

ipcc

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON climate change

# 気候変動 2013

自然科学の根拠

技術要約

翻訳



Japan Meteorological Agency

協力



文部科学省

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



WMO



UNEP



# 気候変動 2013：自然科学的根拠

## 技術要約

気候変動に関する政府間パネル第1作業部会により  
受諾された（但し、詳細は未承認）報告書\*より

気候変動に関する政府間パネル  
第5次評価報告書 第1作業部会報告書の一部

### 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

\* 作業部会あるいはパネルの会合における IPCC 報告書の「受諾」とは、文書が一行ごとの議論及び合意を必要とはしなかったことを意味するが、それでもなお、対象とする主題に関して、包括的、客観的で、且つバランスのとれた見解を提示している。

### 注意

この資料は、IPCC 第5次評価報告書第1作業部会報告書本体報告書技術要約(Technical Summary)を、気象庁が文部科学省の協力を得て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(2014年1月30日公開)：

[http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5\\_ALL\\_FINAL.pdf](http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_ALL_FINAL.pdf) をもとにし、

IPCC による正誤表(2015年4月17日版)

[http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5\\_Errata\\_17042015.pdf](http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_Errata_17042015.pdf) の訂正を反映している。

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」技術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 Technical Summary 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 support of the Ministry of Education, Culture, Sports, Science and Technology, Japan, with the aim of reflecting in the most accurate way the language used in the original text.*

気象庁訳（2015年12月1日版（IPCC 正誤表反映版））

#### 注意

- ・ 本翻訳は 2014 年 1 月 30 日公開版に従って作成し、公開後の訂正（2015 年 4 月 17 日版）を反映している。
- ・ 公開後の訂正は、正誤表が IPCC ホームページに掲載されている。気象庁は正誤表を随時翻訳し、本資料と同じホームページに掲載する。
- ・ 訳注は本文については巻末に、Box 及び TFE はそれぞれの末尾に記載している。

翻訳 気象庁

協力 文部科学省

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 Sjørfjorden, Norway (60°03' N - 6°20' E)） © Yann Arthus-Bertrand / Altitude.

© 2013 Intergovernmental Panel on Climate Change

© 2015 気象庁

# 技術要約



# 技術要約

**統括執筆責任者：**

Thomas F. Stocker (Switzerland), Qin Dahe (China), Gian-Kasper Plattner (Switzerland)

**主執筆者：**

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), Venkatachalam Ramaswamy (USA), David Randall (USA), Monika Rhein (Germany), Maisa Rojas (Chile), Christopher Sabine (USA), Drew Shindell (USA), 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), Gregory Flato (Canada), Jesús Fidel González Rouco (Spain), Ed Hawkins (UK), Paul J. Hezel (Belgium/USA), Gregory C. Johnson (USA), Simon A. Josey (UK), Georg Kaser (Austria/Italy), Albert M. G. Klein Tank (Netherlands), Janina Körner (Germany), Gunnar Myhre (Norway), Timothy Osborn (UK), Scott Power (Australia), 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)

**査読編集者：**

Sylvie Joussaume (France), Joyce Penner (USA), Fredolin Tangang (Malaysia)

**本技術要約の引用時の表記方法：**

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 and S.-P. Xie, 2013: Technical Summary. 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.

# 目次

**TS.1 序** ..... 35

**Box TS.1: 不確実性の扱い** ..... 36

**TS.2 気候システムにおける変化の観測** ..... 37

    TS.2.1 序 ..... 37

    TS.2.2 温度の変化 ..... 37

    TS.2.3 エネルギー収支と貯熱量の変化 ..... 38

    TS.2.4 循環と変動モードの変化 ..... 39

    TS.2.5 水循環と雪氷圏における変化 ..... 40

    TS.2.6 海面水位の変化 ..... 46

    TS.2.7 極端現象の変化 ..... 46

    TS.2.8 炭素循環及びその他の生物地球化学的循環の変化 ..... 50

**TS.3 気候変動をもたらす要因** ..... 53

    TS.3.1 序 ..... 53

    TS.3.2 温室効果ガスによる放射強制力 ..... 53

**Box TS.2: 放射強制力と実効放射強制力** ..... 53

    TS.3.3 人為起源エアロゾルによる放射強制力 ... 55

    TS.3.4 地表面の変化及び飛行機雲による放射強制力 ..... 55

    TS.3.5 気候変動をもたらす自然起源の要因による放射強制力 ..... 56

    TS.3.6 強制力のまとめ:空間的・時間的变化 .... 56

    TS.3.7 気候フィードバック ..... 58

    TS.3.8 排出指標 ..... 58

**TS.4 気候システム及びその近年の変化についての理解** ..... 60

    TS.4.1 序 ..... 60

    TS.4.2 地上気温 ..... 60

**Box TS.3: 気候モデルと過去 15 年間の世界平均地上気温上昇の停滞** ..... 61

    TS.4.3 大気気温 ..... 66

    TS.4.4 海洋 ..... 68

    TS.4.5 雪氷圏 ..... 69

    TS.4.6 水循環 ..... 72

    TS.4.7 気候の極端現象 ..... 72

    TS.4.8 地球規模から地域規模まで ..... 73

**Box TS.4: モデルの評価** ..... 75

**Box TS.5: 古気候** ..... 77

**TS.5 地球規模及び地域規模の気候変動予測** ..... 79

    TS.5.1 序 ..... 79

    TS.5.2 将来の強制力とシナリオ ..... 79

**Box TS.6: 新しい代表的濃度経路シナリオと第 5 期結合モデル相互比較計画のモデル** ... 79

    TS.5.3 気候システムの応答の定量化 ..... 81

    TS.5.4 近未来の気候変動 ..... 85

    TS.5.5 長期の気候変動 ..... 88

    TS.5.6 炭素循環及びその他の生物地球化学的循環の長期予測 ..... 92

**Box TS.7: 気候ジオエンジニアリング手法** ..... 98

    TS.5.7 海面水位変化の長期予測 ..... 98

    TS.5.8 気候現象と地域的気候変動 ..... 105

**TS.6 重要な不確実性** ..... 114

    TS.6.1 気候システムの変化の観測における重要な不確実性 ..... 114

    TS.6.2 気候変動の駆動要因における重要な不確実性 ..... 114

    TS.6.3 気候システム及びその近年の変化についての理解における重要な不確実性 ..... 114

    TS.6.4 地球規模及び地域規模の気候変動の予測における重要な不確実性 ..... 115

**テーマ別注目要素**

**TFE.1 水循環の変化** ..... 42

**TFE.2 海面水位の変化: 科学的理解と不確実性** ..... 47

**TFE.3 以前の IPCC 評価報告書による予測値の観測値との比較** ..... 64

**TFE.4 地球規模の気候システムにおけるエネルギー収支の変化** ..... 67

**TFE.5 不可逆性と急激な変化** ..... 70

**TFE.6 気候感度とフィードバック** ..... 82

**TFE.7 炭素循環の摂動と不確実性** ..... 96

**TFE.8 気候目標と安定化** ..... 102

**TFE.9 気候の極端現象** ..... 109



## TS.1 序

「気候変動 2013: 自然科学的根拠」(Climate Change 2013: The Physical Science Basis)は、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第5次評価報告書(AR5)の第1作業部会(WGI)報告書である。気候変動の自然科学的側面に関するこの包括的評価は、気候変動の過去を理解し、現在を記録し、将来の変化を予測することに関連する要素に焦点を当てている。この報告書は IPCC 第4次評価報告書(AR4)<sup>1</sup>と最近出された「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)<sup>2</sup>を土台にしたもので、14の章と3つの付録で構成されている。各章は、以下の事項を含んでいる;“気候システムの全ての構成要素の変化についての直接観測及び代替観測”、“強制力の変化に対する気候システムの感度と応答を決める、気候システムの構成要素内の様々な過程及び構成要素間の相互作用に関する現在の知識の評価”、“大気組成の変化、したがって放射強制力(RF)<sup>3</sup>の変化と、その結果生じる気候変動の検出及び原因特定との関連性の定量化”。気候システムの全ての構成要素の変化についての予測は、新しい一連のシナリオセットにしたがって強制力を与えたモデルシミュレーションに基づいている。また報告書では一章を割いて、過去及び将来の海面水位の変化についても包括的評価を提示している。地域の気候変動に関する情報は、「地球全体及び地域の気候予測アトラス」(付録 I)に提示している。さらに、付録 II として気候システムのシナリオ表、付録 III として用語集を付している。

この技術要約(TS)の主目的は、報告書本体の14の章で述べた個々の証拠についての完全な評価と、WGIの政策決定者向け要約(SPM)として作成されたきわめて密度の濃い要約との関係を示すことである。すなわちこの技術要約は、本評価の対象となっているより特定されたトピックの詳細な情報を求める読者にとって、最初の手引きの役割を果たす。この目的を果たすために、報告書本文で詳細な評価が掲載されている章や節の番号を付記している。政策関連のトピックは多くの章にまたがり、気候システムにおいて相互に関連する様々な過程を含むものであり、ここでは「テーマ別注目要素」(TFE)として提示し、その情報を手早く見つけられるようにしている。

この報告書では不可欠なこととして、不確実性を示す特定の用語を用いており、評価の説明を追跡できるようにしている(Box TS.1)。この報告書における重要な知見の確実性の度合いは、基礎となる科学的理解に対する著者チームの評価に基づいており、確信度(検討対象の科学研究における証拠の種類、量、質、一貫性及び見解の一致度によってレベルが決まる)<sup>4</sup>として表される。確信度は定性的に表される。ある知見における不確実性の定量的尺度は確率的に表され、

観測値又はモデル結果あるいはその両方の統計分析と専門家の判断の組み合わせに基づく。適当と判断される場合には、知見は不確実性の表現を用いず事実として述べている。(不確実性の表現の詳細については第1章及びBox TS.1を参照)。

技術要約は、主要な4つの節で構成されており、AR5 WGI報告書の記述構成にしたがって評価結果を提示している。TS.2節は、観測に基づく気候システムの変化に対する評価を扱い、TS.3節は、放射強制力として表される自然起源及び人為起源の様々な気候変動を引き起こす要因に関する情報を要約し、TS.4節は、観測された気候変動の定量的理解の評価を提示し、TS.5節は21世紀以降の将来の気候変動について、地域規模から地球規模までの予測についての評価結果を要約している。TS.6節では、TS.2節からTS.5節まで取り上げたWGIの評価に見られる重要な不確実性をまとめて列挙している。AR5 WGI報告書の様々な構成要素にまたがるTFEは全体で9つ掲げており、主要な4つの節の各所に分けて掲載している。本文とは一目で区別できるようにしてあり、TFEだけを個別に読めるようになっている。

この技術要約における本質的な段落の基礎は、本体報告書の章節に見出すことができる。それぞれの参照先の章節は波括弧で示している。

<sup>1</sup> IPCC, 2007: 気候変動 2007: 自然科学的根拠。気候変動に関する政府間パネル第4次評価報告書第1作業部会報告書。[Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

<sup>2</sup> IPCC, 2012: 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。気候変動に関する政府間パネル第1及び第2作業部会特別報告書。[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 and P. M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, and New York, NY, USA, 582 pp.

<sup>3</sup> 放射強制力(RF)は、地球システムが外部摂動にตอบสนองして生じたエネルギー・バランスの正味の変化を示す尺度である。単位はワット毎平方メートル( $Wm^{-2}$ )で表す。Box TS.2を参照。

<sup>4</sup> 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, and F.W. Zwiers, 2010: IPCC 第5次評価報告書主執筆者のための、不確実性の一貫した扱いに関するガイダンスノート。気候変動に関する政府間パネル(IPCC)。

Box TS.1 | 不確実性の扱い

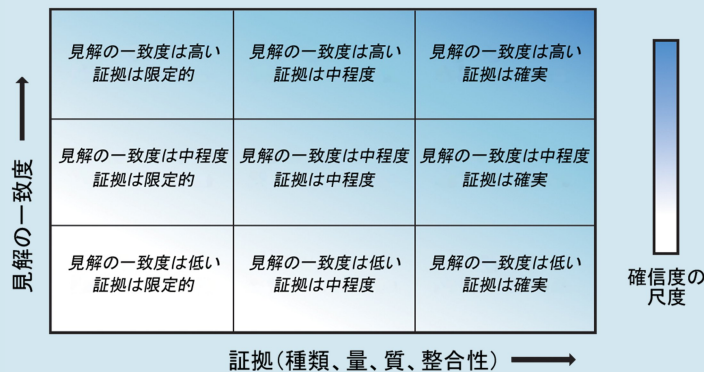
「IPCC 第5次評価報告書主執筆者のための、不確実性の一貫した扱いに関するガイダンスノート」に基づき、この第1作業部会(WGI)報告書技術要約及びWGI報告書政策決定者向け要約では、重要知見における確実性の度合いを伝えるのに、以下の2種類の指標を用いている。この確実性の度合いは、基本的な科学的理解に対する執筆者チームによる評価に基づいている。

- 知見の妥当性の確信度;これは証拠の種類、量、品質、一貫性(例えば、メカニズムの理解、理論、データ、モデル、専門家の判断)及び見解の一致度に基づいている。確信度は定性的に表す。
- 知見の不確実性の定量的尺度;これは確率的に表し、観測値あるいはモデル結果の統計的分析や専門家の判断に基づいている。

第5次評価報告書のガイダンスノートは、IPCC第3次評価報告書及び第4次評価報告書(AR4)を補助するために提供された手引きを改良したものである。新しい情報の入手可能性、科学的理解の向上、データ及びモデルの継続的な解析、評価対象の研究に用いられた方法の差異に加え、改訂された不確実性に関するガイダンスノートを利用していることから、本報告書の知見における不確実性の評価と、AR4及びSREXでの評価を直接比較することは難しい。またいくつかの気候変数に関しては、以前と今回とで異なる側面が評価されているため、直接比較することは不適切であろう。

それぞれの重要な知見は、関連する証拠と見解の一致度に対する執筆者チームの評価を基にしている。確信度の指標は、ある知見の妥当性について、執筆者チームが証拠と見解の一致度の評価を通じて行った判断を定性的に統合したものである。不確実性を確率的に定量化できる場合には、執筆者チームは調整された可能性を示す用語、又はより正確な確率表示を用いて、知見を特徴づけることができる。他に示されていない限り、「高い」又は「非常に高い」確信度は、執筆者チームが何らかの可能性用語を与えた知見に関連している。

(本報告書では)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」といった要約用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の5段階の要約用語を用い、「中程度の確信度」のように斜体字で記述する。Box TS.1 図1は、証拠及び見解の一致度についての要約とその確信度との関係を示している。この関係には柔軟性があり、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。



Box TS.1 図1 | 証拠及び見解の一致度の言明とその確信度との関係。確信度は色の濃淡で示唆されるように、右上隅に向かって色が濃くなるほど高くなる。一般に、証拠は、整合している複数の独立した質の高い証拠があるときに最も確実となる。{図 1.11}

以下に挙げる用語は、評価された可能性を示すために用いられ、斜体字で表示される。

<b>用語*</b>	<b>結果の可能性</b>
ほぼ確実	99~100%の確率
可能性が非常に高い	90~100%の確率
可能性が高い	66~100%の確率
どちらも同程度	33~66%の確率
可能性が低い	0~33%の確率
可能性が非常に低い	0~10%の確率
ほぼあり得ない	0~1%の確率

\* 適当と判断される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: 95~100%の確率、どちらかと言えば、>50~100%の確率、可能性が極めて低い: 0~5%の確率。

## TS.2 気候システムにおける変化の観測

### TS.2.1 序

気候システムの観測は、物理学的及び生物地球化学的な直接測定と、地上観測点や衛星からの遠隔測定に基づいている。古気候の記録からは、長期的な情報が得られる。測器による地球規模での観測は19世紀半ばから始まり、古気候記録ではある種の量について過去数百年から数百万年までさかのぼって復元している。これらを総合することにより、大気、海洋、雪氷圏、陸面の変動性及び長期的変化について包括的な展望が得られる。

本節では、気候変動についての観測的証拠の評価を要約する。大気、陸面、海洋、雪氷圏の観測データセットの利用可能性、取得、品質及び解析は第4次評価報告書(AR4)以来大幅に進歩している。気候システムの様々な側面が、気候が変化していることの証拠を示している。{2、3、4、5、6、13}

### TS.2.2 温度の変化

#### TS.2.2.1 地上気温

19世紀後半以降、世界平均地上気温が上昇していることは確実である(図TS.1及び図TS.2)。地球の表面では、測器記録において過去30年の各10年はいずれも先立つ10年よりも高温になっており、2000年代の10年間で最も高温であった。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<sup>5</sup>、独立に作成された複数のデータセットが存在する1880~2012年の期間に0.85 [0.65~1.06] °C<sup>6</sup> 昇温しており、独立に作成された3つのデータセットに基づく1901~2012年には約0.89 [0.69~1.08] °C、1951~2012年には約0.72 [0.49~0.89] °C 昇温している。独立に作成された3つの世界平均地上気温データセットの中で最も長期間にわたっている英国ハドレー・センター及び気候研究ユニット<sup>7</sup>による格子化地上気温データセットバージョン4 (HadCRUT4)に基づく、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、0.78 [0.72~0.85] °Cである。1850~1900年から1986~2005年(モデリングの各章と付録Iのアトラスで用いた基準期間)の間の昇温は、HadCRUT4とその不確実性の推定値を用いて計算した場合には0.61 [0.55~0.67] °Cである。また、1950年以降、地球規模で陸域の最高気温と最低気温が上昇したこともほぼ確実である<sup>7</sup>。{2.4.1、2.4.3; 第2章補足資料第2.SM.3節}

数十年にわたる明確な温暖化にもかかわらず、気温の上昇率には年々から十年規模でかなりの変動が存在し、いくつかの期間では気温上昇の変化傾向が他の期間より弱くなっている(1998年以降の気温上昇の停滞を含む)(図TS.1)。過

去15年間の気温の上昇率(1998~2012年;10年当たり0.05 [-0.05~+0.15] °C)は、1951年以降の変化傾向(1951~2012年;10年当たり0.12 [0.08~0.14] °C)より小さい。短期間における変化傾向は不確実で、期間の始めと終わりの年の選び方に非常に敏感である。例えば、1995年、1996年、1997年の各年から始まる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。観測所での観測データに基づく地球全体及び地域的な陸域の地上気温についての独立した解析は、地上気温が上昇しているという点でおおむね一致している。海面水温(SST)も上昇している。衛星データを含む様々な測定方法によって得られた新しいSSTデータの記録を相互比較した結果、記録の不確実性やバイアスに対する理解が深まった。{2.4.1~2.4.3; Box 9.2}

都市域のヒートアイランド効果と土地利用の変化の効果がどちらも補正されていないことで、陸域の世界平均地上気温の百年規模の変化傾向は増大するが、その大きさが報告された値の10%以上である可能性は低い。しかし、これは平均値であり、急速に開発が進んだ地域においては、都市のヒートアイランドや土地利用の変化が地域的な変化傾向に与える影響はかなり大きくなると推測される。{2.4.1}

20世紀以降の年平均地上気温の上昇が、北半球の中・高緯度における過去5千年間の長期的な寒冷化傾向から反転していることは、確信度が高い。北半球の年平均地上気温に関しては、1983~2012年の期間が最近800年間で最も温暖な30年間だった可能性が非常に高く(高い確信度)、最近1400年間で最も温暖な30年間であった可能性が高い(中程度の確信度)。このことは、測器による気温と、多様な代替データと統計手法から得た複数の復元を、比較した結果に基づいており、AR4と整合している。大陸規模の地上気温の復元によると、中世気候異常期(950~1250年)の数十年間に、20世紀中頃と同程度に温暖な地域や、20世紀後半と同程度に温暖な地域があったことの確信度は高い。これらの地域的に温暖な期間は、20世紀半ば以降の温暖化のようにつも地域にわたって同時に生じたものではなかったことの確信度は高い。復元とシミュレーションの比較に基づく、軌道、太陽、火山による外部放射強制力だけでなく、内部変動も、中世気候異常期と小氷期(1450~1850年)の間の地上気温の変化の空間パターンとタイミングに大きく寄与したことの確信度は高い。{5.3.5、5.5.1}

#### TS.2.2.2 対流圏と成層圏

ラジオゾンデと衛星センサーによる測定結果による複数の独立した解析に基づく、20世紀半ば以降、地球全体で対流圏が温暖化し、成層圏が寒冷化していることはほぼ確実であ

<sup>5</sup> 昇温は、英国ハドレー・センター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセットバージョン4 (HadCRUT4)、陸域・海洋地上気温解析(MLOST)、ゴダード宇宙科学研究所による地表温度解析(GISTEMP)データセットから計算した線形変化傾向の推定値に基づいた重みなしの平均として評価されている(図TS.2、第2.4.3節参照)

<sup>6</sup> 第5次評価報告書(AR5)第1作業部会(WGI)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。信頼区間の上端点は、推定すべき対象の真の値を超えている可能性が95%であり、下端点は真の値より低い可能性が95%である。最良の推定値が求められる場合には、その値も示される。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。

<sup>7</sup> この段落で提示されている気温変化を計算する二つの方法はともに、AR4でも用いられている。第一の手法では、2つの年(例えば1880年と2012年)の間の全ての値に最もよく適合する線形の変化傾向を用いて差を算出する。第二の手法では、2つの期間(例えば1850~1900年と2003~2012年)の平均値の差を計算する。このため、それぞれの手法で求めた数値及びその90%信頼区間を直接比較することはできない。

る(図 TS.1)。こうした変化傾向の符号については全ての解析で一致しているが、ラジオゾンデによって十分なサンプルがとられている北半球温帯の対流圏以外では、気温変化率の利用可能な推定値にかなりの不一致が存在する。このため、気温の変化率とその鉛直構造については、北半球温帯の対流圏では中程度の確信度しかなく、その他の地域では確信度は低い。{2.4.4}

TS.2.2.3 海洋

海洋表層(水深700m以浅)が1971年から2010年にかけて温暖化したことはほぼ確実であり、1870年代から1971年にかけて温暖化した可能性は高い(図 TS.1)。1971年以前の変化については、初期のデータの取得が相対的にまばらであったため、確からしさはより低くなる。AR4以降、過去の海洋表層水温の測定値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、1970年代及び1980年代に最も顕著だっ

た水温及び海洋表層貯熱量におけるみかけの十年規模変動が減少した。{3.2.1~3.2.3, 3.5.3}

5年平均に基づくと、1957年から2009年にかけて水深700~2000mの層で海洋は温暖化した可能性が高い。1992年から2005年にかけて、水深3000mから海底までの水温は上昇した可能性が高い一方で、水深2000~3000mにおける世界平均水温には1992年頃から2005年にかけて有意な変化傾向は観測されなかった。水深3000m以深では、南大洋<sup>注B</sup>において最大の温暖化が観測されている。{3.2.4, 3.5.1; 図 3.2b, 図 3.3; FAQ 3.1}

TS.2.3 エネルギー収支と貯熱量の変化

少なくとも1970年頃以降、地球は放射について不均衡の状態にあり、入射する太陽放射によるエネルギーのほうが大気の上端から出ていくエネルギーよりも多い。1971年から2010

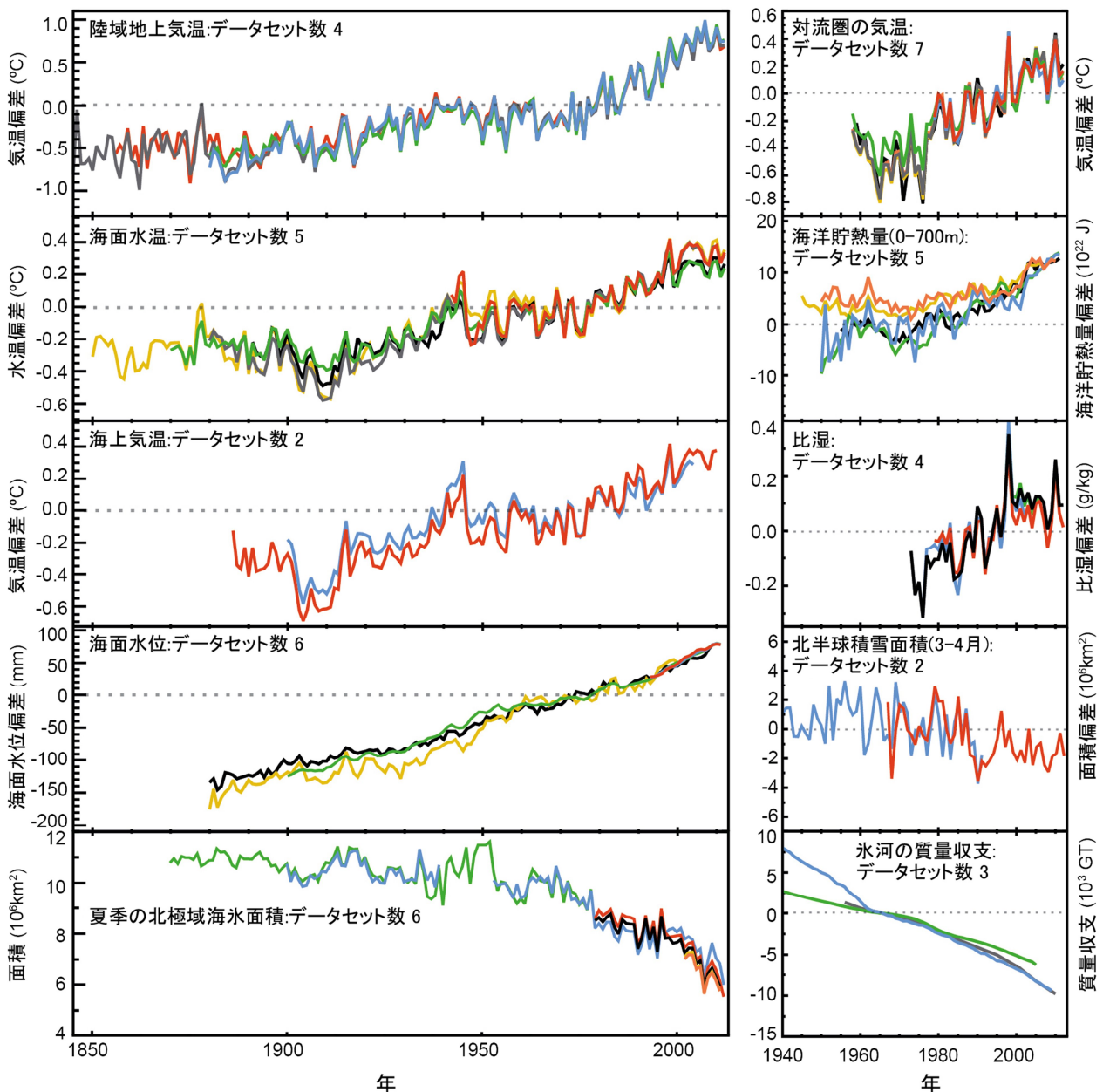


図 TS.1 | 地球全体での気候の変化に関する複数の独立した相補的な指標。それぞれの線は、気候要素について独立して得られた変化の推定値を示す。提示されている時系列は第 2、3、4 章で評価されている。おのおのの図において、全てのデータセットは共通するデータ期間において正規化している。どのソースデータセットがどの図に示されているのかについて、詳細は第 2 章の補足資料第 2.SM.5 節と、それぞれの章に記載されている。関連する図 SPM.3 に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に記載されている。【正誤表参照】{FAQ 2.1 図 1; 2.4、2.5、3.2、3.7、4.5.2、4.5.3}

年にかけて地球のエネルギーがかなり増加したことはほぼ確実である。1971年から2010年にかけての推定されるエネルギー貯蔵量の増加量は、 $274 [196\sim351]\times 10^{21}$  J(高い確信度)で、同期間における年々の値に線形回帰するとエネルギー増加率は $213\times 10^{12}$  Wになる(TFE.4も参照)。(Box 3.1、Box 13.1)

海洋の温暖化は、総エネルギー増加率において卓越しており、海洋全層での昇温が約93%(高い確信度)、海洋表層(0~700 m)の昇温が約64%を占めている。氷(北極域の海氷、氷床、氷河を含む)の融解と大陸の昇温はそれぞれ全体の

3%を占めている。そして残りの1%を大気の上昇が占めている。1971~2010年について推定される海洋のエネルギー増加率は同期間にわたる値に線形回帰すると $199\times 10^{12}$  Wとなり、地球の全表面にわたる連続した加熱とすれば $0.42 \text{ Wm}^{-2}$  (註<sup>o</sup>)に相当し、海洋の昇温分を海洋の表面全体にわたる加熱とすれば $0.55 \text{ Wm}^{-2}$ に相当することになる。1993~2010年の間の地球のエネルギー増加量の推定値は $163 [127\sim201]\times 10^{21}$  Jで、その変化傾向の推定値は $275\times 10^{12}$  W<sup>[正誤表参照]</sup>となる。1993~2010年の海洋分の変化傾向は $257\times 10^{12}$  Wで、海洋への $0.71 \text{ Wm}^{-2}$ の平均熱フラックスに相当する。(3.2.3、3.2.4; Box 3.1)

水深0~700 mの海洋貯熱量が2003~2010年の間で1993~2002年の間と比べて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 TS.1)。経年変動がより小さい水深700~2000 mの海洋への熱の取り込みは、1993~2009年の間に衰えることなく続いている可能性が高い。(3.2.3、3.2.4; Box 9.2)

### TS.2.4 循環と変動モードの変化

年々から十年の時間スケールの大規模変動は、多くの場合、大気循環の長期的変化について確実な評価を行う妨げになる。1950年代から1990年代にかけての北半球中緯度の偏西風と北大西洋振動(NAO)指数の増加と、19世紀後半から1990年代の太平洋のウォーカー循環の弱化は、最近の変化によってかなりの程度相殺されたことの高確信度は高い。20世紀以降観測されている冬季のNAO指数の十年及び数十年規模の変動は、過去500年間に例のないものではないことの高確信度は高い。(2.7.2、2.7.5、2.7.8、5.4.2; Box 2.5; 表 2.14)

1970年代以降、大気循環の特徴が極向きに移動している可能性が高い。これには熱帯域の拡大、低気圧経路とジェット気流の極方向への移動、北極の極渦の収縮が含まれる。証拠は北半球でより明確である。1950年代以降、南半球環状モード(SAM)がより大きな正の値になっている可能性が高い。1950年以降、観測された夏季のSAMの強さの増大は、中程度の確信度で過去400年において特異である。(2.7.5、2.7.6、2.7.8、5.4.2; Box 2.5; 表 2.14)

高解像度のサンゴ記録から得た新しい結果によれば、エルニーニョ・南方振動(ENSO)システムが過去7千年間一貫して変動が大きかったことの高確信度は高く、軌道強制力によってENSOが変調しているという識別可能な証拠は示されていない。(5.4.1)

最近の観測により、主要な海洋循環系が年々から数十年規模で変動している証拠が強化されている。北太平洋と南太平洋の亜熱帯循環が1993年以降拡大して強化された可能性は非常に高い。大西洋子午面循環(AMOC)全体と様々な緯度や期間における個々の構成要素の測定値に基づく、長期変化傾向の証拠はない。また、インドネシア通過流、南極周極流(ACC)、及び大西洋とノルディック海との輸送量のいずれにも変化傾向の証拠がない。ただし、1950~2010年の間のデータにより、中程度の確信度で、ACCが緯度でおよそ1度分南側へ移動したことが観測されている。(3.6)

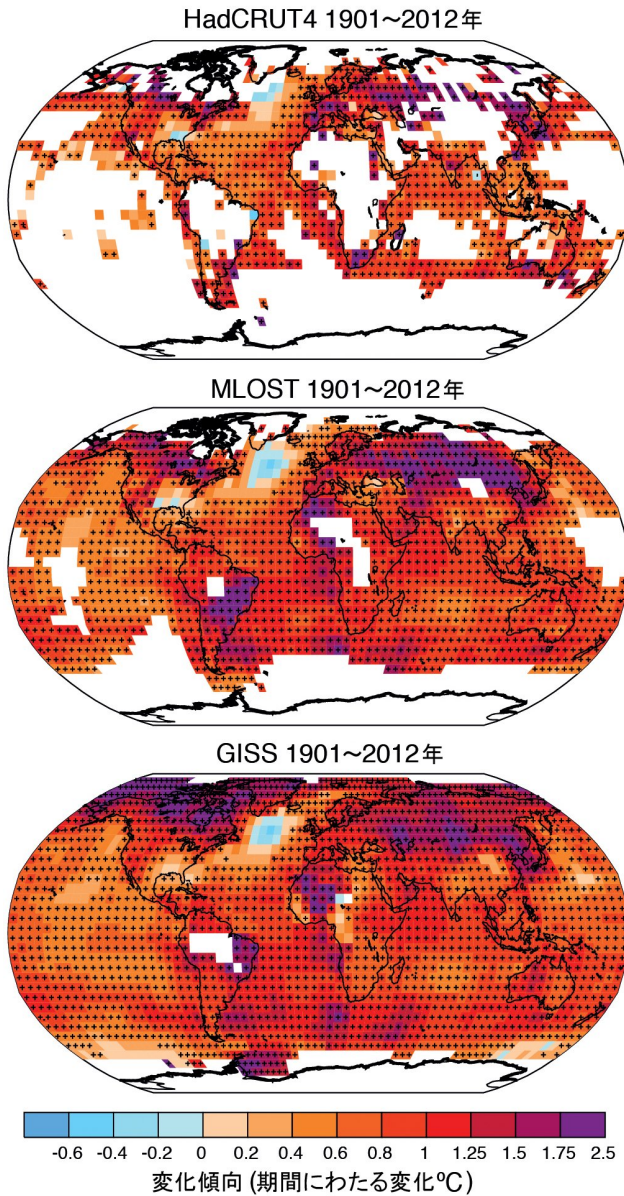


図 TS.2 | 3つのデータセットによる線形変化傾向で求めた1901~2012年における地上気温の変化。白色の部分はデータが不完全又は欠測していることを示す。変化傾向は、70%以上の完全な記録がそろっており、かつ期間の最初の10%と最後の10%においてそれぞれ20%以上のデータが利用可能な格子についてのみ計算された。黒のプラス記号(+)は、変化傾向が有意である格子を示している(すなわち、プラス記号を示していない変化傾向は90%信頼区間の外側にある)。被覆率が異なっている理由は主に、データセット提供機関がデータの欠けている地域を埋めるために行った補間の程度の差によるものであり、格子内平均以外行っていない場合(英国ハドレー・センター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセットバージョン4(HadCRUT4))から、かなり補間を行った場合(ゴダード宇宙科学研究所による地表温度解析(GISTEMP))までである。関連する図 SPM.1に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に記載されている。(図 2.21)

TS

TS.2.5 水循環と雪氷圏における変化

TS.2.5.1 大気

地球全体の陸域で平均した降水量の変化の確信度は、1951年までは低く、それ以降は中程度である。この理由は、特に記録の初期の部分をはじめとして、データが不十分なためである(地球全体の水循環において観測された変化と予測された変化の概要は TFE.1 を参照)。さらに、復元手法を用いてほとんど全ての陸域を埋めても、その結果得られる時系列によれば 1901 年以降の陸域の降水量にはほとんど変化はみられない。北半球の中緯度の陸域では、降水量が全体として増加している可能性が高いことを示している(1951 年までは中程度の確信度だが、それ以降は高い確信度)。その他の緯度帯で面積平均した降水量の長期変化傾向は、正であれ負であれ確信度は低い(TFE.1 図 2) <sup>[正誤表参照]</sup>。{2.5.1}

地球全体の地表面付近及び対流圏の大気比湿は、1970 年代以降に増加した可能性が非常に高い。しかしながら、近年は陸域の地表面付近の湿潤化が弱まっている(中程度の確信度)(図 TS.1)。その結果として、近年、陸域では地表面付近の相対湿度がかなり広範囲にわたって低下していることが観測されている。{2.4.4、2.5.4、2.5.5 <sup>[正誤表参照]</sup>}

雲量の変化傾向は、独立したデータセット間でも整合している特定の地域はあるが、地球規模の雲の変動と変化傾向の観測においてはかなりの曖昧さが残るため、依然として確信度は低い。{2.5.6 <sup>[正誤表参照]</sup>}

TS.2.5.2 海洋及び海面フラックス

1950 年代以降、地域ごとの変化傾向により、海洋表面の塩分の地域による差が強化されている可能性が非常に高い。すなわち、蒸発が卓越している中緯度域の海面の高塩分水は塩分がより上昇し、降雨が卓越している熱帯域及び極域の相対的に塩分の低い表面水の塩分がさらに低下している。高塩分域と低塩分域の平均的な差は、1950 年から 2008 年にかけて 0.13 [0.08~0.17]増加した。海盆間における淡水量の差が増大している可能性は非常に高い。すなわち、大西洋はより塩分が高くなり、太平洋と南大洋は塩分が低下している。AR4 においても同様の結論に達したが、より拡充されたデータセットと新しい解析法に基づく最近の研究は、この評価に高い確信度を与えている。{3.3.2、3.3.3、3.9; FAQ 3.2}

塩分の変化傾向、平均塩分、そして蒸発量から降水量を差し引いた値の平均分布の空間分布は、全て似ている(TFE.1 図 1)。この類似性は、海洋における蒸発量と降水量の差の分布が 1950 年代以降強化されたことの間接的な証拠を提供している(中程度の確信度)。1950 年以降観測されている塩分の変化の時間スケールにおいて、海洋での蒸発量又は降水量の地域規模あるいは地球規模での分布の変化傾向を直接特定するには、現在利用可能な海面フラックスデータの不確実性が大きすぎるため、このデータセットをまだ信頼して利用することはできない。{3.3.2~3.3.4、3.4.2、3.4.3、3.9; FAQ 3.2}

TS.2.5.3 海水

AR4 で報告された変化傾向が継続しており、北極域の(一年氷、多年氷、越年氷 <sup>注 D</sup>)の海水面積が 1979~2012 年の間

に減少した確信度は非常に高い(図 TS.1)。年平均の減少率は 10 年当たり 3.5~4.1%(10 年当たり 45 万~51 万 km<sup>2</sup>)であった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速度は、夏と秋に最も急速に進んでいる(高い確信度)が、全ての季節について、また 1979 年以降の 10 年間ごとに連続して、それぞれ面積が減少している(高い確信度)。北極域の越年氷及び多年氷の面積は、1979 年から 2012 年の期間にわたって減少した(確信度が非常に高い)。夏季の最小時の海水面積(越年氷)の減少率は 1979~2012 年の間に 10 年当たり 11.5 [9.4~13.6]%(10 年当たり 73 万~107 万 km<sup>2</sup>)、多年氷の減少率は 10 年当たり 13.5 [11~16] %だった可能性が非常に高い。復元によると、少なくとも過去 1450 年間において、現在(1980~2012 年)の夏の北極域の海水後退は前例がないもので、また SST は異常に高かったということについて、中程度の確信度がある。{4.2.2、5.5.2}

1979~2012 年の期間に、北極域の越年氷の毎年の表面融解期間は 10 年当たり 5.7 [4.8~6.6] 日長くなっている可能性が高い。この期間には、東シベリア海と西ポーフォート海間の海域において、無海水期間が 3 か月近く増えている。{4.2.2}

北極海盆における冬季の平均氷厚が、1980~2008 年の間に減少したことの確信度は高い。平均減少量は、1.3 m から 2.3 m の範囲であった可能性が高い。この評価における高い確信度は、潜水艦、電磁誘導式(EM)氷厚計、衛星高度計という、複数の観測方法による観測結果に基づいており、多年氷及び越年氷の面積の減少と整合している。2010~2012 年の期間に行われた衛星による測定は、2003~2008 年の期間の測定に比べて、海水量の減少を示している(中程度の確信度)。海水厚が減少している北極域において、海水の漂流速度が増したことについては高い確信度がある。{4.2.2}

南極域の年平均海水面積は、1979~2012 年の期間に 10 年当たり 1.2~1.8%の割合(10 年当たり 13 万~20 万 km<sup>2</sup>)で増加した可能性が非常に高い(非常に高い確信度)。浮氷域における開放水面の割合が減少したため、海水面積の更に大きな増加があった。この年変化率には強い地域差があり、面積が増加している地域もあれば、減少している地域もあることの確信度は高い。また南極周辺には、衛星による観測が行われた期間に海水が無い季節が長くなった海域もあれば、対照的に短くなった海域もある(高い確信度)。{4.2.3}

TS.2.5.4 氷河と氷床

氷河の長さ、面積、体積、質量について測定された変化の時系列によって明らかになったように、世界中の氷河が継続的に縮小していることの確信度は非常に高い(図 TS.1 及び図 TS.3)。ごくわずかな例外は、地域的及び時間的に限定されている。氷河の変化の測定数は、AR4 以降、大幅に増えている。新しいデータのほとんどは、地球全体を網羅した氷河目録とともに、衛星による遠隔測定から得たものである。{4.3.1、4.3.3}

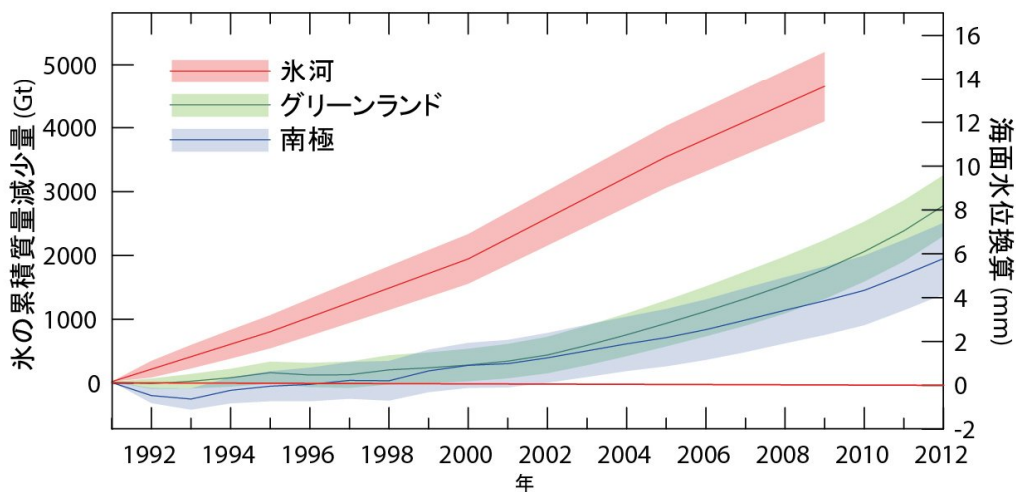
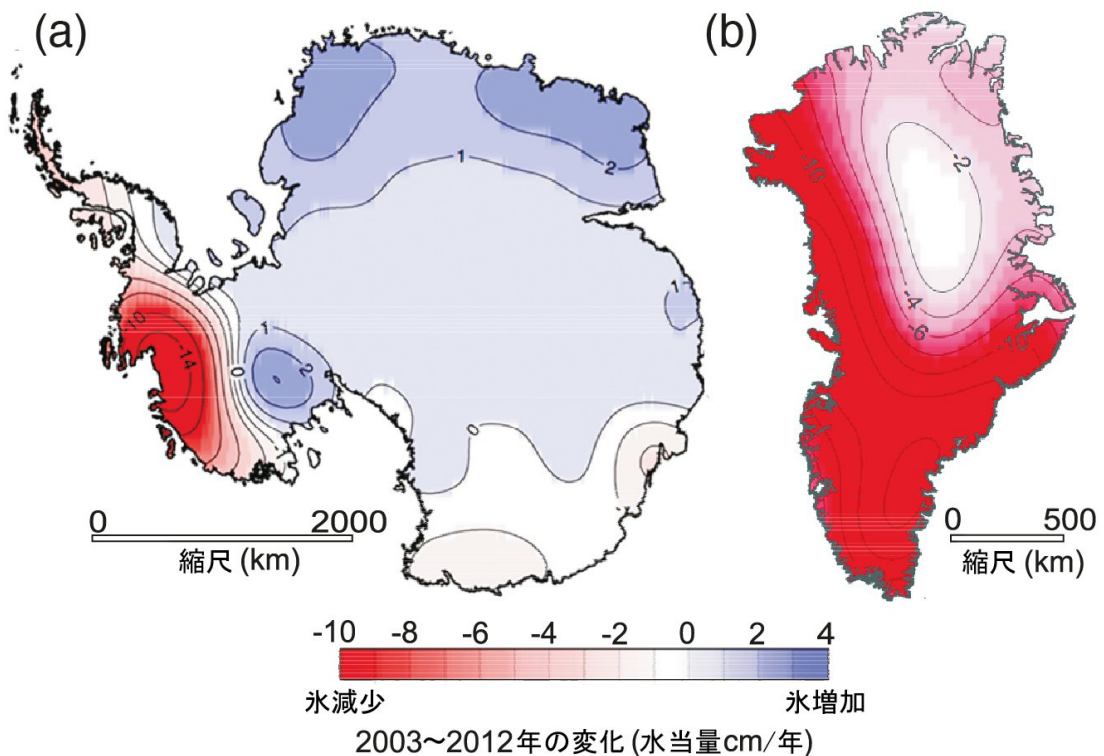
最近の 10 年間に地球全体の氷河の氷の減少に最も寄与したのは、アラスカ、カナダ北極圏、グリーンランド氷床周辺、アンデス南部及びアジアの山地からだったことの確信度は非常に高い。これらの領域を全て合わせると、氷の減少量全体の 80%以上を占める。世界の全氷河からの総質量減少は、

