循環の変化、雪氷の減少、世界平均海面水位の上昇、及びいくつかの気候の極端現象の変化において検出されている(図 SPM.6、表 SPM.1 を参照)。人為的影響に関するこの証拠は、第 4 次評価報告書以降増加し続けている。人間による影響が 20 世紀半ば以降に観測された温暖化の支配的な原因であった可能性が極めて高い。{10.3~10.6、10.9}

- 1951年から2010年の世界平均地上気温の観測された上昇の半分以上は、温室効果ガス濃度の人為的増加とその他の人為起源強制力の組合せによって引き起こされた可能性が極めて高い。温暖化に対する人為起源の寄与の最良の見積もりは、この期間において観測された温暖化と同程度である。{10.3}
- 1951年から2010年の期間にわたる世界平均地上気温の上昇に対する、温室効果ガスの寄与は0.5~1.3°Cの範囲である可能性が高く、エアロゾルの冷却効果を含むそれ以外の人為起源強制力の寄与は-0.6~0.1°Cの範囲である可能性が高い。自然起源の強制力の寄与は、-0.1~0.1°Cの範囲である可能性が高く、自然起源の内部変動性の寄与は-0.1~0.1°Cの範囲である可能性が高い。これらの評価された寄与の合計は、同じ期間に観測された約0.6~0.7°Cの温度上昇と整合している。{10.3}
- 南極を除くすべての大陸域において、20世紀半ば以降の地上気温の上昇に人為起源強制力がかなり寄与をしていた可能性が高い(図SPM.6を参照)。南極大陸については、観測の不確実性が大きいために、利用可能な気象観測点にわたる平均として観測された温暖化に人為起源強制力が寄与していたことについての確信度は低い。20世紀半ば以降の北極域の大幅な温暖化に対して人為起源の寄与があった可能性は高い。{2.4、10.3}
- 人為起源の影響、特に温室効果ガスの増加と成層圏オゾン破壊は、1961年以降の対流圏の温暖化という検出可能な観測された分布と、それに対応する下部成層圏の寒冷化をもたらした可能性が非常に高い。{2.4、9.4、10.3}
- 人為起源強制力は、1970年代以降に観測された世界の海洋表層の貯熱量(0~700 m)の増加にかなり寄与していた可能性が非常に高い(図SPM.6を参照)。個別の海域のいくつかにおいて人為的影響の証拠がある。{3.2、10.4}
- 1960年以降の世界の水循環に人為的影響があった可能性が高い。人為的影響は、大気中に含まれる水蒸気量の観測された増加(中程度の確信度)、陸上の降水分布の世界規模での変化(中程度の確信度)、十分なデータがある陸域における大雨の強まり(中程度の確信度)、海面や海洋表層の塩分の変化(可能性が非常に高い)に寄与している。{2.5、2.6、3.3、7.6、10.3、10.4}

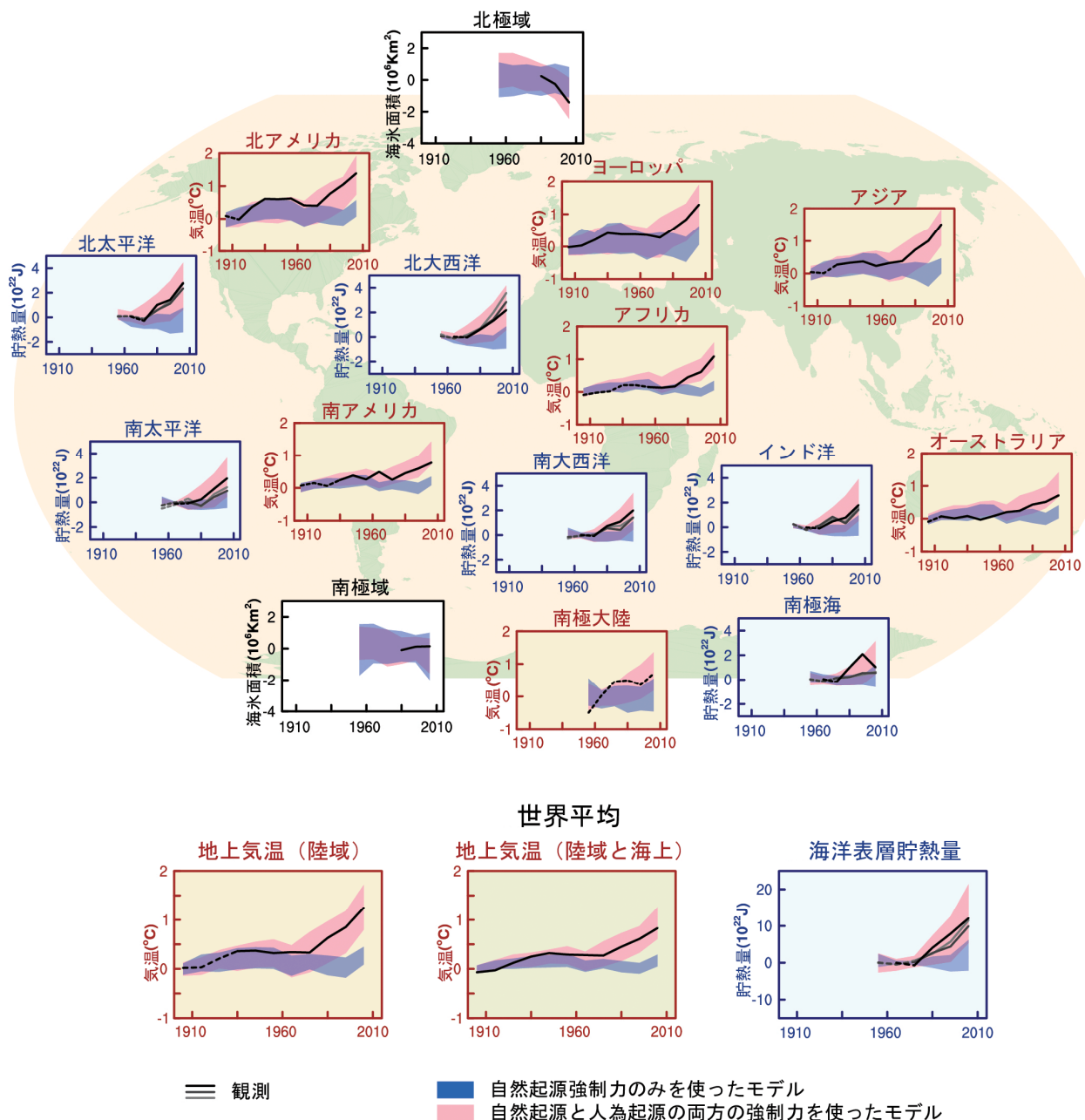


図 SPM.6: 観測及びシミュレーションにより再現された気候変動の比較。大気、雪氷、海洋における三つの大規模な指標、すなわち大陸上の地上気温の変化(黄背景の図)、北極域及び南極域の9月の海水面積(白背景の図)、主要な海域における海洋表層の貯熱量(青背景の図)に基づくもの。世界平均の変化も示す。地上気温については1880~1919年平均、海洋貯熱量については1960~1980年平均、海水については1979~1999年平均を基準とした偏差を示している。時系列は全て10年平均で、10年間の中心年の位置に表示している。気温の図では、調査がなされた領域の空間被覆率が50%以下である場合には、観測値は破線で示される。海洋貯熱量と海水の図では、データ被覆率が良好で品質がより高い年代は実線で、データ被覆率がさうじて妥当な水準でそのため不確実性が大きい年代は破線で示される。モデル結果として第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の複数のモデルによるアンサンブル平均の範囲を示しており、陰影部分は5~95%の信頼区間を示している。領域の定義を含め、更に詳細な技術情報は技術要約の補足資料を参照。{図10.21、図TS.12}