氷床周辺の氷河を除くと、1971～2009年の期間には1年当たり226 [91～361] Gt(海面水位換算では1年当たり0.62 [0.25～0.99] mm)、1993～2009年の期間は1年当たり275 [140～410] Gt(1年当たり0.76 [0.39～1.13] mm)、2005～2009年の期間は1年当たり301 [166～436] Gt(1年当たり0.83 [0.46～1.20] mm)であった可能性が非常に高い<sup>8</sup>。{4.3.3; 表4.4、表4.5}

現在の氷河面積は現在の気候条件と平衡状態にはなく、たとえ、将来これ以上気温が上昇しないとしても、氷河は縮小し続けることを示している(高い確信度)。{4.3.3}

グリーンランド氷床の氷が最近20年間に減少したことの確信度は非常に高い。衛星及び航空機による遠隔測定並びに現

場データを組み合わせると、いくつかの領域で氷床の減少が生じていることと、大きな質量減少率の領域がAR4で報告されたよりも広い地域に広がっていることが高い確信度で示される(図TS.3)。グリーンランド氷床の質量損失が、1992年以降加速していることの確信度は高く、平均減少率は、1992～2001年の期間には1年当たり34 [-6～74] Gt(海面水位換算で1年当たり0.09 [-0.02～0.20] mm)であったものが、2002～2011年の期間には1年当たり215 [157～274] Gt(1年当たり0.59 [0.43～0.76] mm)に増加した可能性が非常に高い。グリーンランドからの氷の減少は、表面融解とその流出の増加と流出氷河の増加の結果としてもたらされたものであることの確信度は高く、その両方がほぼ同じ量であった。夏季に融解している面積が、最近20年間で増加していることの確信度は高い。{4.4.2、4.4.3}



図TS.3 | (上図)(a)南極大陸と(b)グリーンランドについて、重力回復と気候実験(GRACE<sup>訳注E)</sup>で得られた重力の時間変化から求めた氷の減少量の分布。2003～2012年の期間について、1年当たりの氷の変化量を、単位面積当たりの氷の厚さに換算してセンチメートルで表示している。(下図)氷河及び氷床からの氷の総減少量の評価を、質量(Gt)及び海面水位換算(mm)で示している。氷の減少への氷河からの寄与の評価においては、氷床周辺の氷河を除いている。{4.3、4.4; 図4.12～4.14、図4.16、図4.17、図4.25}<sup>[正確表参照]</sup>

<sup>8</sup> 1年当たり100 Gtの氷減少は、海面水位換算では1年当たり約0.28 mm。

テーマ別注目要素

**TFE.1 | 水循環の変化**

水循環とは、液体、固体、蒸気の形をとりながら気候システムを通じた水の連続した移動と、海洋、雪氷圏、陸域の地表面及び大気中の貯水場所に蓄えられることを表す言葉である。大気中では、水は主に気体、すなわち水蒸気として存在するが、雲の中では氷や液体の水としても存在する。海洋は主に液体の水だが、極域では部分的に氷で覆われている。液体の陸水は、地表水(湖、河川)、土壌水分、地下水として現れる。固体の陸水は、氷床、氷河、雪、地表面の氷、永久凍土として存在する。気候システムにおける水の移動は、陸上の生命に不可欠である。というのは、降水として陸上に落ちて土壌水分や河川の流れを供給する水の大部分は、海洋から蒸発して大気によって陸域に運ばれたものだからである。冬に雪として降る水も、春には土壌水分を、夏には河川の流れを供給し、自然と人間の両方のシステムに不可欠である。大気と海洋の間の淡水の移動は、海洋の密度と循環の重要な駆動要因である海洋塩分にも影響を与える。大気中の水蒸気に含まれる潜熱は、個々の雷雨から地球全体の気候循環まで、様々な規模での大気循環を駆動するのに不可欠である。{12.4.5; FAQ 3.2, FAQ 12.2}

**観測された水循環の変化**

空気の飽和水蒸気圧は気温とともに上昇するため、空気中の水蒸気量は気候の温暖化に伴って増加することが予測される。地上観測所、ラジオゾンデ、GPS<sup>[脚注 a]</sup>、衛星測定による観測結果は、大規模な空間スケールでの対流圏の水蒸気の増加を示している(TFE.1 図 1)。対流圏の大気比湿は、1970 年代以降に増加した可能性が非常に高い。過去 40 年間に観測された地球全体の対流圏水蒸気の約 3.5% という変化の大きさは、約 0.5°C の気温の変化と整合しており、相対湿度はほぼ一定に留まった。中程度の確信度で、水蒸気の変化の原因は人為影響に帰することができる。{2.5.4、10.3.2}

降水量の変化は、既存の記録で評価することが水蒸気の場合よりも難しい。というのは、降水量のサンプリングの方がより難しいこと、降水量の方が、空気中の水蒸気量に比べて、気候の温暖化に伴う変化率が小さいと予測されるためである。地域的な降水の変化傾向はいくつか確実に現れているが(TFE.1 図 2)、復元手法を用いてほとんど全ての陸域を埋めても、その結果得られる時系列によれば 1900 年以降の全陸域平均の降水量にほとんど変化が見られない。現時点では、北半球中・高緯度域における増加を含め、降水パターンにおける地球規模の変化に有意な人為影響があったことの確信度は中程度である。降水の極端現象の変化や、水循環に関連する他の気候の極端現象の変化については、TFE.9 で包括的に考察している。{2.5.1、10.3.2}

利用できる観測記録から降水量と蒸発量の変化傾向を直接評価することは難しいが、蒸発量と降水量の差に大きく左右される海面塩分の観測結果は有意な変化傾向を示している(TFE.1 図 1)。1950 年以降の塩分の変化傾向の空間パターンは、平均塩分及び蒸発量と降水量の差の平均分布に非常に良く似ている。蒸発が卓越する高塩分領域ではより塩分が高くなり、降雨が卓越する低塩分領域はより塩分が低くなっている(TFE.1 図 1)。このことは、海洋上における蒸発量と降水量の差のパターンが 1950 年代以降強化されていることの間接的な証拠を与えている(中程度の確信度)。蒸発量と降水量の差の推定された変化は、より高温の大気中で観測された水蒸気量の増加と整合する。海面及び表層の塩分において観測された変化の一因が、人為的気候強制力にある可能性は非常に高い。{2.5、3.3.2～3.3.4、3.4、3.9、10.4.2; FAQ 3.2}

解析がなされたほとんどの地域において、冬季の気温上昇が観測された場所における降雪現象の回数が減少している可能性が高い。衛星及び現場の観測結果はともに、北半球の積雪面積が過去 90 年間に有意に減少し、その減少の大部分が 1980 年代に生じていることを示している。1967～2012 年の期間において積雪面積が最も減少したのは 6 月であり、同月には平均面積は 53% (40～66%) 減少した可能性が非常に高い。1922～2012 年の期間については利用可能なデータは 3 月と 4 月に限られており、非常に高い可能性で 7% (4.5～9.5%) の減少を示している。春の融雪が早まっているために、北半球の積雪期間は 1972/1973 年の冬以降、10 年当たり 5.3 日減少している。1970 年代以降に観測されているこのような積雪面積の減少には、人為起源に係わる要素が寄与している可能性が高い。{4.5.2、10.5.1、10.5.3}

河川の流出に関する最新で最も包括的な解析は、20 世紀に地球全体の流出量が増えたという IPCC 第 4 次評価報告書(AR4)の結論を支持していない。新しい結果はさらに、1970 年代以降の干ばつの地球全体での増加傾向に関する AR4 の結論についても、支持されなくなったことを示している。{2.5.2、2.6.2}

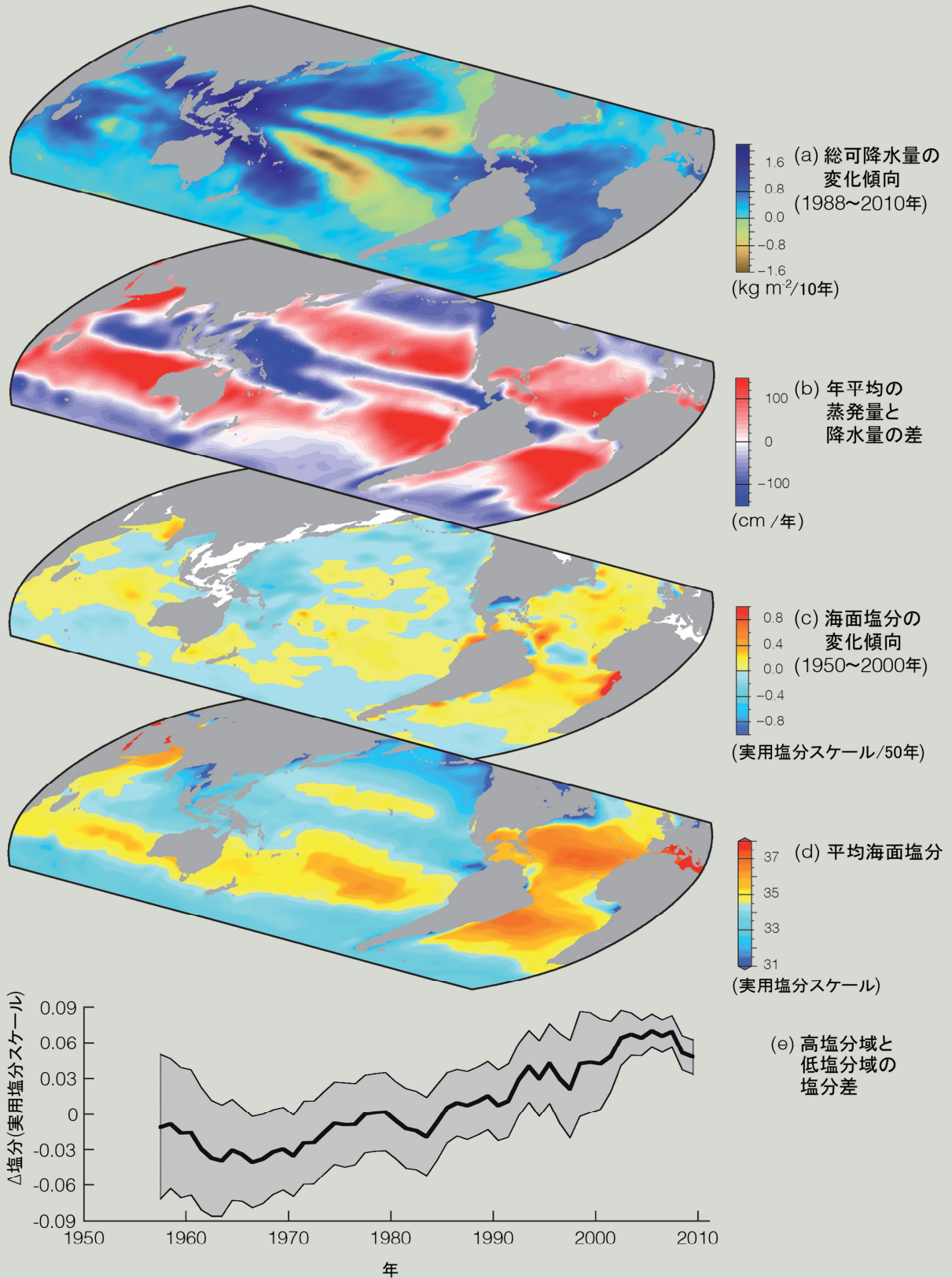
**将来変化の予測**

水循環の変化が、温暖化する気候において生じると予測されている(TFE.1 図 3。TS 4.6、TS 5.6、付録 I も参照)。地球規模の降水量は、21 世紀中には徐々に増加すると予測されている。降水量の増加率(1K 当たり約 2%)は、地球全体のエネルギー的制約のために、下部対流圏の水蒸気の増加率(1K 当たり約 7%)よりもはるかに小さいと予測されている。温暖化が進んだ世界における平均降水量の変化は地域的に均一ではなく、増加する地域もあれば、減少

(次ページに続く)



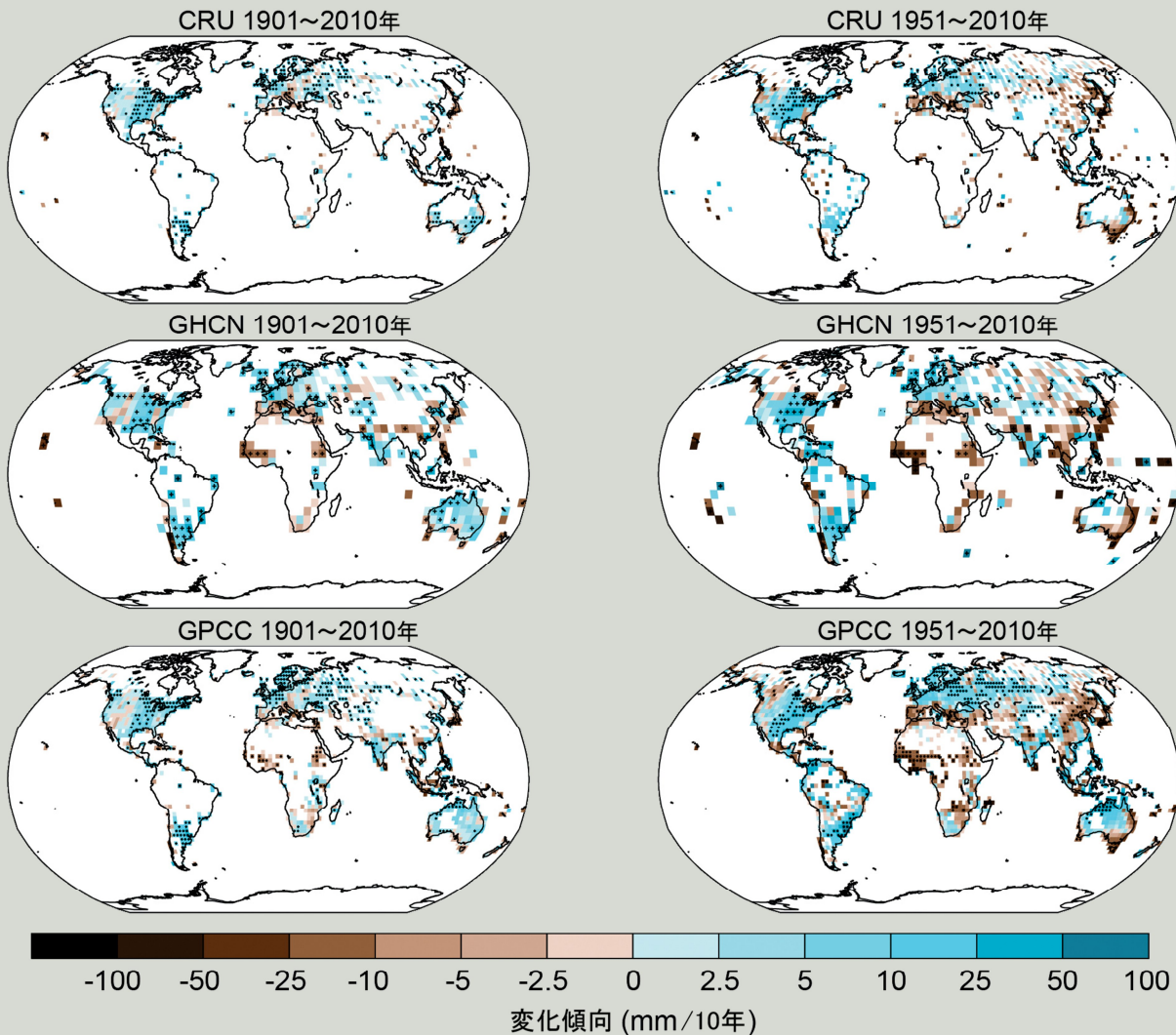
TFE.1(続き)



**TFE.1 図1** | 海面塩分の変化は、蒸発量と降水量の差(E-P)と、総可降水量の変化傾向の大気パターンに関係している。(a)衛星観測による総可降水量(地球の表面から大気中全てを積分した水蒸気)(10年当たりkg m<sup>-2</sup>)の線形変化傾向(1988~2010年)。(b)気象再解析データによる1979~2005年における正味の蒸発量と降水量の差の気候学的平均値(1年当たりcm)。(c)海面塩分の変化傾向(1950~2000年)(50年当たりの実用塩分スケール<sup>【訳注b)】</sup>【正誤表参照】)。(d)海面塩分の気候学的平均値(実用塩分スケール)(青色 <35; 黄色~赤色 >35)。(e)海面塩分が世界平均海面塩分よりも高い地域について平均した塩分(「高塩分」)と世界平均よりも低い地域について平均した塩分(「低塩分」)の地球全体での差。データソースの詳細については図3.21及びFAQ3.2図1を参照。{3.9}

TS

TFE.1(続き)



**TFE.1 図 2** | 1901年から2010年(左図)及び1951年から2010年(右図)にかけて観測された、陸域における降水量の変化の分布図。気候研究ユニット(CRU)、世界歴史気候ネットワーク(GHCN)、世界降水気候センター(GPCC)のデータセットに基づく。年降水量の変化傾向は、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についてのみ計算された。白色部分はデータが不完全又は欠測していることを示す。黒のプラス記号(+)は、変化傾向が有意な格子を示している(すなわち、変化傾向をゼロとした時、90%信頼区間の外側になる)。関連する図 SPM.2 に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に記載されている。{図 2.29; 2.5.1}

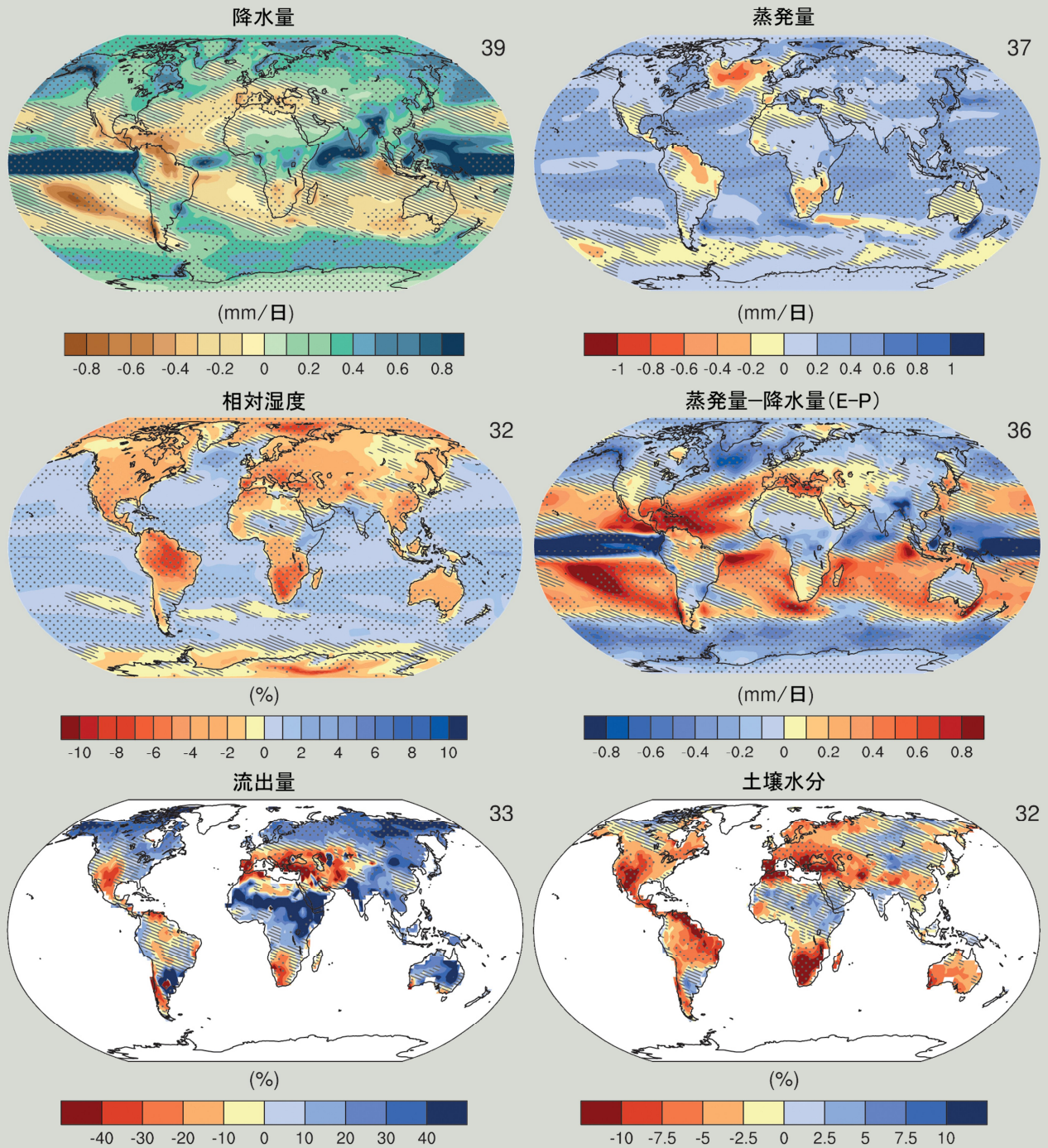
する地域や全く変化のない地域もあるだろう。高緯度の陸域では、対流圏の温暖化により水蒸気を輸送する能力が増すため、降水量は増える可能性が高い。中緯度と亜熱帯の乾燥地域及び半乾燥地域の多くは、降水量が減る可能性が高い。ユーラシア北部と北アメリカでは、冬季に最も大きな降水量の変化が起きると予測されている。{12.4.5、付録 I}

地域規模から地球規模における土壌水分と干ばつの予測は、水循環の他の側面に比べると比較的不確実なままになっている。しかしながら、地中海、米国南西部、アフリカ南部地域における乾燥化は、ハドレー循環において予測されている変化と整合することから、こうした地域では地球全体の昇温に伴い、代表的濃度経路 RCP8.5 に基づく数℃の昇温に対し乾燥化する可能性が高い。南ヨーロッパと中東では河川の流出量が減少する可能性が高い。北半球高緯度域では流出量が増加する可能性が高く、同域において予測されている降水量の増加に整合している。{12.4.5}

(次ページに続く)

TFE.1(続き)

## 年平均の水循環の変化(RCP8.5: 2081~2100年)



**TFE.1 図3** | 代表的濃度経路 RCP8.5(Box TS.6 参照)に基づく、1986~2005 年に対する 2081~2100 年の降水量(P)、蒸発量(E)、相対湿度、蒸発量と降水量の差(E-P)、流出量、土壌水分の年平均変化。各図の右上隅の数値は、複数モデル平均の算出に用いた第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)のモデル数を表している。斜線部は、複数モデル平均の変化量が内部変動の標準偏差の1倍未満である地域を示す。また点描部は、複数モデル平均の変化量が内部変動の標準偏差の2倍以上であり、かつ90%のモデルが同じ符号の変化を示している地域を示す(Box 12.1 参照)。(図 12.25~12.27)

【訳注 a】 全球測位システム(Global Positioning System)。本質的には衛星を用いて位置を決定するシステムであるが、水蒸気により電波の遅延が生じることを利用して、このシステムから大気中の水蒸気分布を推定することができる。

【訳注 b】 実用塩分スケール(Practical Salinity Scale, 1978; PSS78)は、標準溶液との電気伝導度の比によって決定された無次元の塩分尺度で、海水 1 kg に溶解している塩分の重量をグラムであらわした数値とほぼ等しい。

TS

南極氷床の氷が最近 20 年間に減少したことの確信度は高い(図 TS.3)。こ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についての確信度は非常に高く、その原因が氷河の流出速度の増大によるものであることの確信度は高い。南極氷床の平均減少率は、1992～2001年の期間には1年当たり30 [-37～97] Gt (海面水位換算で1年当たり0.08 [-0.10～0.27] mm)であったものが、2002～2011年の期間には1年当たり147 [72～221] Gt (同1年当たり0.40 [0.20～0.61] mm)に増加している可能性が高い。{4.4.2、4.4.3}

南極域の一部において、浮いている棚氷が大きな変化を遂げつつあることの確信度は高い。西南極のアムンゼン海域において棚氷が薄くなっていることについての確信度は中程度であり、その原因が海洋からの大きな熱フラックスにあることの確信度は中程度である<sup>【正誤表参照】</sup>。南極半島周囲の棚氷では、数十年前に始まった後退と部分的崩壊の長期変化傾向が継続していることの確信度は高い。{4.4.2、4.4.5}

### TS.2.5.5 積雪面積、淡水氷、凍土

北半球では積雪面積が減少しており、特に春季に顕著であることの確信度は非常に高い(図 TS.1)。衛星観測の記録によると、1967～2012年の期間に積雪面積が減少した可能性は非常に高く、-53% [-40～-66%]という最大の変化は6月に生じていた。統計的に有意な増加を示した月は無かった。より長い1922～2012年の期間では、データは3月と4月に限られるが、積雪面積は7% [4.5～9.5%]減少した可能性が高く、3月から4月の北緯40度から北緯60度の陸域の地上気温と負の相関関係(-0.76)を示している。南半球については、証拠があまりに限定されているため、変化が起こったかどうかの結論を得ることはできない。{4.5.2、4.5.3}

永久凍土の温度は、1980年代初頭以降、世界のほとんどの地域で上昇している(高い確信度)。この温度上昇は、気温上昇並びに積雪の時期及び厚さの変化にตอบสนองしたものである(高い確信度)。一般に、より温度の低い永久凍土のほうが、より温度の高い永久凍土よりも温度上昇は大きかった(高い確信度)。{4.7.2; 表 4.8}

### TS.2.6 海面水位の変化

海洋の水の体積の変化をもたらす主要な要因は、海水の昇温に伴う膨張と、現在陸域に貯蔵されている水(特に氷河や氷床の水)の海洋への移動である。貯水池への貯水量の変化による寄与と地下水の減少(及びその後の海洋への流出)による寄与も、海面水位に影響を与える。陸地に対する海面水位(相対的・海面水位)の変化は、海洋における水の分布の変化、陸地の上下運動、地球の重力場の変化のために、世界平均海面水位の変化とは大きく異なることがあり得る。最近の(及び予測されている)海面水位の変化に関連する科学的理解と不確実性の概観については、TFE.2を参照。{3.7.3、13.1}

中期鮮新世(330万年前～300万年前)の温暖期には、世界平均地上気温は工業化以前の気候よりも1.9℃～3.6℃高く、二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)濃度は350～450 ppmであった(中程度の確信度)が、世界平均海面水位が現在よりも高かったことについて高い確信度があり、極域の氷床量が減少していたことを示唆している。様々な手法から得た最良の推定値の示唆するところでは、グリーンランド氷床及び西南極氷床並びに

東南極氷床域の一部の退氷による海面水位変化は、鮮新世の最も温暖な期間においても+20 mを超えなかったことの確信度は高い。{5.6.1、13.2}

最終間氷期(およそ12万9千年前～11万6千年前)に数千年にわたって、世界平均海面水位の最大値が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、現在よりも10 m以上高くはなかったことの確信度は高い。これは、グリーンランドと南極の氷床がかなり寄与し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は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)。新しいグリーンランド氷床コアから得た高度変化と整合する氷床モデルシミュレーションによると、グリーンランド氷床は海面水位換算で1.4 m～4.3 mの間で寄与した可能性が非常に高く、中程度の確信度で最終間氷期の間に南極氷床から世界平均海面水位への寄与があったことを示唆している。{5.3.4、5.6.2、13.2.1}

海面水位の代替データと測器によるデータは、19世紀後半から20世紀初頭にかけて、過去2千年間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)。{3.7、3.7.4、5.6.3、13.2}

潮位計データ及び1993年以降、追加で用いている衛星データに基づき、1901～2010年の期間の線形トレンドから見積もると、世界平均海面水位は、この期間中0.19 [0.17～0.21] m上昇した。世界平均海面水位の平均上昇率は、1901～2010年の期間で1年当たり1.7 [1.5～1.9] mmだった可能性が非常に高い。1993～2010年の期間で上昇率はさらに高くなり、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。1920～1950年の期間には、1993～2010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。世界平均海面水位の上昇率は1900年代初頭以降上昇している可能性が高く、推定値は0.000 [-0.002～0.002] mm/年<sup>2</sup>から0.013 [0.007～0.019] mm/年<sup>2</sup><sup>【正誤表参照】</sup>の範囲にわたっている。{3.7、5.6.3、13.2}

### TS.2.7 極端現象の変化

#### TS.2.7.1 大気

極端現象に関する最近の解析は、AR4とSREXの結論をおおむね裏付けている(TFE.9と、まとめとして、特にTFE.9表1を参照)。1951～2010年の間に、地球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。20世紀半ば以降、熱波を含む継続的な高温の持続期間と頻度が地球全体で増加したことについては中程度の確信度しかないが、その主な理由はアフリカと南アメリカにおけるデータや研究が不足していることにある。ただし、この期間にヨーロッパ、アジア、オーストラリアの大部分で熱波の頻度が増加した可能性は高い。{2.6.1; 表 2.12、表 2.13}

1950年頃以降、陸域での強い降水現象の回数が増加している地域のほうが、減少している地域よりも多い可能性が高い。北アメリカ及びヨーロッパについては確信度が最も高く、強い降水の頻度又は強度のいずれかが増加した可能性が高いが、季節的及び地域的な変動がある。北アメリカ中央部において、降水現象がより強くなる傾向にある可能性は非常に高い。{2.6.2; 表 2.13}

テーマ別注目要素

**TFE.2 | 海面水位の変化: 科学的理解と不確実性**

最終氷期最盛期の後、世界平均海面水位は数千年前に現在の値の近くまで達した。それ以来、海面水位の上昇率は、完新世後期における低い海面水位の変化率(1年当たり10分の数mm程度)から20世紀の変化率(1年当たり数mm程度、図TS.1)に増大したことはほぼ確実である。{3.7、5.6、13.2}

海水の熱膨張と氷河の質量損失は、20世紀における世界平均海面水位の上昇の主要な原因である(高い確信度)。1971~2010年の期間において、海洋の温暖化は海面水位の1年当たり0.8 [0.5~1.1] mmの変化に寄与し、その大部分は700 m以浅の海洋表層の昇温の寄与である可能性が非常に高い。1971~2010年の期間におけるモデルによる平均の海洋熱膨張率は、観測された値に近い。{3.7、13.3}

観測結果は、その解析手法の向上と合わせることで、1971~2010年の期間における地球全体の氷河(グリーンランドと南極大陸の周囲の氷河を除く)の海面水位への寄与が、海面水位換算で1年当たり0.25~0.99 mmであったことを示している。氷河の表面質量収支に関する諸過程に基づく理解、観測に基づく氷河の変化の解析結果とモデルによる変化との整合性、そして大気海洋大循環モデル(AOGCM)による気候シミュレーションが現実的な気候値を(氷河の)質量収支モデルに入力できるという証拠により、氷河の変化の予測に用いる地球全体の氷河質量収支モデルの結果には中程度の確信度がある。観測された気候データを用いたシミュレーションは、AOGCMからの気候データを用いたシミュレーションよりも1930年代の氷河の質量損失が大きな割合になるが、おそらくこれは、外的強制によらない地域的な気候変動に関連したグリーンランドでの昇温のためである。{4.3、13.3}

観測によると、グリーンランド氷床は、最近20年間にわたり、表面融解と(融解水)流出の増加、及び氷の流出の増加の両方によって正味で質量を減少させた可能性が非常に高い(図TS.3)。地域気候モデルは、1960年代から1980年代にかけてはグリーンランド氷床の表面の質量収支に有意な変化傾向がないことを示すが、1990年代初頭以降、融解とその結果生じる流出が増加していることを示している。この傾向は顕著な地域的な温暖化に関連しており、これは、近年における気候の特異な地域的変動と人為起源の気候変動が組み合わさったことによるものかもしれない。グリーンランドにおいて将来気温が上昇し表面融解が増加するという予測に対する高い確信度は、十分に理解された物理的理由で、北半球の高緯度では気温の上昇幅が大きくなるという予測についてモデル間で定性的な一致が見られることに基づいている。{4.4、13.3}

南極氷床が正味で質量を失っている状態にあることの確信度は高く、最近20年間に南極氷床の海面水位への寄与が増加した可能性も高い。1990年代以降、氷の流出の加速が観測されており、特に西南極のアムンゼン海部分で顕著である。涵養(かんよう)量の年々変動は大きいので、1979年以降の涵養量にはモデルと観測のいずれにおいても有意な変化傾向はみられない。南極大陸では、表面融解は現在のところ無視できる。{4.4、13.3}

陸域の貯水(積雪、表層水、土壌水分、地下水)の気候に関連した変化をモデルに基づいて推定した結果、最近数十年における海面水位変化に対する有意な長期的寄与は示されなかった。しかしながら、人為起源の変化(人工貯水池への貯水と地下水利用)は、海面水位の変化にそれぞれ少なくとも1年当たり10分の数mmは寄与している。20世紀のほとんどの期間において、貯水池の貯水量の寄与は地下水の減少による寄与を上回っていたが、地下水の減少速度による寄与は増えており、現在では貯水速度による寄与を上回っている。20世紀における両要因の正味の寄与は小さいものと推定されている。{13.3}

1993~2010年の期間に観測された世界平均海面水位の上昇は、観測によって推定された寄与の合計と整合している(TFE.2 図1e)。最近の期間について観測上の収支が不確実性の範囲内で合っていることは、過去の世界平均海面水位の変化の原因に対する物理的理解がIPCC第4次評価報告書以降著しく進展していることの現れであり、予測を行うモデルの信頼性を評価する目的で、これらの寄与についてモデルを厳密に評価する上でより良い基礎を与えている。{13.3}

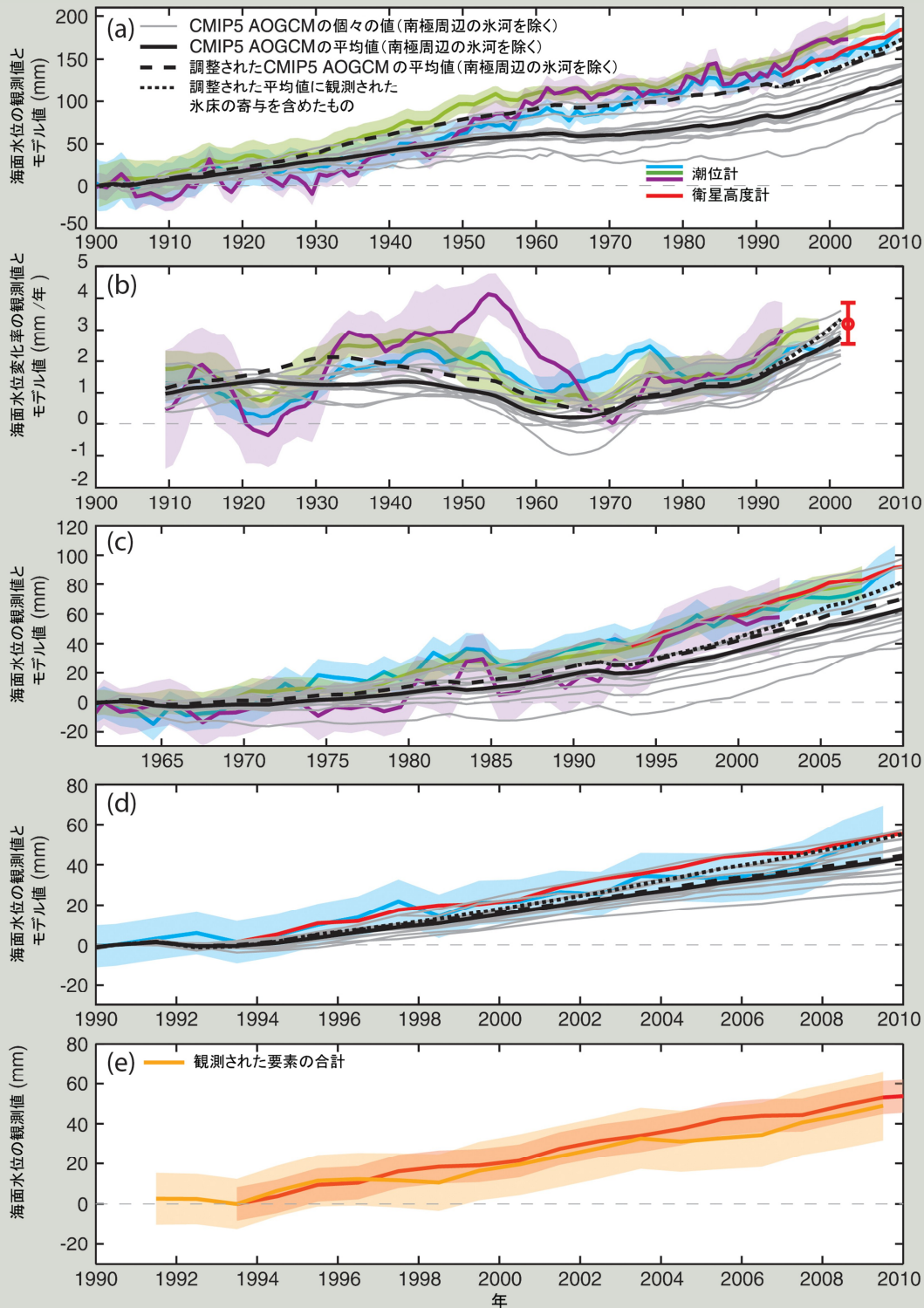
モデルによる海洋の熱膨張及び氷河の寄与と、陸域の貯水量の推定変化量(比較的小さい)の合計は、観測された1901~1990年の世界平均海面水位上昇の約65%と、1971~2010年及び1993~2010年の上昇の90%を説明できる(TFE.2 図1)。氷床からの小さいが長期的な寄与と、外部強制によらない気候の変動に起因する、1930年代における前後よりも大きかった可能性のある氷河の質量損失を含めると、モデルにより推定される寄与の合計は観測された上昇量に近くなる。1993年に降に観測された氷床の寄与を加えると、観測された海面水位上昇とモデルによる推定の一致度はさらに向上する(TFE.2 図1)。現在利用可能な証拠は、20世紀の海面水位変化について、以前のIPCCの評価報告書よりも明確な根拠を提供する。{13.3}

最近改善されている力学的な氷床モデルは、適切な較正をすれば、個々の氷河システムにおいて観測されている氷床流出の急速な変化を再現することができる(例えば南極大陸のバイン島氷河; 中程度の確信度)。しかしながら、地

(次ページに続く)

TS

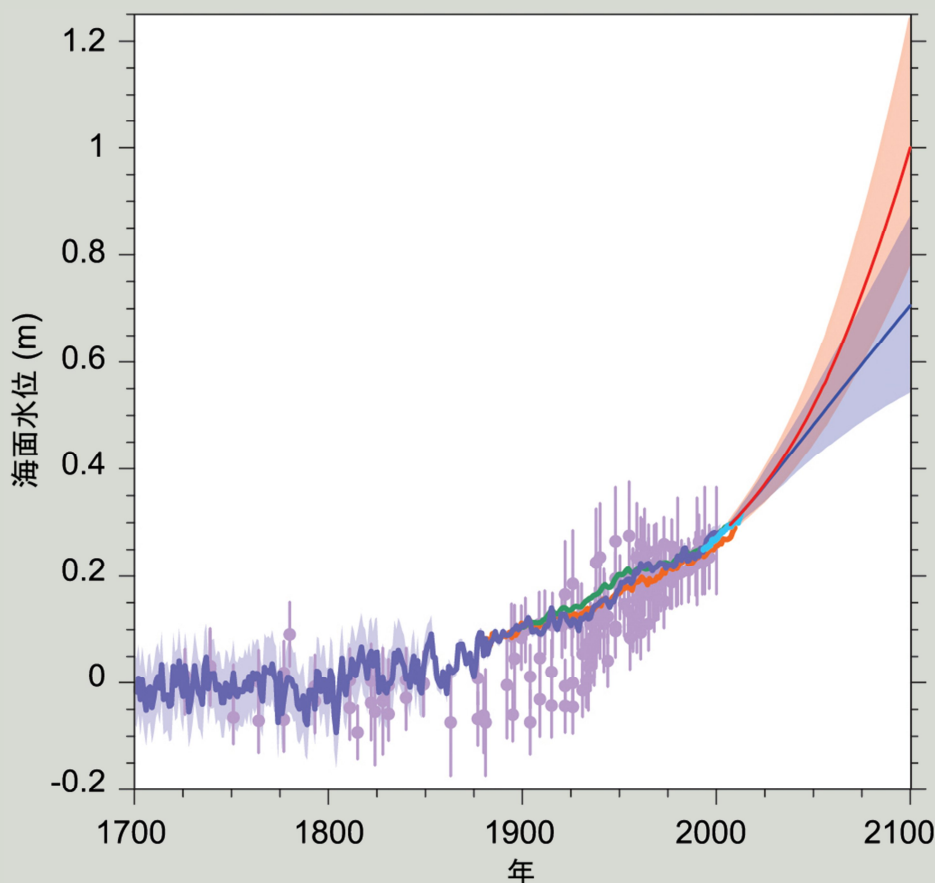
TFE.2(続き)



**TFE.2 図1** | (a)1900～2010年の海面水位変化の観測値とモデルにより推定された値。(b)同期間における海面水位の1年当たりの変化率。衛星高度計のデータは赤い点で変化率を表示。(c)1961～2010年の海面水位の観測値とモデルにより推定された値。(d)1990～2010年の海面水位の観測値とモデルにより推定された値。図(e)は、観測された寄与の合計(オレンジ色)と衛星高度計データから観測された海面水位(赤)を比較している。異なるデータを元に得た世界平均海面水位の推定値が示されており、陰影部は不確実性の見積もりを示している(標準偏差の2倍)。1993年以降の衛星高度計のデータは、赤色で示している。図(a)～(d)の灰色の線は、モデルにより推定された海洋の熱膨張及び氷河(南極氷床の周辺の氷河を除く)からの寄与と、陸域の貯水量の変化の合計である(図13.4参照)。黒い線は、灰色の線の平均に、大気海洋大循環モデル(AOGCM)の参照実験における火山からの強制力を除くため熱膨張の補正を加えたものである(第13.3.1節を参照)。黒い破線は調整されたモデルの平均を表し、前述の補正された熱膨張の各モデルの平均、陸域貯水量の変化、(モデルによるものではなく)観測された気候を用いて推定された氷河からの海面水位への寄与(図13.4を参照)、例示的な氷床の長期的寄与(1年当たり0.1mm)を加えた合計からなる。黒い点線は調整モデル平均だが、ここでは1993年より観測された氷床の寄与を含んでいる。観測による氷床の寄与の推定値にはグリーンランド氷床と南極氷床の周辺の氷河が含まれるため(第4.4節による)。調整されたモデルの平均における氷河の寄与には、二重計上を避けるために氷床縁辺の氷河の寄与は含まない。{13.3; 図13.7}

## TFE.2(続き)

球温暖化に対する氷床の応答及び特に氷床と海洋の相互作用については、氷床モデルは不完全であり、過去のモデル的収支解析から、氷床モデル、特に力学が省略されていることは、温暖化に対する氷床の応答や氷床と海洋の相互作用からの寄与が他の寄与ほど厳密な評価を受けていないことを意味する。{13.3、13.4}



**TFE.2 図 2 |** 海面水位の古記録(紫)、潮位計データ(青、赤、緑)、高度計データ(水色)及び将来予測に関して RCP2.6(青)と RCP8.5(赤)の各シナリオによる CMIP5 の結果と諸過程に基づくモデル【訳注 a】の組み合わせから得られた世界平均海面水位上昇の中央推定値と可能性の高い予測範囲。全ての数値は工業化以前に相対的なもの。{図 13.3、図 13.11、図 13.27}

代表的濃度経路(RCP)における2081~2100年の世界平均海面水位上昇(1986~2005年平均との比較)は、第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の気候予測と他の寄与についての諸過程に基づくモデルとの組み合わせから得られた範囲の5~95%に収まる可能性が高い(中程度の確信度)。具体的には、0.26~0.55 m(RCP2.6)、0.32~0.63 m(RCP4.5)、0.33~0.63 m(RCP6.0)、0.45~0.82 m(RCP8.5)となる(表 TS.1 及び RCP の強制力については図 TS.15 を参照)。RCP8.5 の場合、2100 年において予測される範囲は 0.52~0.98 m となる。予測されている可能性の高い範囲に対する確信度は、諸過程に基づくモデルの結果と観測値との整合性及び物理的理解によっている。可能性が高いと評価された範囲を上回るような特定の水位になる確率の評価は、現在のところ証拠が不十分であると評価される(ためできない)。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越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。このような崩壊が起こる確率については合意が得られていない。世界平均海面水位上昇に対する、考え得る追加的寄与については正確に定量化できないが、中程度の確信度で、21 世紀中の海面水位上昇は数十 cm を超えないだろうと見込まれている。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。{13.5.1、13.5.3}

半経験的モデルによる世界平均海面水位上昇の予測の多くは、諸過程に基づくモデルの予測よりも高いが、その信頼性については科学界における合意が無く、故に半経験的モデルに基づく予測については確信度は低い。{13.5.2、13.5.3}

TFE.2 図 2 は 1700 年以降の海面水位上昇について古記録、潮位計、高度計の観測値と、2100 年までに予測されている世界平均海面水位の変化を組み合わせたものである。{13.5、13.7、13.8}

【訳注 a】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。

地球規模で観測されている干ばつ又は乾燥(降雨不足)の変化傾向に関しては、直接観測の不足、推測される変化傾向が指数の選び方に左右されること、変化傾向に地理的な不一致があることから、**確信度は低い**。ただし、ここには重要な地域の変化が隠されており、例えば 1950 年以降、干ばつの頻度と強度は地中海と西アフリカで増大した**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**。{2.6.2; 表 2.13}

最近 1000 年間の干ばつは、多くの地域において 20 世紀初め以降観測されているものより、規模が大きく継続期間が長いことについて**高い確信度**がある。小氷期(1450~1850 年)は中世気候異常期(950~1250 年)に比べて、アジアのモンスーン域においてより多くの大規模干ばつが発生し、乾燥した中央アジアと南アメリカのモンスーン地域ではより湿潤な状態が卓越していたこと**の確信度は中程度**である。{5.5.4、5.5.5}

熱帯低気圧活動度の長期的(百年規模)変化は、観測能力の過去の変化を考慮すれば、引き続き**確信度は低い**。しかしながら、その理由については論議されているところだが、1970 年代以降の期間については、北大西洋における低気圧の頻度と強度が増加していることは**ほぼ確実**である(TFE.9 参照)。過去 1 世紀にわたる激しい風雨の大規模な変化傾向についての**確信度は低く**、ひょうや雷雨などの小規模で激しい気象現象における変化傾向が存在するかどうかを決定するための証拠はまだ不十分である。{2.6.2~2.6.4}

北・中央ヨーロッパ、西地中海地域、アジア東部において、過去 5 世紀の間には 20 世紀以降に記録されているものより大きな洪水が発生した**確信度は高い**。中近東、インド、北アメリカ中部において、現代の大洪水がその大きさや頻度において、過去の洪水と同程度か又はそれを上回ること**の確信度は中程度**である。{5.5.5}

### TS.2.7.2 海洋

極端な高潮位現象の大きさは 1970 年以降増大している**可能性が高い**(TFE.9 表 1 参照)。極端な潮位現象の増加の大部分は、平均海面水位の上昇によって説明できる。つまり、極端な高潮位の変化は、平均海面水位の上昇を考慮に入れば、潮位計の 94%において 1 年当たり 5 mm 未満に縮小される。再解析データで駆動したモデルによる再予報<sup>観注 F</sup>と船舶観測の結果に基づく、北緯 45 度以北の北大西洋の大部分において 1950 年代以降に平均有義波高が増加していること**の確信度は中程度**で、典型的な冬季の変化傾向は 10 年当たり最大 20 cm であった。{3.4.5、3.7.5}

### TS.2.8 炭素循環及びその他の生物地球化学的循環の変化

温室効果ガス(GHG)である二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、メタン(CH<sub>4</sub>)、一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)の 2011 年における大気中濃度は、過去 80 万年間の氷床コアの記録による濃度の範囲を超えている。GHG の大気中濃度の過去における変化は、極域氷床コアの記録から**非常に高い確信度**で決定される。こうした記録

は、AR4 以降、65 万年前までから 80 万年前までに期間が拡大されている。{5.2.2}

CO<sub>2</sub>、CH<sub>4</sub>、N<sub>2</sub>O の大気中濃度の現在の増加率と、それに関連する放射強制力の増加率は、解像度が最も高い最近 2 万年 2 千年分の氷床コアの記録には前例が見られないこと**の確信度は非常に高い**。観測された GHG 濃度の増加率は、解像度がより低い過去 80 万年間の記録と比較しても前例がないこと**の確信度は中程度**である。{2.2.1、5.2.2}

**中程度の確信度**で、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度が高いことで特徴づけられる過去のいくつかの期間において、世界平均地上気温は工業化以前の水準を大きく上回っていた。中期鮮新世(330 万年前~300 万年前)には、世界平均地上気温が工業化以前の気候よりも 1.9°C~3.6°C 高い時に(**中程度の確信度**)、大気中 CO<sub>2</sub> 濃度は 350 ppm~450 ppm だった(**中程度の確信度**)。始新世初期(5200 万年前~4800 万年前)においては、世界平均地上気温が工業化以前の状態より 9°C~14°C 高い時に、大気中 CO<sub>2</sub> 濃度は約 1000 ppm を超えていた(**中程度の確信度**)。{5.3.1}

#### TS.2.8.1 二酸化炭素

エネルギー及び燃料の使用統計から推定すると、1750~2011 年の間に、化石燃料の燃焼やセメント生産による CO<sub>2</sub> 排出量は 375 [345~405] PgC<sup>9</sup> だった。2002~2011 年には、化石燃料とセメント製造による平均排出量は 1 年当たり 8.3 [7.6~9.0] PgC で(**高い確信度**)、平均増加率は 1 年当たり 3.2% だった(図 TS.4)。この化石燃料による排出増加率は、1990 年代(1 年当たり 1.0%)よりも高い。2011 年における化石燃料からの排出量は 9.5 [8.7~10.3] PgC だった。{2.2.1、6.3.1; 表 6.1}

土地被覆のデータとモデリングから推定すると、1750~2011 年の間に土地利用の変化(主に森林減少)によって 180 [100~260] PgC が排出された。2002 年から 2011 年にかけての土地利用の変化による排出は熱帯の森林減少によるものが大部分を占めていて、1 年当たり 0.9 [0.1~1.7] PgC と推定されている(**中程度の確信度**)が、この 10 年間の森林損失は 1990 年代よりも少ないと報告されていることから、排出量は少し減少した可能性がある。この推定値には、森林減少による総排出量 1 年当たり約 3 PgC と、それを相殺する一部地域(主に放棄農地)における森林の再成長分 1 年当たり約 2 PgC を含んでいる。{6.3.2; 表 6.2}

1750 年から 2011 年にかけて化石燃料と土地利用から大気中に排出された 555 [470~640] PgC のうち、240 [230~250] PgC が大気中に蓄積した。この数値は、観測された大気中 CO<sub>2</sub> 濃度が 1750 年における 278 [273~283] ppm<sup>10</sup> から 2011 年には 390.5 [390.4~390.6] ppm に増加したことをもとに非常に高い精度で推定された。大気中の CO<sub>2</sub> の量は、21 世紀の最初の 10 年間に 1 年当たり 4.0 [3.8~4.2] PgC 増加した。観測された大気中 CO<sub>2</sub> 増加の緯度分布は、赤道以北の工業国において主に発生する人為起源の排出が増加の駆動原因となっていることをはっきりと示している。年平均濃度に基づく、北半球の観測所は南半球の観測所よりもわずかに高い濃度

<sup>9</sup> 1 ペタグラムの炭素 = 1 PgC = 10<sup>15</sup> グラムの炭素 = 1 ギガトンの炭素 = 1 GtC。これは 3.667 GtCO<sub>2</sub>(二酸化炭素換算で 36 億 6700 万トン)に相当する。

<sup>10</sup> ppm(100 万分の 1)もしくは ppb(10 億分の 1)は、乾燥空気中の全分子数に占める温室効果ガスの分子数の割合。例えば、300 ppm は、100 万個の乾燥空気分子のうち、温室効果ガスが 300 個あることを意味している。



を示している。観測された大気中の CO<sub>2</sub> 増加が人為起源によるものであることの独立した証拠は、大気中の酸素 (O<sub>2</sub>) 含有量の一貫した減少と大気中の CO<sub>2</sub> の安定同位体比 (<sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C) の減少が観測されていることから得られる (図 TS.5)。{2.2.1、6.1.3}

化石燃料の使用と土地利用によって排出された炭素の残りの量は、海洋と陸域生態系によって再吸収されてきた。異なる手法とデータセット (海洋中の炭素、酸素、過渡的トレーサなどのデータ) を用いた独立した推定値間の一致度が高いことに基づくと、地球全体の海洋に貯蔵された人為起源の炭素量は

は1994年から2010年にかけて増加した可能性が非常に高い。2011年の貯蔵量は155 [125~185] PgCと推定される。異なる期間について独立したデータセット (海洋人為起源炭素貯蔵量の変化、大気中の窒素に対する酸素の比率 (O<sub>2</sub>/N<sub>2</sub>) の測定、あるいは二酸化炭素分圧 (pCO<sub>2</sub>) データ) から計算した地球全体の海洋での年間吸収量は、互いの不確実性の範囲内で相互に一致しており、1年当たり1.0~3.2 PgCの範囲に収まる可能性が非常に高い。海洋の人為起源炭素貯蔵率を地域的に観測した値は、大気中 CO<sub>2</sub> 濃度の増加の結果として生じる貯蔵率の予測値とおおむね一致するが、空間的及び時間的にはかなりばらつきがある。{3.8.1、6.3}

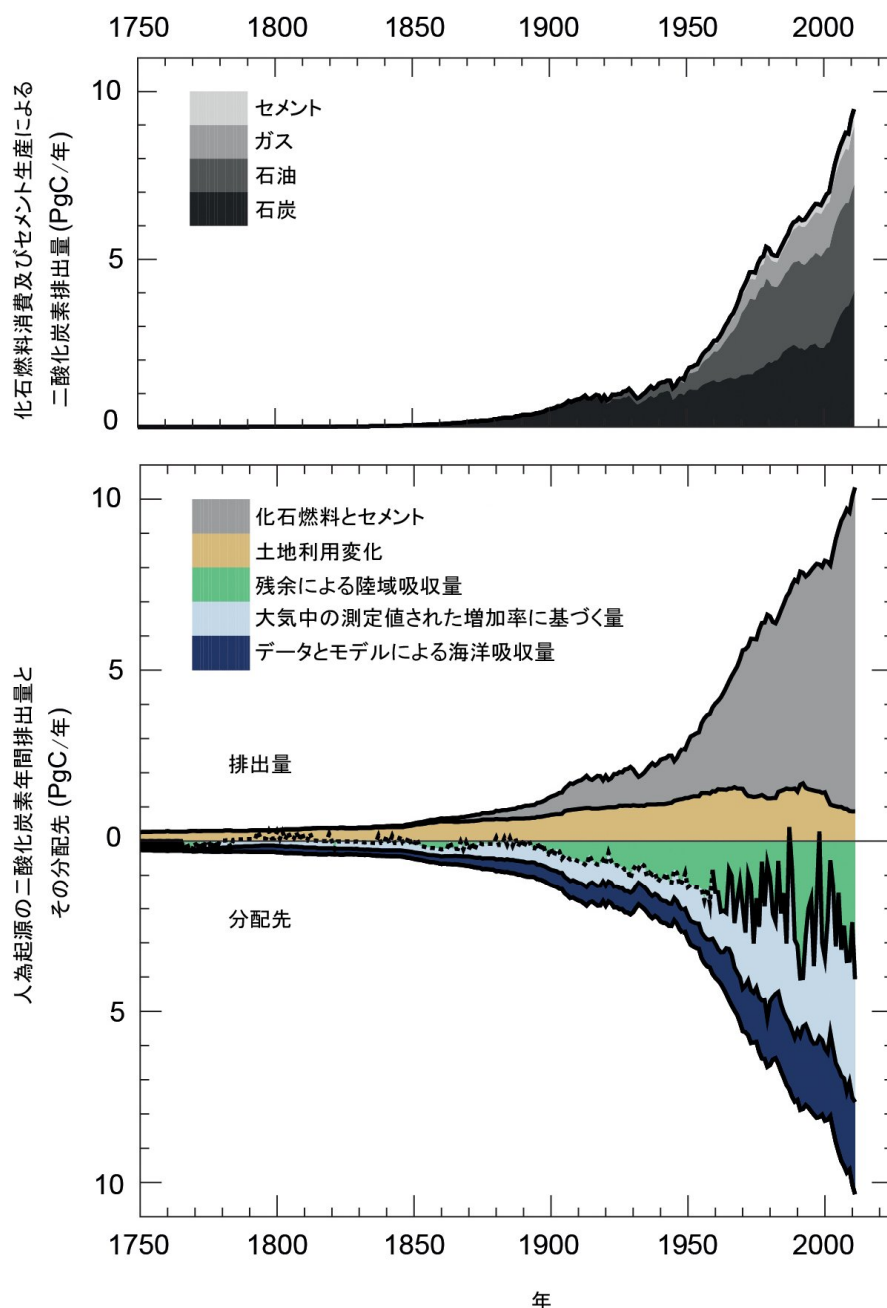
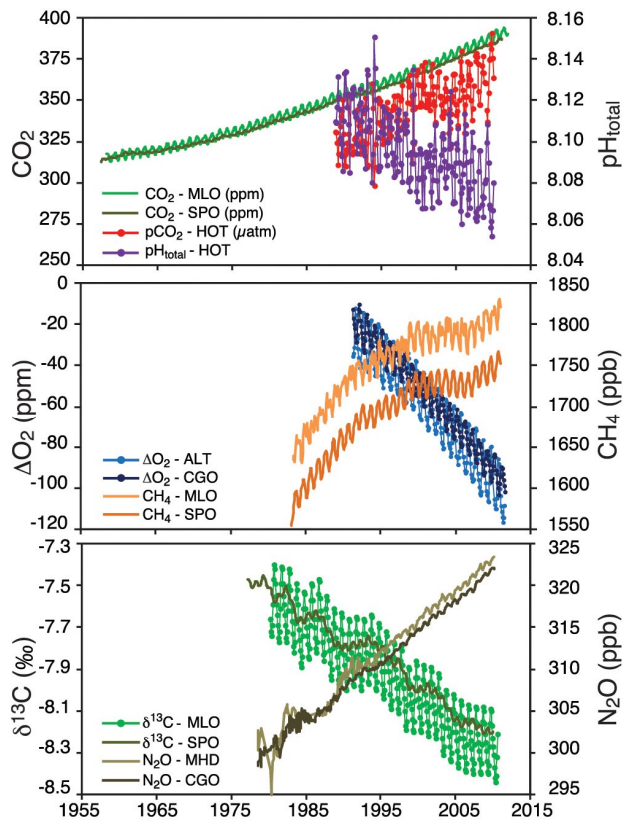


図 TS.4 | 1750年から2011年にかけての人為起源 CO<sub>2</sub> の年間排出量と、その大気、陸域、海洋への分配 (1年当たり PgC)。(上)化石燃料とセメントによるカテゴリー別 CO<sub>2</sub> 排出量。二酸化炭素情報分析センター (CDIAC) による推定。(下)化石燃料とセメントによる CO<sub>2</sub> 排出量は上記と同じ。森林減少が主である、正味の土地利用変化による CO<sub>2</sub> 排出量は、土地被覆変化データに基づく (表 6.2 参照)。1959年以前の大気中 CO<sub>2</sub> 増加率は、氷床コア観測結果のスプライン近似と、1959年以降の大気中の測定値の統合結果に基づく。氷床コア観測値への近似結果は、大気中 CO<sub>2</sub> の大きな年々変動は捉えておらず、破線で示してある。海洋の CO<sub>2</sub> 吸収量は、モデルによる値と観測に基づく値を組み合わせたものによる。残りの陸域吸収量 (図の緑色部分の要素) は、他の要素の残りから計算した。排出量とその分配先には、1750年以降変化したフラックスのみを含んでおり、1750年以前に存在し現在もなお存在している大気、陸域、海洋の貯蔵庫間における自然の CO<sub>2</sub> フラックス (例えば、風化による大気 CO<sub>2</sub> の吸収、湖や河川からの CO<sub>2</sub> 放出、河川によって運ばれた炭素を由来とする海洋からの CO<sub>2</sub> 放出など; 図 6.1 を参照) は含まない。様々な要素における不確実性は第 6 章で考察しており、10年間の平均値は表 6.1 に掲載している。{図 6.8}



**図 TS.5** | CO<sub>2</sub> 及び酸素 (O<sub>2</sub>) の大気中濃度、CO<sub>2</sub> 中の <sup>13</sup>C/<sup>12</sup>C 安定同位体比 (δ<sup>13</sup>C)、並びに CH<sub>4</sub> 及び N<sub>2</sub>O の大気中濃度、二酸化炭素分圧 (pCO<sub>2</sub>) 及び pH の海面観測。北半球と南半球の代表的な時系列観測所で記録された値。MLO: マウナロア観測所 (米国ハワイ州)、SPO: 南極点、HOT: ハワイ海洋時系列プロジェクトによる観測点、MHD: メイス・ヘッド (アイルランド)、CGO: ケープ・グリム (タスマニア)、ALT: アラート (カナダ・ノースウェスト準州)。関連する図 SPM.4 に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。{図 3.18、図 6.3; FAQ 3.3 図 1}

(土地利用の変化による影響を受けていない) 自然陸域生態系は、他の貯蔵庫における変化の差から推定するところによると、1750~2011 年の間に 160 [70~250] PgC を蓄積した。自然陸域生態系による炭素の取得は主に、高い CO<sub>2</sub> 濃度と窒素の沈着による光合成の増進及び中・高緯度域における植物の生育期間の長期化による CO<sub>2</sub> の吸収を通じて生じていると推定されている。こうした吸収は物理的、生物学的、化学的過程が様々な時間スケールで作用するために、自然の炭素吸収源は地域によって異なる。陸域生態系によって吸収される大気中に増加した CO<sub>2</sub> は、短寿命のもの (葉、細根) から長寿命のもの (茎、土壌炭素) までいたるような多様な炭素プールに有機物質として貯蔵される。{6.3; 表 6.1}

### TS.2.8.2 炭素と海洋酸性化

海洋による人為起源の CO<sub>2</sub> の吸収は、少しずつ海洋の酸性化をもたらす。海面の pH<sup>11</sup> は工業化時代の始まり以降 0.1 低下し (高い確信度)、これは水素イオン濃度が 26% 増加したことに相当する。観測された pH の変化傾向は、海面付近の海水において 1 年当たり -0.0014~-0.0024 の範囲にある。海洋内部では、人為起源の CO<sub>2</sub> の吸収に加え、自然の物理的及び生物学的過程が、10 年及びそれ以上の時間スケール

で pH の変化を引き起こす。{3.8.2; Box 3.2; 表 3.2; FAQ 3.3}

### TS.2.8.3 メタン

CH<sub>4</sub> 濃度は工業化以前から 2.5 倍に増加し、1750 年の 722 [697~747] ppb から 2011 年には 1803 [1799~1807] ppb となっている (図 TS.5)。工業化時代における大気中 CH<sub>4</sub> の増加が人間活動によってもたらされたことの確信度は非常に高い。人為的 CH<sub>4</sub> の主要な発生源は、反芻 (はんすう) 動物の数の大幅な増加、化石燃料の採掘と使用による排出、水田耕作の拡大、埋め立てごみや廃棄物からの排出である。人為起源の排出は、総排出量の 50~65% を占める。以前の収支には算入されなかった自然の地質学的起源の CH<sub>4</sub> 放出を含めると、総 CH<sub>4</sub> 排出量に占める化石部分 (すなわち、化石燃料産業における漏出に関連した人為起源の排出と、自然の地質学的漏出) は約 30% になると現在推定されている (中程度の確信度)。{2.2.1、6.1、6.3.3}

最近数十年間における大気中の CH<sub>4</sub> の増加には変動がみられた。1990 年代の約 10 年間については CH<sub>4</sub> 濃度は比較的安定していたが、その後 2007 年に再び上昇し始めた。この新たな増加の正確な要因については引き続き議論されている。自然の湿地からの CH<sub>4</sub> 放出量における気候由来の変動 (ボトムアップ分析の推定では 2000~2009 年については 1 年当たり 177~284×10<sup>12</sup> g (CH<sub>4</sub>)) が、CH<sub>4</sub> 排出量の地球全体での年々変動をもたらす主要因となっており (高い確信度)、それより程度は低い火災の多い年にはバイオマス燃焼による排出の寄与もある。{2.2.1、6.3.3; 表 6.8}

### TS.2.8.4 一酸化二窒素

大気中 N<sub>2</sub>O 濃度は工業化以前から 1.2 倍に増加している (図 TS.5)。CO<sub>2</sub> の発生源及び吸収源との相互作用に加え、窒素循環における変化は、陸域と海洋からの両方の N<sub>2</sub>O 排出量に影響する。{2.2.1、6.4.6}

### TS.2.8.5 海洋の酸素

異なる解析間の一致度が高いことから、1960 年代以降多くの海域において外洋水温躍層中の酸素濃度が低下したことについては、中程度の確信度がある。この一般的な濃度低下は、以下の予想と整合している。すなわち、昇温による成層化によって海面近くの水から水温躍層への酸素供給が減少すること、水温が上がるほど保持できる酸素が少なくなること、風成循環における変化が酸素濃度に影響すること、である。この数十年間に、熱帯海域の酸素極小層が拡大した可能性は高い。{3.8.3}

<sup>11</sup> pH は酸性度の尺度。pH 値の低下は酸性度の上昇、すなわち酸性化を意味する。

## TS.3 気候変動をもたらす要因

### TS.3.1 序

人間活動は、過去から今にいたるまで地球の表面と大気組成を変化させ続けている。こうした変化の一部は地球のエネルギーバランスに直接・間接の影響を与えており、気候変動の駆動要因となっている。放射強制力(RF)とは、地球システムのエネルギーバランスにおいて、外部から与えられた摂動に応答して生じる正味の変化を表す尺度であり(Box TS.2を参照)、正の放射強制力は温暖化を、負の放射強制力は寒冷化をもたらす。放射強制力の考え方は、地球の放射バランスに影響する個々の因子の大半について、世界平均地上気温に与える影響を比較する上で役に立つ。一部に重要な改訂は行われているが、第5次評価報告書(AR5)で提示されている定量値は以前のIPCC報告書に示されたものと整合している(図 TS.6)。今回は、放射強制力因子の影響のうち、放射強制力の考え方においては一定であると仮定されている大気や地表面の構成要素における、迅速な調節メカニズムを伴う影響を定量化するために、実効放射強制力(ERF)という尺度を用いている(Box TS.2を参照)。他の期間が特に明記されていない場合、放射強制力と実効放射強制力は、1750~2011年の期間(工業化時代)の変化から推定されている。不確実性は放射強制力及び実効放射強制力の最良推定値に関連して示されており、値は5~95%(90%)の信頼区間を表している。{8.1、7.1}

地球全体で平均した放射強制力(あるいは実効放射強制力)に加えて、強制力の空間分布と時間的変化も、気候フィードバックと同様に、気候に対する様々な駆動要因の最終的な影響を決定する上で一定の役割を演じる。地表の変化もまた、本質的には放射性ではない過程を通じて局所的・地域的な気候に影響を与えることもあるだろう。{8.1、8.3.5、8.6}

### TS.3.2 温室効果ガスによる放射強制力

人間活動は、大気組成に直接的(各種のガスや粒子の排出

を通じて)又は間接的(大気化学を通じて)に変化をもたらす。工業化時代を通して、人為起源の排出はよく混合された温室効果ガス(WMGHG)濃度に変化を引き起こしてきた(TS.2.8節及びTFE.7を参照)。工業化以前からの歴史的なWMGHG濃度は直接測定とアイスコア記録に基づいてよく分かっており、WMGHGの放射特性もよく分かっているため、濃度変化に起因する放射強制力の計算結果は厳しく制約された値となる(図 TS.6)。WMGHGの放射への影響に関する我々の理解に特に変化はないため、第4次評価報告書(AR4)からの放射強制力の推定値の変化は、本質的に濃度の増加によるものである。WMGHGの実効放射強制力に関する最良推定値は放射強制力の最良推定値と同じだが、不確実性の範囲は雲の応答に関する理解が不十分なため2倍に広がる。高品質の観測によると、ほとんどのWMGHG、特に二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の大気負荷(大気中の総質量)が増加した結果、それらのガスの放射強制力を2005年から2011年にかけてさらに増加させたことは確実である。濃度変化に基づくと、2011年における全てのWMGHGの放射強制力は2.83 [2.54~3.12] Wm<sup>-2</sup>である(非常に高い確信度)。この値はAR4より0.20 [0.18~0.22] Wm<sup>-2</sup>増加しており、そのほとんど全部が2005年以降のCO<sub>2</sub>の量の増加に起因している。工業化時代におけるCO<sub>2</sub>単独の放射強制力は1.82 [1.63~2.01] Wm<sup>-2</sup>である。最近15年間では、CO<sub>2</sub>はWMGHGによる放射強制力の増加の大部分を占めており、CO<sub>2</sub>の放射強制力の平均増加率は10年当たり0.3 Wm<sup>-2</sup>をわずかに下回る値になっている。WMGHGによる放射強制力の不確実性は、その放射特性による部分もあるが、ほとんどは雲を含む大気の放射伝達全体の計算に由来する。{2.2.1、5.2、6.3、8.3、8.3.2; 表 6.1}

メタン(CH<sub>4</sub>)濃度は、10年間ほぼ安定を保った後、最近の増加によりその放射強制力はAR4よりも2%増大して0.48 [0.43~0.53] Wm<sup>-2</sup>となった。CH<sub>4</sub>による放射強制力はいまや全てのハロカーボン類の放射強制力の合計よりも大きい可能性が非常に高い。{2.2.1、8.3.2}

大気中の一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)はAR4以来6%増加し、放射

### Box TS.2 | 放射強制力と実効放射強制力

放射強制力と実効放射強制力は、外部から加えられた変化の結果として、地球のエネルギーバランスに起きる変化を定量化するために用いられる尺度であり、ワット毎平方メートル(Wm<sup>-2</sup>)で表す。第5次評価報告書(AR5)における放射強制力の定義は、従前のIPCC評価報告書と同様に、対流圏界面における正味の放射フラックス(短波+長波)の変化であって、成層圏温度が放射平衡に対して再調節されるのを考慮した上で、対流圏温度、水蒸気、雲量などの状態変数は変化を受けていない数値で固定している(用語集を参照)。{8.1.1}

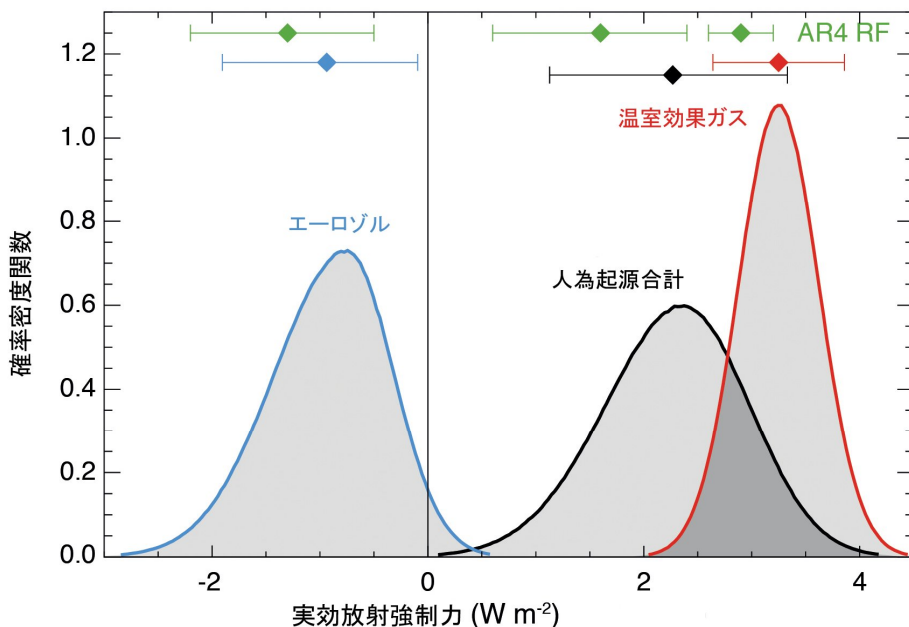
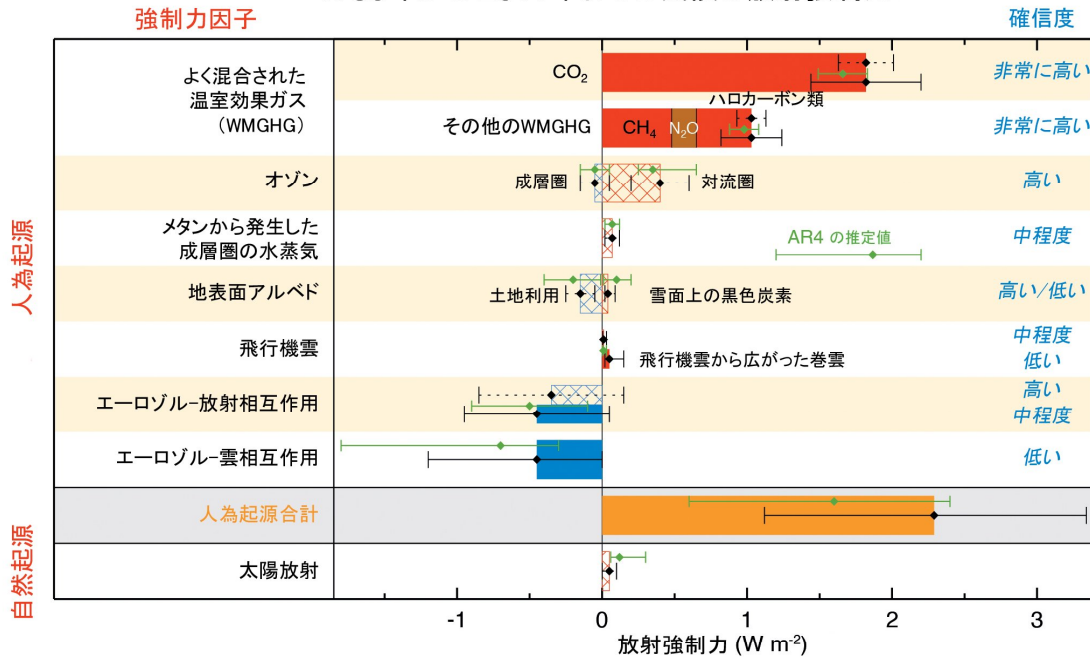
放射強制力の考え方は非常に有益なことが立証されているが、理解の向上により、地球の表面と対流圏の迅速な調節メカニズムを含めることが、気候応答の定量化にあたってより良い指標となることがわかってきた。こうした迅速な調節メカニズムは様々な時間スケールで生じるが、世界平均地上気温の変化に対する応答とは比較的是っきり異なっている。特にエアロゾルは、放射強制力に対する海洋(表層であっても)の調節よりもはるかに短い時間スケールで大気温度の鉛直分布と雲の特性に影響を与える。AR5に定義されている実効放射強制力の考え方では、世界平均地上気温、あるいは海洋温度及び海氷面積を除く、全ての変数について、摂動への迅速な調節メカニズムを考慮している。人為起源のエロゾルについては、雲と雪氷面積に対する影響のため、実効放射強制力と放射強制力の値が大きく異なる。その他の地球のエネルギーバランスを変化させる要因となる温室効果ガス(GHG)などの構成要素の場合には、実効放射強制力と放射強制力はかなり似た値になるため、計算に必要な計算機資源が少なく、気象学的変動による影響を受けないことから小さな強制力をよりよく分離できることを考えれば、放射強制力のほうが比較的有效であると言えるだろう。放射強制力と実効放射強制力が大幅に異なる場合には、実効放射強制力のほうが世界平均地上気温応答のより良い指標になることが示されているため、AR5では重視されている。{7.1、8.1; Box 8.1}

強制力は 0.17 [0.14~0.20]  $Wm^{-2}$  となっている。N<sub>2</sub>O 濃度が上昇を続ける一方で、WMGHG の中で数十年にわたり放射強制力への寄与度が 3 番目に大きかったジクロロジフルオロメタン (CF<sub>2</sub>Cl<sub>2</sub>, CFC-12) の濃度は、モントリオール議定書に基づく段階的廃止措置の影響で減少している。AR4 以降、N<sub>2</sub>O は WMGHG の中で放射強制力への寄与が CFC-12 を抜いて 3 番目に大きいものとなっている。ハロカーボン類からの放射強制力は、クロロフルオロカーボン類 (CFCs) からは減少したもののその代替物の多くで増加しており、AR4 の数値とほぼ同程度である。ハロカーボン類のうち 4 つの化合物 (トリクロロフルオロメタン (CFCl<sub>3</sub>, CFC-11)、CFC-12、トリクロ

ロトリフルオロエタン (CF<sub>2</sub>ClCFCl<sub>2</sub>, CFC-113)、クロロジフルオロメタン (CHF<sub>2</sub>Cl, HCFC-22)) がハロカーボンによる放射強制力の合計のうち 85% を占める。このうち最初の 3 つは、最近 5 年間で放射強制力を低下させているが、これらの減少分は HCFC-22 の放射強制力の増加分によって相殺されている。全ての WMGHG による放射強制力の最近 10 年間の全体的増加率は、CO<sub>2</sub> 以外による放射強制力の増加率が減少したために、1970 年代及び 1980 年代よりも小さくなっていること **の確信度は高い**。{2.2.1、8.3.2}

短寿命 GHG であるオゾン (O<sub>3</sub>) と成層圏水蒸気も、人為起源

1750年から 2011年までの気候の放射強制力



**図 TS.6 |** 工業化時代における気候変動の放射強制力 (RF) と実効放射強制力 (ERF)。(上) 1750 年から 2011 年までの間の濃度変化による放射強制力とそれに関連する不確実性の範囲 (実線の横棒が実効放射強制力、網目線が放射強制力、緑の菱形とその不確実性の幅は第 4 次評価報告書 (AR4) で評価された放射強制力)。(下) エアロゾル、温室効果ガス (GHG) 及び人為起源全体の实効放射強制力に対する確率密度関数 (PDF)。緑の線は AR4 の放射強制力の 90% 信頼区間で、第 5 次評価報告書の実効放射強制力の 90% 信頼区間を示す赤、青、黒の線と比較することができる (ただし、特にエアロゾルについては、放射強制力と実効放射強制力は異なる)。合計人為起源放射強制力には、地表面アルベドの変化及び飛行機雲と飛行機雲から広がった巻雲を合わせたものによる実効放射強制力が含まれているが、別個の PDF としては示していない。一部の強制力のメカニズム (オゾン、土地利用、太陽放射) については、放射強制力が実効放射強制力を代表するものと仮定されているが、実効放射強制力の不確実性の算出には、放射強制力の不確実性の標準偏差の平方和の中に 17% の不確実性が追加されている。{ 図 8.15、図 8.16 }

の強制力に寄与している。観測結果によると、オゾン は 1990 年代を通じて、多くの人為的影響のない(バックグラウンド)場所において増加した可能性が高い。こうした増加は、最近 10 年間に主にアジア(観測域は限られているが)で継続し、ヨーロッパでは横ばいになった。オゾンの変化に起因する放射強制力の合計は  $0.35 [0.15 \sim 0.55] \text{ Wm}^{-2}$  (高い確信度)で、このうち対流圏オゾン由来の放射強制力が  $0.40 [0.20 \sim 0.60] \text{ Wm}^{-2}$  (高い確信度)、成層圏オゾン由来が  $-0.05 [-0.15 \sim +0.05] \text{ Wm}^{-2}$  (高い確信度)となっている。オゾンは直接大気中に排出されるのではなく、光化学反応によって形成される。対流圏においてはこれらの反応は、様々な自然及び人為起源の排出源から大気中に放出される前駆物質と関わりを持つ。対流圏オゾンの放射強制力は、大部分が  $\text{CH}_4$ 、一酸化炭素、揮発性有機化合物、窒素酸化物の排出増加に起因するが、成層圏オゾンの放射強制力は、主として人為起源のハロカーボン類によるオゾンの破壊に起因する。もっとも、現在では、対流圏オゾンと成層圏オゾンの変化の間かなりの関連性を示す有力な証拠があり、合計  $0.50 [0.30 \sim 0.70] \text{ Wm}^{-2}$  のオゾン放射強制力が対流圏オゾン前駆物質の排出に起因し、 $-0.15 [-0.30 \sim 0.00] \text{ Wm}^{-2}$  がハロカーボン類によるオゾン破壊に起因している。対流圏オゾンは植物生理に有害な影響も与え、したがって植物の  $\text{CO}_2$  取り込みにも悪影響を与えることについて有力な証拠がある。この植物の  $\text{CO}_2$  取り込みの減少は、大気中  $\text{CO}_2$  濃度の間接的な増加につながる。このため、 $\text{CO}_2$  放射強制力の一部は、 $\text{CO}_2$  の直接排出量ではなくむしろオゾンやその前駆物質に原因を帰すべきだが、量的推定に対する確信度は低い。 $\text{CH}_4$  の酸化によって発生する成層圏水蒸気の放射強制力は  $0.07 [0.02 \sim 0.12] \text{ Wm}^{-2}$  である。成層圏水蒸気におけるその他の変化や、対流圏水蒸気の全ての変化は、強制力というよりもむしろフィードバックとみなされている。{2.2.2、8.1~8.3; FAQ 8.1}

### TS.3.3 人為起源エアロゾルによる放射強制力

人為起源のエアロゾルは、複数の過程を通じて気候の放射強制力に寄与する。これらの過程は、エアロゾル-放射相互作用(ari)とエアロゾル-雲相互作用(aci)の2種類にグループ分けできる。AR4以降、気候に関連するエアロゾル特性(その粒径分布、吸湿性、化学組成、混合状態、光学的特性及び雲核生成特性を含む)と、その大気中分布に関する観測とモデリングは進歩している。それにもかかわらず、関連するいくつかのパラメーターの測定が困難なことと観測結果が不足していること、空間的・時間的変動が大きいこと、そして既存の観測記録が比較的短いことから、地球全体のエアロゾルの光学的厚さ及びその他のエアロゾル特性の長期的変化傾向の評価には、かなりの不確実性が残っている。人為起源エアロゾルによるエアロゾル-放射相互作用を通じた放射強制力(RFari)については、エアロゾルモデルからの証拠と観測結果によるいくつかの制約を用いて、 $-0.35 [-0.85 \sim +0.15] \text{ Wm}^{-2}$  という最良推定値が与えられている(高い確信度)。RFariは複数の種類のエアロゾルによって生じる(TS.3.6節を参照)。RFariに対する迅速な調節メカニズムは、特に雲の調節を通じて、さらなる負の強制力をもたらす。その原因は主に黒色炭素に求められる。結果として、エアロゾル-放射相互作用を通じた実効放射強制力(ERFari)はRFariよりも負の程度が大きくなり(低い確信度)、 $-0.45 [-0.95 \sim +0.05] \text{ Wm}^{-2}$  という最良推定値が与えられる。RFariに対する評価は、エアロゾル吸収の再評価によってAR4で報告され

た値よりも負の程度は小さい。不確実性の推定値はより広くなっているものの、より確実になっている。{2.2.3、7.3、7.5.2}

エアロゾル-雲相互作用の理解が高まったことによって、多くの地球全体のエアロゾル-雲放射強制力の推定値の大きさは小さくなった。エアロゾルに起因する合計実効放射強制力(ERFari+aci、雪氷上の放射吸収性エアロゾルの効果は除く)は、 $-0.9 [-1.9 \sim -0.1] \text{ Wm}^{-2}$  と評価されている(中程度の確信度)。この推定値には、雲寿命の変化や、混合相雲、氷雲、対流雲へのエアロゾルの微物理効果などの迅速な調節メカニズムを全て含んでいる。この推定値の範囲は、衛星に基づく研究と気候モデルから得た推定値に同じ重み付けをして得ている。このことは、エアロゾル-雲相互作用に対する推定値がAR4で論じたものよりも負の程度が少ないことを示唆する複数の証拠と整合している。{7.4、7.5、8.5}

雪氷上に積もった黒色炭素の放射強制力は  $0.04 [0.02 \sim 0.09] \text{ Wm}^{-2}$  と評価されている(低い確信度)。以前のIPCC評価とは異なり、この推定値は海氷に対する効果を含み、より多くの物理過程を考慮に入れ、モデルと観測結果の両方から得た証拠を組み込んでいる。この放射強制力の場合、単位強制力当たりの世界平均地上気温変化は  $\text{CO}_2$  の場合より2~4倍大きい。その主な理由は、全ての強制力エネルギーが雪氷圏に直接蓄積され、雪氷圏の変化が気候に対する正のアルベドフィードバックをもたらすためである。すなわちこの効果は、北極域及びその他の雪氷に覆われた地域における重要な強制力のメカニズムを表しているといえる。{7.3、7.5.2、8.3.4、8.5}

エアロゾル強制力の不確実性の範囲が大きいにもかかわらず、GHGの強制力の相当な部分をエアロゾルが相殺していること、確信度は高い。エアロゾル-雲相互作用は個々の低気圧の特徴に影響を与え得るが、低気圧や降水の強度に対するエアロゾルの系統的効果に関する証拠はより限定されていて曖昧である。{7.4、7.6、8.5}