- SREX以降、人間活動が極端な気温に影響を与えている証拠が一層強化され続けている。今や、20世紀半ば以降において日別の極端な気温の頻度や程度の世界規模の変化が観測されていることに人為的な影響が寄与している可能性が非常に高く、いくつかの場所で人為的影響により熱波の発生確率が2倍以上になっている可能性が高い(表SPM.1を参照)。{10.6}
- 1979年以降の北極域の海水の減少に人為的影響が寄与していた可能性が非常に高い。南極海の海水面積にわずかな増加が観測されていることの科学的理解については確信度が低い。これは、変化の要因の科学的説明が不完全かつ互いに競合していることと、南極域の自然起源の内部変動性の大きさの見積もりの確信度が低いためである(図SPM.6を参照)。{10.5}
- 1960年代以降の氷河の後退と、1993年以降のグリーンランド氷床の表面質量損失の増加に人為的影響が寄与していた可能性が高い。科学的理解の水準が低いため、過去20年間にわたって観測されている南極氷床の質量損失の原因特定については確信度が低い。{4.3、10.5}
- 観測されている1970年以降の北半球の春季の積雪面積の減少に人為的寄与があった可能性が高い。{10.5}
- 1970年代以降の世界平均海面水位の上昇にかなりの人為起源の寄与があった可能性が非常に高い。これは、熱膨張と氷河質量損失という海面水位上昇の二大要因に対する人為的影響の確信度が高いことに基づいている。{10.4、10.5、13.3}
- 全太陽放射照度の衛星による直接測定結果に基づくと、1986年から2008年の期間の世界平均地上気温の上昇に、全太陽放射照度の変化が寄与していなかったことの確信度は高い。11年周期の太陽の変動性がいくつかの地域における十年規模の気候のゆらぎに影響していることの確信度は中程度である。宇宙線と雲量の変化の間に、明確な関連性は何も見出されていない。{7.4、10.3、Box 10.2}

E. 将来の世界及び地域における気候変動

気候システムの変化予測は、簡略な気候モデルから、中程度に複雑なモデル、包括的な気候モデル、そして地球システムモデルまで、様々な階層の気候モデルを使ってなされている。これらのモデルは、人為起源の強制力についての一連のシナリオに基づいて気候の変化を計算する。世界気候研究計画の第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の枠組みの下で行われた新しい気候モデルシミュレーションでは、代表的濃度経路(RCP)という新しいシナリオが用いられた。全てのRCPシナリオにおいて、21世紀を通じた大気中への二酸化炭素の累積的排出の更なる増加の結果として、2100年における大気中の二酸化炭素濃度は現在よりも高い(Box SPM.1を参照)。本政策決定者向け要約における予測は、特に明記しない限り、1986~2005年平均を基準として21世紀末(2081~2100年)について示される。このような予測を歴史的に意味付けるため、異なった期間と期間の間に観測された変化を考慮する必要がある。地球全体の地上気温について利用可能な最長のデータセットに基づくと、1850~1900年の期間の平均と第5次評価報告書の基準期間の平均の間に観測された変化は $0.61 [0.55 \sim 0.67]^{\circ}\text{C}$ である。しかしながら、温暖化は第5次評価報告書の基準期間の平均をすでに超えてしまっている。そのため、これは現在までの過去の温暖化の推定値ではない(2章を参照)。

温室効果ガスの継続的な排出は、更なる温暖化と気候システム全ての要素の変化をもたらすだろう。気候変動を抑制するには、温室効果ガス排出量の大幅かつ持続的な削減が必要であろう。{6章、11~14章}

- 今後数十年間における予測結果は、21世紀後半に予測される変化と類似した気候の変化の空間分布を示すが、変化の程度はより小さい。自然起源の内部変動性は、気候に対し大きな影響を与え続け、それは特に近未来や地域規模で顕著であるだろう。21世紀の半ばまでには、選択する排出シナリオ(Box SPM.1)による違いが、かなりの程度予測される変化の大きさに現れるようになる。{11.3、Box 11.1、付録 I}

- RCPシナリオに基づく気候変動予測は、シナリオの違いを考慮すれば、空間分布と大きさの両方において第4次評価報告書に示されたものと類似している。高い放射強制力のRCPシナリオによる予測の全般的な幅は、第4次評価報告書で用いた同等のシナリオの結果と比べて狭くなっている。これは、第4次評価報告書で用いられたSRESシナリオとは対照的に、第5次評価報告書で用いたRCPシナリオは濃度経路として定義されているため、大気中の二酸化炭素濃度に影響を与える炭素循環の不確実性は、濃度によって駆動されるCMIP5のシミュレーションでは考慮されないためである。海面水位上昇の予測は第4次評価報告書より大きくなっており、これは主に陸氷からの寄与のモデル化が改善されたためである。{11.3、12.3、12.4、13.4、13.5}

E.1 大気: 気温

21世紀末における世界平均地上気温の変化は、RCP2.6シナリオを除く全てのRCPシナリオで1850年から1900年の平均に対して1.5℃を上回る可能性が高い。RCP6.0シナリオとRCP8.5シナリオでは2℃を上回る可能性が高く、RCP4.5シナリオではどちらかと言えば2℃を上回る。RCP2.6シナリオを除く全てのRCPシナリオにおいて、気温上昇は2100年を越えて持続するだろう。気温上昇は年々から十年規模の変動性を示し続け、地域的に一様ではないだろう(図SPM.7、図SPM.8を参照)。{11.3、12.3、12.4、14.8}

- 2016～2035年における世界平均地上気温の1986～2005年平均に対する変化は、0.3～0.7℃の間である可能性が高い(中程度の確信度)。この評価は、複数の証拠に基づくものであり、大規模な火山噴火や全太陽放射照度の長期的な変化がないことを仮定している。自然起源の内部変動性と比べると、近未来における季節平均や年平均気温の上昇は、中緯度よりも熱帯や亜熱帯において大きくなるとみられる(高い確信度)。{11.3}
- 2081～2100年の世界平均地上気温の1986～2005年平均に対する上昇量は、濃度で駆動されるCMIP5モデルシミュレーションから得られる幅によれば、RCP2.6シナリオでは0.3～1.7℃、RCP4.5シナリオでは1.1～2.6℃、RCP6.0シナリオでは1.4～3.1℃、RCP8.5シナリオでは2.6～4.8℃の範囲に入る可能性が高いと予測される。北極域は世界平均より速く温暖化し、陸上における平均的な温暖化は海上よりも大きくなるだろう(非常に高い確信度)(図SPM.7、図SPM.8、表SPM.2を参照)。{12.4、14.8}
- 1850～1900年平均と比較した^{訳注}、21世紀末までの世界平均地上気温の変化はRCP4.5シナリオ、RCP6.0シナリオ、RCP8.5シナリオでは1.5℃を上回って上昇する可能性が高い(高い確信度)。RCP6.0シナリオ、RCP8.5シナリオでは2℃を上回って上昇する可能性が高く(高い確信度)、RCP4.5シナリオではどちらかと言えば2℃を上回るが(高い確信度)、RCP2.6シナリオでは2℃を超える可能性は低い(中程度の確信度)。RCP2.6シナリオ、RCP4.5シナリオ、RCP6.0シナリオでは4℃を上回る可能性は低く(高い確信度)、RCP8.5シナリオでは4℃を上回るか上回らないかはどちらも同程度である(中程度の確信度)。{12.4}
- 世界平均気温が上昇するにつれて、ほとんどの陸域で日々及び季節の時間スケールで極端な高温がより頻繁になり、極端な低温が減少することはほぼ確実である。熱波の頻度が増加し、より長く続く可能性が非常に高い。たまに起こる冬季の極端な低温は引き続き発生するだろう(表SPM.1を参照)。{12.4}

E.2 大気: 水循環

21世紀にわたる温暖化に対する世界の水循環の変化は一様ではないだろう。地域的な例外はあるかもしれないが、湿潤地域と乾燥地域、湿潤な季節と乾燥した季節の間での降水量の差が増加するだろう(図SPM.8を参照)。{12.4、14.3}

- 今後数十年にわたり予測される水循環の変化は、量的には小さいものの、21世紀末までに予測されるものと同様の大規模な分布を示している。近未来及び地域規模の変化は自然起源の内部変動性の影響を強く受けるだろう。また、人為起源のエロゾル排出の影響を受けるかもしれない。{11.3}

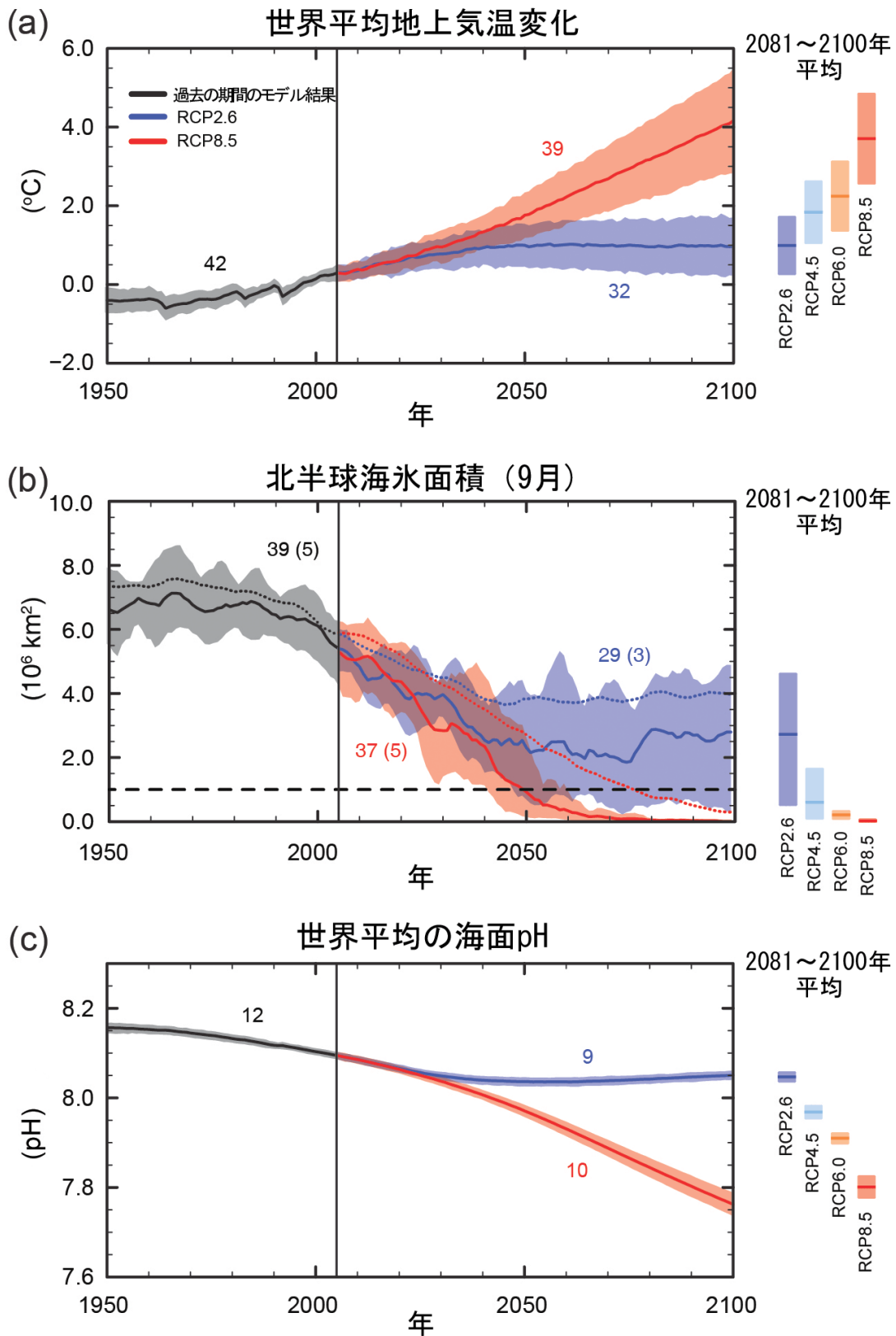
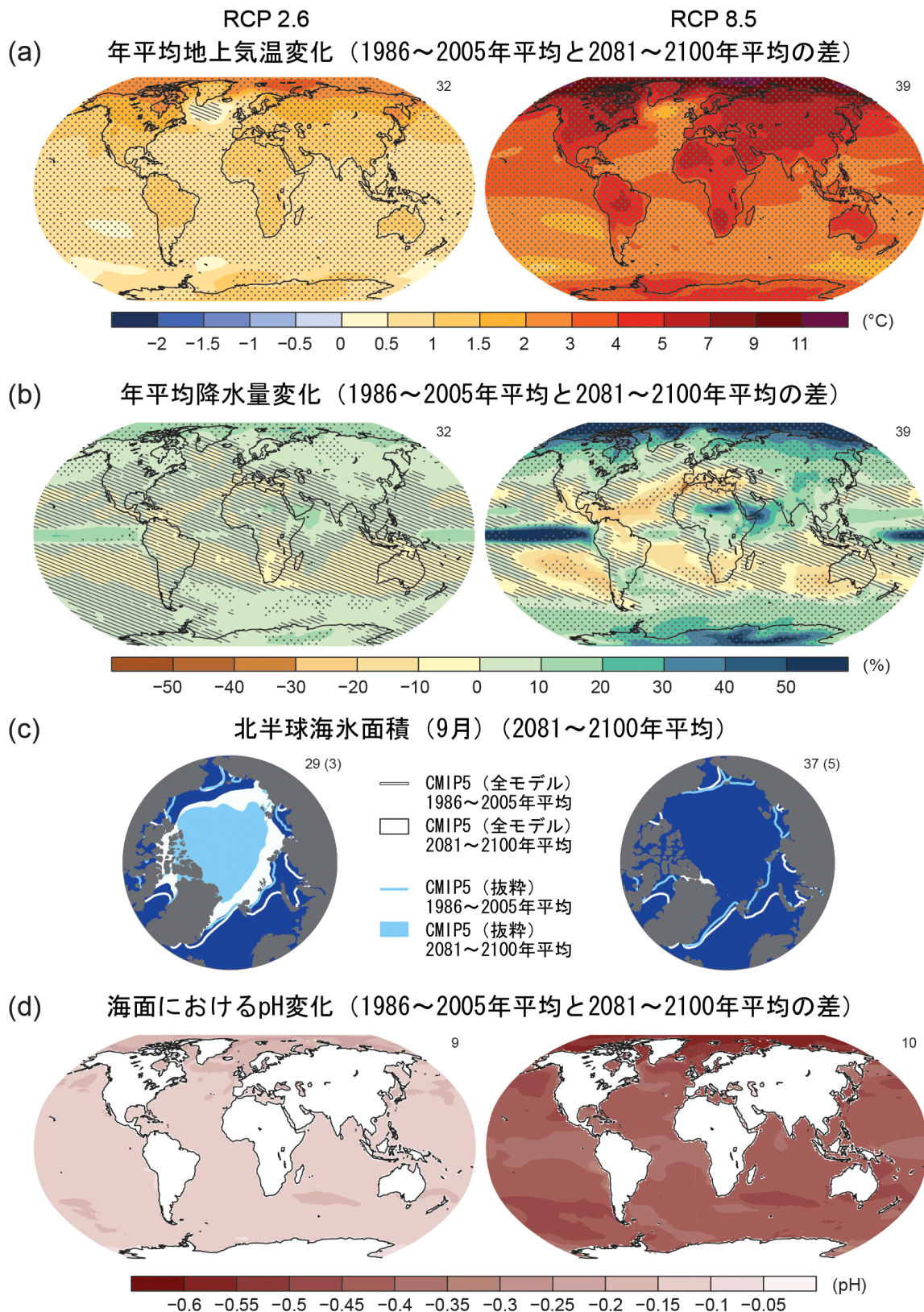


図 SPM.7: CMIP5 の複数のモデルによりシミュレーションされた時系列(1950 年から 2100 年)。(a) 1986~2005 年平均に対する世界平均地上気温の変化、(b) 北半球の 9 月の海水面積(5 年移動平均)、(c) 世界平均の海面における pH。予測と不確実性の幅(陰影)の時系列を、RCP2.6(青)と RCP8.5(赤)のシナリオについて示した。黒(と灰色の陰影)は、復元された過去の強制力を用いてモデルにより再現した過去の推移である。全ての RCP シナリオに対し、2081~2100 年の平均値と不確実性の幅を彩色した縦帯で示している。数値は、複数モデルの平均を算出するために使用した CMIP5 のモデルの数を示している。海水面積(図 b)では、北極域の海水の気候値と 1979 年から 2012 年における傾向を現実にかなり近く再現したモデルについて、予測の平均値と不確実性の幅(最小と最大の範囲)を示した(モデルの数を括弧内に示す)。完全を期すために CMIP5 全モデルの平均値も点線で示した。破線は海水がほとんど存在しない状態(つまり、海水面積が少なくとも 5 年連続で 10^6 km^2 未満)であることを示す。更に詳細な技術情報は、技術要約の補足資料を参照。{図 6.28、図 12.5、図 12.28~12.31、図 TS.15、図 TS.17、図 TS.20}