### TS.3.4 地表面の変化及び飛行機雲による放射強制力

森林減少のような人為起源の土地利用の変化が地表面のアルベドを増加させ、 $-0.15 [-0.25 \sim -0.05] \text{ Wm}^{-2}$  の放射強制力をもたらしたことについて確実な証拠がある。自然及び管理された地表(耕作地、牧草地など)のアルベドについて異なる仮定が用いられているため、量的推定値にはまだ大きな幅がある。加えて、土地利用の変化の時間的推移、特に基準年の1750年にどれだけの変化が既に起こっていたのかについては、まだ議論されている。さらに、土地利用の変化は、放射過程にはよらないが、表面粗度、潜熱フラックス、河川流出、かんがいの変化をはじめとするような、地上気温に影響を及ぼす他の変化の原因となる。これらはより不確実性が高く定量化が難しいが、アルベドの変化の影響を地球規模で相殺する傾向がある。結果として、土地利用の変化に起因する世界平均気温の正味の変化の符号については、見解の一致度は低い。土地利用の変化、とりわけ森林減少は、WMGHG濃度にも大きな影響を与える。土地利用の変化は、 $\text{CO}_2$  の排出量又は濃度の変化と関連して、放射強制力の相当量に寄与する。{8.3.5}

2011年において、持続性の飛行機雲は正の放射強制力  $0.01 [0.005 \sim 0.03] \text{ Wm}^{-2}$  に寄与し(中程度の確信度)、飛行機雲と飛行機雲から広がった巻雲を合わせた、航空機による

実効放射強制力は、0.05 [0.02~0.15]  $\text{Wm}^{-2}$ であると評価されている(低い確信度)。地域的にはこの強制力の値よりもはるかに大きくなり得るが、この強制力により地上気温の平均値及び日較差において観測可能な地域的影響は生じていないことについて、今では中程度の確信度がある。{7.2.7}

**TS.3.5 気候変動をもたらす自然起源の要因による放射強制力**

太陽と火山の強制力は、工業化時代における地球規模の気候変動をもたらす自然起源の二大要因である。1978年以降の全太陽放射照度(TSI)の変化に関する衛星観測結果は、およそ11年の準周期的な変動を示している。より長期的な強制力は、一般的に(変動が最も小さくなる期間の)太陽極小期の比較によって推定されている。それによると、最近の極小期(2008年)と1986年の極小期との間の放射強制力の変化は-0.04 [-0.08~0.00]  $\text{Wm}^{-2}$ となっている。ただし、様々な衛星データを組み合わせて推定した変化傾向には多少のばらつきがある。衛星観測開始以前のTSIの長期的変化傾向は、多くの間接的な代替データに頼っている。工業化時代にわたるTSIの変化による放射強制力の最良推定値は、0.05 [0.00~0.10]  $\text{Wm}^{-2}$ で(中程度の確信度)、詳しく見ると1980年頃まで放射強制力は相対的に大きく、それ以後少し減少傾向にある。この放射強制力の推定値はAR4の推定値よりかなり小さくなっているが、その理由は直近の太陽周期を加えたことと、以前のIPCC評価における太陽放射強制力の推定方法が一貫していなかったことにある。最近の太陽極小期は異例に小さくかつ長続きしたようであり、複数の予測では今後数十年間のTSIが低くなることを示している。もっとも、現時点では太陽放射照度の予測能力がきわめて限られているため、将来の太陽放射強制力に関する確信度は非常に低い。とはいえ、21世紀の太陽放射強制力が、予測されるWMGHG由来の放射強制力の増加よりもはるかに小さいことの確信度は高い。{5.2.1, 8.4.1; FAQ 5.1}

太陽活動の変化は、地球大気に進入する宇宙線フラックスに影響を与える。宇宙線フラックスは、雲量を変化させることによって気候に影響する、との仮説が提唱されている。宇宙線はエアロゾルの核生成を増進し、それにより、自由対流圏中で雲凝結核の形成に影響を与えるかもしれないが、その効果は弱すぎて、1回の太陽周期中あるいは過去の1世紀の間に検出可能な気候影響を生じさせてはいない(中程度の証拠、高い一致度)。宇宙線と雲量の変化の間に明確な関連性は見い出されていない。そのような関連が存在する場合には、それを説明するために、宇宙線による新しいエアロゾル粒子の核生成以外のメカニズムが必要となる。{7.3, 7.4.6}

成層圏の火山性エアロゾルの放射強制力は現在ではよく理解されており、大規模な火山噴火の後の数年間は大きな放射強制力がある(Box TS.5 図1)。火山噴火は鉱物粒子及び硫酸塩エアロゾル前駆物質の両方を大気中に放出するが、サイズが小さく長寿命であるため、気候にとって重要な放射強制力を生じるのは後者である。火山噴火によるCO<sub>2</sub>放出量は人為起源の排出量より少なくとも100倍少なく、百年の時間スケールでは気候に対する重要度が低い。熱帯の大きな火山噴火は、時にはその非常に大きな負の放射強制力のために、工業化時代における年々から十年規模の気候変動をもたらすことに重要な役割を果たしてきた。1年間にわたり約-3.0  $\text{Wm}^{-2}$ の放射強制力をもたらした1991年のピナトゥボ火

山の噴火以降、大規模な火山噴火は起きていないが、2008~2011年にはいくつかの小規模な噴火によって、1999~2002年の平均の2倍の強度の規模となる-0.11 [-0.15~-0.08]  $\text{Wm}^{-2}$ の放射強制力がもたらされている(高い確信度)。小規模の噴火は、噴火が1年のどの時期に発生するかと同様に、高緯度で注入される物質の量についての放射強制力の依存性の理解の向上に貢献してきた。{5.2.1, 5.3.5, 8.4.2; 付録II}

**TS.3.6 強制力のまとめ; 空間的・時間的变化**

工業化時代の強制力をまとめると、強制力因子の中ではWMGHGに関してのみ確信度が非常に高いことがわかる。証拠や理解が向上したことにより、AR4に比べて7つの強制力因子について確信度のレベルが引き上げられている。{8.5; 図8.14}

人為起源の合計放射強制力の時間変化は、1750年から(主に1860年ごろ以降に)ほぼ連続した増加を示している。1960年以降の合計人為起源放射強制力の増加率は、工業化時代初期よりも格段に大きくなっており、これは主に大部分のWMGHG濃度の継続的な増加によりもたらされている。合計人為起源強制力における不確実性の第一の要因である合計エアロゾル実効放射強制力の時間変化については、いまだ見解の一致度は低い。合計人為起源強制力の相対誤差は1950年以降次第に減少しているが、これは負のエアロゾル強制力がWMGHGの正の強制力を相殺する度合いが小さくなっていることに起因する。自然起源の強制力がWMGHGの強制力に対してごくわずかなものでしかないことについては、確実な証拠があり見解の一致度は高い。最近15年間の自然起源の強制力の変化は、同期間における人為起源の強制力のかなりの部分(少なくとも30%)を相殺した可能性が高い(Box TS.3)。CO<sub>2</sub>による強制力は、単一の要因としては、工業化時代及び1980~2011年における強制力の合計に最も寄与した。工業化時代全体と比べると、1980~2011年の変化におけるCO<sub>2</sub>の強制力の占める割合は他のWMGHGの強制力よりも大きく、このため、この期間におけるWMGHGの強制力に対するエアロゾルの強制力による相殺は1950~1980年の期間における相殺よりもずっと小さかったということの確信度は高い。{8.5.2}

強制力は、排出の結果もたらされる濃度の変化よりも、むしろ排出量に起因すると考えることもできる(図TS.7)。二酸化炭素は、大気中CO<sub>2</sub>濃度の変化という観点でも、CO<sub>2</sub>の正味排出量の変化の影響という観点でも、単一の要因としては過去の放射強制力の最大の寄与要因である。しかし、CO<sub>2</sub>以外の強制力因子の相対的重要性は、どちらの観点を選ぶかによって大きく異なり得る。特に、CH<sub>4</sub>の排出量は、大気化学を通じていくつかの間接的効果により、CH<sub>4</sub>濃度の増加による強制力(約0.5  $\text{Wm}^{-2}$ )よりもはるかに大きな強制力(工業化時代において約1.0  $\text{Wm}^{-2}$ )を持つ。加えて、一酸化炭素の排出が正の強制力をもたらすことはほぼ確実である一方で、反応性窒素酸化物の排出は正味で負の強制力を生じる可能性が高いが、不確実性は大きい。オゾン破壊するハロカーボン類の排出は、排出がもたらす成層圏オゾン破壊の影響よりも、排出されたハロカーボン類の直接的な放射効果のほうが大きいため、正味で正の強制力をもたらす可能性が非常に高い。二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)、有機炭素、アンモニアの排出が負の強制力をもたらす一方で、黒色炭素の排出はエアロゾル-放射相互作用を介して正の強制力をもたらす。なお、鉱物

粒子の強制力は、自然変動成分又は気候フィードバック効果を含んでいるかもしれないことに留意されたい。{7.3、7.5.2、8.5.1}

WMGHG は空間的にかなり均一な強制力を示すが、エアロゾル、オゾン、土地利用の変化といった他の要因は空間的にかなり不均一である。RFari は 20 世紀初頭に北アメリカ東部とヨーロッパで最大の負の値を示し、1980 年までには東アジア、東南アジア、南アメリカ、中央アフリカまで大きな負の値が拡大した。しかしそれ以降は公害対策によって北アメリカ東部とヨーロッパでの RFari の影響の大きさは減少し、負の放射強制力がピークを示す領域は経済成長とそれに伴う排出増加の結果として主に南アジアと東アジアに移動した。エアロゾルの実効放射強制力の合計は、最大の負の強制力を示す場所については似たような挙動を示すが、一部の砂漠や北極域においてはかなりの正の強制力も示している。対照的に、地球全体で平均した大気中の全オゾンによる強制力は 20 世紀を通じて増加し、北緯 15 度から北緯 30 度の辺りで正のピークが見られたが、南極大陸では負の数値を示し

た。土地利用に伴うアルベドの変化による負の強制力は、工業地域やバイオマス燃焼がある地域で最も強くなっている。こうした強制力はその不均質性のために、同等量の地球全体で平均した均質な強制力よりも水循環に対してはるかに大きい影響を与え得る。{8.3.5、8.6}

代表的濃度経路(RCP、Box TS.6 を参照)のもとでは、人為起源の放射強制力は 21 世紀にわたって増加すると予測されている。WMGHG の排出量について考えられる将来の幅に広くわたる RCP によって、生じる放射強制力を簡単なモデルによって見積ると、1750 年と比べて人為起源の放射強制力は、2050 年には  $3.0 \sim 4.8 \text{ Wm}^{-2}$ 、2100 年には  $2.7 \sim 8.4 \text{ Wm}^{-2}$  に増加する。近未来においては、RCP は相互にきわめて似通っており(そして、短寿命気候強制因子の排出は、文献における将来の範囲全てにわたったものではない)、2030 年における放射強制力の範囲は  $2.9 \sim 3.3 \text{ Wm}^{-2}$  にすぎないが(2010 年から 2030 年までに増加する放射強制力は  $0.7 \sim 1.1 \text{ Wm}^{-2}$ )、主に  $\text{CO}_2$  に駆動される 21 世紀後半になると RCP シナリオ間の放射強制力の差が大きく広がるようになる。RCP

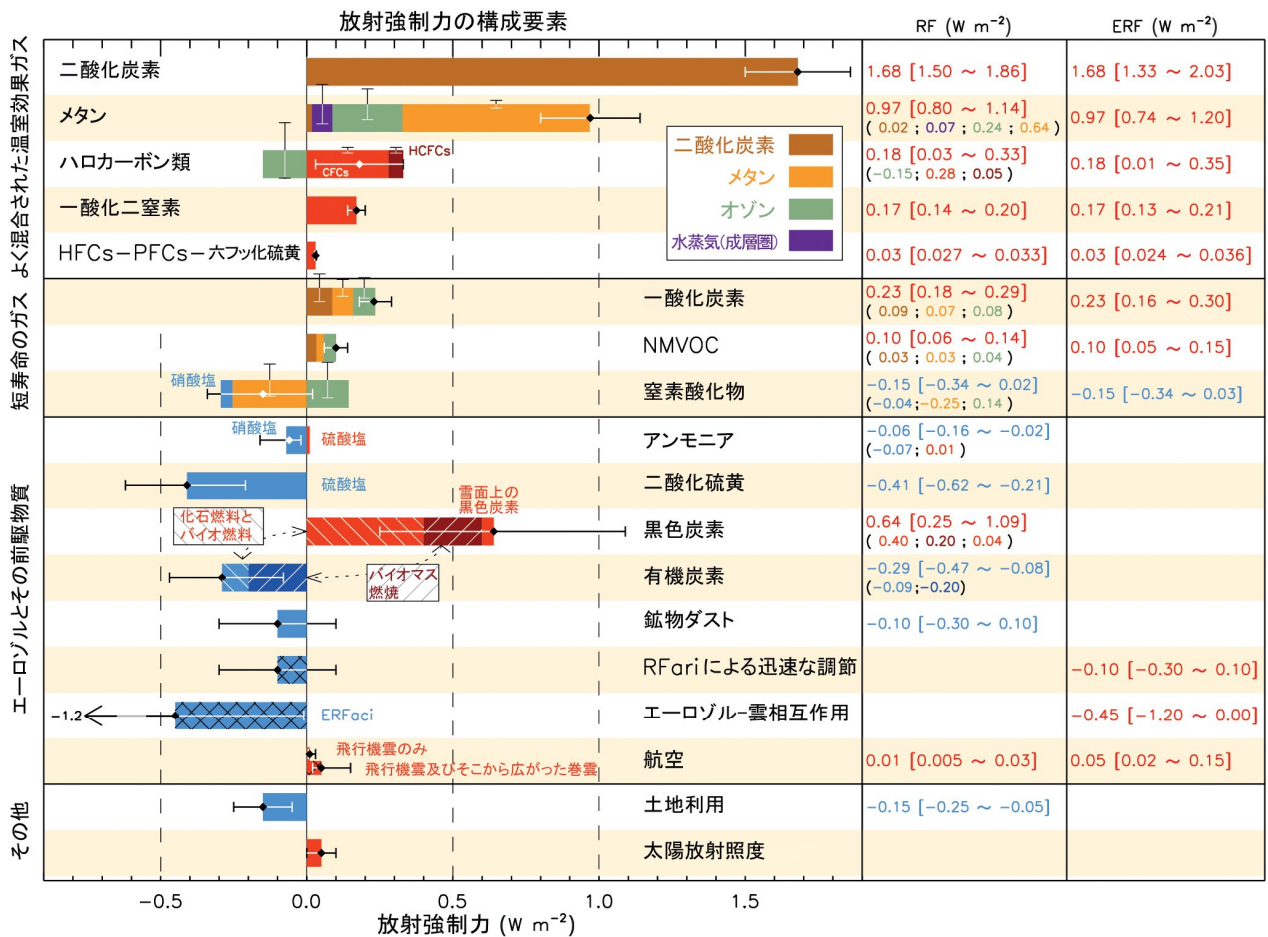


図 TS.7 | 1750 年から 2011 年にかけて排出された成分ごとに示した、工業化時代における気候変動の放射強制力 (RF)。水平のバーは全体の不確実性を示し、垂直のバーは個々の成分の不確実性を示す (垂直バーの長さは相対的不確実性に比例し、その長さの合計は  $\pm 50\%$  の不確実性を示す水平バーの幅と等しい)。応答の合計と個々の成分 (左から右へ) に対する最良推定値は、右側の列に示している。数値は、エアロゾル-雲相互作用 (ERFaci) と、エアロゾル-放射相互作用に起因する放射強制力にともなう迅速な調節メカニズム (RFari Rapid Adjust) による、実効放射強制力 (ERF) を除き、放射強制力を表す。なお、エアロゾル-放射相互作用に起因する合計放射強制力 ( $-0.35 \text{ Wm}^{-2}$ ) は、個々の成分の放射強制力の合計 ( $-0.33 \text{ Wm}^{-2}$ ) とは若干異なることに留意されたい。エアロゾル-放射相互作用に起因する合計放射強制力は図 SPM.5 の根拠となっている。二次有機エアロゾルは、その生成が現在十分に定量化されていない様々な要素に依存しているため、ここには含まれていない。飛行機雲の実効放射強制力には飛行機雲から広がった巻雲を含む。ERFaci の  $-0.45 [-1.2 \sim 0.0] \text{ Wm}^{-2}$  とエアロゾル-放射相互作用の迅速な調節メカニズムの  $-0.1 [-0.3 \sim +0.1] \text{ Wm}^{-2}$  を合わせると、エアロゾルに起因する調節成分の統合値として  $-0.55 [-1.33 \sim -0.06] \text{ Wm}^{-2}$  という結果が得られる。CFCs=クロロフルオロカーボン類、HCFCs=ハイドロクロロフルオロカーボン類、HFCs=ハイドロフルオロカーボン類、PFCs=パーフルオロカーボン類、NMVOC=非メタン揮発性有機化合物。関連する図 SPM.5 に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。{図 8.17}



シナリオに基づく結果は、2000～2030年の間にエーロゾルの実効放射強制力には小さな変化しかなく、その後エーロゾルが大幅に減少し、負の合計エーロゾル実効放射強制力がかなり弱まることを示唆している。硝酸塩エーロゾルはこの減少の例外で、負の放射強制力を大幅に増加させ、利用可能なごく少数のモデルにおいてこの増加は明確な特徴となっている。RCP間の相違は、過去の排出量によってもたらされる現在の放射不均衡及びいくつかの大気中強制因子の寿命が長いことのために、将来の気候変動のうちのある一定量は既に「気候システム」に組み込まれているにもかかわらず、社会的な選択はなお将来の放射強制力、それゆえ気候変動に、大きな影響を与えることができることを示している。{8.2、8.5.3、12.3；図 8.22、図 12.4}

### TS.3.7 気候フィードバック

将来の気候変動を決める上で、フィードバックも重要な役割を果たすことになる。実際、気候変動は、予想される気温上昇を強化(正のフィードバック)又は抑制する(負のフィードバック)可能性がある、水、炭素及びその他の生物地球化学的循環の変化をもたらす可能性がある。雪氷によるアルベドフィードバックは正であることが知られている。水蒸気と気温減率とを合わせたフィードバックは正である可能性が極めて高く、現在では十分に定量化されているが、雲のフィードバックには依然としてより大きな不確実性がある(TFE.6を参照)。さらに、新しい第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)モデルは一貫して正の炭素循環フィードバックを推定しており、このことはつまり、将来の気候変動に応答して自然のCO<sub>2</sub>吸収源が減少するということである。特に、海洋の炭素循環フィードバックはモデルにおいて正と推定されている。熱帯陸域生態系における炭素吸収源はそれより一貫性が低くなり、また、干ばつや火災のような、時としてまだ十分に表現されていない過程を介して、気候変動の影響を受けやすいかもしれない。AR4以降の重要な更新事項は、CMIP5陸域炭素モデルのいくつかに栄養動態、特に窒素の利用可能性によって植物の成長に課せられる制限が導入されていることである。窒素循環を考慮することの正味の効果は、所与の人為起源CO<sub>2</sub>排出の経路に対して予測される陸域吸収源が小さくなることである(TFE.7を参照)。{6.4、Box 6.1、7.2}

モデル及び生態系での温暖化実験においては、より温暖な気候のもとでは湿地からの単位面積当たりのCH<sub>4</sub>放出量が増加するだろうことについての一貫性は高いが、湿地の水文学に影響する地域的な気温や降水量の変化次第で湿地面積は増加もすれば減少もするため、湿地からのCH<sub>4</sub>放出の定量的予測についての確信度は低い。ハイドレートと永久凍土の炭素貯蔵庫は非常に大きく、したがって非常に強力なフィードバックとして作用する可能性がある。十分に制約されてはいないが、21世紀における地球全体でのハイドレートから大気中へのCH<sub>4</sub>放出量は、海洋の未飽和状態、海洋のベンチレーション<sup>訳注</sup>の時間の長さ、海底を通じた温暖化の伝播の遅さ故に少ない可能性が高い。永久凍土の融解による炭素の放出が正のフィードバックを与えることの確信度は高いが、その強さについての定量的予測の確信度は低い。{6.4.7}

エーロゾルー気候フィードバックは、主に自然起源エーロゾルの放出強度の変化や、自然及び人為起源エーロゾルの沈着効率の変化を通じて現れる。限られた数のモデリング研究では、低い確信度で、このフィードバックの大きさは小さいと評価している。硫化ジメチル排出量の変化に対する雲凝結

核数の感度が弱いために、硫化ジメチル、雲凝結核、雲アルベドの関わる(符号ははっきりしない)フィードバックが弱いことについての確信度は中程度である。{7.3.5}

### TS.3.8 排出指標

様々な物質の排出や、様々な地域/国あるいは発生源/部門からの排出が気候変動に相対的及び絶対的にどう寄与しているのかを定量化して伝えるために、様々な指標を用いることができる。AR4までは、最も一般的な指標は放射強制力を特定の時間にわたって積算した地球温暖化係数(GWP)だった。この指標は、このように様々な物質の放射効率とその大気中での寿命を考慮して、基準ガスであるCO<sub>2</sub>に対する相対値を示したものである。現在では、基準ガスのCO<sub>2</sub>に対する相対値を、ある選択した時点における世界平均地上気温の変化に基づいて算出した、地球温度変化係数(GTP)<sup>訳注</sup>に対する注目が高まっている。GTPは、放射効率及び大気中寿命とともに気候への応答を考慮したものとなっている。GWPとGTPはともにある時間範囲が算出に使われ(図TS.8の上図)、その選択は主観的で注目する観点に依存する。一般に、短寿命気候強制因子についてのGWPは、強制力を積算する際に時間によらず同じ重み付けを用いるため、GTPよりも高くなる。したがって指標の選択は、時間範囲の選択と同様、短寿命気候強制因子とWMGHGの相対的重要性に大きく影響する。現在の排出量(1年分の排出量のパルス<sup>訳注</sup>)の影響に関する分析では、黒色炭素、二酸化硫黄、CH<sub>4</sub>などの短寿命気候強制因子は、短い時間範囲ではCO<sub>2</sub>と同程度の寄与(正負の符号は同じ又は逆)を生じ得るが、時間範囲が長くなるほど影響が次第に減少していき、CO<sub>2</sub>の排出による影響が卓越することを示している(図TS.8の上図)。{8.7}

その他多数の指標も、駆動要因-応答-影響の連鎖に沿って定義できるかもしれない。異なる排出の全ての結果(すなわち、時間の経過に伴う気候パラメータの応答)を正確に比較できるような単一の指標は無い。また、一つの効果に関して等価となる指標は、他の効果に関しては必ずしも等価にはならないだろう。したがって指標の選択は、何の結果を評価しようとしているかに強く依存している。指標は政策や目標を定義するものではなく、特定の目標を達成するために複数の要素から成る政策の分析と実施を容易にするものであることに留意することは重要である。指標の選択は全て、検討の対象とする効果の種類や時間に対する効果の重み付けといった、暗黙の価値関連の判断が含まれる。GWPは選択した時間範囲までの効果を積算するのに対し(すなわち、その範囲までの全時点で均等な重みを与え、その後の重みをゼロにする)、GTPは、ある選択した年の気温だけを与えるもので、その前後の年には重み付けしない。{8.7}

GWPとGTPの適用には制限があり、間接的な効果やフィードバックの扱いに一貫性がないという欠点もある。例えば基準ガスのCO<sub>2</sub>には気候-炭素フィードバックが含まれているがCO<sub>2</sub>以外のガスには含まれていない。GWPの不確実性は時間範囲とともに増加し、WMGHGのGWP100年値については、不確実性は±40%の大きさにもなり得る。また、この指標が気温上限の目標と関係する政策にはあまり適していないことを指摘する研究もいくつかある。GTPの不確実性には、GWPと同じ要因に加えて、駆動要因-応答-影響の連鎖のさらに先でGTPが定義され、気候応答を含むことによる要因があるため、GTPの不確実性も時間とともに増加する。



GTP 指標は(気温)目標ベースの政策により適しているが、やはりあらゆる目標に適しているというわけではない。現在、寿命及び放射効率の知識における変化、並びに気候-炭素フィードバックを考慮して更新された指標値が利用可能である。{8.7、表 8.7、表 8.A.1、第 8 章補足資料 表 8.SM.16}

このような排出指標を用いて、過去又は現在の多様な活動に起因する排出の気候影響を評価することができる。こうした活動は、全般的な排出量に比べて、特定の社会的選択による影響をより直接的に受けるため、その活動に基づく計算は政策に関連する追加情報を提供できる。将来気候に対する影響を定量化するために、単年の排出量(1 パルス)が用いられることが多い。この観点に立って、その排出の結果を説明する指標に絶対 GTP を用いると、エネルギー及び産業部門が今後 50~100 年の温暖化の最大の寄与要因となる(図 TS.8 の下図)。家庭での化石燃料及びバイオ燃料、バイオマスの燃焼、そして道路交通も、上記の時間スケールでの温暖

化に比較的大きく寄与するが、より短期の対象期間(約 20 年まで)については、大量のCH<sub>4</sub>を排出している部門(畜産、廃棄物/埋め立て処分、農業)からの現在の排出量も重要である。もう一つ有益な観点は、現在の排出量が持続された場合の効果を調べることである。排出される物質はその滞留時間に応じて取り除かれていくため、この解析では短寿命種はほぼ一定した値を維持するが、長寿命ガスは蓄積する。どちらの観点の場合も、最大の長期的温暖化影響を及ぼす部門(エネルギー及び産業)は近未来には寒冷化をもたらすため(主に SO<sub>2</sub> 排出に起因する)、これらの部門は短期と長期の時間スケールで逆の世界平均気温応答をもたらす得る。他の部門の相対的重要性は、選択した時間と観点によって決まる。放射強制力又は実効放射強制力に関しては、エアロゾルの影響についての不確実性が大きく、特に個々の成分に対するエアロゾル-雲相互作用の原因特定は十分に制約されていない。{8.7; 第 8 章補足資料 図 8.SM.9、図 8.SM.10}

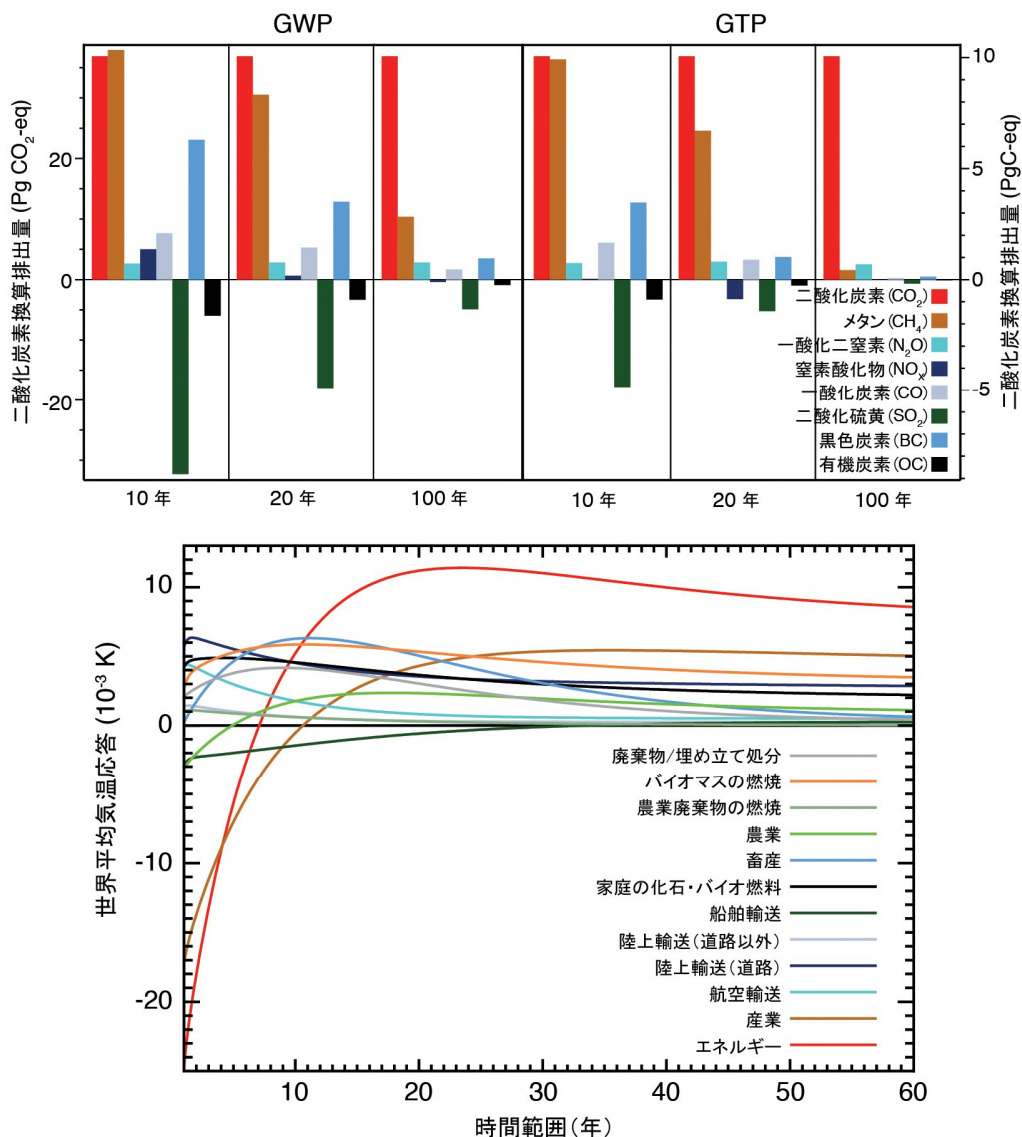


図 TS.8 | (上) 選択された時間範囲で、地球温暖化係数(GWP)と地球温度変化係数(GTP)によって重み付けした現在の地球全体の人為起源排出量。2008年(単年パルス)の排出量をGWP(単位質量の排出による地球全体で平均した放射強制力を示された年数について積算し、CO<sub>2</sub> 排出により生じる強制力との比で表したものと)、GTP(単位質量の排出による放射強制力と気候応答の両方の時間発展に基づき推定した世界平均気温への影響を、CO<sub>2</sub>の排出による影響との比で表したもの)で評価している。単位は「二酸化炭素換算」であり、選択した指標の影響パラメータのみに対する等価を示し(GWP の場合は選択した時間範囲について積算した放射強制力、GTP の場合は選択した時点における気温変化)、Pg(CO<sub>2</sub>)eq (左側の縦軸)とPgC eq(右側縦軸)で表記する。(下) 時間の関数としての絶対GTP(AGTP)に、表示した部門から排出される全ての化合物の今日の排出量を乗じることで推定した地球全体で平均した気温応答(AGTPはGTPと同じだが、CO<sub>2</sub>の排出による影響で正規化していない)。60~100年の対象期間については、各部門の相対値はほとんど変化がない。上図には、エアロゾル-雲相互作用と、飛行機雲から広がった巻雲の効果は含まれていない。{図 8.32、図 8.33}

TS

## TS.4 気候システム及びその近年の変化についての理解

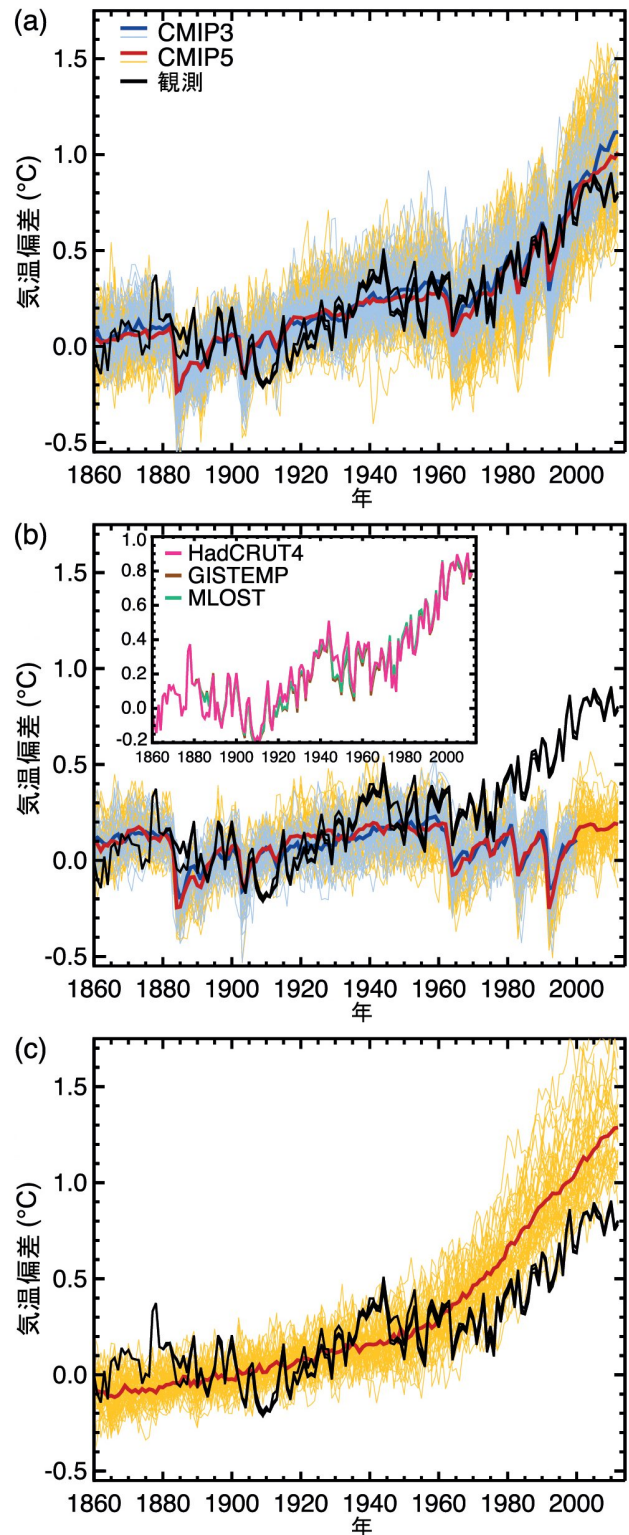
### TS.4.1 序

気候システムの理解は、観測、フィードバック過程の理論的研究、及びモデルシミュレーションを組み合わせることで行われる。第4次評価報告書(AR4)と比べて、観測がより詳細になり気候モデルも改善された結果(Box TS.4を参照)、今や気候システムのより多くの構成要素について、検出された変化の原因が人為影響にあることを特定できるようになっている。地域的な気温、水循環、地球のエネルギー収支、雪氷圏、海洋(海洋酸性化を含む)など、気候システムの様々な要素について観測された変化とモデルで得られた変化との整合性は、地球全体の気候変動が主によく混合された温室効果ガス(WMGHG)濃度の人為的増加に起因していることを示している。{10}

### TS.4.2 地上気温

AR4以降のいくつかの進展によって、地上気温の変化に対する人為的影響をより確実に定量化できるようになった。観測上の不確実性は以前よりもはるかに徹底して追求されており、本評価は21世紀初頭からの観測結果や、新世代の気候モデルによるシミュレーションを考慮して行われている。こうした新世代モデルが過去の気候を再現する能力は、AR4で考慮された前世代のモデルと比べて様々な面で改善されている。近年観測された世界平均地上気温の1880～1919年平均に対する偏差は、自然起源の強制力のみを与えたCMIP5シミュレーションの範囲の外にあり、モデルによって温暖化の変化傾向を過大評価しているものや過小評価しているものもあるとはいえ、人為起源と自然起源の両方の強制力を含んだCMIP5シミュレーションのアンサンブルとは整合している(図TS.9)。WMGHGの変化のみを用いてエアロゾルの変化を含めないシミュレーションは、一般に観測結果よりも強い温暖化を示す(図TS.9)。1951～2010年に観測された気温の変化傾向は、地球の大部分で昇温し、最も強い温暖化は北半球の大陸であるという特徴があるが、ほとんどの観測地点において、人為起源と自然起源の強制力を含むCMIP5シミュレーションの気温の変化傾向と整合し、自然起源の強制力のみを含むCMIP5シミュレーションの気温の変化傾向とは整合していない。多くの研究が、大西洋数十年規模振動(AMO)が世界平均地上気温に及ぼす効果を調査している。世界平均地上気温に数十年規模の変動性をもたらすことにAMOが重要な役割を果たしているとの結果を得た研究もいくつかあるが、今回の評価が根拠を置く1951～2010年の期間にAMOはわずかな変化傾向しか示しておらず、高い確信度でAMOは1951年から2010年までの間の世界平均地上気温の変化傾向にほとんど寄与していない(0.1℃をかなり下回る)と評価されている。{2.4、9.8.1、10.3; FAQ 9.1}

1951～2010年の間に観測された世界平均地上気温上昇の半分以上は、人間活動が引き起こした可能性が極めて高い。この評価は、異なる手法を用いた複数の研究から得た確実な証拠によって裏付けられている。特に、全ての人為起源の強制力を合わせたものに起因する気温の上昇傾向は、複数シグナルを用いた検出と原因特定解析によってより狭い範囲に制約される。強制力の不確実性及びそれらの強制力に対する気候モデルの応答の不確実性は、WMGHG及びそ



図TS.9 | 英国のハドレーセンター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセット4(HadCRUT4)、ゴダード宇宙科学研究所による地表温度解析(GISTEMP)、陸地・海洋地上気温解析(MLOST)<sup>訳注K</sup>から得た3つの世界平均地上気温の観測による推定値(黒線)と、人為起源及び自然起源の強制力(a)、自然起源のみの強制力(b)、温室効果ガスみの強制力(c)によるモデルシミュレーション(CMIP3モデル(細い青線)とCMIP5モデル(細い黄線))との比較。太い赤線と青線は、それぞれ、CMIP5とCMIP3の全ての利用可能なシミュレーションの平均値。再現及び観測されたデータは全て、HadCRUT4がカバーする空間範囲でのみ用いられ(このデータセットのカバーする範囲が最も限られるため)、世界平均偏差は、全てのデータをまず各格子において1961～1990年平均に対する偏差として計算した上で、1880～1919年平均基準によって示されている。(b)の挿入図は、3つの異なる観測データセットを3色に分けて示している。{図10.1}

### Box TS.3 | 気候モデルと過去 15 年間の世界平均地上気温上昇の停滞

過去 15 年間に観測されている世界平均地上気温は、過去 30～60 年よりはるかに小さい線形の上昇傾向を示している (Box TS.3 図 1a, c)。観測データセットにもよるが、1998～2012 年の世界平均地上気温の変化傾向は 1951～2012 年の変化傾向の約 3 分の 1 から 2 分の 1 と見積もられている。例えば HadCRUT4 では 1951～2012 年の変化傾向が 10 年当たり 0.11°C であるのに対し、1998～2012 年の変化傾向は 10 年当たり 0.04°C となっている。観測されている世界平均地上気温の変化傾向の低下が最も顕著なのは、北半球の冬季である。このような世界平均地上気温の変化傾向の「停滞」にもかかわらず、2000 年代の 10 年間は、世界平均地上気温の測器記録の中で最も気温が高くなっている。しかしながら、過去 15 年間の世界平均地上気温の変化傾向に停滞が生じていることから、何が停滞の原因となっているのか、また気候モデルはそれを再現できるのかどうか、という 2 つの関連する問いが生じる。{2.4.3, 9.4.1; Box 9.2; 表 2.7}

15 年の長さの停滞期間は、観測結果、CMIP5 による過去の世界平均地上気温の時系列の両方で特別なことではない。しかし、CMIP5 の再現結果 (RCP4.5 のシミュレーションによって 2006～2012 年の期間を延長) の全ての解析によると、114 の再現結果のうち 111 において、1998～2012 年の世界平均地上気温の変化傾向が HadCRUT4 の変化傾向の全アンサンブルよりも大きいことが明らかになっている (Box TS.3 図 1a; CMIP5 アンサンブル平均の変化傾向は 10 年当たり 0.21°C)。再現実験と観測された変化傾向のこの差は、(a) 気候の内部変動、(b) 放射強制力の欠落又は不正確さ、(c) モデル応答の誤差のいくつかを組み合わさって生じた可能性がある。こうした互いに排反はしない潜在的な差の原因について、観測された世界平均地上気温の変化傾向停滞の原因とともに、以下に評価を示す。{2.4.3, 9.3.2, 9.4.1; Box 9.2}

#### 気候の内部変動

10～15 年の停滞期間は、十年規模の気候システム内部変動の現れとして生じ得るもので、内部変動は長期的な外部強制力による変化傾向を強化する時もあるれば、和らげることもある。このように、内部変動は長期の気候変動に対して 10～15 年という短い期間の変化傾向の意味合いを弱めることになる。さらに、予測可能期間がせいぜい 10～20 年であるため、CMIP5 の再現結果が観測された十年規模の内部変動のタイミングと合うことは期待されない (CMIP5 の再現実験は、一般に産業革命前の状態から 1850 年頃に開始される)。とはいえ、気候システムが長期にわたるエネルギー吸収期である間でさえも、気候モデルは独立したいくつかの十年規模の世界平均地上気温の変化傾向の停滞を示しており、この場合には海洋表層での熱吸収の増加によってエネルギー収支のバランスがとられることになる。{2.4.3, 9.3.2, 11.2.2; Box 2.2, Box 9.2}

サンプリングが限られているため、海洋表層での熱吸収率の増加が過去 15 年間に生じたかどうかは確かではない。とはいえ、気候システムが、水深 700 m 以深の海洋を含めて、1998～2010 年の期間にエネルギーを蓄積し続けた可能性は非常に高い。このエネルギーの蓄積と整合して、世界平均海面水位は 1998～2012 年においても上昇し続けており、その上昇率は 1993～2012 年の上昇率をほんのわずかに下回るのみで、その差は有意ではなかった。観測された貯熱量と海面水位の変化の整合性は、継続する海洋へのエネルギー蓄積という評価に高い確信度を与え、このことは気候システムの正の放射不均衡と整合する。対照的に、2003～2010 年の期間を 1971～2010 年の期間と比較したとき、世界平均地上気温の変化傾向の停滞が、水深 0～700 m の範囲における海洋貯熱量の増加率の減速を伴っていたことを示す証拠は限られている。この減速についての一致度は低く、5 つの解析のうち 3 つは増加率の減速を示しているが、残りの 2 つは増加が衰えることなく継続していることを示している。{3.2.3, 3.2.4, 3.7, 8.5.1, 13.3; Box 3.1, Box 13.1}

HadCRUT4 の世界平均地上気温の変化傾向のアンサンブルは、1998 年を開始年とする 15 年間についてはモデルで再現されたほぼ全ての変化傾向を下回っているが (Box TS.3 図 1a)、1998 年を終わりとする 15 年間については、モデルで再現された 114 のうち 93 の変化傾向を上回っている (Box TS.3 図 1b; HadCRUT4 アンサンブル平均の変化傾向は 10 年当たり 0.26°C、CMIP5 アンサンブル平均の変化傾向は 10 年当たり 0.16°C)。1951～2012 年の 62 年間については、観測結果と CMIP5 アンサンブル平均の変化傾向は 10 年当たり 0.02°C の範囲内で一致している (Box TS.3 図 1c; CMIP5 アンサンブル平均の変化傾向は 10 年当たり 0.13°C)。したがって、直近の 15 年間については不一致があるものの、長期的な世界平均地上気温の変化傾向については CMIP5 のモデルが観測結果と整合していること、確信度は非常に高い。気候の内部変動により、任意の 15 年間に観測される世界平均地上気温の変化傾向が、モデルアンサンブルの一方の端の近くに位置する時もあり、この効果は、世界平均地上気温が 1998 年の非常に強力なエルニーニョ現象の影響を受けたことで、Box TS.3 図 1a, b において顕著に見られる。{Box 9.2}