図SPM.8: 2081~2100年におけるRCP2.6とRCP8.5のシナリオによるCMIP5複数モデル平均の分布図。(a) 年平均地上気温の変化、(b) 年平均降水量の平均変化率、(c) 9月の北半球の海氷面積、(d) 海面におけるpHの変化。図(a)、(b)、(d)は、1986~2005年平均からの偏差を示す。それぞれの図の右上隅の数値は、複数モデル平均を算出するために使用したCMIP5のモデルの数である。図(a)と(b)の斜線部は、複数モデル平均の変化量が自然起源の内部変動性に比べ小さい(つまり、20年間の自然起源の内部変動性の1標準偏差未満)であることを示す。また点描影は、自然起源の内部変動性に比べ大きく(つまり、20年間の自然起源の内部変動性の2標準偏差以上)かつ少なくとも90%のモデルが同じ符号の変化をしている領域を示す(Box 12.1を参照)。図(c)では、線で囲んだ部分がモデルによる1986~2005年の平均を、塗りつぶし部分が21世紀末の平均を示す。白色はCMIP5複数モデル平均、明るい青色は北極域の海氷面積の気候値と1979年から2012年における傾向を現実かなり近く再現したモデル(括弧内にモデル数を示す)のみによる結果の平均である。更に詳細な技術情報は、技術要約の補足資料を参照。{図6.28、図12.11、図12.22、図12.29、図TS.15、図TS.16、図TS.17、図TS.20}

- 高緯度域と太平洋赤道域では、RCP8.5シナリオにおいて、今世紀末までに年平均降水量が増加する可能性が高い。RCP8.5シナリオにおいて、中緯度と亜熱帯の乾燥地域の多くでは今世紀末までに年平均降水量が減少する可能性が高く、一方、多くの中緯度の湿潤地域では今世紀末までに年平均降水量が増加する可能性が高い(図SPM.8を参照)。(7.6、12.4、14.3)
- 世界平均地上気温が上昇するにつれて、中緯度の陸域のほとんどと湿潤な熱帯域において、今世紀末までに極端な降水がより強く、より頻繁となる可能性が非常に高い(表SPM.1を参照)。(7.6、12.4)
- 世界全体で、モンスーンシステムに含まれる領域は21世紀を通じて拡大する可能性が高い。モンスーンの風は弱くなる可能性が高い一方、モンスーンの降水は大気中の水蒸気量の増加により強まる可能性が高い。モンスーン期の開始期は早くなるか、又はあまり変化しない可能性が高い。モンスーン期の終了期は遅くなり、結果としてモンスーン期は多くの地域で長期化する可能性が高い。(14.2)
- エルニーニョ・南方振動(ENSO)は、21世紀中においても世界的影響を持った太平洋熱帯域における経年変動性の主要なモードのままであることの確信度は高い。降水になり得る水分の増加により、地域規模のENSOに関連した降水量の変動性は強まる可能性が高い。ENSOの振幅や空間分布の自然変動性は大きく、このため21世紀においてENSO及びそれに関連した地域的な現象について予測されるいかなる変化についても依然として確信度は低いままである。(5.4、14.4)

表 SPM.2: 1986~2005 年平均を基準とした、21 世紀中頃と 21 世紀末における、世界平均地上気温と世界平均海面水位上昇の変化予測。
{12.4、表 12.2、表 13.5}

		2046~2065年		2081~2100年	
	シナリオ	平均	可能性が高い予測幅 ^(c)	平均	可能性が高い予測幅 ^(c)
世界平均 地上気温の変化(°C) ^(a)	RCP2.6	1.0	0.4~1.6	1.0	0.3~1.7
	RCP4.5	1.4	0.9~2.0	1.8	1.1~2.6
	RCP6.0	1.3	0.8~1.8	2.2	1.4~3.1
	RCP8.5	2.0	1.4~2.6	3.7	2.6~4.8
	シナリオ	平均	可能性が高い予測幅 ^(d)	平均	可能性が高い予測幅 ^(d)
世界平均 海面水位の上昇(m) ^(b)	RCP2.6	0.24	0.17~0.32	0.40	0.26~0.55
	RCP4.5	0.26	0.19~0.33	0.47	0.32~0.63
	RCP6.0	0.25	0.18~0.32	0.48	0.33~0.63
	RCP8.5	0.30	0.22~0.38	0.63	0.45~0.82

注釈:

- (a) CMIP5 アンサンブル平均に基づく。偏差は 1986~2005 年平均に対して求めた。HadCRUT4 とその不確実性の評価結果(5~95%の信頼区間)によると、基準期間である 1986~2005 年に観測された温度上昇は、1850~1900 年平均と比べて 0.61 [0.55~0.67]°C、1980~1999 年(第4次評価報告書の予測で用いられた基準期間)平均と比べて 0.11 [0.09~0.13]°Cであった。以前の基準期間(1850~1900 年平均及び 1980~1999 年平均)に対する可能性が高い予測幅は評価していない。これは、モデルと観測のそれぞれの不確実性を組み合わせるために一般的に利用可能な手法が文献から得られないためである。予測された変化と観測された変化を足し合わせるだけでは、観測と比較したときのモデルバイアスの潜在的な効果や、観測の基準期間における自然起源の内部変動性は説明されない。(2.4、11.2、表 12.2、表 12.3)
- (b) 21 個の CMIP5 モデルに基づく。偏差は 1986~2005 年平均に対して求めた。特定の大気海洋結合モデルとシナリオにおいて CMIP5 の結果を利用できなかった場合は、13 章の表 13.5 に記述されているように推定値を用いた。氷床の急速な力学的変化や人為的な陸域の貯水量変化からの寄与は、一様な確率分布を持つとし、シナリオからほぼ独立したものとして扱われる。この取り扱いとは、この寄与がシナリオに依存しないことを意味するものではなく、現在の知見では依存度を定量的に評価することが出来ないだけであることを意味している。現在の理解に基づく、世界平均海面水位の上昇が 21 世紀において可能性の高い予測幅を大幅に超えて引き起こされ得るのは、南極氷床の海洋を基部とする部分の崩壊が始まった場合のみである。この追加的な寄与による 21 世紀中の海面水位上昇が数十 cm を超えないことの確信度は中程度である。
- (c) モデル予測の 5~95%の信頼幅から計算した。これらの幅は、更にモデルに含まれる追加の不確実性や確信度のさまざまなレベルを考慮した上で、可能性が高い予測幅と評価されている。自然起源の内部変動性が相対的に大きく、また温室効果ガス以外による強制力や応答の不確実性が 2081~2100 年に比べると大きいと、2046~2065 年の世界平均地上気温の変化予測の確信度は中程度である。2046~2065 年の可能性が高い予測幅の評価には、近未来(2016~2035 年)の世界平均地上気温変化においてモデルによる 5~95%の範囲を下回る評価幅とした要因の影響は考慮していない。これは科学的理解が不十分なために、これらの要因がより長期の予測に及ぼす影響が定量化されていないためである。(11.3)
- (d) モデル予測の 5~95%の信頼幅から計算した。これらの幅は、更にモデルに含まれる追加の不確実性や確信度のさまざまなレベルを考慮した上で、可能性が高い予測幅と評価されている。世界平均の海面水位上昇についての予測の確信度は、両方の期間において中程度である。

E.3 大気:大気質

- 大気質(地表付近の大気中のオゾンや PM2.5¹⁷)について予測される範囲は、物理的な気候変動よりむしろ排出量(メタンを含む)によって主に決まる(中程度の確信度)。世界的に、温暖化がバックグラウンドの地上オゾンを減少させることの確信度は高い。高いメタン濃度(RCP8.5 シナリオ)ではこの減少は相殺され、(RCP4.5 シナリオと RCP6.0 シナリオのように)メタンの濃度変化が小さいシナリオと比較して、2100 年までにバックグラウンド地上オゾンを平均約 8 ppb(現在の濃度の 25%相当)増加させうる(高い確信度)。{11.3}
- 観測とモデルの証拠によれば、他の全てを同じとすると、汚染地域における局所的に高い地上気温が、オゾンや PM2.5 の最大濃度を増加させるような地域規模の化学過程のフィードバックや局所的な排出を引き起こすであろう(中程度の確信度)。PM2.5 については、気候変動はエアロゾルの降水による除去過程の変化と同様に、エアロゾルの自然的発生源を変化させるかもしれないが、PM2.5 の分布に対する気候変動の全般的な影響についてはいかなる確信度も与えられない。{11.3}

E.4 海洋

21 世紀の間、世界全体で海洋は昇温し続けるであろう。熱は海面から海洋深層に広がり、海洋循環に影響するであろう。{11.3、12.4}

- 最大の海洋の温暖化は熱帯域と北半球亜熱帯域の海面において予測されている。より深い深度においては、昇温は南極海で最も大きいだろう(高い確信度)。21 世紀末までの海面から水深100 mまでにおける温度上昇の最良推定値は約0.6℃(RCP2.6シナリオ)から約2.0℃(RCP8.5シナリオ)、水深約1000 mにおいては約0.3℃(RCP2.6シナリオ)から約0.6℃(RCP8.5シナリオ)である。{12.4、14.3}
- 大西洋子午面循環(AMOC)は、21 世紀を通じて弱まる可能性が非常に高い。弱化的最良推定値と範囲¹⁸は、RCP2.6シナリオで11%(1~24%)、RCP8.5シナリオで34%(12~54%)である。AMOCはおよそ2050年頃までにいくらか衰える可能性が高いが、大きな自然起源の内部変動性のために数十年規模でAMOCが強まる時期もあるかもしれない。{11.3、12.4}
- 考慮されたシナリオの範囲では、大西洋子午面循環(AMOC)が21 世紀中に突然に変化又は停止してしまう可能性は非常に低い。解析の数が限られており、結果もはっきりしていないため、21 世紀より後のAMOCの変化に関する評価結果の確信度は低い。しかしながら、大規模な温暖化が持続することで21 世紀より後においてAMOCが停止してしまう可能性を否定することはできない。{12.5}

E.5 雪氷圏

21 世紀の間、世界平均地上気温の上昇とともに、北極域の海氷面積が縮小し厚さが薄くなり続けること、また北半球の春季の積雪面積が減少することの可能性は非常に高い。世界規模で氷河の体積は更に減少するだろう。{12.4、13.4}

- 複数モデルの平均から、21 世紀の終わりまでに北極域の海氷面積は通年で減少すると予測されている。この減少は、9 月においては RCP2.6 シナリオの 43%から RCP8.5 シナリオの 94%、2 月においては RCP2.6 シナリオの 8%から RCP8.5 シナリオの 34%の間である(中程度の確信度)(図 SPM.7、図 SPM.8 を参照)。{12.4}

17 PM2.5 は 2.5 マイクロメートル未満の直径を有する粒子状物質のことであり、大気中のエアロゾル濃度の尺度の一つである。

18 この段落における範囲は CMIP5 モデルの予測範囲を示している。

- 北極域の海氷面積について、その気候学的な平均状態と1979年から2012年の傾向を現実にかなり近く再現したモデルによる評価では、RCP8.5シナリオにおいて今世紀半ばまでに9月の北極海で海氷がほとんど存在しない状態となる¹⁹ 可能性が高い(中程度の確信度)(図SPM.7、図SPM.8を参照)。他のシナリオでは、9月において21世紀のいつ頃に北極海の海氷がほとんど存在しない状態になるのかについて、確信のある予測をすることができない。{11.3、12.4、12.5}
- 南極域においては、世界平均地上気温の上昇に伴い、21世紀末に海氷面積と体積の減少が予測されているが、その確信度は低い。{12.4}
- 21世紀末までに、南極周辺の氷河を除いた世界の氷河体積は、RCP2.6シナリオでは現在の氷河体積の15～55%、RCP8.5シナリオでは35～85%減少すると予測されている(中程度の確信度)。{13.4、13.5}
- 北半球の春季の積雪面積は、モデル平均では21世紀末までにRCP2.6シナリオで7%、RCP8.5シナリオで25%減少すると予測されている(中程度の確信度)。{12.4}
- 世界平均地上気温の上昇に伴い、北半球高緯度における地表付近の永久凍土面積が減少することはほぼ確実である。21世紀末までに、地表付近(上部3.5m)の永久凍土面積は、モデル平均では37%(RCP2.6シナリオ)から81%(RCP8.5シナリオ)の間で減少すると予測されている(中程度の確信度)。{12.4}

E.6 海面水位

21世紀の間、世界平均海面水位は上昇を続けるだろう(図SPM.9を参照)。海洋の温暖化が強まることと、氷河と氷床の質量損失が増加することにより、全てのRCPシナリオについて海面水位の上昇率は1971年から2010年の期間に観測された上昇率を超える可能性が非常に高い。{13.3～13.5}

- 世界平均海面水位の上昇予測についての確信度は、海面水位変化の要因に関する物理的理解の進展、諸過程に基づくモデル^{訳注}と観測の整合性の改善、氷床の力学的変化を考慮したことによって、第4次評価報告書以降高まってきている。{13.3～13.5}
- 1986～2005年平均を基準とした、2081～2100年平均の世界平均海面水位の上昇はRCP2.6シナリオで0.26～0.55 m、RCP4.5シナリオで0.32～0.63 m、RCP6.0シナリオで0.33～0.63 m、RCP8.5シナリオで0.45～0.82 mの範囲となる可能性が高い(中程度の確信度)。RCP8.5シナリオにおいて、世界平均海面水位の2100年までにおける上昇幅は0.52～0.98 mの間であり、2081年から2100年の期間の上昇率は1年当たり8～16 mmである(中程度の確信度)。これらの範囲は、CMIP5の気候予測と諸過程に基づくモデルを組み合わせた結果と、氷河及び氷床の寄与に関する文献評価から導かれた(図SPM.9、表SPM.2を参照)。{13.5}
- RCPシナリオに基づく予測において、21世紀の世界平均海面水位上昇の30～55%を熱膨張が占め、氷河による上昇は15～35%である。グリーンランド氷床の表面融解の増加が降雪量の増加を上回るようになり、グリーンランド氷床表層における質量収支の変化は将来の海面水位に対して正の寄与となるだろう(高い確信度)。南極氷床の表面融解は少ないままである一方、南極氷床上での降雪量の増加が考えられ(中程度の確信度)、南極氷床表層の質量収支の変化は将来の海面水位に対して負の寄与となるだろう。両氷床からの流出の変化の合計は、2081～2100年までに0.03～0.20 mの範囲で海面水位上昇に寄与する可能性が高い(中程度の確信度)。{13.3～13.5}
- 現在の理解に基づく、世界平均海面水位の上昇が21世紀において可能性の高い範囲を大幅に超えて引き起こされ得るのは、南極氷床の海洋を基部とする部分の崩壊が始まった場合のみである。しかしながら、この追加的な寄与については、中程度の確信度で、21世紀中の海面水位上昇が数十cmを超えないだろうと見込まれる。{13.4、13.5}

19 北極海の状況は、海氷面積が少なくとも5年連続で10⁶ km²未満である場合に、海氷がほとんど存在しない状態とする。

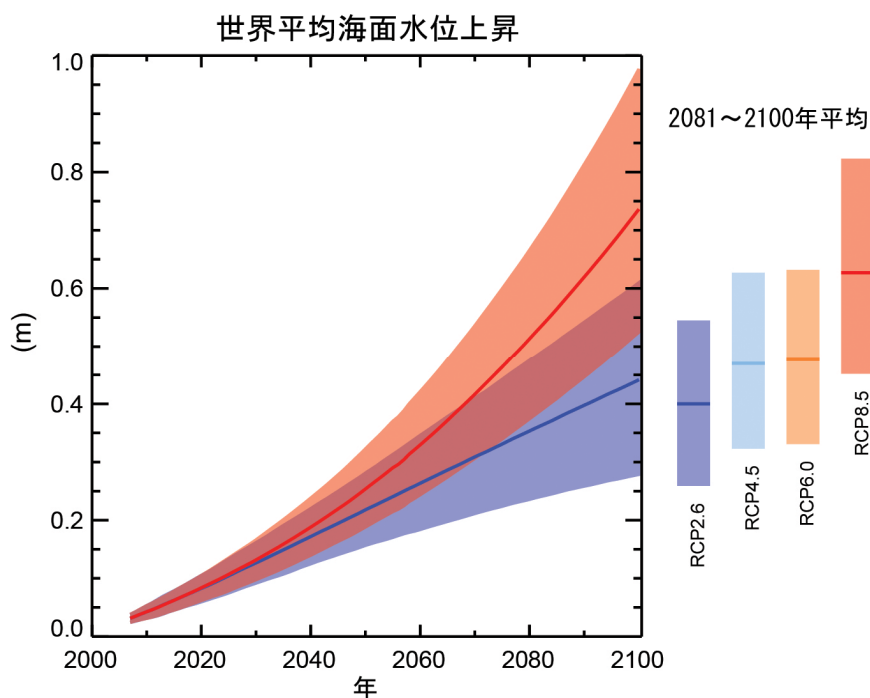


図 SPM9: 21 世紀にわたる世界平均海面水位の上昇予測(1986~2005 年平均との比較)。CMIP5 と諸過程に基づくモデルの組み合わせによる予測を RCP2.6 シナリオ、RCP8.5 シナリオについて示す。可能性が高い幅は陰影部分で示されている。全ての RCP シナリオに対し、2081~2100 年の平均について可能性が高い予測幅を彩色した縦帯で、対応する中央値を水平線で示している。更に詳細な技術情報は、技術要約の補足資料を参照。{表 13.5、図 13.10、図 13.11、図 TS.21、図 TS.22}