上述した CMIP5 の再現結果とは異なり、一部の CMIP5 の予測は 1990 年代末と 21 世紀初頭に観測された気候状態に基づき初期値化された。こうした初期値化された予測が示す世界平均地上気温は、(初期値化されていない) 再現結果に比べて約 0.05°C～0.1°C 低く、シミュレーションの最初の数年間はこの低めの世界平均地上気温を維持していることについて、中程度の証拠がある。初期値化したモデルの中には、2000 年頃に太平洋数十年規模振動 (IPO) が正位相から負位相に移行したことを正しく再現していることが、この低めの世界平均地上気温が現れている理由の一つとなっているものもある。もっとも、初期値化によるこのような IPO の位相再現の改善は全ての CMIP5 の予測に共通しているわけではない。さらに、初期値化による世界平均地上気温の低下の中には、実際に内部変動を正しい位相で初期値化した結果によるものもあるが、特に海洋において、不正確な過去の強制力あるいは過去の強制力に対する不適当なモデル応答によって生じた、モデルのバイアスを補正した結果によるものもあるかもしれない。こうした効果の相対的な大きさは現時点ではわかっておらず、さらに、予測システムの質は単一の予測 (この場合は 1998～2012 年の期間内の 10 年予測) からでは評価できない。全般的に、初期値化することによって、1998～2012 年の世界平均地上気温のシミュレーションは初期値化されない CMIP5 の再現結果よりも観測された変化傾向の停滞との整合性が高まること、また、停滞の一部は数年の時間スケールで予報可能な内部変動の結果によるものであることについて、中程度の確信度がある。{11.1, 11.2.3; Box 2.5, Box 9.2, Box 11.1, Box 11.2}

(次ページに続く)

## Box TS.3(続き)

## 放射強制力

十年から数十年の時間スケールで、実効放射強制力が継続的に増加するという条件の下では、世界平均地上気温の変化傾向の強制力による成分は実効放射強制力の変化傾向に比較的迅速かつほぼ線形に応答する(中程度の確信度)。予想される世界平均地上気温の強制力に応答した変化傾向は、CMIP5 のアンサンブルで年 1%の CO<sub>2</sub> 増加に対して 1°C 当たり 2.0 [1.3~2.7] Wm<sup>-2</sup>(不確実性の範囲は 90%)と推定された換算係数で実効放射強制力の変化傾向と関連する。したがって、実効放射強制力の変化傾向は近似的に世界平均地上気温の強制・応答変化傾向に換算することができ、Box TS.3 図 1 に示す世界平均地上気温の変化傾向の変化のうちどれだけが実効放射強制力の変化傾向の変化に起因するのかを評価することが可能になる。{Box 9.2}

第 5 次評価報告書(AR5)における 1998~2011 年の実効放射強制力の変化傾向の最良推定値は 10 年当たり 0.22 [0.10~0.34] Wm<sup>-2</sup>(不確実性の範囲は 90%)であり、1984~1998 年の変化傾向(10 年当たり 0.32 [0.22~0.42] Wm<sup>-2</sup>、ただし 1982 年に大きな火山噴火があったことに留意)や、1951~2011 年の変化傾向(10 年当たり 0.31 [0.19~0.40] Wm<sup>-2</sup>、Box TS.3 図 1d~f、データの利用可能性が世界平均地上気温のデータの利用可能性よりも限られているため、最終年に 2011 年選ばれている)よりもかなり低くなっている。結果として近似的に得られる世界平均地上気温の強制力に応答した変化傾向は、1998~2011 年、1984~1998 年、1951~2011 年について、それぞれ 10 年当たり 0.12 [0.05~0.29] °C、10 年当たり 0.19 [0.09~0.39] °C、10 年当たり 0.18 [0.08~0.37] °C となる(不確実性の範囲は、世界平均地上気温の変化傾向への換算係数の不確実性の範囲と実効放射強制力の変化傾向それ自体の不確実性の範囲が独立していると仮定したもの)。したがって、AR5 における実効放射強制力の変化傾向の最良推定値の 1998~2011 年と 1951~2011 年の差は、これらの期間における観測された世界平均地上気温の変化傾向の差(観測データセットによるが、10 年当たり 0.06~0.08°C)の約 2 分の 1(10 年当たり 0.05°C)を説明できるかもしれない。{8.5.2}

AR5 における 1998~2011 年に対する実効放射強制力の変化傾向の最良推定値が 1984~1998 年及び 1951~2011 年の両方と比べて低くなっている主な原因は、自然起源の強制力の低下傾向、すなわち 1951~2011 年の 10 年当たり 0.01 [-0.00~+0.01] Wm<sup>-2</sup> に対し、1998~2011 年は 10 年当たり -0.16 [-0.27~0.06] Wm<sup>-2</sup> であることにある。太陽の強制力は、2000 年に相対的に最大値だったのが 2009 年には相対的に最小値となっており、その差は約 0.15 Wm<sup>-2</sup>、1998~2011 年の線形変化傾向は 10 年当たり約 -0.10 Wm<sup>-2</sup> であった。さらに、一連の小規模な火山噴火によって、観測された成層圏エアロゾルの負荷が 2000 年以降増加し、1998~2011 年に追加の負の実効放射強制力の線形変化傾向 10 年当たり約 -0.06 Wm<sup>-2</sup> をもたらした(Box TS.3 図 1d、f)。これと対照的に、衛星観測から得た対流圏エアロゾルの光学的厚さの推定値からは、最近 10 年間に地球全体で平均したエアロゾルの光学的厚さに全体としてほとんど変化傾向がないことがうかがわれ、実効放射強制力においてエアロゾル-放射相互作用に起因する変化がほとんどないことを示唆している(エアロゾルの光学的厚さの変化傾向自体の確信度が低いため、確信度は低い)。さらに、エアロゾル-雲相互作用に起因する実効放射強制力の推定値には低い確信度しかないため、最近 15 年間におけるその変化傾向についても同様に確信度は低い。{2.2.3、8.4.2、8.5.1、8.5.2、10.3.1; Box 10.2; 表 8.5}

1984~1998 年及び 1951~2011 年の期間について、CMIP5 の実効放射強制力の変化傾向のアンサンブル平均は、AR5 の実効放射強制力の変化傾向の最良推定値と 10 年当たり 0.01 Wm<sup>-2</sup> しか変わらない(Box TS.3 図 1e、f)。しかし、1998 年以後は、2000 年以後の成層圏エアロゾル負荷の増加や 2009 年における異例に低い太陽の極小期のような、実効放射強制力の低下傾向に寄与する要因のいくつかは、CMIP5 モデルでは考慮されていない。それにもかかわらず、1998~2011 年に対する CMIP5 の実効放射強制力の変化傾向のアンサンブル平均は、AR5 の実効放射強制力の変化傾向の最良推定値よりも 10 年当たり 0.03 Wm<sup>-2</sup> 低い(Box TS.3 図 1d)。さらに、CMIP5 モデルにおける地球全体で平均したエアロゾル光学的厚さは、観測結果と同様に 1998~2012 年についてほとんど変化傾向を示していない。強制力の不確実性はかなりあるが、最近 15 年間についての CMIP5 モデルの地球全体で平均した強制力に、温暖化の停滞期間中のモデルと観測結果の差を説明できそうな明らかな誤りや欠落はなさそうである。{9.4.6}

## モデル応答の誤差

1998~2012 年における世界平均地上気温の変化傾向が再現結果と観測結果で食い違っていることについて、一部の CMIP5 モデルにおいて、温室効果ガス(GHG)濃度の増加に応答した昇温を観測に一致する昇温よりも大きく再現する傾向があることで、一部は説明できるかもしれない。第 10.3.1 節で評価されたモデルのアンサンブルを平均すると、GHG の最良推定値とその他の人為起源の縮尺係数は 1 を下回り(ただし有意ではない、図 10.4)、GHG と他の人為起源の応答のモデル平均を観測値に最も適合するようにスケールダウンすべきであることを示している。この知見は、一部の CMIP5 モデルが GHG 及びその他の人為起源の要因(エアロゾルの効果が卓越している)に対して現実の世界よりも大きい応答を示していることの証拠を与えている(中程度の確信度)。結果として、第 11 章では近未来の世界平均地上気温上昇のモデル予測を約 10%スケールダウンすべきであると主張されている。とはいえ、この下方へのスケールリングでは、停滞期間中の世界平均地上気温の変化傾向をモデル平均が過大評価していることを十分に説明することはできない。{10.3.1、11.3.6}

モデル誤差の原因としても一つ考えられるのは、上層大気中の水蒸気が十分に表現されていないことである。2000 年以後の成層圏の水蒸気の減少は、下向き長波放射の減少とそれによる地上の寒冷化への寄与をもたらしたと示唆されている。このことは、おそらくモデルでは欠落している。しかし、2005 年以後に成層圏の水蒸気が回復したために、この効果は小さいものと評価される。{2.2.2、9.4.1; Box 9.2}

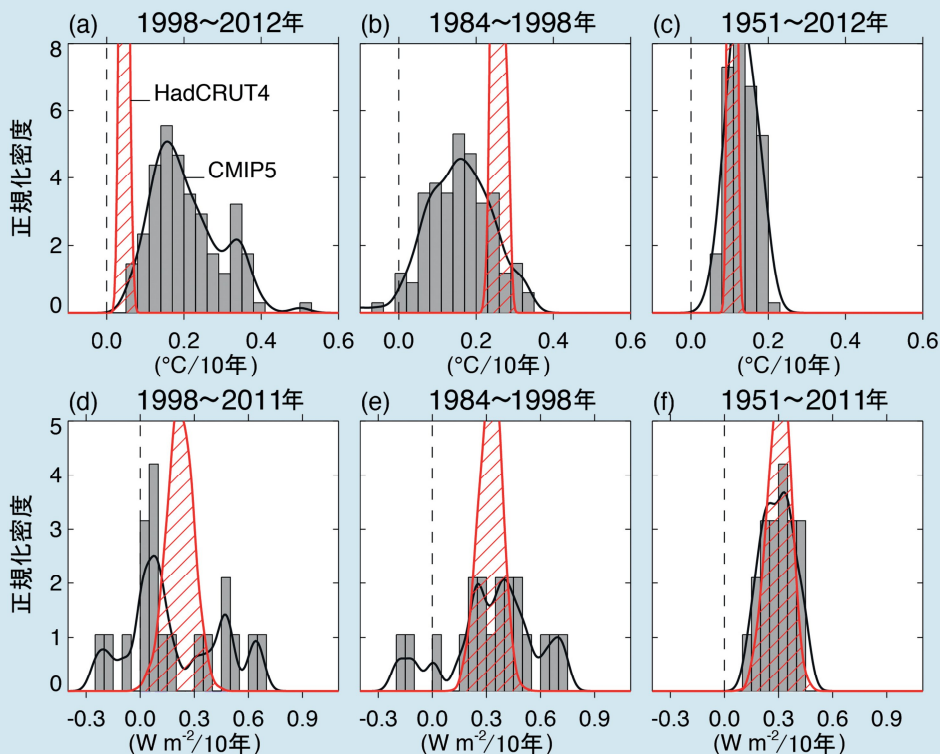
(次ページに続く)

## Box TS.3(続き)

要約すると、1951～2012年の世界平均地上気温の変化傾向と比べて1998～2012年の変化傾向が低下していることと定義される、観測された最近の温暖化の停滞の原因は、内部変動による寒冷化の寄与と、外部強制力の変化傾向の低下とにほぼ同程度に求められる(専門家による判断、*中程度の確信度*)。強制力の変化傾向の低下は、主に火山噴火と太陽周期の下降位相の両方による負の強制力の変化傾向に起因する。しかしながら、停滞をもたらしたことに対する強制力の変化傾向の役割を定量化することについては、火山の強制力の変化傾向の大きさにおける不確実性と、エアロゾルの強制力の変化傾向における低い*確信度*のために、*確信度は低い*。{Box 9.2}

CMIP5の再現結果のほとんど全ては、観測されている近年の温暖化の停滞を再現していない。1990～2012年のモデル及び観測間の世界平均地上気温の変化傾向の差はかなりの程度、内部変動によって生じており、強制力の誤差及びGHGの強制力の増大に対する応答を一部のCMIP5モデルが過大評価していることも原因である可能性があること*確信度は中程度*である。CMIP5モデルによる実効放射強制力の変化傾向は、AR5における1998～2012年についての最良推定値に対して明らかなバイアスは示していない。とはいえ、CMIP5の実効放射強制力の変化傾向についてのこの評価は、主にモデルのエアロゾルの強制力と過程(空間的不均一性によって、地球全体で平均したエアロゾル負荷に変化傾向がない場合であっても、地球全体で平均した実効放射強制力の変化傾向に検出されていない誤差を生じる可能性がある)における不確実性のために*確信度は低い*。{Box 9.2}

1998～2012年に観測されている世界平均地上気温の変化傾向の停滞と、モデルと観測間の世界平均地上気温の変化傾向の差、これら両方の原因は、大規模な火山噴火がなければ、近未来における15年間の世界平均地上気温の変化傾向のほとんどは1998～2012年の変化傾向よりも大きくなることを示唆している(*高い確信度*、第11.3.6節の世界平均地上気温の近未来予測についての詳細な評価を参照)。その理由は4つある。第一に、人為起源のGHG濃度は全てのRCPシナリオでさらに増加すると見込まれていること。第二に、人為起源のエアロゾル濃度は全てのRCPシナリオにおいて減少すると見込まれており、その結果として寒冷化効果も減少すること。第三に、1998～2012年には太陽周期の下降位相がまるまる含まれていたため、太陽の強制力の変化傾向は近未来の15年間のほとんどにおいて1998～2012年の期間よりも大きくなることを見込まれていること(*中程度の確信度*)。第四に、近未来における内部気候変動は、人為起源の強制力の増加から生じることが見込まれている地上気温の上昇をどちらかと言えば強化し、和らげないことである。{Box 9.2}

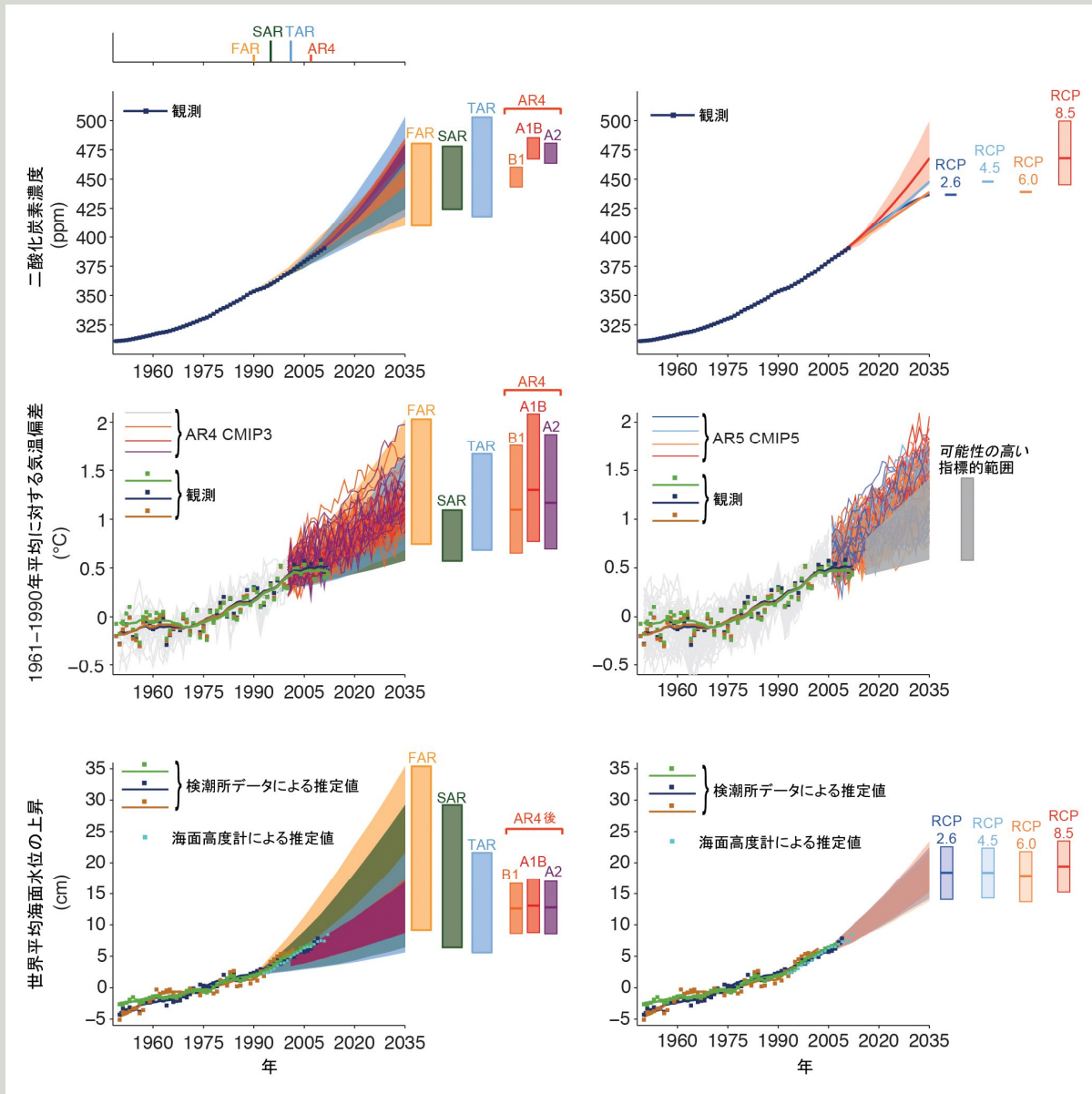


**Box TS.3 図1** | (上)(a)1998～2012年、(b)1984～1998年、(c)1951～2012年の期間についての、観測とシミュレーションによる世界平均地上気温の変化傾向(10年当たりの $^{\circ}\text{C}$ )。観測結果については、英国ハドレーセンター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセットバージョン4(HadCRUT4)のアンサンブルによる100個の再現結果を表示している(赤い斜線部分)。アンサンブルの幅によって示される不確実性は、第2.4.3節で見積もられた内部気候変動の推定値を含む変化傾向の不確実性とは対照的に、世界平均の統計的解釈の不確実性だけである。この図では、対照的に、内部変動はモデルのアンサンブルの幅によって特徴付けられている。モデルについては、2005年以後をRCP4.5シナリオによって2012年まで延長した、利用可能な114個のCMIP5の再現結果を全て示している(灰色の陰影部分)。(下)(d)1998～2011年、(e)1984～1998年、(f)1951～2011年の期間についての、実効放射強制力の変化傾向(10年当たりの $\text{W m}^{-2}$ )。図は第5次評価報告書での実効放射強制力の変化傾向の最良推定値(赤い斜線部分)とCMIP5の実効放射強制力の変化傾向(灰色の陰影部分)を示している。黒の線は、ヒストグラムを平滑化したもの。各ヒストグラムは、面積を足し合わせると1になるように正規化されている。{2.4.3、8.5.2; Box 9.2; 図8.18; Box 9.2 図1}

テーマ別注目要素

### TFE.3 | 以前の IPCC 評価報告書による予測値の観測値との比較

予測の検証は、気候変動科学の信頼性を確立するのにおそらく最も説得力のある方法であろう。二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)、世界平均地上気温、世界平均海面水位の変化について、以前の IPCC 評価報告書による予測の結果を、利用可能な観測の最良推定値と定量的に比較する。以前の 4 つの報告書と比較することで、気候システムが自然起源と人為起源の強制力の変化にどう応答するのかについての我々の理解の進展を浮き彫りにするとともに、予測が観測推定値とどう比較されたかについての評価が得られる。例えば、TFE.3 図 1 では(1)二酸化炭素の変化(上段)、(2)1961~1990 年を基準とした世界平均地上気温の偏差(中段)、(3)1961~1990 年を基準とした世界平均海面水位(下段)の、予測値と観測推定値を示している。以前の評価報告書の結果は左側、完全を期すため、現在の評価による結果は右側に表示している。{2.4、3.7、6.3、11.3、13.3} (次ページに続く)



**TFE.3 図 1** | (左上)1950 年以降の、観測された地球全体の年平均二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)濃度(ppm)と以前の IPCC 評価報告書による予測との比較。観測された地球全体の年平均 CO<sub>2</sub>濃度は濃い青色で示している。陰影は 1950~2035 年の地球全体の年平均 CO<sub>2</sub>濃度のモデル予測の最大範囲を示しており、それぞれ FAR(第 1 次評価報告書(IPCC, 1990)政策決定者向け要約(SPM)の図 A.3)、SAR(第 2 次評価報告書(IPCC, 1996)技術要約の図 5b)、TAR(第 3 次評価報告書(IPCC 2001)補遺 II)、そして AR4(第 4 次評価報告書の図 10.26)に掲載された IPCC「排出シナリオに関する特別報告書(SRES)」の A2、A1B 及び B1 シナリオである。各評価報告書の発表年も示されている。(右上)左上図と同じ観測された地球全体で平均した CO<sub>2</sub>濃度と本報告書における予測。RCP8.5 についてのみ排出量を駆動要因とするシナリオでの予測が実行されたため、RCP8.5 だけに数値の範囲が示されている。他の RCP については、最良推定値が示されている。(左中)1950 年以降の、観測された世界年平均地上気温の 1961~1990 年を基準とした偏差の変化(°C)と、以前の IPCC 評価報告書による予測範囲との比較。数値は 1990 年に同じ値から始まるように合わせている。3 つの観測データセットによる 1961~1990 年を基準とした世界年平均気温偏差は、四角及び平滑化された実線の時系列とによって示されている。3 つのデータセットは、英国ハドレーセンター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセットバージョン 4(HadCRUT4; 明るい緑色)、陸域・海洋地上気温解析(MLOST; 山吹色)、ゴダード宇宙科学研究所による地表温度解析(GISTEMP; 濃い青色)のデータセットである。着色された陰影は、

## TFE.3(続き)

FAR(図 6.11)、SAR(IPCC, 1996、技術要約の図 19)、TAR(TARの全範囲、図 9.13(b))で用いたモデルについて、地球全体で年平均した地上付近の気温変化の1990年から2035年の期間の予測範囲を示している。TARの結果は、この評価報告書に示された簡易気候モデルの解析に基づくものであり、完全な3次元気候モデルシミュレーションの個々の結果に基づくものではない。AR4の結果については、1950～2000年の過去期間(薄い灰色の線)及び2001年から2035年の期間の3つのSRESシナリオ(A2、A1B、B1)に対するCMIP3アンサンブルの一つ一つのモデル実験の結果として示されている。3つのSRESシナリオについては、バーはCMIP3アンサンブル平均、及びAR4第10章において評価されたように、平均値の-40%～+60%で与えられた**可能性の高い**範囲を示している。(右中)異なるRCPに基づいてCMIP5モデルから得られた1950～2035年における世界年平均地上気温(1961～1990年を基準とした偏差)の予測(薄い灰色と色付きの線、1モデルにつき1アンサンブルメンバー)と、左中図と同じ、観測による推定値。灰色の陰影は、全てのRCPについての2016～2035年の世界年平均地上気温の**可能性の高い**指標的範囲を示している(詳細は図TS.14を参照)。灰色のバーは、これと同じ**可能性の高い**指標的範囲を2035年について示している。(左下)1950年以降の、観測された世界年平均海面水位における変化。潮位計データ(濃い青、山吹色、濃い緑)及び、1993年開始の高度計データによる年平均(水色)による、世界年平均海面水位偏差のいくつかの異なる推定値。高度計データの値は、潮位計データと1993年で同じ値になるようあわせてある。四角は年平均値、実線は平滑化された数値を示す。陰影は、FAR(図 9.6、図 9.7)、SAR(IPCC, 1996、技術要約の図 21)、TAR(IPCC, 2001、補遺 II)における世界平均海面水位上昇の1950～2035年のモデル予測の最大範囲を示したもので、AR4 当時に利用可能であったCMIP3モデルのSRES A1Bシナリオによる結果に基づいている。なお、AR4 においてはこの期間に対する海面水位予測の全範囲は与えられていないことに留意。このため、数値はAR4の後で発表された結果を示している。それぞれのグラフの右側のバーは、各評価報告書で2035年について与えられた全範囲を示している。(右下)観測による推定値は左下図と同じ。バーは、4つのRCPにしたがった場合の、1961～1990年を基準とした2035年の世界平均海面水位上昇の**可能性の高い**範囲(**中程度の確信度**)を示している。補遺 1.Aに、こうした数値を算出した際に用いたデータと計算に関する詳細を掲載している。さらなる詳細は第1章、11章、13章を参照。{図 1.4、図 1.5、図 1.10、図 11.9、図 11.19、図 11.25、図 13.11}

## 二酸化炭素の変化

1950年から2011年にかけて、観測された大気中CO<sub>2</sub>濃度は着実に増加した。1990～2011年の期間について見ると、観測されたCO<sub>2</sub>濃度の変化は、4つの評価報告書で用いられたシナリオの範囲内に収まる。現報告書の直近の評価であるIPCC第4次評価報告書(AR4)(TFE.3 図 1; 左上)はシナリオの範囲が最も狭く、観測された濃度もこの範囲に沿っている。IPCC第5次評価報告書(AR5)による結果(TFE.3 図 1; 右上)はAR4と整合しており、2002～2011年には大気中CO<sub>2</sub>濃度は1年当たり1.9～2.1 ppmの割合で増加した。{2.2.1、6.3; 表 6.1}

## 世界平均気温偏差

1961～1990年の平均に対し、2001年以降の世界平均地上気温偏差は正であり、0.25℃を上回っている。観測結果は、以前のIPCC予測の範囲内におおむね十分収まっている(TFE.3 図 1、左中)。このことは、観測された記録がモデル予測の範囲内にあるという意味において第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の結果にも当てはまるが(TFE.3 図 1; 右中)、ブルーム状部分の下端にある。1991年にピナトゥボ山が噴火し(火山が気候システムにどう影響するか議論についてはFAQ11.2を参照)、1990年代初頭に短期間の相対的な世界平均気温の低下を招いた。IPCCの第1次・第2次・第3次評価報告書(FAR、SAR、TAR)では火山噴火の効果を考慮しなかったため、ピナトゥボ噴火に関連した降温を含めることができなかった。しかし、AR4とAR5は火山噴火の効果を考慮しており、それに伴う降温の再現に成功している。1995～2000年については、世界平均気温偏差は変動が大きかった。この変動のかなりの部分は、1997～1998年の大規模なエルニーニョとそれに連続する1999～2001年の強いラニーニャに起因していた。これらの評価報告書に関連した予測では、このエルニーニョ及びラニーニャ現象の実際の推移を捕捉しようとするのではなく、例えば個々のCMIP3及びCMIP5のシミュレーションと予測によって与えられる範囲(TFE.3 図 1)に含まれるような自然変動に起因する不確実性の原因として含めている。TFE.3 図 1の灰色のくさび状部分(右中)は年平均気温の**可能性の高い**指標的範囲に相応しており、これは代表的濃度経路(RCP)で2016～2035年の20年平均について評価された数値から決めている(詳細は図TS.14及び第11.3.6節の考察を参照)。1998年から2012年にかけての観測推定値は、大部分が以前の評価報告書並びにCMIP3及びCMIP5の予測においてシナリオだけで与えられた範囲の下端にある。{2.4; Box 9.2}

## 世界平均海面水位

潮位計及び衛星高度計データの両方に基づくと、世界平均海面水位は1961～1990年に比べて上昇を続けている。上昇はかなり安定しているが、どちらの観測記録にも短い変化の無いあるいはわずかに低下する期間が見られる。観測推定値は、おそらく1990年代のごく初期を除き、全ての予測の範囲内に収まっている。シナリオ関連の不確実性に起因する海面水位上昇の不確実性は、直近の評価(AR4及びAR5)において最も小さく、観測推定値はこのシナリオ関連の不確実性の範囲に十分収まっている。20世紀に海面水位が上昇したことは**ほぼ確実**である。海面水位の平均上昇率は、1901～2010年には1年当たり1.7 mmで**可能性が非常に高い**範囲は1年当たり1.5～1.9 mmだったが、1993～2010年にはこの上昇率は1年当たり3.2 mmに増加し、その**可能性の高い**範囲は1年当たり2.8～3.6 mmであった(TFE.2を参照)。{3.7.2、3.7.4}

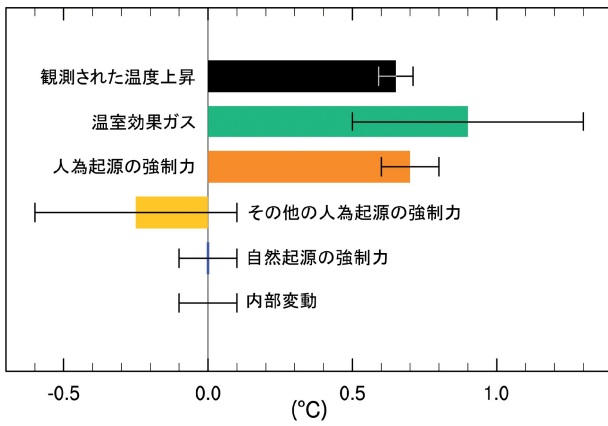


図 TS.10 | よく混合された温室効果ガス、人為起源の放射強制力、よく混合された温室効果ガス以外の人為起源の放射強制力、自然起源の放射強制力、内部変動による、1951～2010 年の期間における温暖化の変化傾向について可能性が高いと評価された範囲(実線)とその中央値(棒グラフ)。英国ハドレーセンター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセット 4(HadCRUT4)の観測結果における変化傾向は、黒色で示されており、付随する 5～95%の不確実性範囲は観測のみにもとづくものである。(図 10.5)

他の人為起源の強制力に起因する気温応答の空間分布を区別することの難しさもあって、WMGHG 及びその他の人為起源の強制力のそれぞれの個別の寄与をより正確に定量化することを妨げている。AR4と同様に、1951年から2010年にかけて観測された世界平均地上気温の上昇の半分以上は、WMGHG 濃度の観測された人為的増加に起因する可能性が非常に高いと評価される。1951～2010 年の期間にわたる世界平均地上気温の上昇に対する、WMGHG の寄与は 0.5℃～1.3℃の範囲である可能性が高く、他の人為起源の強制力からの寄与は-0.6℃～0.1℃の範囲である可能性が高く、自然起源の強制力からは-0.1℃～0.1℃の範囲である可能性が高い。これらの評価された寄与を全て合わせると、この期間に観測された約 0.6℃の昇温と整合している。(図 TS.10)。{10.3}

太陽の強制力は1951～2010年の期間に気候の温暖化に働くと知られている唯一の自然起源の強制力だが、その増加量は WMGHG の強制力よりもはるかに少なく、観測されている長期的な対流圏の温暖化と成層圏の寒冷化のパターンは、太陽放射照度の変動に対して予測される応答と整合しない。この証拠を、この期間に観測された変化傾向に対して評価された自然起源の強制力の寄与と併せて考慮すると、1951 年以降に観測された地球温暖化に対する太陽の強制力の寄与が、WMGHG の寄与よりも大きい可能性は極めて低いと評価される。1986年から2008年にかけて太陽放射を衛星によって直接測定した期間に太陽の強制力が減少した可能性は非常に高いため、この期間の地球温暖化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。ただし、11年周期の太陽の変動性が、増幅メカニズムを通じて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は確信度は中程度である。{8.4、10.3; Box 10.2}

過去 60 年にわたり観測された温暖化は、工業化以前のデータから推定される内部変動による気候の変動幅の範囲を大きくはみ出しており、また、気候モデルで再現される内部変動の範囲からも大きくはみ出している。モデルを使った内部変動のシミュレーションは、この評価を行うのに十分であると評価されている。さらに、観測されている温暖化の空間パ

ーンは、内部変動に関連したものと異なっている。この証拠に基づき、1951～2010 年の世界平均地上気温の変化傾向に対する内部変動の寄与は-0.1℃～0.1℃ の範囲である可能性が高いと評価され、1951 年以降の温暖化が内部変動だけでは説明できないことはほぼ確実である。{9.5、10.3、10.7}

測器による記録は 20 世紀前半に顕著な温暖化を示している。AR4と同様に、20 世紀初頭の温暖化が内部変動のみによるものであった可能性は非常に低いと評価されている。この 20 世紀初頭の温暖化に対する内部変動、自然及び人為起源の強制力の寄与を定量化することは、強制力及び応答の不確実性並びに観測がカバーする範囲の不十分さのために、依然として難しい。{10.3}

### TS.4.3 大気の気温

AR4 以降の多くの研究は、自由対流圏の温度における変化傾向の再現結果と観測結果の整合性を調査してきた (TS.2 節を参照)。CMIP3 及び CMIP5 モデルの全てではないにせよほとんどが、1979～2012 年の衛星時代に観測された熱帯対流圏の温暖化傾向を過大評価している。この観測された変化傾向との差のおよそ 2 分の 1 から 3 分の 2 は、SST の変化傾向を過大評価していることに起因しており、モデルが静的安定度を維持しようと、この熱を上方に伝播しているのである。もっとも、観測された熱帯対流圏の変化率と鉛直構造についての確信度が低いために、こうした評価の確信度は低い。熱帯域以外、及び 1961 年に開始されたラジオゾンデ記録がある期間については、再現された変化傾向と観測された変化傾向の差は小さくなる。{2.4.4、9.4、10.3}

ラジオゾンデ及び衛星のデータセットの両方の分析は、CMIP5 及び CMIP3 のシミュレーションと組みあわせることで、観測された対流圏の昇温が、内部変動や、自然起源の強制力のみに対する応答のシミュレーションと、整合していないことを依然として示している。1961～2010 年の期間について、CMIP5 モデルが WMGHG を駆動要因とする対流圏温暖化とともに、反射性と放射吸収性のエアロゾル及び対流圏オゾンの変化による複合効果による、温暖化を相殺するわずかな寒冷化効果を再現している。この証拠と、複数シグナルの検出及び原因特定分析の結果を合わせると、WMGHG を主とした人為起源の強制力が 1961 年以降の対流圏の温暖化に寄与した可能性が高い。ラジオゾンデと衛星の観測記録における不確実性のため、観測されている上部対流圏の変化傾向の原因に対する評価の信頼性は、大気全体の気温変化の評価よりも低くなる。{2.4.4、9.4、10.3}

WMGHG、オゾン、自然起源の強制力の変化を含む CMIP5 のシミュレーションは、下部成層圏の気温の観測された変化をおおむね再現しているが、衛星時代において観測された寒冷化の変化傾向を多少過小評価する傾向がある (TS.2 節を参照)。自然起源の強制力、WMGHG、オゾン破壊物質に対する応答を考慮した、成層圏気温の新しい研究では、オゾン破壊物質によるオゾン層の破壊を主とした人為起源の強制力が、1979 年以降の下部成層圏の寒冷化に寄与した可能性が非常に高いことを示している。CMIP5 モデルのシミュレーションによれば、WMGHG の過去の変化に回答した下部成層圏の寒冷化は非常に弱く、下部成層圏の気温に対する WMGHG の影響は系統だっでは検出されていない。両領域を合わせて考慮すると、人為起源の強制力、特に WMGHG と

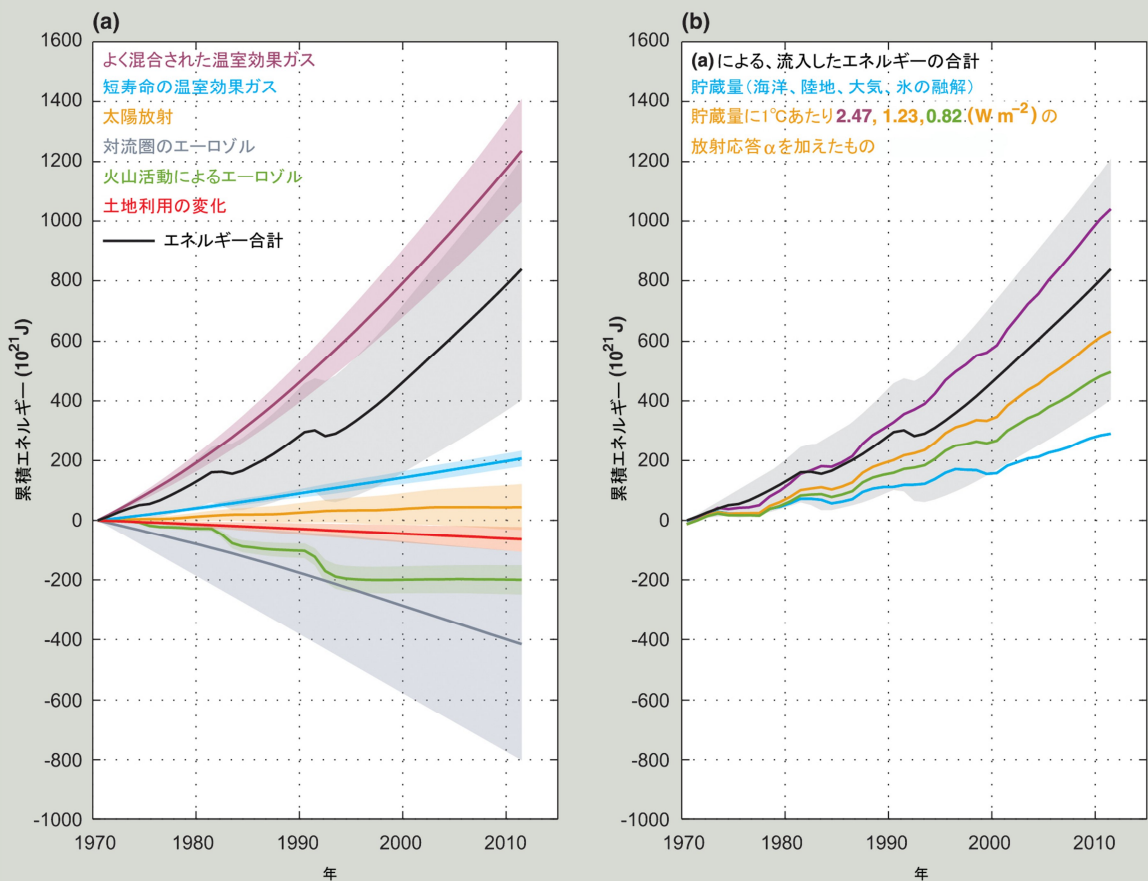


テーマ別注目要素

## TFE.4 | 地球規模の気候システムにおけるエネルギー収支の変化

地球全体のエネルギー収支は地球の気候システムの基本的な側面の一つであり、システム内の様々な現象に依存している。気候システムに最近数十年の間に加えられたエネルギーのうち、海洋はその約 93%を蓄え、海水の熱膨張とそれに伴う海面水位の上昇をもたらしている。地球システムにおけるエネルギー蓄積率は、大気の上端での正味の downward 放射フラックスと等しくなければならない。このフラックスは、気候システムに生じた変化による実効放射強制力 (ERF) とシステムの放射応答との差である。また、気候システムの構成要素間、そしてある地点と別の地点の間にも、大きなエネルギー輸送がある。本項で注目するのは、地球規模で向上した観測データが利用できる 1970 年以降の地球全体でのエネルギー収支である。{3.7、9.4、13.4; Box 3.1}

気候システムの実効放射強制力は、よく混合された(長寿命の)温室効果ガス(GHG)濃度の増加、短寿命 GHG(対流圏及び成層圏オゾン並びに成層圏の水蒸気)の変化、そして太陽放射照度の増加の結果として、正の値となっている(TFE.4 図 1a)。この正の実効放射強制力は、対流圏エアロゾルの変化が気候システムの実効放射強制力にもたらす負の寄与によって一部相殺されてきた。黒色炭素は正の放射強制力を生むものの、対流圏エアロゾルは大部分が太陽光を反射し、さらに雲の輝度を高める。爆発的な火山噴火(1982年のメキシコのエル・チチョン山や1991年のフィリピンのピナトッポ山など)は二酸化硫黄を成層圏に注入して、数年間残留する成層圏エアロゾルを増やす。成層圏エアロゾルは、入射する太陽放射の一部を反射するため、それが負の放射強制力となる。土地利用の変化による地表面アルベドの変化も、より多くの短波放射を宇宙空間に反射することによって、負の強制力となる。1970年以降気候システムの実効放射強制力は増加しており、こうした強制力を統合した影響がこの期間のエネルギーの流入となっている(TFE.4 図 1a)。{2.3、8.5; Box 13.1} (次ページに続く)



**TFE.4 図 1 | 1970~2011年の地球のエネルギー収支。**(a)よく混合された温室効果ガス及び短寿命の温室効果ガス、太陽の強制力、対流圏エアロゾルの強制力、そして火山の強制力の変化並びに土地利用の変化による地表面アルベドの変化(全て 1860~1879年との比較)による地球システムへの累積エネルギー流入量を色つきの線で示す。これらの寄与を合計して総エネルギー流入量を算出(黒:雪面上の黒色炭素並びに飛行機雲及び飛行機雲から広がった巻雲による寄与を含むが、個別には示していない)。(b)(a、黒色)による累積総エネルギー流入量は、地球システムのエネルギー吸収量の合計(青:海洋、大気、陸域の温暖化及び氷の融解において吸収されたエネルギー)及び世界平均地上気温の変化から推測される外向き放射の増加と均衡している。これら2つの項の合計が、気候フィードバックパラメータ $\alpha$ として $1^\circ\text{C}$ 当たり $2.47, 1.23, 0.82 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ を仮定した場合(それぞれが平衡気候感度 $1.5^\circ\text{C}, 3.0^\circ\text{C}, 4.5^\circ\text{C}$ に対応)について与えられている。 $1.5^\circ\text{C}\sim 4.5^\circ\text{C}$ は、平衡気候感度について可能性が高いと評価された範囲である。もし対応する線が全エネルギー流入量と一致すれば、 $\alpha$ の特定の値でエネルギー収支は合うことになる。明確化のために言えば、示されている全ての不確実性(陰影)は可能性が高い範囲である。{Box 12.2; Box 13.1 図 1}

TS

## TFE.4(続き)

気候システムが温暖化すると、外向き放射が増加することでエネルギーは宇宙空間に失われる。システムによるこの放射応答は、主に熱放射の増加が原因となっているが、水蒸気、雲、地表面アルベドの変化のような気候フィードバックによって変えられる。こうしたフィードバックは、外向き長波放射と反射された短波放射の両方に影響する。大気の上端のフラックスは、1985年から1999年にかけては「地球放射収支実験」(ERBE)衛星によって、また2000年3月から現在までは「雲及び地球放射エネルギー観測装置」(CERES)衛星によって測定されている。大気の上端の放射フラックス測定は非常に精密で、ERBE及びCERESのミッション内で地球の正味のエネルギー収支の年々変化を特定することができるが、測器の絶対精度は、大気上端のエネルギー・フラックスの絶対値を決定したり、ミッション間に連続性を与えたりできるほど十分には正確ではない。TFE.4 図1bは、地球システムの累積全エネルギー収支量と、エネルギー貯蔵量及び累積外向き放射の変化を関係づけて示したものである。後者の計算は観測された世界平均地上気温に、平衡気候感度に関連する気候フィードバック・パラメータ  $\alpha$  を乗じてなされる。この  $\alpha$  の中間値  $1^{\circ}\text{C}$  当たり  $1.23\text{ Wm}^{-2}$  は、二酸化炭素 ( $\text{CO}_2$ ) 濃度の倍増に対する実効放射強制力  $3.7 [2.96\sim 4.44]\text{ Wm}^{-2}$  を  $3.0^{\circ}\text{C}$  の平衡気候感度と組み合わせたものに対応する。気候フィードバック・パラメータ  $\alpha$  は、平衡気候感度の可能性の高い範囲である  $1.5^{\circ}\text{C}\sim 4.5^{\circ}\text{C}$  に対応する  $1^{\circ}\text{C}$  当たり  $0.82\sim 2.47\text{ Wm}^{-2}$  の範囲内である可能性が高い。{9.7.1; Box 12.2}