- 21 世紀中の世界平均海面水位上昇が更に高くなるという予測の根拠が検討され、評価された可能性の高い範囲を超えるような特定の水位になる確率を評価するには現在のところ証拠が不十分であると結論づけられた。世界平均海面水位上昇に関する多くの半経験的モデル^{訳注K}の予測は、諸過程に基づくモデルによる予測よりも高くなっている(最大約2倍の大きさ)が、その信頼性については科学界における合意が無く、故にそのような予測については確信度が低い。{13.5}
- 海面水位上昇は一樣ではないだろう。21 世紀末までに、海洋面積の約95%以上で海面水位が上昇する可能性が非常に高い。世界の海岸線の約70%で、世界平均の海面水位変化の±20%以内の大きさの海面水位変化が起こると予測されている。{13.1、13.6}

E.7 炭素とその他の生物地球化学循環

気候変動は、大気中の二酸化炭素の増加を更に促進するような形で炭素循環過程に影響を与えるであろう(高い確信度)。海洋の更なる炭素吸収により、海洋酸性化が進行するであろう。{6.4}

- 人為的に排出された二酸化炭素の海洋への吸収は、4 つの全ての RCP シナリオにおいて 2100 年まで継続し、高濃度の経路ほど高い吸収量となるだろう(非常に高い確信度)。陸域の炭素吸収が将来どう変化するかはあまり確かではない。大部分のモデルは全ての RCP シナリオにおいて陸域での炭素吸収が継続すると予測しているが、幾つかのモデルは気候変動と土地利用変化の複合効果のために、陸域の炭素が減少することを予測している。{6.4}
- 地球システムモデルによると、気候と炭素循環の間のフィードバックが 21 世紀に正であることの確信度は高い。即ち、気候変動は、大気中の二酸化炭素の増加によって引き起こされる陸地と海洋の炭素吸収の増加の一部を相殺するだろう。その結果、大気中に排出された人為起源の二酸化炭素のうち、より多くが大気中に残るであろう。百年から千年規模で気候と炭素循環に正のフィードバックがあることは、古気候に関する観測とモデリングの結果によって支持されている。{6.2、6.4}

表SPM.3: CMIP5の地球システムモデルのシミュレーションにより計算された、RCPシナリオの大気中濃度変化に対応する2012年から2100年の期間の累積二酸化炭素排出量^{脚注1}。{6.4、表6.12、図TS.19}

シナリオ	2012～2100年の累積二酸化炭素排出量 ^(a)			
	GtC		GtCO ₂	
	平均	範囲	平均	範囲
RCP2.6	270	140～410	990	510～1505
RCP4.5	780	595～1005	2860	2180～3690
RCP6.0	1060	840～1250	3885	3080～4585
RCP8.5	1685	1415～1910	6180	5185～7005

注釈:

(a) 1GtCは、炭素換算で1ギガトン(=10億トン=1000兆グラム)を表す。二酸化炭素換算では36億6700万トンに相当する。

- 地球システムモデルは全ての RCP シナリオにおいて海洋酸性化の世界的な進行を予測している。21 世紀末までの海面の pH の低下量の幅¹⁸は、RCP2.6 シナリオで 0.06～0.07、RCP4.5 シナリオで 0.14～0.15、RCP6.0 シナリオで 0.20～0.21、RCP8.5 シナリオで 0.30～0.32 である(図 SPM.7、図 SPM.8 を参照)。{6.4}
- RCP シナリオの大気中二酸化炭素濃度に対応する 2012 年から 2100 年の期間の二酸化炭素の累積排出量²⁰は、15 個の地球システムモデルから得られた結果によると、RCP2.6 シナリオで 140～410 GtC¹⁸、RCP4.5 シナリオで 595～1005 GtC、RCP6.0 シナリオで 840～1250 GtC、RCP8.5 シナリオで 1415～1910 GtC である(表 SPM.3 を参照)。{6.4}
- 2050 年までに、RCP2.6 シナリオに従った地球システムモデルの結果から得られた二酸化炭素の年排出量は、1990 年の排出量より少なくなる(14～96%少ない排出量)。21 世紀末までに、モデルの約半数が 0 をわずかに超える程度の排出量を示唆しており、残りの半分は大気中から二酸化炭素を正味で取り除く事を示唆している。{6.4、図 TS.19}
- 炭素を蓄積している永久凍土の融解による、21 世紀を通じた二酸化炭素やメタンの大気中への放出量は、RCP8.5 シナリオで 50～250 GtC であると評価されている(低い確信度)。{6.4}

E.8 気候の安定化、気候変動の不可避性^{脚注M}と、気候変動の不可逆性

二酸化炭素の累積排出量によって、21 世紀後半及びその後の世界平均の地表面の温暖化の大部分が決定づけられる(図 SPM.10 を参照)。気候変動の特徴の大部分は、たとえ二酸化炭素の排出が停止したとしても、何世紀にもわたって持続するだろう。このことは、過去、現在、及び将来の二酸化炭素の排出の結果による、大規模で数世紀にわたる気候変動の不可避性^{脚注M}を表している。{12.5}

- 二酸化炭素の累積総排出量と世界平均地上気温の応答は、ほぼ比例関係にある(図SPM.10を参照)。どの温暖化レベルも、ある範囲内の累積二酸化炭素排出量²¹と関連づけられ、このため、例えば早い年代の高い排出量は、後の年代の低い排出量を意味する。{12.5}
- 人為的な二酸化炭素排出のみによる温暖化を、ある確率で1861～1880年²²の平均から2℃未満に抑えるには、同期間以降の全ての人為的発生源からの累積二酸化炭素排出量を以下の範囲に制限する必要があるだろう。33%を超える確率の場合は0～約1570 GtC (5760 GtCO₂)、50%を超える確率の場合は0～約1210 GtC (4440 GtCO₂)、66%を超える確率の場合は0～約1000 GtC (3670 GtCO₂)²³。これらの上限値は、二酸化炭素以外の強制力をRCP2.6シナリオと同等として考慮に入れると、それぞれ約900 GtC (3300 GtCO₂)、

20 化石燃料、セメント、産業、廃棄物の各部門からの排出量。

21 この二酸化炭素排出の範囲の定量化には、二酸化炭素以外の駆動要因も考慮する必要がある。

22 モデルの結果が利用可能な最初の 20 年。

23 累積炭素排出量に対する過渡的気候応答(TCRE; D.2 節を参照)の評価に基づく。

約820 GtC (3010 GtCO₂)、約790 GtC (2900 GtCO₂)に減少する。2011年までに515 [445～585] GtC(1890 [1630～2150] GtCO₂)^{訳注N}の二酸化炭素がすでに排出された。{12.5}

- より低いレベルの気温上昇目標、あるいは特定の気温上昇目標以下に抑制できる可能性をより高めるには、より少ない累積二酸化炭素排出量が求められるだろう。二酸化炭素以外の温室効果ガスの増加、エーロゾルの減少、あるいは永久凍土からの温室効果ガスの放出が温暖化に与える影響を考慮すると、特定の気温上昇目標のための累積二酸化炭素排出量は更に少なくなるだろう(図SPM.10を参照)。{12.5}
- 二酸化炭素の排出に起因する人為的な気候変動の大部分は、大気中から二酸化炭素の正味の除去を大規模に継続して行う場合を除いて、数百年から千年規模の時間スケールで不可逆である。人為的な二酸化炭素の正味の排出が完全に停止した後も、数世紀にもわたって、地上気温は高いレベルでほぼ一定のままとどまるだろう。海洋の表面から深層への熱輸送の時間スケールが長いため、海洋の温暖化は何世紀にわたって続くだろう。シナリオによって違いはあるものの、排出された二酸化炭素の約15～40%は、1,000年以上大気中に残るだろう。{Box6.1、12.4、12.5}
- 熱膨張に起因する海面水位上昇が何世紀にわたって継続するため、2100年以降も世界平均海面水位が上昇しつづけることはほぼ確実である。2100年以降に及ぶ予測結果が利用できる少数のモデル予測によると、RCP2.6シナリオのようにピークに達した後減少し500 ppm未満を維持するような二酸化炭素濃度に相当する放射強制力の場合、工業化以前と比べた2300年までの世界平均海面水位の上昇は1 m未満であることが示されている。RCP8.5シナリオのように700 ppmを超えるが1500 ppmには達しない二酸化炭素濃度に相当する放射強制力の場合、予測された水位上昇は2300年までに1 mから3 m以上である(中程度の確信度)。{13.5}