もし実効放射強制力が固定されれば、気候システムは最終的に放射応答が実効放射強制力と均衡するまで温暖化したら、気候システムのエネルギー貯蔵量にはそれ以上の変化は生じないだろう。しかし、放射強制力は増加し続けており、海洋の熱容量が大きいことは気候システムが放射平衡の状態には無く、気候システムのエネルギー貯蓄量は増加し続けていることを意味している (TFE.4 図1b)。このエネルギー貯蔵量は変化している気候の強力な証拠を提供している。この追加の熱の大部分は水深  $700\text{ m}$  以浅の海洋表層にあるが、海洋の深層や底層でも昇温が生じている。これに関連した海洋の熱膨張は、1970年以降に観測されている海面水位上昇の約40%に寄与している。追加されている熱のうちのわずかな量が、大陸を温め、氷河及び海水を温めて融解し、大気を温めるのに使われてきた。{13.4.2; Box 3.1, Box 13.1}

地球のエネルギー収支におけるこうした強制力による変動に加え、十年規模の時間スケールにおける内部変動もある。観測とモデルが示すところによれば、大気の熱容量は比較的小さいため、温暖化する世界においても地上気温が安定化あるいは場合によっては減少さえするような10年間が現れ得る。気候モデルによるシミュレーションは、そのような期間は海洋の表層部から深層部への熱輸送と関連付けられ、その大きさはおよそ  $0.1\text{ Wm}^{-2}$  程度であり、宇宙空間への放射もほぼ安定又は増加し、やはり約  $0.1\text{ Wm}^{-2}$  程度の大きさであることを示唆している。こうした自然変動は大量の熱に相当するが、特に数十年又はそれ以上の時間スケールにおいては、地球のエネルギー収支における人為起源の強制力よりもかなり小さい。{9.4; Box 9.2, Box 13.1}

実効放射強制力、観測された蓄熱量、地上気温の上昇について利用可能な独立した推定値を合わせると、見積もられた不確実性の範囲内で評価された平衡気候感度の可能性の高い範囲と整合している地球のエネルギー収支が与えられる(高い確信度)。地球のエネルギー収支における各項の定量化と、そうした各項が最近数十年間に均衡していることの検証結果は、人為起源の気候変動についての我々の理解に対して、強力な証拠を提供してくれる。{Box 13.1}

成層圏オゾンの破壊が、1961年以降の対流圏の温暖化と下部成層圏の寒冷化の検出可能な観測されているパターンをもたらした可能性が非常に高い。{2.4, 9.4, 10.3}

## TS.4.4 海洋

20世紀後半から21世紀初頭にかけて観測された海洋表層の昇温とその原因は、AR4以降、最新の観測と多くのシミュレーションを用いることでより厳密になった (TS.2.2 節を参照)。観測に見られる長期的な変化傾向と変動性は、人為起源の強制力と火山の強制力の両方に対する応答のシミュレーションとほとんど整合している。地球全体の平均や海盆規模のパターンの変化からなる、観測された海洋表層の昇温に対する人為起源の指紋<sup>註1)</sup>も検出されている。この結果は、数多くの観測やモデルに含まれる不確実性にも、その不確実性が方法論的であるか構造上のものであるかにも左右されない。人為起源の強制力は、1970年代以降に観測された海洋表層(水深  $700\text{ m}$  以浅)の温暖化にかなり寄与した可能性が非常に高い。この人為起源の海洋温暖化は、この期間の世界

海面水位上昇を、熱膨張を通じてもたらしている。{3.2.2, 3.2.3, 3.7.2, 10.4.1, 10.4.3; Box 3.1}

観測された海面塩分の変化も、地球全体の水循環に変化が生じていることを示唆している (TFE.1 を参照)。長期変化傾向が示すところでは、海面塩分の気候学的な平均の分布と、1950~2000年の期間の海面塩分の時間変化の間に強い正の相関関係がある。この相関関係は、気候学的な塩分の分布が強められていることを示している。すなわち、低塩分の海域はより塩分が低下し、高塩分の海域はより高くなっている。最も強い人為起源の影響のシグナルは、熱帯(南緯  $30$  度から北緯  $30$  度)と西太平洋に見られる。太平洋と大西洋の間の塩分のコントラストの増加も、人為起源の強制力に大きな影響を受けている。{3.3, 10.3.2, 10.4.2; FAQ 3.2}

地球規模では、海面及び海面から水深  $250\text{ m}$  までにわたる表層の塩分の変化(1955~2004年)は、自然変動から予測される変化とは一致しないが、WGMHG と対流圏エーロゾルで強制されたモデルにより予測された変化の分布には一致

する。太陽の強制力と火山の強制力の変動だけを用いたシミュレーションから得た自然の外部変動は観測結果と全く一致しないため、観測された変化傾向が太陽又は火山の変動だけによって説明できるという仮説は排除される。これら一連の証拠と物理過程に関する我々の理解から、1960年代以降の海面及び表層塩分の変化に対し、人為起源の放射強制力が明らかに寄与した*可能性は非常に高い*との結論が導かれる。{10.4.2; 表 10.1}

海洋中の酸素は、重要な物理的・生物学的トレーサ<sup>訳注M</sup>である。1960年代から1990年代の期間の地球規模の酸素のデータの解析は、局所規模から地球規模までに対象範囲を拡大し、限られた範囲の地球システムモデル(ESM)から得たデータとともに原因特定研究に利用されてきた。観察された海洋中の溶存酸素減少の地球規模の分布の原因の一部は、*中程度の確信度*で、人為的な影響にあると結論づけられる。{3.8.3、10.4.4; 表 10.1}

観測は、海洋酸性化(1年当たり0.0014~0.0024 pH単位で低下が観測されている)の確かな変化傾向を示している。海面の海水のpHは、海洋が人為起源CO<sub>2</sub>を吸収した結果、工業化時代の開始以降、約0.1低下したことの*確信度は高い*。{3.8.2、10.4.4; Box 3.2; 表 10.1}

#### TS.4.5 雪氷圏

北極域の海氷面積と北半球の積雪面積の減少、そして広範囲に及ぶ氷河の後退とグリーンランドでの表面融解の増加は、全て雪氷圏における系統的变化の証拠である。雪氷圏のこうした変化の全ては、人為起源の強制力と結びついている。{4.2.2、4.4~4.6、10.5.1、10.5.3; 表 10.1}

原因特定研究は、1950年代以降の観測による北極域の海氷面積の季節変化と結合モデルシミュレーションにより再現された季節変化を比較することで、海氷面積の変化に対する人為的影響が1990年代初頭以降確実に検出できることを実証している。人為起源の影響のシグナルは、5月から12月までの各月についても検出可能であり、晩夏に最も強く現れる人為的影響が、今や寒冷な季節にも拡大していることを示唆している。こうした海氷のシミュレーション及び観測された、測器記録に基づく海氷面積について、研究間の一貫度が高いことから、1979年以降の北極域の海氷の減少に人為起源の強制力が寄与していた*可能性は非常に高い*との結論が得られている(図 TS.12)。{10.5.1}

南極域の海氷面積については、観測記録が不足していることと、シミュレーションされた変動と観測された変動が異なっていることのため、1979年以降観測された増加が内部変動と矛盾するか否かの評価を妨げている。南極大陸とその周囲の海域における、変化傾向と変動性が関係している諸過程のもつれを解くことは、依然として複雑であり、複数の研究が相反している。結論として、1979年以降に南極域の海氷面積に増加が観測されていることの科学的理解については*確信度は低い*。これは、CMIP5モデルの海氷シミュレーション間に大きな違いがあること、並びに変化の原因の科学的説明が不完全でかつ競合していること及び内部変動の推定値に対する*確信度が低い*ことのためである(図 TS.12)。{9.4.3、10.5.1; 表 10.1}

グリーンランド氷床は、20世紀に比べると記録的な(高い)気温に応答して、近年大規模な融解現象を示している。この記

録的な気温は、初夏の大気循環の持続的な変化に関連したものであり、こうした大気循環の変化は2007年以降さらに顕著になってきている。グリーンランドの測器記録の多くは比較的短期間(20年間)のものだが、地域的なモデリングと観測の結果は、より大規模な大気循環のパターンと地球全体の気温上昇に関連した、地域的な大気循環の変化に対するグリーンランドの気温と氷床流出の応答に対して整合した説明を与えている。グリーンランドでは、ヤコブスハブン氷河などの氷河を抱える主要なフィヨルドに高温の水が浸入することにより、質量損失と融解も起こっている。人為起源の強制力が1993年以降のグリーンランド氷床の表面融解に寄与した*可能性は高い*。{10.5.2; 表 10.1}

2000年以降の南極大陸の氷の質量の推定値によると、最大の質量損失は周縁部で生じている。西南極沖の浮遊棚氷の下部の観測結果に関する一つの解析では、この海域の海洋の昇温と海洋循環による熱輸送の増加が、氷の融解速度を早めた主な原因となっているとの結論に至っている。南極域の(氷の)質量損失に関する観測記録は短い上に、氷床の内部変動はほとんど理解されていない。科学的理解が低水準であるため、1993年以降観測されている南極氷床からの質量損失の原因特定については*確信度は低い*。{3.2、4.2、4.4.3、10.5.2}

温暖化と湿度変化に起因する氷河の後退に関する証拠は、AR4当時よりも現在のほうがより完全なものになっている。観測された質量損失の推定値と、長期にわたる氷河記録から得た自然変動及び内部変動の推定値については、*確信度は高い*。これらの要因と、気候駆動要因への氷河の応答についての我々の理解に基づくと、氷河の質量損失のかなりの部分は人為的影響に起因する*可能性が高い*こと*確信度は高い*。観測されている1970年以降の北半球の積雪面積の減少には、人為的寄与があった*可能性が高い*。{4.3.3、10.5.2、10.5.3; 表 10.1}

テーマ別注目要素

**TFE.5 | 不可逆性と急激な変化**

気候システム内の多くの構成要素や現象は、しきい値が存在する挙動を示している可能性があると言われてきた。そうしたしきい値を超えると、急激な、あるいは不可逆的な遷移を経て、気候システムあるいはその構成要素の一部が異なる状態に移行する可能性がある。

本 IPCC 第 5 次評価報告書 (AR5) における急激な気候変動とは、気候システムにおける大規模な変化であって、数十年あるいはそれ以下の期間の間に生じ、(その後) 少なくとも数十年間は持続し(あるいは持続することが見込まれ)、人間及び自然のシステムに大きな混乱を生じさせるものと定義されている。一部の急激な変化については潜在的な結果に関する情報はあがるが、一般には 21 世紀にそうした現象が現れる可能性についての確信度は低く、意見の一致はほとんどない。このような急激な変化を受けやすい構成要素の例としては、大西洋子午面循環 (AMOC) の強さ、メタン包接化合物<sup>[脚注 4]</sup>の放出、熱帯林及び北方林の立ち枯れ、夏季の北極海の海氷の消失、長期的な干ばつ、モンスーン循環がある。{5.7, 6.4.7, 12.5.5; 表 12.4}

システムが摂動を受けた状態に達するのに要する時間に比べ、自然の過程によってその状態から元に戻るのに要する時間スケールの方が著しく長い場合に、その変化は不可逆的であるという。このような挙動が生じる理由は、おそらく摂動と回復過程の時間スケールが異なること、あるいは大気中の二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) 摂動の滞留時間が長いために気候の変化が持続することにあるかもしれない (TFE.8 を参照)。夏季の北極域の海水面積、長期の干ばつ、モンスーン循環の変化は数年から数十年のうちに元に戻りうると評価されているが、熱帯林又は北方林の立ち枯れは数世紀を経なければ元に戻らないかもしれない。メタン包接化合物と永久凍土の炭素放出の変化や、グリーンランド及び南極の氷床崩壊は、原因となる摂動のあと数千年間は不可逆(元に戻らない)かもしれない。{5.8, 6.4.7, 12.5.5, 13.4.3, 13.4.4; 表 12.4}

**大西洋子午面循環 (AMOC) に関連した急激な気候の変化**

新しい過渡的気候のモデルシミュレーションによって、AMOC の強さが大きく変わると、過去の氷期でのダンスガード・オシュガーイベントとハインリッヒ亜氷期に似た大きさパターンを伴った地球規模での突然の気候の変化を生じさせることが高い確信度で確認された。北大西洋の気候の変化と低緯度域の降水パターンとの関連性についての確信度が、IPCC 第 4 次評価報告書 (AR4) 以降高まっている。新しい古気候の復元及びモデリング研究によると、AMOC の強さの減少とそれに関連する北大西洋域における海面での気温低下が、大西洋熱帯収束帯の南方への移動を引き起こし、アメリカ(北と南)、アフリカ、アジアのモンスーンに影響を与えたことについて、非常に高い確信度がある。{5.7}

AMOC の間氷期モードは、北大西洋亜寒帯域への短期的な淡水流入から回復できる(高い確信度)。約 8200 年前、北アメリカの氷床融解の最終段階で突然淡水の放出が起こった。古気候の観測とモデルの結果によると、そのような擾乱(じょうらん)があった後、AMOC の強さに著しい弱化が起こりその後 200 年以内に迅速に回復したことの確信度は高い。{5.8.2}

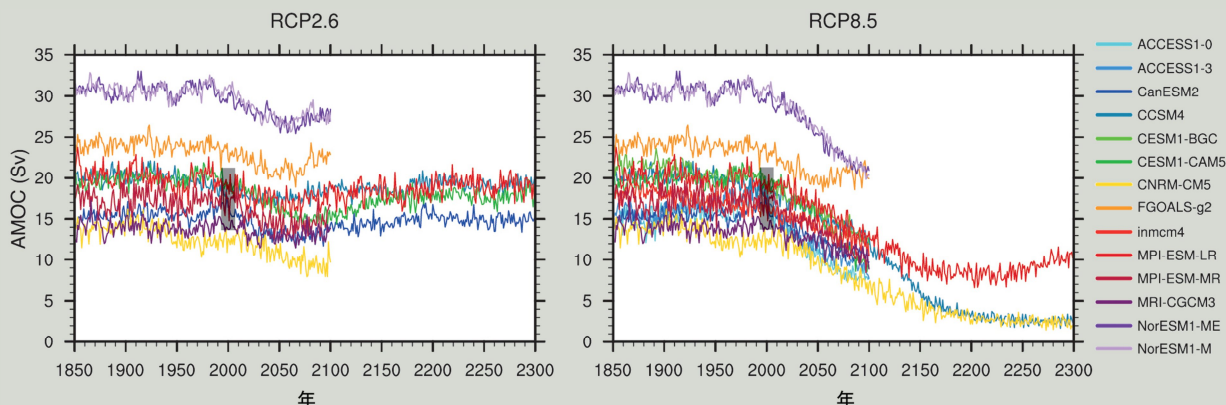
AR4 以降、幅広い将来の強制力シナリオに基づいて、さらに多くのモデルシミュレーションが行われてきたが、AMOC の挙動についての予測は変わっていない。AMOC が 21 世紀の間に 1850~1900 年と比較して弱まる可能性は非常に高いままである。第 5 期結合モデル相互比較計画 (CMIP5) による弱化の最良推定値と範囲は、代表的濃度経路 RCP2.6 で 11% (1~24%)、RCP8.5 で 34% (12~54%) だが、弱化の大きさについての確信度は低い。また、考慮しているシナリオにおいて 21 世紀中に AMOC が急激に遷移又は停止する可能性は依然として非常に低い(高い確信度) (TFE.5 図 1)。AMOC の急激な遷移が生じるには、強制力に対する AMOC の感度が現行モデルで示されている感度よりもはるかに大きいか、あるいはグリーンランド氷床からの融解水フラックスが現行予測の最大値さえもなお大幅に上回る必要がある。このいずれの可能性も完全に排除することはできないとはいえ、考慮しているシナリオにおいて AMOC が 21 世紀末以降に停止する可能性は低いが、大幅な温暖化が継続した場合に 21 世紀より後に停止する可能性を排除することはできない。解析の数に限られ解析結果も曖昧なために、21 世紀より後の AMOC の変化に対する評価の確信度は低い。{12.4.7, 12.5.5}

**永久凍土、メタン包接化合物、森林における変化の潜在的不可逆性**

気候が温暖化すると、永久凍土の融解によって、凍土に蓄積された炭素の分解を誘発しそれが数百年から数千年は持続する可能性があり、大気中の CO<sub>2</sub> 及び/又はメタン (CH<sub>4</sub>) の濃度の増加をもたらすかもしれない。将来の温暖化のもとでの永久凍土の炭素バランスに関して、基本的な永久凍土関連過程の少なくとも一部を考慮している既存のモデリング研究は、妥当な将来温暖化シナリオの下で現在の永久凍土が 21 世紀中に正味の炭素放出源になるという事実以外には、一貫した結果を生み出していない(低い確信度)。このことはまた、凍っていない土壌の炭素の安定化をもたらす過程を含む、永久凍土の融解中及び融解後の関連する土壌過程についての理解が不十分なことも反映しており、永久凍土の脱ガスとそれに伴うフィードバックに関係する可能性のある、気候システムにおける不可逆的な変化の大きさの定量的評価を妨げている。{6.4.7, 12.5.5}

(次ページに続く)

TFE.5(続き)



**TFE.5 図 1** | 1850 年から 2300 年までの、北緯 30 度における大西洋子午面循環 (AMOC) の年々の強さ (Sv<sup>[取注 b]</sup>)。RCP2.6 (左) と RCP8.5 (右) に対する異なる大気海洋大循環モデルによるシミュレーションから求めた。縦の黒いバーは、2004 年から 2011 年に北緯 26 度で測定された AMOC の強さの範囲を表している。{図 3.11、図 12.35}

人為起源の温暖化は、陸域と海洋の包接化合物からの CH<sub>4</sub> 放出の強化にむかわせるであろう可能性が非常に高い。海底下に存在するメタン包接化合物の堆積物は、海洋の温暖化を通じた不安定化の影響を受けやすい。しかしながら、海水の質量変化に起因する海面水位上昇は、海洋における包接化合物の安定度を強化する。公式に評価することは難しいが、メタン包接化合物の不安定化による 21 世紀中のフィードバックについての初期段階の推定値は小さいものの、無視できるものではない。包接化合物からの CH<sub>4</sub> が 21 世紀中に破滅的放出に至る可能性は非常に低い (高い確信度)。数千年規模の時間スケールでは、こうした CH<sub>4</sub> の放出は人為起源の温暖化に正のフィードバックを与える可能性があり、放出と蓄積の時間スケールが異なるために、不可逆かもしれない。{6.4.7、12.5.5}

アマゾン及びその他の熱帯雨林において、純粋に気候変動によって立ち枯れが引き起こされる気候変化の臨界の存在については、引き続き非常に不確実である。降水量及び乾季の継続期間において臨界的しきい値を超える可能性は排除できない。予測される気候変動に対する北方林の応答も非常に不確実であり、臨界的しきい値の存在は現時点では排除できない。熱帯林及び／又は北方林が大きな面積で崩壊するとの予測における確信度は低い。{12.5.5}

#### 雪氷圏における変化の潜在的不可逆性

海氷の減少の可逆性は、大気海洋大循環モデル (AOGCM) や地球システムモデル (ESM) により、CO<sub>2</sub> の増減に対する感度研究において直接評価されてきている。そのいずれも、北極域の海氷に不可逆的变化が生じた証拠をどの点においても示していない。対照的に、南大洋の表層水と深層水との強力な結合の結果として、大気中 CO<sub>2</sub> 濃度を徐々に増加・減少させる時間積分で、一部のモデルでは、南極域の海氷に多少のヒステリシス挙動が示されている。{12.5.5}

現在、グリーンランド氷床と南極氷床は、いずれも表面質量収支については正 (降雪量が融解量を上回る) であるが、海洋への氷の流出が正味の表面質量収支を上回っているために質量を失いつつある。氷床の表面高度の低下が表面質量収支の減少をもたらすとき、正のフィードバックが働いて、氷床の体積と面積が減少する。このことは一般に表面融解の増加を通じて生じるため、21 世紀においてはグリーンランドには当てはまるが、表面融解が現在きわめて少ない南極大陸には当てはまらない。よく混合された温室効果ガスの放射強制力が高い設定のシナリオに基づくと、南極大陸における表面融解は数世紀後に重要になると予測されている。{4.4、13.4.4; Box 5.2、Box 13.2}

海洋への氷床流出における急激な変化は、岩盤が海面水位より下にあり氷床の内部に向かって下方に傾いている地域において、接地線が不安定的に後退することで引き起こされるかもしれない。この状況は主に西南極大陸に当てはまるが、東南極大陸及びグリーンランドの一部にも当てはまる。接地線の後退の引き金となり得るのは棚氷の減衰であり、棚氷の減衰の原因は棚氷の下にある海水の昇温が海中の棚氷の融解を促進すること、あるいは棚氷の表面にできた融解水の池が棚氷の破碎を促進することにある。氷床の成長はゆっくりとした過程のため、こうした変化は、ここで採用している定義では不可逆的となるだろう。{4.4.5; Box 13.2}

地球全体で現在よりも温暖だった過去数百万年の期間中に、グリーンランドと西南極の氷床の量が減少したことの確信度は高い。氷床モデルのシミュレーションと地質データの示唆するところによると、西南極氷床は海洋表層の温暖化にきわめて敏感であり、大気中二酸化炭素濃度が数千年間にわたって 350~450 ppm の範囲内又はそれ以上の濃度で留まる場合には、中程度の確信度で西南極氷床が後退する。{5.8.1、13.4.4; Box 13.2}

(次ページに続く)

## TFE.5(続き)

利用できる証拠は、あるしきい値を超えた地球温暖化は、千年あるいはさらに長期間をかけたグリーンランド氷床のほぼ完全な消失を招き、約7mに達する世界平均海面水位の上昇をもたらすだろうと示している。氷床を現代の地形のまま固定させた研究では、そのようなしきい値は、工業化以前の時代と比べた世界平均地上気温の上昇が2℃より高く4℃未満のところにあると示している(中程度の確信度)。力学的な氷床モデルを含めた一つの研究では、しきい値が、工業化以前と比べた世界平均気温上昇が約1℃より大きいところにある(低い確信度)と示唆している。科学的な不確実性の現状を考慮すると、可能性の高い範囲を定量化することはできない。グリーンランド氷床の完全な消失は、実際に起こるまでに千年あるいはそれ以上かかるため、回避できないことはない。氷床が完全に消失する前に気温が低下すれば、氷床は再び成長するかもしれない。しかしながら、氷床はその地域の気候との相互作用のために複数の定常状態をとるかもしれないので、あるしきい値を超える期間の長さを超える程度によっては、質量消失の一部は不可逆的なものとなるかもしれない。{13.4.3、13.4.4}

TS

【訳注 a】メタン包接化合物とは、ある分子(ホスト)構造の隙間にメタンの分子が取り込まれた化合物のことであり、ホストが氷の場合には、メタンハイドレートと俗称される。

【訳注 b】ノルウェーの海洋学者にちなむ、主に海洋学において用いられる体積流量の単位。1 Sv(スベルドラップ)= $1 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{s}$ 。

## TS.4.6 水循環

AR4以降、水循環のいくつかの側面に検出可能な人為的影響の新しい証拠が現れている。1973年以降の地表付近の比湿に観測された変化には、検出可能な人為的要素が含まれていることについて中程度の確信度がある。1988~2006年の期間をカバーする「マイクロ波撮像装置」(SSM/I)<sup>訳注 N</sup>のデータから得た下部対流圏の水分推定値には、気候モデルのアンサンブルによって再現された水蒸気に対する人為的影響の指紋が検出されている。対流圏比湿の増加に対して中程度の確信度で人為起源の寄与が見出されている。{2.5、10.3}

陸域降水量の地球全体の帯状平均及び北極域の降水量についての原因特定研究は、どちらも検出可能な人為的影響を見出している。全般的に、北半球の中・高緯度における増加を含め、降水パターンの地球規模の変化に有意な人為的影響があることについて中程度の確信度がある。観測及びモデリングに不確実性が残っていることと、観測された降水量に対する内部変動の影響が大きいことが、より確信度の高い評価を妨げている。{2.5、7.6、10.3}

比湿、陸域降水量、降水量と蒸発量との関連を通じた海面塩分における原因特定可能な変化について集められた証拠(確信度と可能性のレベルは様々)と、水循環についての物理的理解に基づくと、人為的影響が1960年以降の地球規模の水循環に影響を与えた可能性が高い。このことはAR4以降の大きな進歩である。{2.4、2.5、3.3、9.4.1、10.3、10.4.2; 表10.1; FAQ 3.2}

## TS.4.7 気候の極端現象

いくつかの新たな原因特定研究では、観測された暑い日と暑い夜の頻度増加及び寒い日と寒い夜の頻度減少について、検出可能な人為的影響が見出されている。AR4とSREX以降、極端に暑い日中気温に対する人為的影響の検出についての新しい証拠があり、また、地球規模、並びに一部の大陸及び亜大陸地域において自然起源の強制力の影響から人為起源の強制力の影響を独立して検出できることについて新しい証拠がある。このことは、AR4とSREXの結論を強

化するものであり、いまや20世紀半ば以降、地球規模で観測されている極端な日別気温の頻度と極端さの度合いの変化に人為起源の強制力が寄与した可能性は非常に高い。人為的影響が一部の場所における熱波の発生確率を有意に引き上げた可能性は高い。TFE.9及び極端な気象及び気候現象の評価結果の要約であるTFE.9表1を参照。{10.6}

AR4以降、極端な降水現象に対する人為的影響について、系統的な検出と原因特定研究を含めたいくつか新しい限定的<sup>訳注 O</sup>な直接証拠があり、地球規模の水循環の様々な側面に対する人為的影響の証拠を前提として極端な降水現象が増える予測されることの間接的証拠がある。また、温暖化とともに極端な降水現象の強度が平均降水量を十分に上回る率で増加することに高い確信度がある。評価に十分な観測がある陸域においては、20世紀後半の地球規模での大雨の強まりに人為起源の放射強制力が寄与したことの確信度は中程度である。{7.6、10.6}

地球全体では、熱帯低気圧の活動度の変化の原因が人為的影響にあるとすることの確信度は低い。その原因は、観測に基づく証拠が不十分なこと、人為起源の気候駆動要因と熱帯低気圧の活動度との関連に対する物理的理解の不足、内部変動と人為起源及び自然起源の強制力の相対的重要性に関する研究間の一致度の低さにある。北大西洋域において、北大西洋上のエーロゾル強制力の減少が、1970年代以降に同海域で観測されている熱帯低気圧活動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。この観測された変化傾向における内部変動、WMGHGの強制力及びエーロゾルの相対的重要性については、まだかなりの見解の不一致が残っている。{2.6、10.6、14.6}

AR4は、20世紀後半における干ばつリスクの増大にどちらかと言えば人為起源の影響が寄与していると結論づけたが、観測証拠に対する最新の評価は、1970年代以降の地球全体での干ばつの増加傾向に関するAR4の結論はもはや裏付けがなくなっていることを示している。観測されている乾燥の大規模な変化傾向における確信度が低いことが、干ばつの十年規模の変動と長期的気候変動との区別が難しいことと合わさって、20世紀半ば以降の地球全体の陸域における干

ばつの変化の原因を人為的影響に帰することについての確信度は低い。{2.6、10.6}

**TS.4.8 地球規模から地域規模まで**

より長期的な観点に立つと、工業化以前の時代における半球規模での気候変動の駆動において、外部強制力が相当な役割を果たしたことがわかる(Box TS.5)。1400年から1850年にかけての北半球の気温変動が、内部変動だけで説明できる可能性は非常に低い。850年から1400年にかけての北半球の気温変動に外部強制力が寄与したこと、また最近5世紀間のヨーロッパの気温変動に外部強制力が寄与したことの確信度はそれぞれ中程度である。{5.3.3、5.5.1、10.7.2、10.7.5; 表 10.1}

大気循環の変化は、特定の地域に他の地域よりも大きな(あるいは小さな)気候変動をもたらしかねないため、局所的な気候変動にとって重要な意味をもつ。人為的影響が海面気圧のパターンを地球規模で変化させた可能性が高い。成層圏オゾンの破壊が、南半球の夏季に観測されている南部のハドレーセルの境界の極方向への移動に寄与したことの確信度は中程度である。成層圏オゾンの破壊は、20世紀半ば以降に南半球の夏季に見られる南半球環状モード(SAM)の正の変化傾向に寄与した可能性が高い。この変化傾向は、高緯度における海面気圧の低下及び亜熱帯域における上昇に一致する(図 TS.11)。{10.3}

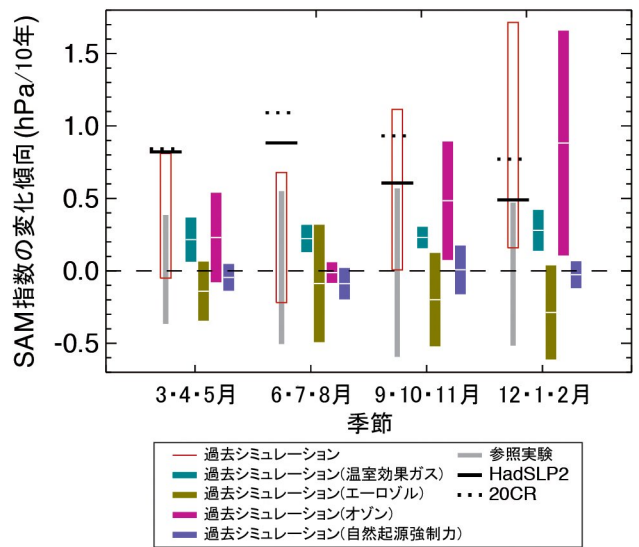
気候システムに観測されている変化の原因を、今や多くの構成要素について、地球規模及び地域規模で、人間活動に帰することができることの証拠はより強固になっている(図 TS.12)。観測上の不確実性は以前よりもはるかに徹底して調査されてきており、新世代の気候モデルからは人為的影響の指紋が推定されてきている。塩分の変化を含め、海洋変化についての理解は高まっており、気候モデルによって予測されている水循環の大規模な強化と整合している。地表付近の気温、自由大気の温度、海洋の温度、並びに北半球の積雪及び海氷面積における変化は、統合すると、地球全体での平均の変化だけでなく、人為起源の強制力から予期される変化の持つ指紋と、火山噴火から予期される応答に整合する、地域特有のパターンも示している(図 TS.12)。{10.3~10.6、10.9}

評価対象となった気候システムの主要な構成要素のほぼ全てにおいて、人為的影響が検出されている(図 TS.12)。それらを合わせれば、統合した証拠は、観測された気候変動の原因特定の全般的な確信度を高め、単一の気候変数に基づく評価に関連する不確実性を低減する。この複合的な証拠から、人為的影響が地球全体の気候システムを温暖化させたことはほぼ確実である。地球の表面付近の大気及び海洋の温度変化において、また雪氷圏、水循環及び一部の極端現象の変化において、人為的影響が特定されている。1950年以降の温暖化の最も強い駆動要因から、太陽の強制力、火山、内部変動を除外する強力な証拠がある。{10.9; 表 10.1; FAQ 5.1}

南極大陸を除く全ての大陸について、20世紀半ば以降の地上気温の上昇に人為起源の影響が相当寄与した可能性が高い(図 TS.12)。過去50年にわたる北極域の地上気温の非常に大幅な上昇に、有意な人為起源の寄与があった可能性が高い。南極大陸については観測の不確実性が大きいため

に、利用可能な観測点にわたって平均した温暖化の観測結果に人為的影響が寄与していたことの確信度は低い。地域規模での検出と原因特定は、力学的要因(循環の変化)が担う役割が大きくなること、地域的に重要となるかもしれない強制力の範囲が広がること<sup>註P</sup>、そして地域規模における関連過程のモデリングがより難しいことから、複雑になる。それにもかかわらず、人為的影響は多くの亜大陸域における昇温に寄与した可能性が高い。{10.3; Box 5.1}

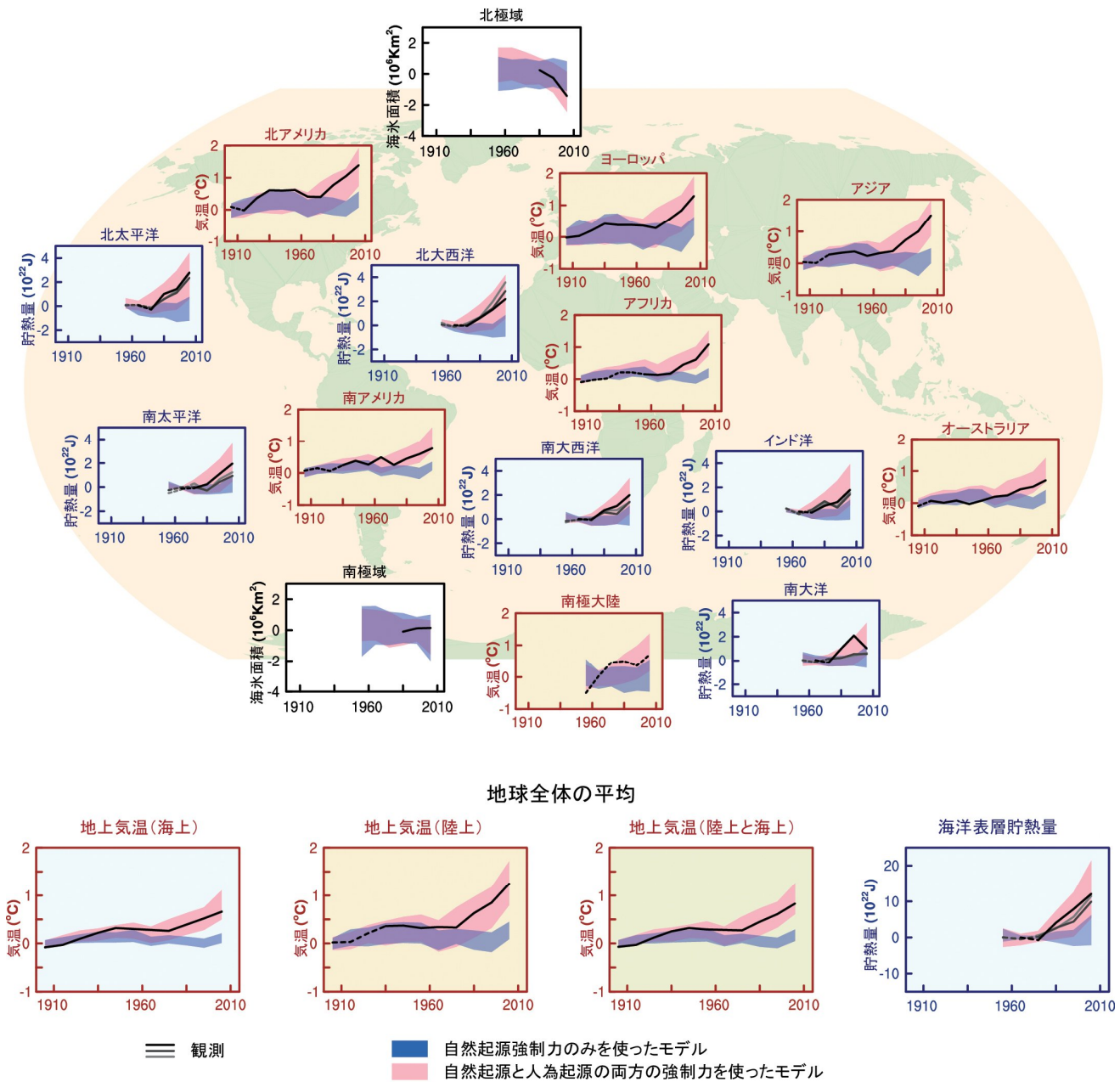
観測された変化と、物理システムにおける人為起源及び自然起源の強制力によるシミュレーションとの一貫性は高く(図 TS.12)、特に気温関連の変数において際だっている。地上気温と海洋貯熱量では、両方の記録において人為起源と自然起源のシグナルが現れており、自然変動だけを考慮した仮説とは明確な区別を示している。このようなシグナルは地球全体での平均に現れるだけでなく、これらの変数それぞれについて地域規模での大陸と海域にも現れている。海氷面積は、北極域の内部変動の範囲から明らかに外れている。亜大陸規模では、人為的影響が一部の場所における熱波の発生確率を相当引き上げた可能性が高い。{表 10.1}



**図 TS.11 | 南半球環状モード(SAM)指数の1951~2011年の季節別変化傾向のシミュレーションと観測結果。**SAM指数とは、南緯40度と南緯65度における帯状平均海面気圧の差である。SAM指数は正規化無しで定義されるため、変化傾向のシミュレーション結果と観測結果の大きさを比較できる。黒い線は、ハドレーセンター海面気圧バージョン 2r (HadSLP2r) データセット(実線)と20世紀再解析(20CR)(破線)から得た観測の変化傾向を表す。灰色のバーは、参照実験<sup>註Q</sup>による変化傾向の5~95パーセンタイル範囲を表し、赤いボックスは人為起源と自然起源の強制力を含む過去シミュレーションにおける変化傾向の5~95パーセンタイル範囲を表す。色付きのバーは、個々の強制力のみを適用して実施したCMIP5のシミュレーションにおいて、よく混合された温室効果ガス(明るい緑)、エアロゾル(濃い緑)、オゾン(赤紫)、自然起源の強制力の変化(青)にตอบสนองして再現されたアンサンブル平均の変化傾向とそれに関連する5~95%信頼区間を表す。{図 10.13b}



TS



**図 TS.12** | 地域規模(上図)と地球規模(下の4つの図)で見た気候システムの変化の観測値とシミュレーションの比較。茶色の図は地上気温の時系列、青色の図は海洋貯熱量の時系列、白の図は海水の時系列(10年平均)。各図には観測結果(黒又は黒と灰色)、自然起源の強制力と自然及び人為起源の強制力に対して再現された応答の5~95%の信頼区間(前者が青、後者がピンクの陰影部分)を示している。地上気温の観測値は英国ハドレーセンター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセットバージョン4(HadCRUT4)から得ている。海洋貯熱量(OHC)については3つの観測記録を示している。海水偏差(絶対値ではない)は図10.16のモデルに基づいて示している。観測値は実線又は破線を用いることによって、観測値と推定値の品質を示している。地上気温と海面水温の図については、実線の観測値は調査対象の領域の空間被覆率が50%以上、破線の観測値は被覆率が50%以下であることを示している。例えば、南極大陸のデータ被覆率は大陸の陸域面積の50%を超えることが一度もない。海洋貯熱量と海水の図については、実線の観測値はデータ被覆率が良好で品質がより高く、破線はデータ被覆率が芳うじて妥当な水準であることを示している。この図は図10.21に基づいているが、年平均ではなく10年平均を掲載している点が異なる。関連する図SPM.6に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。{図10.21}



## Box TS.4 | モデルの評価

第4次評価報告書(AR4)以降、気候モデルは引き続き改善されており、気候変動にとって重要な生物地球化学的循環の表現を組み込むことにより、多くのモデルが地球システムモデル(ESM)に拡張されている。Box TS.4 図1は本報告書で評価したモデル性能の概観のある部分を表したもので、AR4で評価したモデルや、AR4当時利用可能だったモデルと比較して改善した部分あるいは不足した部分も示している。{9.1、9.8.1; Box 9.1}

AR4の評価対象とされたモデルの世代に比べると、気候モデルが地上気温を再現する能力は、全てではないにせよ多くの重要な側面で向上している。観測された大規模な時間平均地上気温分布をモデルが再現(空間分布相関はおおよそ0.99)することについては引き続き非常に高い確信度がある。ただし、一部の地域においては数°Cの系統誤差が見出される。地域規模(亜大陸及びそれ以下の規模)の時間平均地上気温のシミュレーションがAR4当時よりも向上していることの確信度は高いが、このモデルの性能に対する確信度は大規模の場合よりも低い。現在のモデルは、観測された世界平均あるいは北半球平均気温の年々から百年規模における変動の大きさを再現することができる。モデルはさらに、最終氷期最盛期(LGM)の大規模な気温分布を再現することもでき、現在とは大幅に異なる気候状態を再現する能力があることを示している(Box TS.5も参照)。{9.4.1、9.6.1}

20世紀後半の昇温や、大規模な火山噴火の直後の寒冷化を含め、モデルが過去の期間における地球規模の年平均地上気温の変化の一般的な特徴を再現していることについての確信度は非常に高い。過去の期間についてのシミュレーションのほとんどは、最近10~15年間の世界平均地上気温の上昇傾向に観測されている減少を再現していない(Box TS.3を参照)。1998~2012年のモデル及び観測間の変化傾向の差異はかなりの程度まで内部変動によって生じており、可能性として諸モデルにおける強制力の不適切さと、温室効果ガスによる強制力の増大に対する応答を一部のモデルが過大評価していることも原因になっていることへの確信度は中程度である。全てではないにせよほとんどのモデルは、最近30年間に熱帯対流圏において観測されている温暖化傾向を過大評価し、下部成層圏の長期的寒冷化傾向を過小評価する傾向がある。{9.4.1; Box 9.2}

降水量の大規模な分布のシミュレーションはAR4以降やや改善しているが、モデルの降水量の再現性能は依然として地上気温ほど高くない。年平均降水量のモデル結果と観測結果の空間分布の相関関係は、AR4当時に利用可能だったモデルでは0.77だったのに対し、現行モデルでは0.82に上昇している。地域規模では降水量はそれほどうまく再現されておらず、観測結果に不確実性があるために評価は依然として難しい。{9.4.1、9.6.1}

多くのモデルは、1961年から2005年にかけて観測された海洋表層貯熱量の変化を再現することができている。複数モデル平均時系列は、同期間の大部分について利用可能な観測による推定値の範囲内に収まっている。{9.4.2}

北極域における夏季海氷面積の減少傾向のシミュレーションがAR4当時よりも向上していることについては確実な証拠がある。モデルの約4分の1が、衛星時代(1979~2012年)における観測結果と同程度か、それよりも強い変化傾向を示している。南極域の海氷面積については、観測結果ではわずかな増加傾向を示し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。{9.4.3}

極端現象のモデルシミュレーションの評価においては、AR4以降かなりの進歩が見られる。20世紀後半における極端に暑い日と暑い夜及び極端に寒い日と寒い夜の頻度の変化は、モデルと観測結果の間で整合しており、アンサンブル世界平均時系列はおおむね観測推定値の範囲内に収まっている。モデルの大多数は、特に熱帯地域をはじめとして気温の変動や変化傾向に対する極端な降水現象の感度を過小評価している。{9.5.4}

炭素循環の相互作用を含んだモデルの過半数において、再現された20世紀後半にわたる地球全体の陸域と海洋の炭素吸収量は、観測結果の推定範囲内に収まる。もっとも、モデルは、大気逆推定法によって推定された北半球陸域での吸収量を系統的に過小評価している。{9.4.5}