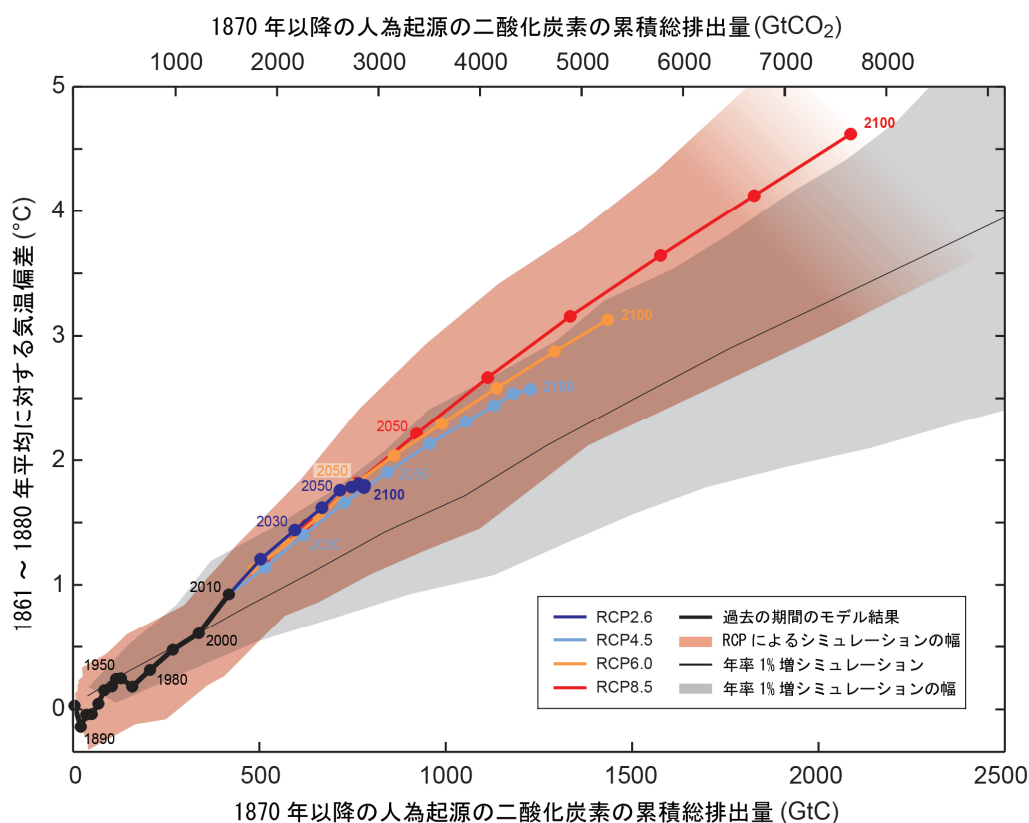


図 SPM.10: 世界全体の二酸化炭素の累積総排出量の関数として示した、様々な一連の証拠による世界平均地上気温の上昇量。2100年までの各 RCP シナリオについて様々な階層の気候-炭素循環モデルから得られた複数モデルの結果を、色付きの線と10年平均(点)で示している。明確にするため、いくつかの10年平均にその年を示している(例えば、2050は2040～2049年の10年平均を示す)。過去の期間(1860年から2010年)のモデル結果は黒で示されている。着色されたブルーム状部分は4つのRCPシナリオにわたる複数モデルの幅を表しており、RCP8.5シナリオにおいて利用できるモデルの数が減少すると共に陰影を薄くしてある。二酸化炭素を1年当たり1%ずつ増加させた場合(1%/年 CO₂ シミュレーション)の強制力による、CMIP5モデルのシミュレーションにより予測された結果の複数モデル平均とその範囲は、細い黒線と灰色の陰影域で示されている。累積二酸化炭素排出量の特定の値に対して、二酸化炭素を1年当たり1%ずつ増加させたシミュレーションの結果は、二酸化炭素以外の追加的強制力を含んでいるRCPシナリオにより駆動されるものよりも低い温暖化を示している。気温は1861～1880年の期間平均を基準としており、排出量は1870年を基準としている。各10年平均は直線で結んである。更に詳細な技術情報は、技術要約の補足資料を参照。{図12.45、TS TFE.8 図1}

- 氷床の持続的な質量損失が起これば、より大きな海面上昇が生じるだろう。そして、この質量損失の一部は不可逆的であるかもしれない。あるしきい値を超える気温上昇が持続すると、千年あるいは更に長期間をかけたグリーンランド氷床のほぼ完全な損失を招いて、7 mに達する世界平均海面上昇をもたらすだろうということの確信度は高い。現在の見積もりでは、そのしきい値は工業化以前に対する世界平均気温の上昇量で約1℃より大きく(低い確信度)、約4℃より小さい(中程度の確信度)とされている。南極氷床の海洋を基部とする部分の気候強制力に対する潜在的な不安定性により、急激かつ不可逆的な氷の損失が起こる可能性があるが、現在の証拠と理解は定量的な評価を行うには不十分である。{5.8、13.4、13.5}
- ジオエンジニアリングと呼ばれる、気候変動に対抗するため意図的に気候システムを変えることを目指した方法が提案されている。証拠が限られていることが、太陽放射管理(SRM)と二酸化炭素除去(CDR)の両方について、またそれらの気候システムへの影響について、総合的かつ定量的な評価を妨げている。CDR法は、地球規模ではその潜在的利用可能性に生物地球化学的・技術的な限界がある。百年規模の時間スケールにおいて、CDR法によりどの程度二酸化炭素排出量を部分的に相殺することができるか定量化するには十分な知見がない。モデル結果によれば、いくつかのSRM法は、もし実現可能であれば、世界全体の気温上昇をかなりの程度相殺する可能性があることを示しているが、それらは一方で世界全体の水循環を変化させ、また海洋酸性化は抑制できないだろう。もしSRM法が何らかの理由で終了してしまった場合には、世界平均地上気温が温室効果ガスによる強制力と整合的な値にまで非常に急速に上昇するだろうということの確信度は高い。CDR法及びSRM法は世界規模で副作用や長期的な影響をもたらす。{6.5、7.7}

Box SPM.1 代表的濃度経路(RCP)シナリオ

IPCC 第1作業部会における気候変動予測には、温室効果ガスやエアロゾル、その他の気候駆動要因の将来の排出量あるいは濃度に関する情報が必要である。この情報は様々な人間活動のシナリオとして表現されることが多いが、本報告書ではこのようなシナリオの評価はしない。IPCC 第1作業部会で使用されるシナリオは人為的な排出に焦点をあてており、太陽や火山活動による強制力や自然放出(例:メタンや一酸化二窒素)などのような自然起源の強制力の変化は含んでいない。

IPCC 第5次評価報告書のため、科学界では代表的濃度経路(RCP、用語集を参照)と表記される4つの新しいシナリオを定義した。それらは2100年における1750年に対するおおよその合計放射強制力(RCP2.6シナリオでは約2.6 Wm⁻²、RCP4.5シナリオでは約4.5 Wm⁻²、RCP6.0シナリオでは約6.0 Wm⁻²、RCP8.5シナリオでは約8.5 Wm⁻²)によって区別される。第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の結果については、これらの値は単に指標として考えるべきである。これは、個々のモデルの特性や短寿命気候強制因子の扱い方によって、全ての駆動要因によって生じる気候強制力はモデルによって異なるためである。これらの4つのRCPシナリオには、非常に低い強制力レベルにつながる緩和型シナリオが一つ(RCP2.6シナリオ)、安定化シナリオが二つ(RCP4.5シナリオとRCP6.0シナリオ)、非常に高い温室効果ガス排出量となるシナリオが一つ(RCP8.5シナリオ)含まれる。こうしてRCPシナリオは、気候政策を含まない第3次評価報告書と第4次評価報告書で使用されてきた「排出シナリオに関する特別報告書(SRES)」のシナリオと比べて、21世紀の気候政策の範囲を表現できるものとなっている。RCP6.0シナリオとRCP8.5シナリオについては2100年までに放射強制力はピークに達せず、RCP2.6シナリオでは2100年までに放射強制力がピークを迎えた後減少し、RCP4.5シナリオでは2100年までに放射強制力が安定化する。それぞれのRCPシナリオは、土地利用の変化と大気汚染物質の部門別排出量の空間分布データセットを提供し、また、2100年までの温室効果ガスの各年の濃度と人為起源排出量を定めている。RCPシナリオは、統合評価モデル、簡易気候モデル、大気化学モデル、及び全球炭素循環モデルの組み合わせに基づいている。RCPシナリオの合計放射強制力は広い範囲にわたっているが、特にエアロゾルなどについて、文献で示される排出量範囲の全てを網羅するものではない。