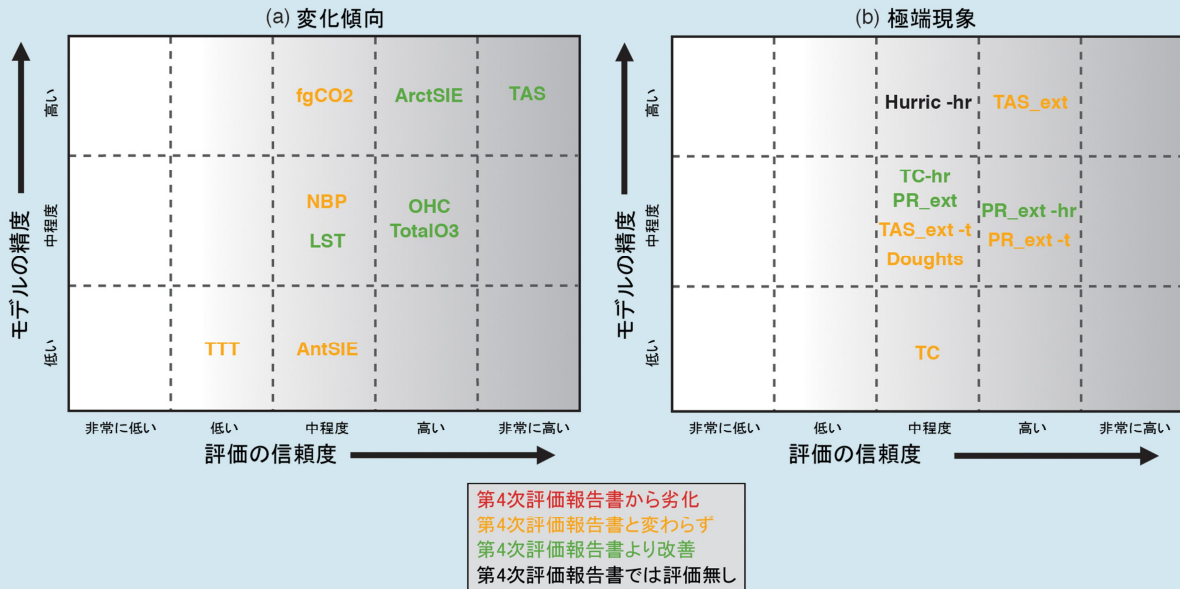
地域的ダウンスケーリング手法は、多くの気候影響研究に必要なより小さいスケールでの気候情報を提供する。変化に富んだ地形を持つ地域においても、多様な小規模の現象についても、ダウンスケーリングが付加価値を与えることへの確信度は高い。{9.6.4}

平衡気候感度におけるモデルのばらつきは2.1°Cから4.7°Cの範囲にあり、AR4の評価とほぼ同程度である。平衡気候感度におけるばらつきに寄与している主要な因子は相変わらず雲フィードバックであることへの確信度は非常に高い。このことは、現代の気候と最終氷期最盛期の両方に当てはまる。同様に、観測結果と整合して、モデルでは地域規模から地球規模にわたり対流圏温度と水蒸気との間に強い正の相関関係を示していることにも非常に高い確信度がある。したがって、モデルと観測結果の両方において正の水蒸気フィードバックが示唆されている。{5.3.3、9.4.1、9.7}

(次ページに続く)

Box TS.4(続き)

気候モデルは物理的原理に基づいており、観測された気候の多くの重要な要素を再現する。どちらの特徴も、検出と原因特定の研究(第10章)への応用や、定量的な将来予測<sup>【訳注 a】</sup>及び予測(第11~14章)へのモデルの適合性に対する我々の信頼に寄与している。観測された変動や変化傾向の一部の要素が、北極域の夏季の海氷の変化傾向、雪アルベド・フィードバック、熱帯陸域からの炭素損失などの数量に対するモデル予測におけるモデル間の差異とよく相関していることの証拠が増えている。しかし、気候予測の複数モデルによるアンサンブル平均における1個のモデルの相対的な重みを、そのモデルの過去(の気候)に関する性能から変換して求めるための普遍的な戦略はまだない。{9.8.3}



**Box TS.4 図1** | 現代の気候モデルが20世紀の気候の重要な特徴をどれくらいうまく再現しているかの概要図。評価の確信度は、陰影の濃さで示されているように、右に行くほど高くなる。モデルの品質は下から上へいくほど高くなる。色分けは、第4次評価報告書(AR4) 当時に利用可能だったモデルから現在の評価までの改善度を表している。AR4以降多くの改善が行われているが、モデル化された数量の中にはよく再現できていないものもある。この概要には主要な気候に関する数量を挙げており、いずれも劣化は示していない。評価は大部分が複数モデル平均に基づいており、個々のモデルについて偏差が存在する可能性は排除していない。評価されたモデル品質は、この図で表現するために簡素化している。各評価の詳細は第9章を参照。{9.8.1; 図9.44}

図は以下の主要な特徴に注目している。評価の詳細が説明されている節を括弧内に示す。

**(a) 変化傾向:**

- AntSIE 南極域海氷面積 {9.4.3}
- ArctSIE 北極域海氷面積 {9.4.3}
- fgCO2 地球全体の海洋炭素吸収量 {9.4.5}
- LST 下部成層圏温度 {9.4.1}
- NBP 地球全体の陸域炭素吸収量 {9.4.5}
- OHC 地球全体の海洋貯熱量 {9.4.2}
- TotalO3 気柱内のオゾン全量 {9.4.1}
- TAS 地上気温 {9.4.1}
- TTT 熱帯対流圏温度 {9.4.1}

**(b) 極端現象:**

- Droughts 干ばつ {9.5.4}
- Hurric-hr 高解像度全球大気モデルにおける大西洋のハリケーンの年々発生数 {9.5.4}
- PR\_ext 降水極端現象の地球規模での分布 {9.5.4}
- PR\_ext-hr 高解像度全球大気モデルにおける降水極端現象の地球規模での分布 {9.5.4}
- PR\_ext-t 降水極端現象の地球規模での変化傾向 {9.5.4}
- TAS\_ext 地上気温の極端現象の地球規模での分布 {9.5.4}
- TAS\_ext-t 地上気温の極端現象の地球規模での変化傾向 {9.5.4}
- TC 熱帯低気圧の経路と強度 {9.5.4}
- TC-hr 高解像度全球大気モデルにおける熱帯低気圧の経路と強度 {9.5.4}

【訳注 a】 天気予報のように初期値化した気候モデルによる予測である。

## Box TS.5 | 古気候

古気候の記録からの復元を行うことで、大気組成、海面水位、気候(干ばつや洪水などの極端現象を含む)における現在の変化と将来の予測を、過去の気候の変動幅を考慮した、より幅広い観点から捉えることが可能になる(TS.2 節を参照)。{5.2~5.6、6.2、10.7}

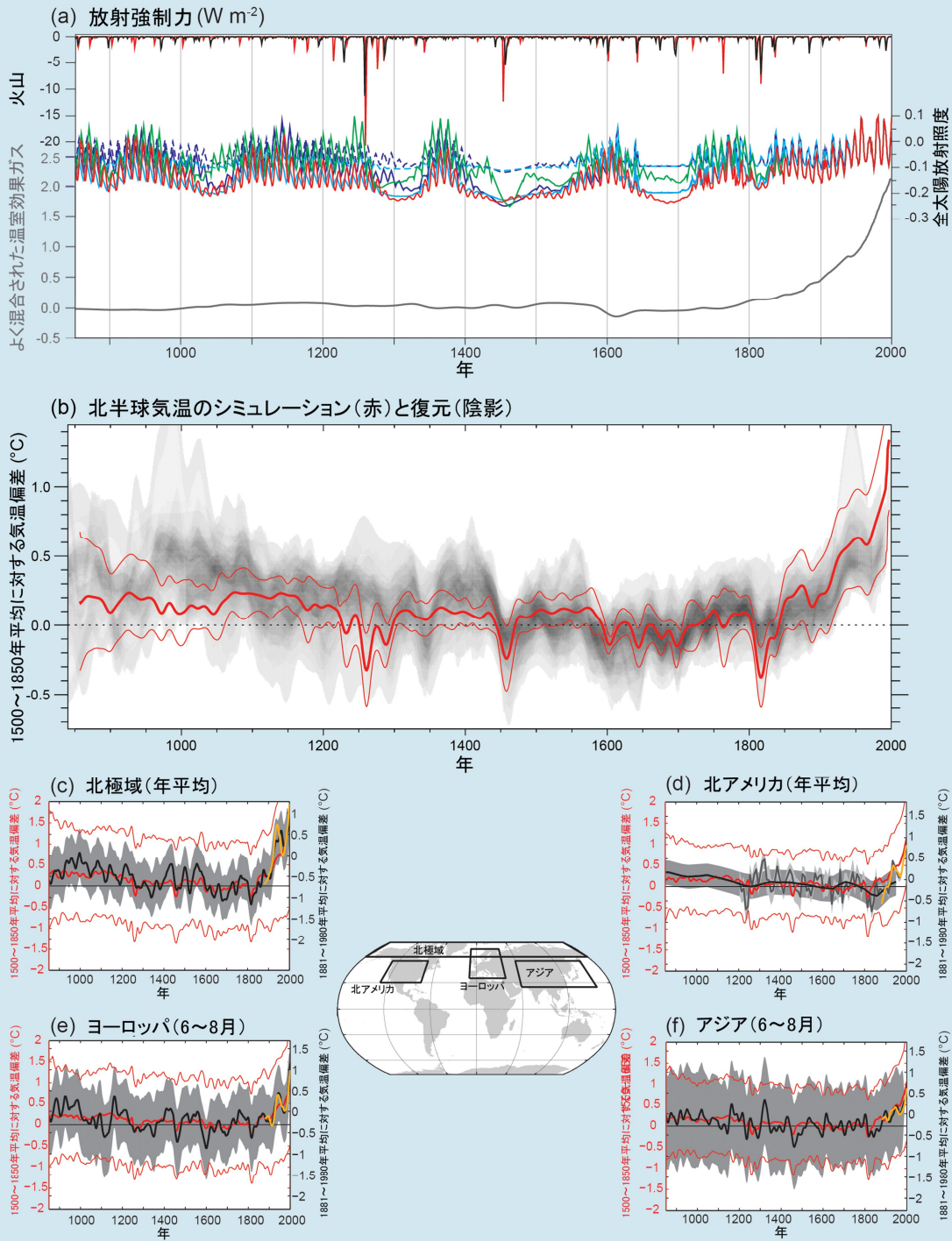
過去の気候情報は、気候システムのうち、ゆっくりした構成要素である炭素循環、氷床、深海などの挙動も示している。これらの要素について、測器による記録から情報を得るには、摂動に対する応答が持つ特性の時間スケールに比べて記録期間が短い。それに対して、過去の気候情報は、急激で不可逆的な変化のメカニズムに関する情報を提供してくれる。過去の外部気候強制力に関する知識と合わせ、古気候データを統合することで、CO<sub>2</sub> 濃度の高低に応答した北極域の気温変化が世界平均に比べて大きくなるという、極域気温増幅(polar amplification)が示されてきた。{5.2.1、5.2.2、5.6、5.7、5.8、6.2、8.4.2、13.2.1、13.4; Box 5.1、Box 5.2}

第4次評価報告書(AR4)以降、PMIP3(古気候モデリング相互比較計画)/CMIP5の枠組みに古気候シミュレーションを含めたことによって、古気候情報を将来気候予測とより密接に関連付けられるようになってきている。完新世中期(6千年前)、最終氷期最盛期(約2万1千年前)、そして過去千年間の古気候情報は、モデルが過去の変化の大きさと大規模パターンをどれだけ現実に即して再現できるかという能力の試験に用いられてきた。古気候のシミュレーションと復元による情報を組み合わせることによって、放射の摂動に対する気候システムの応答を定量化し、平衡気候感度の範囲に制約を置き、過去の内部気候変動のパターンを年々から数百年規模で示すことが可能になる。{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}

Box TS.5 図1は、第3期古気候モデリング相互比較計画(PMIP3)/CMIP5による過去千年間のシミュレーションと古気候復元結果を比較したものを、関連する太陽、火山、よく混合された温室効果ガス(WMGHG)の放射強制力と併せて示している。北半球の年平均気温に関しては、1983~2012年の期間が最近800年間で最も温暖な30年間であった**可能性が非常に高く(高い確信度)**、最近1400年間で最も温暖な30年間であった**可能性が高い(中程度の確信度)**。このことは、測器気温を、多様な代替データと統計手法から得た複数の復元データと比較した結果によって裏付けられており、AR4と整合している。気候モデルでは、太陽、火山、人為起源の放射の変化に応答して、変化の大きさとタイミングにおいてその不確実性の範囲内で古気候復元結果とおおむね一致するような、北半球における最近1200年にわたる数十年間規模の気温変化を再現している。大陸規模の地上気温についての復元データは、**高い確信度**で、中世気候異常期(約950~1250年)に、数十年間にわたって20世紀中頃と同程度に温暖であった地域や、20世紀後半と同程度に温暖であった地域があったことを示している。これらの地域規模での温暖期間は、20世紀半ば以降の温暖化のようにいくつもの地域にわたって同時に生じたものではなかったことの**確信度は高い**。古気候復元とシミュレーションの比較に基づくと、軌道、太陽、火山による外部強制力だけでなく、内部変動も、中世気候異常期と小氷期(約1450~1850年)の間の地上気温変化の空間パターンと時期に大きく寄与していたことの**確信度は高い**。もっとも、その相対的寄与度の定量的推定値については、**非常に低い確信度**しかない。1400年から1850年にかけての北半球の気温変動が、内部変動だけで説明できる**可能性は非常に低い**。850年から1400年にかけての北半球の気温の変動に外部強制力が寄与し、また最近5世紀間にヨーロッパの気温変動に外部強制力が寄与したことの**確信度は中程度**である。{5.3.5、5.5.1、10.7.2、10.7.5; 表10.1}

(次ページに続く)

Box TS.5(続き)



**Box TS.5 図1** | 過去千年間のシミュレーションと古気候復元データの比較。(a) PMIP3/CMIP5における850~2000年の火山、太陽、よく混合された温室効果ガスに起因する放射強制力。色の違いは、火山の強制力についての既存の2つのデータセットと、太陽放射の強制力の4つの推定値を表す。太陽放射の強制力については、実線(破線)は、放射照度のバックグラウンドの変化を考慮した(考慮していない)復元変量を表す。(b) PMIP3/CMIP5による850~2000年の北半球の気温変化のシミュレーション(赤)と古気候復元データ(陰影)。太い赤線は複数モデル平均、細い赤線は複数モデルの90%の幅を示す。復元された気温の重なり具合は灰色の陰影で示している。全てのデータは1500~1850年平均からの偏差として表され、30年のフィルターで平滑化されている。復元データの中には、北半球全体よりも小さい空間領域や、特定の季節についてだけを代表しているものがあるが、シミュレーションでは北半球全体の年平均気温が示されている。(c)、(d)、(e)、(f)は、それぞれ、北極域及び北アメリカの年平均気温と、ヨーロッパ及びアジアの6~8月の気温で、950~2000年の復元(黒線)と、PMIP3/CMIP5シミュレーション(太い赤線は複数モデル平均、細い赤線は複数モデルの90%の幅)による。赤い曲線は全て1500~1850年平均からの偏差として表され、30年のフィルターで平滑化されている。陰影部は、それぞれの復元の不確実性を表している(北極域:90%の信頼幅、北アメリカ:標準偏差の±2倍、アジア:根二乗平均誤差の±2倍、ヨーロッパ:95%信頼幅)。測器記録との比較のため、気候研究ユニット陸域観測所気温(CRUTEM4)データセットを示している(黄色の線)。これらの測器データは必ずしも復元データの較正に使用したものとは限らないため、実際に較正に用いた測器データよりも復元データとの一致度が高いものや低いものがあるかもしれない。どこでデータを切断したかによっても、図に示した平滑化したデータの端に影響を与えている可能性がある。全ての線は、30年移動平均を適用して平滑化している。それぞれの復元の対象となった地域が地図に示されている。{5.3.5; 表5.A.1; 図5.1、図5.8、図5.12}

## TS.5 地球規模及び地域規模の気候変動予測

### TS.5.1 序

気候システムの変化の予測は、簡易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、地球システムモデル(ESM)に至るまで、様々な階層にまたがった気候モデルを用いて行われる。これらのモデルは、人為起源の強制力に関する一連のシナリオに基づいて変化のシミュレーションを行う。世界気候研究計画の第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の枠組みのもとで行われた新しい気候モデルシミュレーションには、一連の新しいシナリオである「代表的濃度経路」(RCP)が用いられた。CMIP5には多数の包括的気候モデルとESMが参加し、その結果が気候システム予測の核を成している。

本節では、こうした気候変動予測の評価を要約する。まず、将来の強制力とシナリオについて提示する。それに続く項では、地球規模と地域規模の気候変動予測の様々な側面、すなわち、大気、海洋、雪氷圏についての近未来(今世紀半ば頃まで)及び長期(21世紀末)予測、炭素及びその他の生物地球化学的循環の予測、海面水位変化の予測など、そして最後に21世紀にわたる気候現象及びその他の地域気候の諸側面の変化を取り上げる。特に明記しない限り、予測され

る変化は、1986～2005年の平均との比較で示される。より長期的な気候変動の予測並びに気候の安定化及び目標に関する情報は、TFE.8に示されている。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の手法が提案されており、その概要はBox TS.7に示されている。{11.3、12.3～12.5、13.5～13.7、14.1～14.6、付録I}

### TS.5.2 将来の強制力とシナリオ

この評価報告書では、IPCCの「排出シナリオに関する特別報告書」(SRES)のシナリオを大きく置き換える一連の新しいRCPが用いられている(Box TS.6及び付録IIの気候システムシナリオ表を参照)。これらのシナリオによって、継続的に温暖化するものから、強制力をほぼ安定化させるもの、強制力を安定化させた後21世紀半ば以降ゆっくりと減少させる厳しい緩和シナリオ(RCP2.6)までの気候応答の幅が得られる。第4次評価報告書(AR4)とは対照的に、第5次評価報告書(AR5)におけるRCPシナリオによる気候変動は、適応と緩和の組み合わせとして構成されている。様々なRCPシナリオにおいて、いまから開始する緩和措置は、向こう30年ほどでは識別可能な異なった気候変動の結果をもたらさないが、今世紀半ば以降の長期的な気候変動は、RCPの間ではっきりと違ってくる。{Box 1.1}

## Box TS.6 | 新しい代表的濃度経路シナリオと第5期結合モデル相互比較計画のモデル

将来の人為起源の温室効果ガス(GHG)排出、エアロゾル粒子排出、そして土地利用の変化のようなその他の強制力因子は、社会経済的要因に依存しており、緩和を達成するためにそれらの排出を抑制しようとする世界全体の地政学的合意の影響を受けるかもしれない。第4次評価報告書(AR4)は、追加的な気候イニシアティブを含まないSRESシナリオを広く利用したが、このことはすなわち、国際連合気候変動枠組条約(UNFCCC)や京都議定書の排出目標の実施を明示的に前提とするシナリオはなかったということである。とはいえ、GHG排出量は、他の広い範囲に及ぶ目的のために策定された気候変動以外の様々な政策の影響を直接受ける。SRESシナリオは逐次的方法を用いて開発された。すなわち、社会経済的要因を排出シナリオに与え、次にそのシナリオについて簡易気候モデルを用いてGHG濃度や、より複雑な大気海洋大循環モデル(AOGCM)の駆動に必要なその他の因子を決定するという方法である。本報告書では、代表的濃度経路(RCP)と呼ばれる新しいシナリオ(その一部は緩和達成のための政策的措置を暗黙的に含んでいる)を用いた気候シミュレーションの結果を評価している。このRCPはより多くの緩和シナリオ群を代表するものであり、2100年時点での放射強制力に関する目標(約2.6、4.5、6.0、8.5 Wm<sup>-2</sup>; 図TS.15)が異なるように選ばれた。シナリオは妥当かつ例示的なものとみなされるべきであり、それらに蓋然性は無い。{12.3.1; Box 1.1}

RCPは、一般に、経済、人口統計、エネルギー、簡単な気候構成要素を含む、統合評価モデル(IAM)を用いて開発された。IAMで生成された排出シナリオから簡易モデルでGHG濃度の時系列が作成され、それがAOGCMの駆動に使われる。RCPの排出量の時系列は、さらに生物地球化学の相互作用(少なくとも陸域と海洋の炭素循環)を含む地球システムモデル(ESM)で直接使用することができる。{12.3.1; Box 1.1}

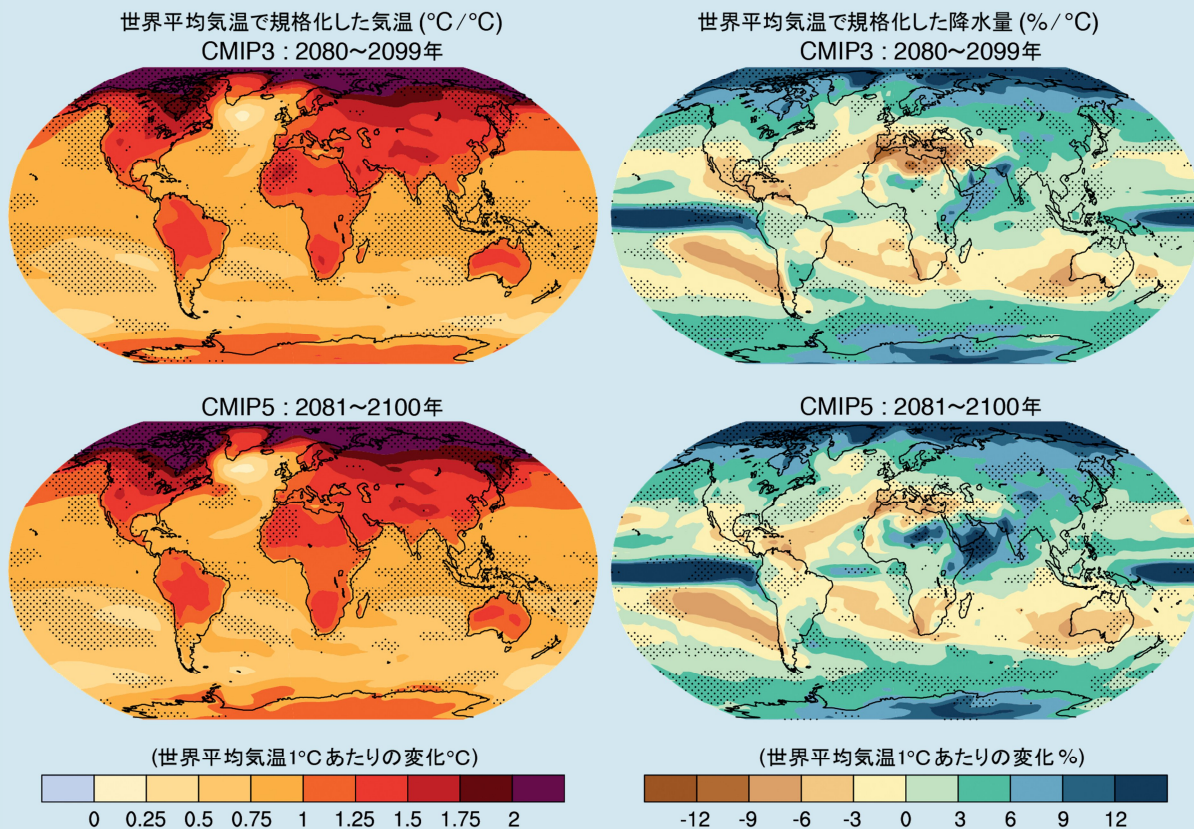
第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の複数モデル実験(世界気候研究計画を通じて組織されている)は、気候の変動や変化の評価の基礎となる、かつてないレベルの情報を提示する。CMIP5にはAOGCMに加えて新しいESM、新しいモデル実験、より診断的な出力が含まれる。CMIP5は、IPCC AR4時代に利用可能だった先行の第3期結合モデル相互比較計画(CMIP3)の複数モデル実験よりもはるかに包括的である。CMIP5は2倍以上のモデル数、はるかに多くの実験数(将来の気候変動シナリオ計算における気候応答を理解するための実験も含む)、 $2 \times 10^{15}$  バイト近くに及ぶデータ(CMIP3では $30 \times 10^{12}$  バイト以上のデータ)を含んでいる。またCMIP5では、より多くの数の強制力因子、特にエアロゾルと土地利用に関するものが、より完全な形で扱われている。黒色炭素のエアロゾルは今や一般的に含まれる強制力因子の一つである。CO<sub>2</sub>に関しては、CMIP5により「濃度駆動」予測と「排出駆動」予測の両方が評価される。これらは、気候-炭素循環相互作用に加えて物理的応答の不確実性も定量化が可能となっている。{1.5.2}

(次ページに続く)

Box TS.6(続き)

AR4における世界平均気温の変化の平均値と範囲の評価は、CMIP5モデルが同報告書で使用されていたとしてもあまり変わらなかったであろう。世界平均気温予測の相違の原因は、大部分がシナリオの違いにあると考えられる。CMIP3とCMIP5のモデルでシミュレートされる世界平均気温の応答は、過渡的な応答と平衡状態のどちらにおいても、平均値及びモデル範囲はともにほとんど同程度である。RCPは、強い緩和シナリオ(RCP2.6)を含んでおり、CMIP3で用いたSRESシナリオにはそれに相当するものがなかったため、全てのシナリオにわたる気温変化の範囲は以前よりも広がっている。各シナリオについて、CMIP5分布を同じ平均と標準偏差を持つ正規分布で近似することによってCMIP5予測の5~95%範囲が得られ、この範囲が21世紀末に対する世界平均気温の変化予測として可能性が高いと評価される。AR4によって評価された平衡気候感度の範囲にわたるよう較正されたより簡易なモデルによる確率論的予測は、CMIP5によるものと整合する不確実性の範囲を示す。AR4においては、世界平均気温予測の不確実性は、モデル平均の昇温量の割合として表現された場合、ほぼ一定であることがわかった(一定割合の不確実性)。高濃度のRCPの場合、長期気候変動に対してはAR4の手法よりも不確実性が小さいと見積もられている。それは、濃度駆動型のRCP予測では炭素循環-気候フィードバックが関与しないためである(対照的に、AR4における世界気温の予測の評価された不確実性では、CMIP3モデルには含まれなかった炭素循環-気候フィードバックが考慮されていた)。RCP8.5のCO<sub>2</sub>濃度ではなくRCP8.5のCO<sub>2</sub>排出量によって強制した場合、炭素循環の相互作用を含めたCMIP5ESMのシミュレーションによると、2100年までに平均で大気中CO<sub>2</sub>濃度は50(-140~+210)ppm(CMIP5モデルの幅)高くなり、世界平均地上気温の上昇は0.2°C大きくなる。低濃度のRCPの場合、内部変動とCO<sub>2</sub>以外の強制力が不確実性全体により大きく相対的に寄与するため、不確実性の割合はより大きくなる。{12.4.1、12.4.8、12.4.9}

(次ページに続く)



**Box TS.6 図1** | CMIP3モデル平均(上)とCMIP5モデル平均(下)における気温の変化(左)と降水量の変化の割合(右)の空間分布。対応する世界平均気温変化によって規格化している。両方もパターンは21世紀の最後の20年間(CMIP3は2080~2099年、CMIP5は2081~2100年)と過去実験の最後の20年間(CMIP3は1980~1999年、CMIP5は1986~2005年)の平均値の差を求め、対応する世界平均気温の変化によってそれぞれの変化を再スケールして計算されている。この計算はまず各個別モデルに対して行われた後、その結果をモデル間で平均している。点描影は、ブートストラップ法で得た2つの対応するパターンの差異の有意性尺度を示している。CMIP3とCMIP5のアンサンブルメンバーにより、元のアンサンブルと同じ数だがCMIP3とCMIP5のメンバーを区別しないで集積したセットから、2つのサブセットを500回無作為抽出した。無作為抽出した各サンプルについて、対応するパターンとその差異を計算してから、その分布を真の差異と格子点ごとに比較し、値が分布の末端(2.5パーセンタイル又は97.5パーセンタイルの外側)に収まる格子点だけを点描している。{図12.41}

## Box TS.6(続き)

気温と降水量についての CMIP3 と CMIP5 に基づく予測の間には、大規模なパターンと変化の大きさの両方に全般的な整合性がある(Box TS.6 図 1)。予測におけるモデルの一致度と確信度は、変数や空間的・時間的平均計算に依存し、大規模スケールになるほど一致度は高くなる。確信度は水循環あるいは大気循環に関する数量よりも気温のほうが高い。局所規模の変化傾向に関してモデル間の一致が無いことが、強制された応答に関するモデルの実際の不一致ではなく、内部変動の結果であることを示すため、モデルの確実性を定量化して表示するより良い手法が開発されている。気候変動の長期的な大規模スケールの予測における不確実性を特徴付けるための情報源や手段についての理解は AR4 以来あまり変わっていないが、新しい実験や研究はより完全で厳密な特徴付けを目指した取り組みを続けている。{9.7.3、12.2、12.4.1、12.4.4、12.4.5、12.4.9; Box 12.1}

過渡的実験における気温と降水の変化の地理的パターンが安定的であることは定着しており、CMIP5 モデルでも確認されている(Box TS.6 図 1)。パターンは時間やシナリオにかかわらず類似しており、一次近似としては世界平均気温変化によってスケールアップできる。なおこの手法の有効性については、強い緩和シナリオや、局所的な強制力(エアロゾルなど)が顕著で時間的に変動するシナリオ、また平均的な季節平均気温や降水量以外の変数について適用した場合には、まだ限界が残っている。{12.4.2}

TS

全てのシナリオにわたる人為起源エアロゾル排出量の幅は、近未来の気候予測、特に地域規模の予測や水循環の変数に対して、長寿命の GHG の幅よりも大きな影響がある。RCP シナリオは、SRES や代替シナリオで示された将来のエロゾル排出量の範囲にわたるものではない(Box TS.6)<sup>訳注 R</sup>。{11.3.1、11.3.6}

大気質の向上のためあるいは化石燃料による CO<sub>2</sub> 排出低減の一環として硫酸塩エアロゾルの急速な排出削減が行われる場合、それによって急速な近未来の温暖化がもたらされることが中程度の確信度で言える。付随する CH<sub>4</sub> 排出抑制がこの硫酸塩由来の温暖化の一部を相殺することの証拠はあるが、排出量の減少に応答して大気中濃度が減少する時間スケールは物質によって異なるため、CH<sub>4</sub> 排出の緩和による寒冷化は硫酸塩排出の緩和による温暖化よりもゆっくと現れるだろう。黒色炭素エアロゾルの除去も硫酸塩の除去に伴う温暖化を弱めることができるかもしれないが、黒色炭素排出削減に対する地球全体の気温応答は、同時に排出される(反射性の)エアロゾルの削減とエアロゾルの間接的効果に依存しており、不確実性が大きすぎて正味の符号を決定できない。{11.3.6}

RCP の排出から化学反応性の GHG である CH<sub>4</sub> と N<sub>2</sub>O を予測する際の不確実性を含めると、その予測から得られる濃度の推移の幅は、CMIP5 気候モデルの強制に用いた RCP の濃度の幅よりも 30% 広くなる可能性が高い。農業、林業、土地利用の発生源からの排出推定値、大気中での寿命、及び化学フィードバックにおける不確実性を含めると、N<sub>2</sub>O、CH<sub>4</sub>、ハイドロフルオロカーボン類(HFCs)の量及びその放射強制力の幅ははるかに広がる。CH<sub>4</sub> の場合、2100 年までに、RCP8.5 の CH<sub>4</sub> 量の可能性が高い幅は、単一の値で与えられている RCP8.5 の CH<sub>4</sub> 量より 520 ppb 上に広がり、RCP2.6 の CH<sub>4</sub> の可能性が高い範囲は RCP2.6 の CH<sub>4</sub> の単一値より 230 ppb 下に広がる。{11.3.5}

自然起源の強制力の将来見通しに対する確信度は非常に低い。大規模な火山噴火は、最大で 1 平方メートル当たり数ワットの負の放射強制力をもたらす、その放射強制力の典型的な寿命は 1 年だが、将来噴火が起きる可能性とその時期についてはわからない。11 年の太陽周期を除き、全太陽放射照度の変化ははっきりしない。特に明記していない限り、

将来の火山噴火と、11 年ごとに繰り返される太陽周期以外の全太陽放射照度の変化は、評価された近未来及び長期の気候予測には含まれていない。{8、11.3.6}

## TS.5.3 気候システムの応答の定量化

観測された気候変動、気候モデル、フィードバック解析に基づく平衡気候感度(ECS)の推定値並びに古気候の証拠によれば、ECS は正で、その範囲は高い確信度で 1.5°C~4.5°C である可能性が高く、1°C 未満である可能性が極めて低く(高い確信度)、6°C を上回る可能性が非常に低い(中程度の確信度)。気候モデルにはふつう含まれない長期的フィードバックを含んだ千年規模の時間スケールにおける地球システム感度は、ECS よりもかなり高くなりうる(詳細は TFE.6 を参照)。{5.3.1、10.8; Box 12.2}

観測された気候変動と気候モデルに基づく、過渡的気候応答(TCR)は高い確信度で正であり、1°C~2.5°C の範囲にある可能性が高く、3°C を上回る可能性は極めて低い(詳細は TFE.6 を参照)。{10.8; Box 12.2}

人為起源炭素の累計総排出量に対する世界平均地上気温の変化の比率は、比較的一定でシナリオには左右されないが、大気中の炭素の割合のモデル累積値と過渡的気候応答の関数であるため、モデルには依存する。ある特定の気温目標に対し、早い年代に排出量が多ければ、後で約同量分の排出量を減らさなければならないことになる。累積炭素排出量に対する過渡的気候応答(TCRE)は、気温がピークに達する時までの累積排出量が約 2000 PgC 未満の範囲に関しては 1000 PgC 当たり 0.8°C~2.5°C である可能性が高い(高い確信度)(詳細は TFE.8 を参照)。{10.8、12.5.4; Box 12.2}

テーマ別注目要素

**TFE.6 | 気候感度とフィードバック**

フィードバックによって増幅される強制力に対する応答が気候変動であるという説明は、何十年も前から行われている。放射強制力 (RF) と気候フィードバックの概念は精緻化され続けており、今ではその限界に対する理解が深まっている。例えば、フィードバックの速さは地上の温暖化よりもはるかに速いかもしれないこと、フィードバックは強制力因子の種類に依存すること (温室効果ガス (GHG) と太陽の強制力など)、あるいは数百年から千年規模の (主に植生の変化と氷床に関連する) 固有の時間スケールを持っているかもしれないことなどである。モデルや観測結果における物理的フィードバックの解析は依然として、様々なシナリオにおける過渡的な将来の温暖化や気候感度に対する制約を提供するとともに、炭素循環フィードバックの推定値と併せて (TFE.5 を参照)、気候安定化あるいは気候目標に適合する GHG 排出量を決定する (TFE.8 を参照) ための、強力な枠組みである。{7.1、9.7.2、12.5.3; Box 12.2}

水蒸気/気温減率、アルベド、そして雲のフィードバックは、平衡気候感度の主要な決定因子である。こうしたフィードバックは全て正と評価されているが、その可能性については *可能性が高い* から *可能性が極めて高い* まで、異なるレベルが与えられている。したがって、正味のフィードバックは正であることと、これによって強制力に対する気候の黒体応答は増幅されることになることの *確信度は高い*。雲のフィードバックは引き続き最大の不確実性の要因となっている。水蒸気と気温減率の変化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*、黒体応答のほぼ 2 倍となる。気候モデルにおけるこれら 2 つの過程の平均値と範囲は IPCC 第 4 次評価報告書 (AR4) から基本的には変わっていないが、現在ではより強力な観測による証拠と、相対湿度の分布を決定付けるものに関する過程の理解が向上したことで裏付けられている。雲は気候の強制メカニズムに様々な形で応答し、個々の雲のフィードバックは正にも負にもなり得る。重要な課題としては、深い積雲対流と浅い積雲対流の両方の表現、氷雲における微物理過程、雲の生成及び消散過程の小規模変動の結果生じる部分的な雲量がある。大循環モデル (GCM) における雲のフィードバックを診断する新しい方法によって確実な雲の応答が明確化されているが、再現された雲フィードバックにおけるモデル間の開きの最も重要な原因は下層雲の雲量であることが引き続き示されている。全ての種類の雲に起因する正味の放射フィードバックは正である *可能性が高い*。この結論は、現在の気候モデルで現れている過程に加え、まだ考慮されていない過程による未知の寄与についてもっともらしい範囲を考慮に入れることによって得られる。現在のところ観測だけでは確実な直接的制約は与えられないが、今や複数の証拠が、上層雲の高度と雲の水平分布の両方における変化の正のフィードバックへの寄与を示している。下層雲の雲量による追加的フィードバックも、ほとんどの気候モデルで正となっているが、結果は十分に理解されておらず、観測によって効果的に制約されてもいないため、*確信度は低い*。{7.2.4~7.2.6、9.7.2}

気候モデルにおけるエアロゾル-雲過程の表現は、引き続き難しい課題となっている。気候モデルの解像度よりも大幅に小さいスケールでエアロゾルと雲が変動することや、そうしたスケールにおいて雲がエアロゾルに微妙な応答をすることは、予測可能な将来において気候モデルは引き続きエアロゾル-雲相互作用のパラメーター化、あるいはサブグリッドスケール<sup>【脚注 a】</sup>の変動を表現する他の方法に頼ることを意味する。これは、エアロゾル-雲相互作用に関連する強制力の推定値には、大きな不確実性があることを意味する。{7.4、7.5.3、7.5.4}

平衡気候感度 (ECS) と過渡的気候応答 (TCR) は、外部から加えられた放射強制力に対する地球規模での気候システムの温度応答を要約する有用な指標である。ECS は、大気中の二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) 濃度を 2 倍にした後の、年平均世界平均地上気温が平衡に達したときの変化と定義され、TCR は 70 年間 CO<sub>2</sub> 強制力が線形増加して CO<sub>2</sub> 濃度が 2 倍になった時点における年平均世界平均地上気温の変化と定義される (用語集を参照)。どちらの指標にも、こうした定義が意味するところよりも幅広い用途がある。すなわち、ECS は数世紀規模での大気組成の安定化に応答した最終的な温暖化を決定し、TCR は 50~100 年の時間スケールにおける一定の強制力の増加に続く任意の時点で予測される温暖化を決定する。{Box 12.2; 12.5.3}

ECS と TCR は、様々な証拠から推定できる (TFE.6 図 1 及び図 2)。推定値は気候モデルから診断された ECS と TCR の数値に基づいて得ることができ、あるいは、気候モデルにおけるフィードバックの解析、モデルにおける平均的気候及び変動性のパターンの観測との比較、古気候の記録から復元した気温の変動、火山噴火によってもたらされるようなエネルギー収支の短期的摂動の観測結果とモデル結果、工業化以前から観測された地上及び海洋温度の変化傾向によって、推定値を制約することができる。なお、多くの用途について、強制力-フィードバック解析の枠組みの限界と、フィードバックが時間スケールや気候状態に依存することは留意しておかなければならない。{5.3.1、5.3.3、9.7.1~9.7.3、10.8.1、10.8.2、12.5.3; Box 5.2; 表 9.5}

ECS への制約に関するより新しい研究は、工業化以前から観測されている温暖化、簡易で中程度の複雑さのモデルを用いた解析、改善された統計的手法、そしていくつかの異なったより新しいデータセットに基づいている。CMIP に基づく証拠は考慮せずに、古気候の制約とあわせると、こうした研究では ECS が 1.5°C~4.5°C の範囲内である *可能性が高く* (中程度の確信度)、1.0°C 未満である *可能性が極めて低い* ことを示している。{5.3.1、5.3.3、10.8.2; Box 5.2、Box 12.2}

(次ページに続く)



## TFE.6(続き)

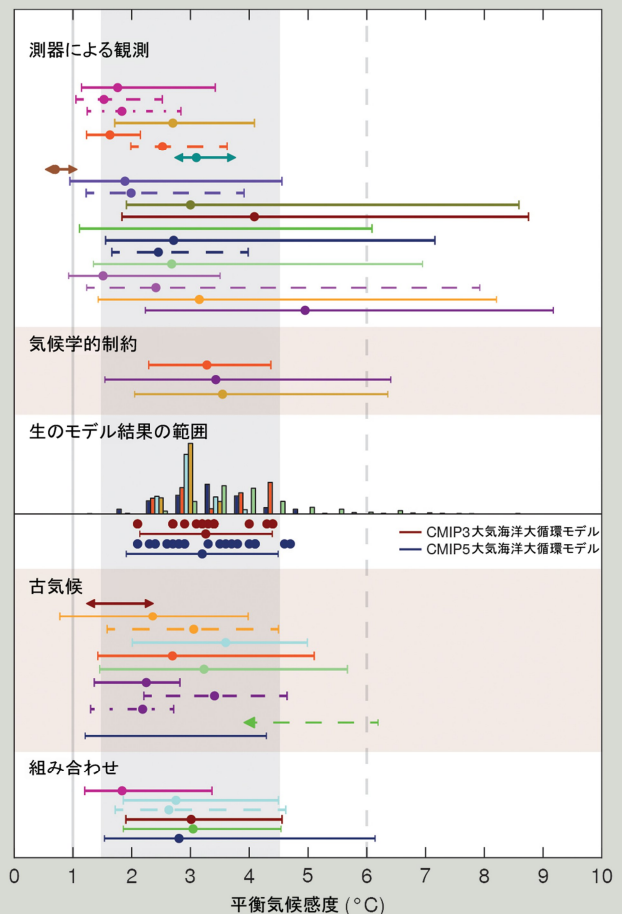
大気海洋大循環モデル(AOGCM)とフィードバック解析に基づく推定によると、ECSは $2^{\circ}\text{C}\sim 4.5^{\circ}\text{C}$ の範囲にあり、第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)のモデル平均はCMIP3と同程度の $3.2^{\circ}\text{C}$ であることが示されている。摂動パラメーターを用いたいくつかのアンサンブルモデルでは高い気候感度が見出されているが、摂動-物理アンサンブルと観測された気候との最近の比較により、ECSの値が $3^{\circ}\text{C}\sim 4^{\circ}\text{C}$ の範囲にあるモデルは多くの領域において誤差が最小であることがわかった。気候学的数量と気候感度との関係は特定の摂動パラメーター・アンサンブルモデルにおいてしばしば見出されるが、多くの場合この関係は、異なるモデルによる摂動パラメーター・アンサンブルモデル全体あるいはCMIP3及びCMIP5においては確実なものではない。評価した文献によれば、観測された平均気候や変動性でモデルを制約することによっては、CMIP3とCMIP5で考慮されている気候感度と過渡的応答の範囲を大幅に狭めることはできないことが示唆されている。摂動パラメーター・アンサンブルモデルとCMIP3に基づく研究は、 $2^{\circ}\text{C}$ 未満のECSでは、平均気候及び変動性の信頼できる表現を達成することは非常に難しいという結論を支持している。{9.2.2、9.7.3; Box 12.2}

最終氷期最盛期(2万1千年~1万9千年前)の復元とシミュレーションに基づいたECSの新たな推定によれば、推定値が $1^{\circ}\text{C}$ を下回ることと $6^{\circ}\text{C}$ を超えることの可能性は非常に低い。一部のモデルでは、雲のフィードバックの表現が異なるために、温暖気候と寒冷気候とで気候感度が異なっている。ゆっくりとしたフィードバック(例えば、氷床や植生など)を含む地球システムの感度の推定は、現在の気候状態の気候感度に関連させることが更に難しい。古気候状態からECSを推定する上での主な制限は、代替データの不確実性、データの空間被覆率、一部の強制力における不確実性、モデルデータ比較に用いるモデルの構造上の制限による。{5.3、10.8.2、12.5.3}