CMIP5と地球システムモデル(ESM)のシミュレーションの大半は、二酸化炭素濃度が2100年までに421 ppm(RCP2.6シナリオ)、538 ppm(RCP4.5シナリオ)、670 ppm(RCP6.0シナリオ)、936 ppm(RCP8.5シナリオ)に達するような、あらかじめ規定された濃度で実行されている。規定されたメタンと一酸化二窒素の濃度も含めると、2100年までに達する二酸化炭素換算濃度は、475 ppm(RCP2.6シナリオ)、630 ppm(RCP4.5シナリオ)、800 ppm(RCP6.0シナリオ)、1313 ppm(RCP8.5シナリオ)となる。RCP8.5シナリオでは、統合評価モデルにより提供される二酸化炭素排出量で規定した、CMIP5の地球システムモデルによる追加的なシミュレーションが実行されている。全てのRCPシナリオについて、(CMIP5の大気化学と気候の要素を含む)更新された大気化学データとモデルを用いて、RCPシナリオで規定される化学反応性ガス(メタン、一酸化二窒素、ハイドロフルオロカーボン類、窒素酸化物、一酸化炭素、非メタン揮発性有機化学物)の排出量を与えた追加的な計算が実行された。これらのシミュレーションは、炭素循環フィードバックと大気化学に関する不確実性の調査を可能にする。

【訳注】

- A (p. 2) IPCCが用いている「気候変動(climate change)」は、自然の変動性又は人間活動の結果のどちらによるものであると、すべての気候の時間的变化を指している。時間的变化には、平均的な状態がある方向に継続して変化するもの、周期的・規則的に変動するもの、ある時点を境に平均的な状態が大きく変化するものなどがある。なお、気象学では長期的に一方向の変化を「気候変化」と呼んで、「気候変動」と区別することもある。また、気候学では長期の変化・変動の総称を「気候変化」とする場合がある。
- B (p. 3) “Thematic Focus Elements”の略で、技術要約の中で特定のテーマに焦点を当てて囲みで掲載されている。
- C (p. 7) 1 Gtは、1ギガトン(=10億トン)を表す。
- D (p. 7) 原文では“perennial sea ice”と記されている。一夏以上経過した海氷で、二年氷(second-year ice)と多年氷(multi-year ice; 二夏以上経過した氷)の両方を含む。
- E (p. 11 脚注) 本体報告書の表2.1に示された温室効果ガスで、京都議定書の削減対象である二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類及びオゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類、ハイドロクロロフルオロカーボン類等を指す。「長寿命の温室効果ガス」とほぼ同義である。
- F (p. 11) 単位時間、単位面積当たりのエネルギーの移動量。
- G (p. 14) この累積炭素排出量は、年率1%で二酸化炭素濃度が増加する場合のもので、大気以外(陸域及び海洋)に蓄積される分も含まれる。
- H (p. 15) 原文では“Global Temperature Change Potential”と記されている。二酸化炭素以外の温室効果ガスの排出量を同等な効果をもつ二酸化炭素の排出量に換算する係数の一種で、地上気温の上昇量に基づいて定義される。なお、翻訳時点ではまだ定着した訳語は無い。
- I (p. 18) 気候変動に関する国際連合枠組条約第16回締約国会議(2010年)の合意文書では、工業化前(18世紀半ば)を基準とする温度目標について言及されている。
- J (p. 23) 海面水位について、さまざまな要素の物理的、力学的な相互作用を規定する方程式を計算機によるシミュレーションで数値的に解くことでそれらの要素の時間発展を予測するモデル。半経験的モデルと異なり、氷床の融解や流出のプロセスについても世界平均地上気温や放射強制力などの予測値を与えて直接計算し、将来の海面水位変化にどの程度寄与するか予測する。
- K (p. 24) 海面水位について、過去の観測事実や理論的考察から導いた変数間の統計的關係に基づいて将来予測を行うモデル。過去に観測された世界平均地上気温や放射強制力と海面水位上昇の關係性を導き、それに基づいて将来についても世界平均地上気温や放射強制力の予測値から海面水位上昇を予測する。
- L (p. 25) ここで示された二酸化炭素排出量には、土地利用変化起源の排出は含まれていない。
- M (p. 25) 原文では“climate change commitment”と記されている。この用語は、気候変動研究の分野で、ある時点までに人為的に排出された温室効果ガスによってそれ以後必ずもたらされる気候の変化を指すものとして使用されている。言い換えると、過去の温室効果ガス排出の影響は、現在までにどれだけ現われているかによらず、将来において確実に現れることを示している。これは以下の2つの理由による:(1)長寿命温室効果ガス、特に人為起源の二酸化炭素については、一旦排出されると非常に長い期間にわたって大気・海洋・生態系を循環しつつ、炭素の総量はほとんど減少せず、一定部分が大気中に残り、放射強制力が持続する。(2)地球の気候システムには海洋の大きな熱的慣性並びに雪氷圏及び地表面におけるゆっくりとした調整過程があるため、気候システムが大気中の温室効果ガス濃度(放射強制力)に対応した状態に安定するまで長期間を要する。なお、同じ用語は、第4次評価報告書までは、過去の排出により上昇した温室効果ガス濃度がある時点以後一定に保たれるとして、それ以後に遅れて現れる変化を指していた。第5次評価報告書では、それも含む用語として用いられている。
- N (p. 26) この排出量は、化石燃料の燃焼、セメント生産及び人為的な土地利用の変化をもとに算出されている。

【文書履歴】

2014年3月5日版(気象庁ホームページ公開)

2014年6月19日版(訳文及び表記の一部修正)

2014年7月1日版(図SPM.5中の文字色修正)

謝辞

本日本語訳の作成に当たっては、気象庁が翻訳作業を行った。

なお翻訳に当たっては、IPCC WG1国内支援事務局の協力のもと、以下の方々に訳文の査読を頂いた。ここに記してお礼申し上げる。

青木 茂	北海道大学 低温科学研究所 准教授
秋元 肇	一般財団法人日本環境衛生センター アジア大気汚染研究センター 所長
東 久美子	大学共同利用機関法人 情報・システム研究機構 国立極地研究所 准教授
阿部 彩子	東京大学 大気海洋研究所 准教授
江守 正多	独立行政法人国立環境研究所 地球環境研究センター 気候変動リスク評価研究室 室長
河宮 未知生	独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境変動領域 チームリーダー
鬼頭 昭雄	筑波大学 生命環境系 主幹研究員
木本 昌秀	東京大学 大気海洋研究所 副所長・教授
近藤 洋輝	一般財団法人リモート・センシング技術センター ソリューション事業部 特任首席研究員
近藤 豊	東京大学大学院 理学系研究科 教授
住 明正	独立行政法人国立環境研究所 理事長
高藪 出	気象庁気象研究所 環境・応用気象研究部 第三研究室長
竹村 俊彦	九州大学 応用力学研究所 地球環境力学部門 准教授
筒井 純一	一般財団法人電力中央研究所 環境科学研究所 上席研究員
時岡 達志	独立行政法人海洋研究開発機構 地球環境変動領域 チームリーダー
仲江川 敏之	気象庁気象研究所 気候研究部第二研究室 主任研究官
中北 英一	京都大学 防災研究所 教授
中島 映至	東京大学 大気海洋研究所 地球表層圏変動研究センター センター長・教授
野沢 徹	岡山大学大学院 自然科学研究科 教授
野尻 幸宏	独立行政法人国立環境研究所 地球環境研究センター 上級主席研究員
花輪 公雄	東北大学 理事
松野 太郎	独立行政法人海洋研究開発機構 フェロー・特任上席研究員
三村 信男	茨城大学 地球変動適応科学研究機関 機関長・学長特別補佐
安岡 善文	東京大学 名誉教授
安成 哲三	大学共同利用機関法人人間文化研究機構 総合地球環境学研究所 所長

(敬称略 五十音順)