ECS又はTCRを制約するためのベイズ法は、どのような事前分布を想定するかに敏感である。ベイズ法は本質的には、観測された温暖化傾向、火山噴火、モデルの気候状態、古気候からの制約を組み合わせることによってより狭い推定値を算出することができ、既にいくつかの研究でそれは行われているが、それを確実に行うにはどうすればよいかという点についての合意はない。このアプローチは、様々な証拠の独立性に関する想定、モデルあるいはフィードバック推定値における共通のバイアスの可能性、個々の証拠にはバイアスが無いとの想定に敏感である。この評価における異なる推定値の組み合わせは、専門家の判断に基づいている。{10.8.2; Box 12.2}

上述のように、観測された20世紀の温暖化を含む観測された気候変動、気候モデル、フィードバック解析、古気候から得た証拠の組み合わせに基づく、ECSは高い確信度で $1.5^{\circ}\text{C}\sim 4.5^{\circ}\text{C}$ の範囲にある可能性が高い。ECSは正であり、 $1^{\circ}\text{C}$ 未満である可能性が極めて低く(高い確信度)、 $6^{\circ}\text{C}$ を上回る可能性が非常に低い(中程度の確信度)。ECS分布の末端については現在理解が深まっている。複数の証拠は、高い確信度でECSの値が $1^{\circ}\text{C}$ 未満である可能性は極めて低いことを示している。可能性の高い範囲の上限はAR4から変わっていない。可能性の高い範囲の下限は $1.5^{\circ}\text{C}$ となり、AR4の下限である $2^{\circ}\text{C}$ よりも低くなっている。この変化は、大気と海洋についてより幅広い記録を用いた、観測された気温変化に関する新しい研究から得た証拠を反映している。こうした研究は、可能性の高い範囲の下側部分において、観測された地表及び海洋の温暖化に最もよく適合するECSの値を示唆している。これらの研究は、純粋に観測によるものではない点に留意されたい。というのは、放射強制力への応答の推定値をモデルから求めなければならないためである。さらに、海洋の熱吸収における不確実性は依然としてかなりある。簡易モデルにおいて短期変動を考慮することにはまだ困難が多く、内部変動によって強く影響されているかもしれない短期間の変化を重視しすぎないことが重要である。他方、ECSの値が $1.5^{\circ}\text{C}\sim 4.5^{\circ}\text{C}$ の範囲の上側部分にある、観測された気候状態を用いたAOGCMは、観測された気候状態と非常に高い一致度を示すが、それらのモデルでは雲などの重要なフィードバックのシミュレーションが未だ課題となってい

(次ページに続く)



TFE.6 図1 | 平衡気候感度の確率密度関数、分布、範囲。図10.20bとIPCC第4次評価報告書(AR4)に示された気候学的制約(Box AR4 10.2 図1)の組み合わせ、及びCMIP5の結果(表9.5)に基づく。灰色の陰影部分は可能性の高い $1.5^{\circ}\text{C}\sim 4.5^{\circ}\text{C}$ の範囲、灰色の実線は可能性が極めて低い $1^{\circ}\text{C}$ 未満の範囲、灰色の破線は可能性が非常に低い $6^{\circ}\text{C}$ を上回る範囲を示す。説明全文と詳細については、図10.20b及び第10章補足資料を参照。{Box 12.2 図1}

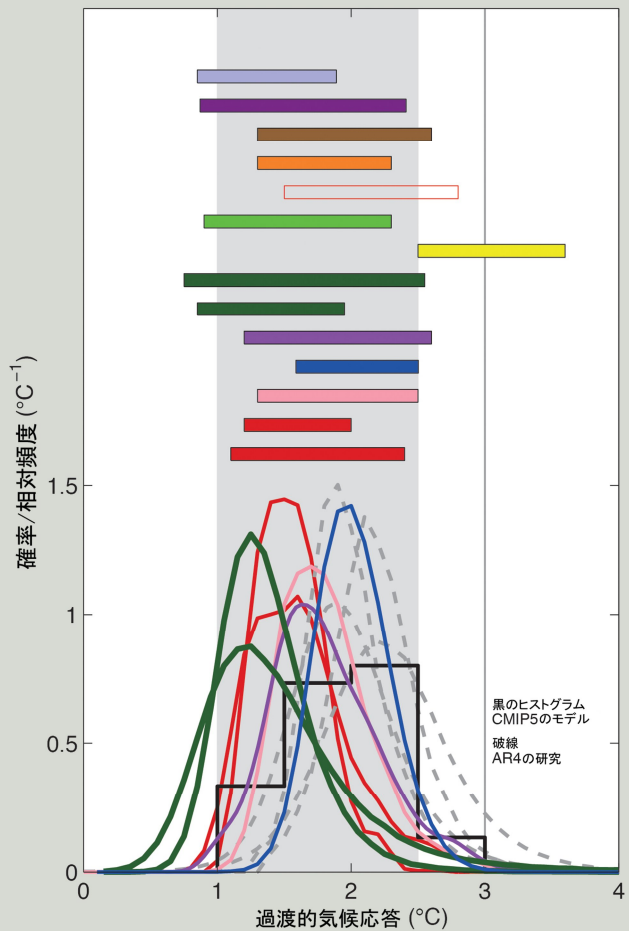
TFE.6(続き)

る。観測された温暖化と古気候、及び気候モデルからの推定値はその不確実性の範囲内で整合していて、それぞれが多くの研究や複数のデータセットによって裏付けられており、これらを複合すると、評価された可能性の高い範囲に対して高い確信度を与える。この評価された範囲は以前の報告書と同様ではあるが、より明瞭な人為的シグナルを伴う高品質でより長期の観測記録、過程のより深い理解、古気候復元によって得られたより多くのより理解の進んだ証拠、はるかに多くの過程をより現実的に捉えているより高解像度のより良い気候モデルの結果として、現在の確信度は以前よりもはるかに高い。これらの様々な証拠は、評価された可能性の高い範囲(1.5°C~4.5°C)を個々に裏付けている。{3.2、9.7.3、10.8; Box 9.2、Box 13.1}

数世紀かそれ以上の時間スケールにおいては、それぞれ固有の時間スケールをもつ追加的なフィードバック(例えば、植生、氷床)が重要になるかもしれないが、これらは AOGCM では通常モデル化されていない。千年規模の時間スケールにおける CO<sub>2</sub> の倍増の結果生じる平衡気温応答、あるいは地球システム感度はあまり十分に制約されないが、ECS よりは大きくなる可能性が高く、より低い大気中 CO<sub>2</sub> 濃度は、温暖化を所与の気温水準以下に制限することに適合することを意味している。こうしたゆっくりとしたフィードバックは、世界平均気温変化に比例する可能性が低く、地球システム感度が時間とともに変化することを示唆している。地球システム感度の推定値は、現在の気候状態の気候感度と関連させることも難しい。{5.3.3、10.8.2、12.5.3}

放射強制力が増加しつづけるシナリオの場合には、ECS よりも TCR のほうが将来の気候変動についてより多くの情報を与える指標となる。今回の評価では高い確信度で、TCR は CMIP5 による 5~95%の推定範囲(1.2°C~2.4°C)に近い、1°C~2.5°Cの範囲に収まる可能性が高く、正であって、3°Cを上回る可能性は極めて低いと結論づけている。ECS の場合と同様、これは専門家が評価した範囲であり、異なる複数の、部分的には独立した証拠によって裏付けられており、証拠はそれぞれが複数の研究、モデル、データセットに基づいている。TCR は、GHG 濃度の増加に対する応答パターンを特定する検出/原因特定研究を含む、観測された地上気温、海洋の熱吸収、放射強制力の地球規模の変化と、CMIP3 及び CMIP5 の結果から推定されている。TCR の推定は、それに影響する状態又は時間依存のフィードバックに関する難しさが少なく、海洋によってどれだけエネルギーが吸収されているかに関する不確実性による影響が少ない。ECS とは異なり、観測された温暖化からの推定と AOGCM から推定される TCR の範囲はよく一致しており、21 世紀にわたる予測の不確実性の評価に対する我々の信頼を高めている。

評価された ECS と TCR の範囲は、観測された温暖化、推定された強制力、予測された将来の温暖化と大部分整合している。AR4 とは対照的に、証拠と研究の間で最良推定値の一致が見られないことと、観測された温暖化に基づく推定の不確実性に対する理解が高まったため、ECS に最良推定値は与えられていない。ECS の値が可能性の高い範囲の上側部分にある気候モデルは観測された気候状態と非常によく一致している一方、観測された気候変動からの推定値は、可能性の高い範囲の下側部分にある ECS の値で観測された地上及び海洋の温暖化によく適合させる傾向がある。観測された温暖化に基づく推定値において、最も可能性の高い値は観測及びモデルの不確実性、気候の内部変動性、事前に与えられる ECS の分布<sup>[訳注 a)]</sup>についての想定に敏感である。さらに、「最良推定値」と「最も可能性の高い値」は、研究によっていろいろな定義がなされている。{9.7.1、10.8.1、12.5.3; 表 9.5}



TFE.6 図 2 | 異なる研究から得られた過渡的気候応答の確率密度関数、分布、範囲(5~95%)。図 10.20a 及び CMIP5 の結果(黒のヒストグラム、表 9.5)に基づく。灰色の陰影部分は可能性の高い 1°C~2.5°Cの範囲、灰色の実線は可能性が極めて低い 3°Cを上回る範囲を示す。説明全文と詳細については、図 10.20a 及び第 10 章補足資料を参照。{Box 12.2 図 2}

【訳注 a】サブグリッドスケール: モデルで使用される格子間隔よりも小さなスケールのこと。

【訳注 b】ベイジ推定において事前に与えられる確率分布のこと。

## TS.5.4 近未来の気候変動

近未来に対する十年規模の気候予測により、既存の季節～年々(数ヶ月から1～2年)予測あるいは長期(21世紀半ば及びそれ以降)の気候変動予測からは入手できない情報が得られる。季節～年々の時間スケールの予測を行う場合には、あらかじめ初期気候状態を正確に推定する必要があり、外部強制力の詳細は相対的に重要度が低い<sup>12</sup>。一方、長期気候予測は推定された外部強制力に大きく依存し、内部変動の初期状態にはほとんど依存しない。推定される近未来の気候は、(過去の外部強制力に応答した海洋の慣性によって生じる)不可避な温暖化、気候システム内部で生じる変動の将来の推移、そして外部強制力の将来の経路によって変わってくる。10年ほど先の近未来予測では(図 TS.13)、気候システム内部の変動を正確に描写できるかどうかで結果が大きく変わることになる。{11.1、12、14}

海洋の熱慣性のため、過去の GHG 排出に起因する近未来のさらなる温暖化は避けられない。こうした温暖化は近未来の継続的な GHG 排出によって増大し、また近未来に観測される気候は気候システム内部で生じる変動によっても強く影響を受けるだろう。前回の IPCC 評価報告書では外部強制力による将来気候の変化分を記述するのみで、気候システム内部の変動を初期値化する試みは行われなかった。これに対して、十年規模の気候予測では、将来の気候変動のうち外部強制力によるものと、内部で生成されるもののいずれも予測しようとするものである。近未来予測では日々の天気現象の推移について詳細な情報を提供することはない。その代わりに、近未来の気候において日々の天気現象に関わる統計量が、将来、時間とともにどう変化していくかについて推定した結果を提供することができる。{11.1、11.2.2; Box 11.1; FAQ 11.1}

過去事例の予測実験が予報の品質の評価に用いられた。地球上の広範な領域及び地球全体の平均について予測結果と観測を照らし合わせて検証した場合、10年先までは正の予測スキルを示すことの確信度は高い。観測に基づいて初期値化して予測をすることで、予測開始数年間の年平均気温予測のスキルと、10年先までの世界平均地上気温及び北大西洋、南太平洋の幾つかの地域、熱帯インド洋における気温予報のスキルを向上させる(高い確信度)。これらの領域では、外部強制力の気温への影響が支配的であることもある程度は寄与しているためである。確率的気温予測は、地球全体で平均した変化傾向が正しく表現できていることから統計的に信頼できるが(信頼性の定義については 11.2.3 節を参照)、確率を複数モデルによるアンサンブルから計算すると地域規模ではまだ信頼できない。2000～2005年の期間に初期値化された予測では、最近の世界平均気温に見られる気温上昇の停滞(ハイエイタス)の表現が、初期値化しなかった場合と比べて改善されている。外部強制力によって大きな変化傾向が見られる大陸域の降水についての予測にも、正のスキルがある。{11.2.2、11.2.3; Box 9.2}

### TS.5.4.1 予測された近未来の気候の変化

近未来の気候予測<sup>注5</sup>では、GHG シナリオへの依存性はモデル間のばらつきに比べて小さいが、エアロゾル排出量の不確実性に対しては、特に地域規模で、また水循環の変数

に相当の感度を示す。地域によっては、土地利用変化に対する降水量や平均気温及び極端な気温の局所的、地域的な応答が、大規模な GHG 及びエアロゾルの強制力の変化に起因する応答よりも大きくなるだろう。これらのシナリオでは、将来大規模な火山噴火がないことと、人為起源のエアロゾル排出が近未来には急速に減少することを前提としている。{11.3.1、11.3.2、11.3.6}

### TS.5.4.2 予測された近未来の気温の変化

著しいが一時的な寒冷化をもたらす大規模火山噴火が起こらず、太陽放射照度に将来顕著な長期変化がないと仮定した場合、2016～2035年の世界平均地上気温偏差は1986～2005年平均と比べて+0.3℃～+0.7℃の範囲に収まる可能性が高い(中程度の確信度)。これは複数の証拠に基づいている。この範囲は CMIP5 モデルによって得られる 2012～2035年における変化傾向の 5～95%の範囲と整合する。また、2006～2012年を基準期間とし、一部のモデルが人為起源強制力に過度に敏感である可能性を示す証拠を考慮に入れて上限と下限を10%削減した上での、4つの全ての RCP シナリオに対する CMIP5 の 5～95%の範囲である 0.36℃～0.79℃とも整合する(表 TS.1 及び図 TS.14 を参照)。{11.3.6}

GHG 濃度が高いほど、また、硫酸塩エアロゾルの量が少ないほど温暖化は進む。近未来では、概して、単一の気候モデルによる世界平均地上気温の全 RCP シナリオ間での差のほうが、単一の RCP シナリオによる複数の気候モデル間での差よりも小さい。例えば、2030年については、CMIP5 アンサンブルの世界平均気温の中央値は RCP シナリオ間で最大 0.2℃の差となっているが、各 RCP に対するモデル間のばらつき(17～83%の範囲と定義)は約 0.4℃になる。シナリオ間のばらつきは時間の経過とともに大きくなり、2050年までにはモデル間のばらつきと同程度になる。地域的には、RCP シナリオ間での地上気温のばらつきは北極域で最も大きくなる。{11.3.2、11.3.6}

予測された世界平均気温の上昇から、とりわけ高濃度の GHG 排出シナリオほど、1850～1900年の平均気候に対する温暖化が新たな水準にまで超えてしまうであろうという高い確信度の示唆が得られる。1850～1900年の基準期間に比べると、RCP4.5又はRCP6.0シナリオの下では、2016～2035年の期間平均の世界平均地上気温はどちらかと言えば1850～1900年の平均よりも1℃以上高く、1850～1900年の平均より1.5℃以上高くなる可能性は非常に低い(中程度の確信度)。{11.3.6}

1991年のピナトゥボ火山噴火と同様の規模の火山噴火が将来起きれば、噴火の後の年は世界平均地上気温は約0.5℃急降下し、その後数年間で回復するであろう。より大きな噴火が起きるか、複数の噴火が時間をおかず発生する場合には、より大きくかつより持続的な影響をもたらすだろう。{11.3.6}

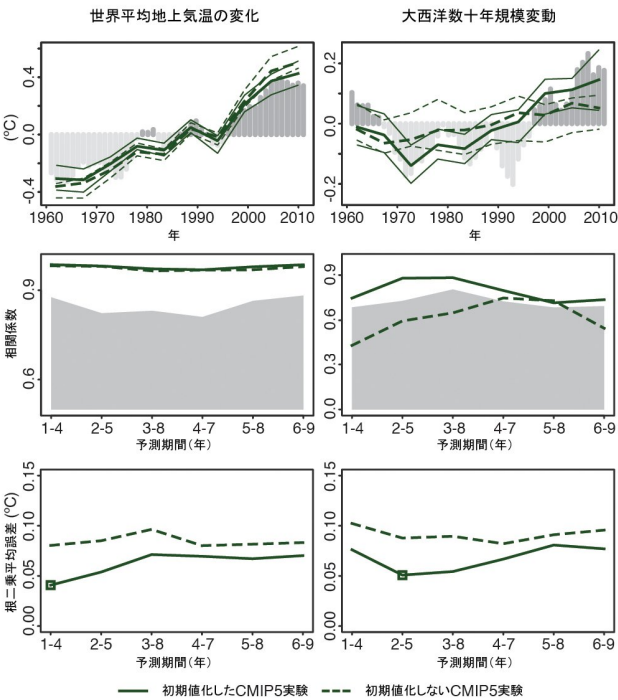
太陽放射照度に起こりうる将来の変化は、世界平均地上気温の上昇率に影響する可能性があるが、この影響は大気中 GHG 濃度の増加の影響に比べれば小さいことの確信度は高い。{11.3.6}

RCP シナリオを用いて CMIP5 モデルが予測した近未来の温

<sup>12</sup> 季節～年々予測には外部強制力の影響を含めることが一般的である。

暖化の空間パターン(図 TS.15)は、AR4 のものとおおむね一致している。AR4 の記述と変わらず、今後数十年間における人為起源による地上気温の上昇は、海洋より陸域のほうが急速に進む **可能性が非常に高く**、北極域における冬季の人為起源による昇温は地球全体での平均よりも大きくなる **可能性が非常に高い**。自然の内部変動の自然状態(バックグラウンド)での変動度と比べると、基準期間に対する人為起源の温暖化は中緯度域よりも熱帯及び亜熱帯域のほうが大きくなると見込まれることの **確信度は高い**。{11.3.2}

今後数十年間に、陸域のほとんどの地域において、暑い日



**図 TS.13** | 2 つの「[正誤表参照]」気候指数についての十年予測の品質。(上)世界平均地上気温(左)と大西洋数十年規模変動(AMV、右)の 2 つ「[正誤表参照]」の気候指数についての、初期値化を行った再予報(実線)と、対応する初期値化を行わない再予報(点線)の、予報の 2 年目から 5 年目の平均のアンサンブル平均。観測の時系列は濃い灰色(正の偏差)と薄い灰色(負の偏差)の棒グラフで表しており、世界平均気温と AMV には、それぞれ米国ゴダード宇宙科学研究所による地上温度解析(GISTEMP)及び米国海洋大気庁による歴史的海面水温解析(ERSST)を用いた。予測の時間平均と整合させるため、観測値についても 4 年移動平均を適用した。再予報の結果については、1960~2005 年の期間で 5 年ごとに行われた結果を、CMIP5 の初期値化した場合(実線)と初期値化しない場合(点線)について示してある。複数モデルによるアンサンブルの下位及び上位四分位点を細い線で示した。AMV 指数は、赤道から北緯 60 度及び西経 80 度から西経 0 度までの領域で平均した海面水温(SST)偏差から、南緯 60 度から北緯 60 度までの全海洋で平均した SST 偏差を差し引いた値として計算している。なお、左右の図で縦軸の目盛が異なっていることに注意されたい。(中)CMIP5 の 3 つの再予報の初期値化した場合(実線)と初期値化しない場合(破線)の 4 年平均値の観測との相関係数を各年の予報ごとに示す。 $t$  分布の片側信頼水準 95%を灰色で表している。有効サンプルサイズは、観測時系列の自己相関を考慮して計算された。両側  $t$  検定(観測時系列の自己相関を考慮して有効サンプルサイズを計算した場合)によって、初期値化した場合と初期値化しない場合の予測の相関係数に、90%以上の信頼水準での統計的に有意な差は見いだせなかった。(下)予測期間ごとのアンサンブル平均予報の根二乗平均誤差(RMSE)。初期値化した場合(実線)と初期値化しない場合(破線)の CMIP5 再予報の 4 年平均のそれぞれについて示す。両側  $F$  検定(観測時系列の自己相関を考慮して有効サンプルサイズを計算した場合)を用いて、初期値化した場合と初期値化しない場合の RMSE の比を調べた。90%以上の信頼水準で統計的に有意な差のある予測を四角のマークで示している。{図 11.3}

と暑い夜の頻度は増加し、寒い日と寒い夜の頻度は減少する **可能性が高い**。モデルは、熱波と継続的な高温の継続時間、強度、空間的広がりが近未来に増加することも予測している。これらの変化は、平均状態の温暖化とは異なる速度で進むかもしれない。例えば複数の研究によれば、ヨーロッパの夏季気温は頻度分布で高いパーセンタイルに相当する気温の方が平均気温よりも早く昇温することが予測されている。(TFE.9も参照)。{11.3.2}

**TS.5.4.3 予測された近未来の水循環の変化**

帯状平均降水量は、高緯度域と一部の中緯度域で増加する **可能性が非常に高く**、亜熱帯域ではどちらかと言えば減少する。より地域的な規模で見ると、降水量の変化は自然の内部変動、火山強制力、人為起源のエロゾルによる複合的な影響に支配されるかもしれない。{11.3.2}

今後数十年間にわたり、地表面付近の比湿は増加する **可能性が非常に高い**。多くの地域で蒸発量が増加する **可能性は高い**。予測されている土壌水分と地表面流出の変化については、**確信度は低い**。{11.3.2}

近未来には、大雨現象の頻度と強度が陸域で増加する **可能性が高い**。こうした変化の主な駆動要因は大気中の水蒸気量の増加だが、大気循環の変化による影響も受ける。地域規模の変化は自然変動に強く影響を受けるとともに、将来のエロゾル排出量、火山強制力、土地利用の変化の成り行きにも依存するため、地域規模における人為起源の強制力の影響はさほど明白ではない(TFE.9も参照)。{11.3.2}

**TS.5.4.4 予測された近未来の大気循環の変化**

気候の自然変動と複数の放射強制力因子(火山、GHG、オゾン、人為起源エロゾルなど)は全て、近未来の大気循環の変化に寄与するだろう。例えば、年平均ハドレー循環と南半球の中緯度偏西風は極方向に移動する **可能性が高い**。一方、予測されている成層圏オゾンの回復と GHG 濃度の増加はハドレー循環の幅と南半球の低気圧経路の南北の位置に対してそれぞれ反対の影響を及ぼす **可能性が高い**。したがって、ハドレー循環と中緯度偏西風が、最近数十年ほど急速に極方向へ広がり続ける **可能性は低い**。{11.3.2}

北半球低気圧経路の位置と強さの近未来予測の **確信度は低い**。近未来においては、予測されている GHG の影響よりも自然変動のほうが大きい。{11.3.2}

21 世紀中頃までに、熱帯低気圧の強度と頻度が変化するかどうか海域規模で行った予測は、全ての海域について **確信度が低い**。この **確信度の低さ**は、近未来の熱帯低気圧活動を調べた研究の数が少ないこと、熱帯低気圧活動について発表されている予測間に差異があること、自然変動の役割が大きいことを反映している。北大西洋における熱帯低気圧の強度が増加するという近未来予測の **確信度は低い**。というのは、この予測は、一部は北大西洋のエロゾル負荷が減少すると予測に負っているためである。{11.3.2}

世界平均した近未来の地上気温変化(1986~2005年平均からの差)

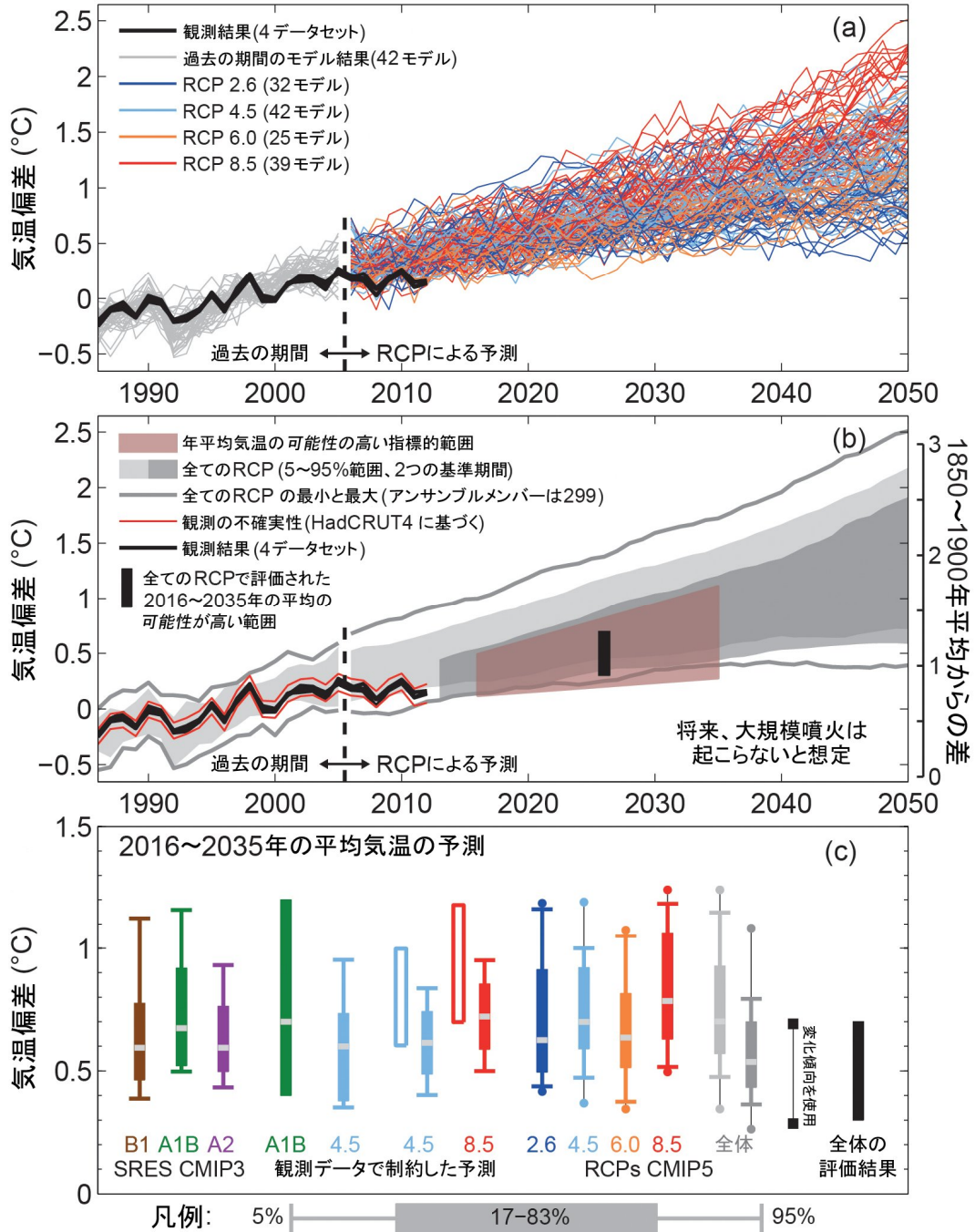


図 TS.14 | 世界平均地上気温の近未来予測のまとめ。(a)全 RCP についての CMIP5 モデル(灰色と各色の線、1 モデル当たり 1 アンサンブルメンバー)による 1986~2050 年の年平均世界平均地上気温の(過去期間の再現と)予測(1986~2005 年に対する偏差)、及び 1986~2012 年における観測に基づく 4 つの推定値の平均(英国ハドレー・センター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセットバージョン 4 (HadCRUT4)、ヨーロッパ中期予報センター(ECMWF)による全球大気・地表状況の暫定再解析(ERA-Interim)、ゴダード宇宙科学研究所による地表温度解析(GISTEMP)、そして米国海洋大気庁(NOAA)による解析;黒線)。(b)(a)と同様、ただし、それぞれの 5~95%範囲を表示。CMIP5 モデル実験については 1986~2005 年を基準期間とした場合(薄い灰色の陰影)と、2006~2012 年平均と 1986-2005 年平均の観測による差である 0.16°Cを加味して 2006~2012 年を基準期間とした場合(濃い灰色の陰影)のそれぞれについて示す。2006 年以降のパーセンタイルは、わかりやすくするために 5 年移動平均により平滑化した。CMIP5 の全てのアンサンブルメンバーの最大値と最小値を、1986~2005 年を基準期間として、同様に平滑化し、灰色の線で示す。黒線の時系列は年平均の観測推定値である。赤い陰影部分は、2016~2035 年における年平均世界平均地上気温の可能性の高い範囲で、(b)と(c)の両方で黒い縦のバーで示した「全 RCP シナリオで評価された」2016~2035 年に対する 20 年平均世界平均地上気温偏差の可能性の高い範囲に基づく(詳細は本文を参照)。右側の 1850~1900 年の平均気候に対する気温スケールは、1986~2005 年以前の世界平均地上気温の昇温を HadCRUT4 から 0.61°Cと推定して表示している。(c)1986~2005 年に対する 2016~2035 年の平均世界平均地上気温偏差の予測のまとめ。各列の太いバーと実線で示した範囲はそれぞれ、以下の予測についての 66%、90%の信頼幅を示す。制約をしていない SRES シナリオによる CMIP3 と RCP シナリオによる CMIP5 の予測、観測データを用いて制約した SRES A1B 並びに RCP4.5 及び RCP8.5 シナリオの予測、(b)の 2 つの基準期間による全 RCP シナリオ平均の制約をしていない予測(薄い灰色と濃い灰色;これは(b)と整合している)、CMIP5 予測による 2012~2035 年の変化傾向と観測された 2012 年の世界平均地上気温偏差を用いて推定した 90%の信頼区間、「全 RCP シナリオで評価された」可能性の高い(>66%)範囲。CMIP5 による推定値の丸い点は、全アンサンブルメンバーのうちの最大値と最小値を表す。中央値(緑色で塗りつぶされたバーの場合は、最尤推定値)は、灰色の帯で示している。(図 11.25 を編集) 詳細は第 11.3.6 節を参照。{図 11.25}

TS.5.4.5 予測された近未来の海洋の変化

世界平均海面水温と鉛直平均水温は近未来に上昇する可能性が非常に高い。大規模な火山噴火がいくつも発生しなければ、2016～2035年間で平均した世界平均海面水温と鉛直平均水温は、1986～2005年の平均値よりも高くなる可能性が非常に高い。{11.3.3}

今後数十年にかけて、熱帯及び(特に)亜熱帯大西洋で塩分が増加し、熱帯太平洋西部で減少する可能性は高い。一般的に、大西洋子午面循環は2050年までに弱まる可能性が高い(中程度の確信度)。もともと、減退の速度と程度は非常に不確実であり、数十年間規模で強まる時期もあるかもしれない【正誤表参照】。{11.3.3}

TS.5.4.6 予測された近未来の雪氷圏の変化

RCP8.5に基づく予測では、今世紀半ばまでには北極海は9月にほぼ氷がなくなる(海氷面積が少なくとも5年連続で $1 \times 10^6 \text{ km}^2$ 未満)可能性が高い(中程度の確信度)。この評価は、北極域の海氷面積の気候学的平均状態と1979年から2012年にかけての変化傾向を最も現実に近く再現した複数のモデルの予測結果に基づいている。世界平均地上気温の上昇に伴い、北極域の海氷面積がさらに縮小し、氷厚も薄くなり、北半球高緯度では春季の積雪面積と地表付近永久凍土が減少する可能性は非常に高い(図TS.17、図TS.18)。予測されている南極域の海氷面積と体積の近未来の減少については、確信度は低い。{11.3.4}

TS.5.4.7 近未来での気候の急激な変化の可能性

地球規模又は地域規模の気候に、最近数十年間に見られた変化の速さと比較して急激な変化をもたらす得るメカニズムには様々なものがある。近未来にそのような変化が起きる可能性は、長期的に起きる可能性よりも一般に低い。このため、関連するメカニズムについてはTS.5の長期変化に関する節とTFE.5において主に評価している。{11.3.4}

TS.5.4.8 予測された近未来の大気質の変化

大気質(地表付近の大気中のオゾンやPM<sub>2.5</sub>)について予測された範囲は、物理的な気候変動よりもむしろ排出量(CH<sub>4</sub>を含む)によって主に決まる(中程度の確信度)。気候に起因する変化への大気質の応答は、排出に起因する変化への応答より不確実性が大きい(高い確信度)。温暖化により、バックグラウンドの地上オゾンは地球規模で減少している(高い確信度)。CH<sub>4</sub>濃度が高ければ(RCP8.5、SRES A2)、この減少を相殺し、CH<sub>4</sub>の変化が小さいシナリオ(RCP4.5、RCP6.0など)と比較して、2100年までにバックグラウンドの地上オゾンを平均約8 ppb(現在の水準の25%)増加させる(高い確信度)。大陸規模では、SRESシナリオは大気質に関する法令は考慮されていなかったため、大気汚染水準は、SRESシナリオよりも新しいRCPシナリオに基づく予測のほうが低くなる(高い確信度)。{11.3.5、11.3.5.2; 図11.22及び図11.23ab、AII.4.2、AII.7.1～AII.7.4}

観測とモデルが示すところでは、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は、オゾンとPM<sub>2.5</sub>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)。局所的排出量にバックグラウンドレベルが合わさり、さら

に汚染の発生と蓄積につながる気象条件と合わされば、局所規模及び地域規模で極端な汚染現象を生み出すことが知られている。こうした極端現象に関連した気象のプロッキングの変化の予測については確信度が低い。PM<sub>2.5</sub>については、気候変動は、エーロゾルの降水による除去過程の変化と同様に、エーロゾルの自然発生源(野火、風塵、生物起源の前駆物質)を変化させるかもしれないが、PM<sub>2.5</sub>分布に対する気候変動の全般的な影響に対してはいかなる確信度も与えられない。{11.3.5、11.3.5.2; Box 14.2}

TS.5.5 長期の気候変動

TS.5.5.1 予測される地球規模の気温の長期変化

全てのRCPにおいて、世界平均気温は21世紀にわたって上昇し続けるだろう。21世紀半ば頃から、地球温暖化の速度はシナリオに強く依存し始める(図TS.15)。{12.4.1}

濃度駆動のRCPの仮定では、1986～2005年と比較した2081～2100年の世界平均地上気温(の上昇量)は、CMIP5モデルの5～95%の範囲に収まる可能性が高く、0.3℃～1.7℃(RCP2.6)、1.1℃～2.6℃(RCP4.5)、1.4℃～3.1℃(RCP6.0)、2.6℃～4.8℃(RCP8.5)となる(表TS.1を参照)。高い確信度で、CMIP5の5～95%範囲は、TCRの評価に基づけば、可能性が非常に高いというよりも、むしろ可能性が高いと評価される(TFE.6を参照)。

世界平均気温の変化に対するCMIP5の5～95%範囲は、21世紀中頃についても可能性が高いと評価されているが、確信度は中程度にとどまる。1850～1900年の平均状態との比較では、2081～2100年の期間で平均した世界平均地上気温は、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5では1850～1900年よりも1.5℃を超えて上昇する可能性が高く(高い確信度)、RCP6.0とRCP8.5では1850～1900年よりも2℃を超えて上昇する可能性が高い(高い確信度)と予測されている。RCP2.6では、1850～1900年に比べて気温が2℃を超えて変化する可能性は低い(中程度の確信度)。RCP8.5を除く全てのRCPにおいて2081～2100年までに昇温が4℃を超える可能性は低い(高い確信度)が、RCP8.5については、可能性はどちらも同程度となっている(中程度の確信度)。{12.4.1; 表12.2、表12.3}

TS.5.5.2 予測される地域規模の気温の長期変化

21世紀末には、陸域について地球全体で平均した気温変化が海洋について地球全体で平均した気温変化を1.4～1.7倍の範囲で上回る可能性が高いこと(確信度は非常に高い)。大西洋子午面循環が大きく弱まらなければ、北極域は最も昇温すると予測されている(非常に高い確信度)(図TS.15)。世界平均地上気温が上昇するにつれ、帯状平均した大気温度のパターンは、対流圏全体で上昇を、成層圏で低下を示しており、以前の評価報告書と一致している。特に明確な一致が見られるのは、熱帯上部対流圏と北半球高緯度である。{12.4.3; Box 5.1}

ほとんどの場所において、世界平均気温が上昇するのに伴い、極端な高温現象が増えて極端な低温現象が減少することはほぼ確実である。日々及び季節の両方の時間スケールにおいて、極端と定義される現象についてこうした変化が見込まれている。極端な高温現象の頻度、継続時間、大きさは、熱ストレスとともに増加が見込まれているが、たまに起こる冬

季の極端な低温現象は引き続き発生するだろう。低温現象の20年再現値は、ほとんどの地域で冬季平均気温を上回る率で上昇し、最大の変化は高緯度における低温の再現値に現れることが予測される。高温現象の20年再現値は、ほとんどの地域で夏季平均気温の上昇率と同程度かそれより大きな率で上昇すると予測される。RCP8.5では、ほとんどの陸上地域において21世紀末までに現在の20年に1度の高温現象がより頻繁に現れるようになり(頻度は少なくとも倍増し、多くの地域では1~2年に1度の現象になる)、現在の20年に1度の低温現象は非常にまれになる可能性が高い(TFE.9も参照)。(12.4.3)

モデルのシミュレーションによれば、熱帯及び中緯度域のほとんどにわたり将来雲量が減少し、その原因のほとんどは低層雲の減少にある。海洋境界層の雲の変化は、最も不確実である。緯度50度以上の高緯度域においては、雲量と雲の光学的厚さの増加、したがって雲の反射が増加するとされている。(12.4.3)

TS.5.5.3 予測される大気循環の長期変化

地球全体の気温が上昇するにつれ、海面気圧は高緯度域で低下し、中緯度域で上昇することが予測される。熱帯域では、ハドレー循環とウォーカー循環は弱まる可能性が高い。

RCP8.5では、21世紀末の時点で中緯度域ジェット気流が両半球とも極方向へ約1~2度移動する可能性が高く(中程度の確信度)、北半球のほうが移動は小さい。南半球夏季には、南半球における成層圏オゾン回復の付加的影響が南半球でのGHGに起因する変化と対立するが、正味の応答はモデルやシナリオによって大きなばらつきがある。特に北大西洋海域をはじめとして、北半球の低気圧経路の変化の予測には、かなりの不確実性が残っているため、その確信度は低い。ハドレーセルの幅は広がる可能性が高く、このことはつまり、熱帯域が広がり、亜熱帯乾燥帯が極方向に侵入することを意味する。成層圏では、ブリューワー・ドブソン循環が強まる可能性が高い。(12.4.4)

TS.5.5.4 予測される水循環の長期変化

温暖化する気候のもとで、地球規模において、相対湿度はおおまかには一定を保つと予測されているが、比湿は増加することが予測されている。予測される陸域と海洋での温暖化の差は、アフリカの熱帯域の一部を目立った例外とする他は、大気湿度化における変化を促進し、ほとんどの陸域で地表付近の相対湿度を少し減少させる(中程度の確信度)(TFE.1 図1を参照)。(12.4.5)

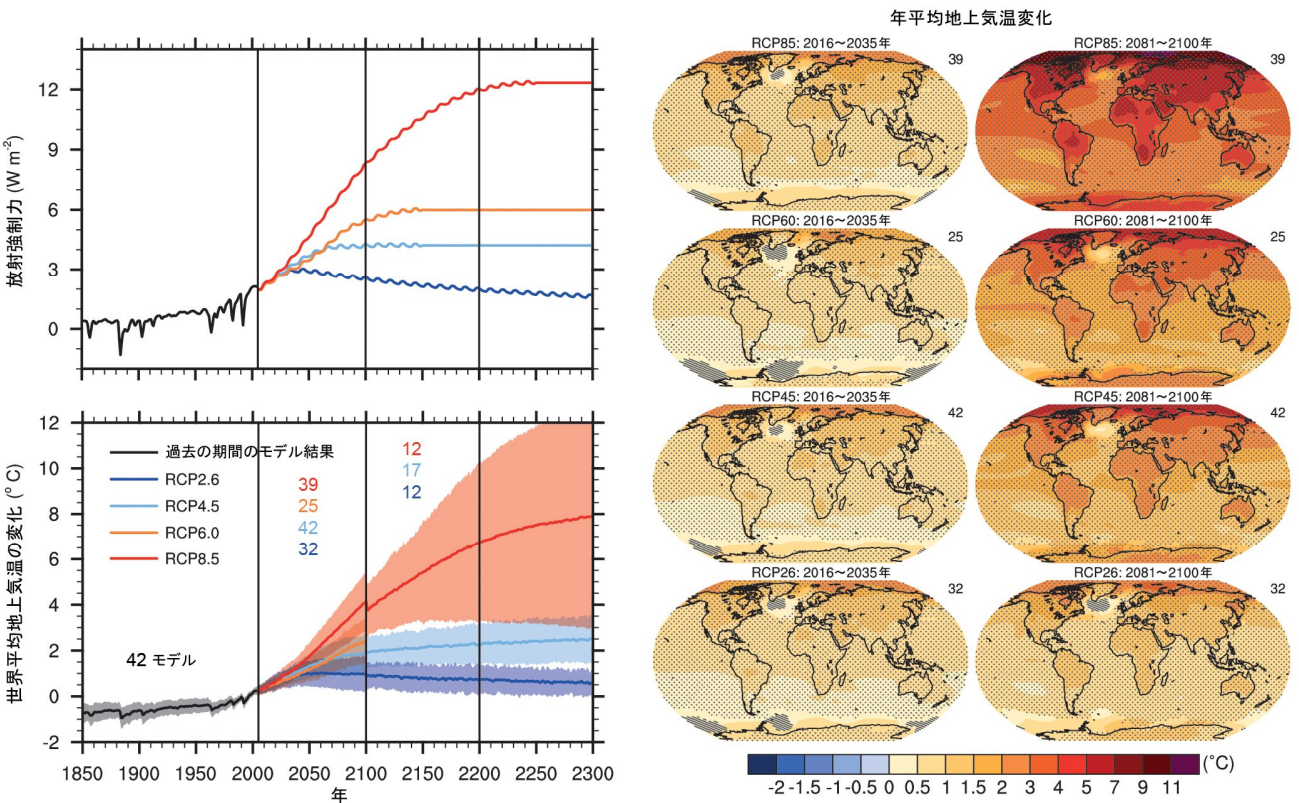


図 TS.15 | (左上)「温室効果ガスに起因する気候変動の評価のためのモデル」(MAGICC)というエネルギーバランスモデルに基づく、4つのRCPシナリオに対する地球全体で平均した全放射強制力。なお、CMIP5の各モデルにより計算された放射強制力はモデル間でわずかに異なる点に留意。(左下)CMIP5の濃度駆動型実験から得られた世界平均地上気温偏差(1986~2005年を基準とする)の時系列。予測は年平均に基づいて、それぞれのRCPについて複数モデル平均(実線)と個々のモデルの分布に対する標準偏差の±1.64倍(5~95%) (陰影)を示している。標準偏差の1.64倍の幅は1986~2005年平均と比較した2081~2100年の20年平均値に基づいており、21世紀末に関する可能性の高い変化量と解釈される。2100年で不連続となっているのは、21世紀以降延長して実行したモデル数が異なるためであり、物理的な意味はない。各線と同じ色で示した数値は、当該期間の結果に寄与したモデルの数を示す。分布図:RCP2.6、4.5、6.0、8.5についての2016~2035年及び2081~2100年における年平均地上気温変化の複数モデルによるアンサンブル平均値(基準期間を1986~2005年とする)。斜線部は、複数モデル平均のシグナルが内部変動の標準偏差の1倍未満である領域を示す。また点描影は、複数モデル平均の変化量が内部変動の標準偏差の2倍以上であり、かつ90%のモデルが同じ符号の変化を示している領域を示す。各図の右上隅の数値は、用いたCMIP5モデルの数を表している。関連する図SPM.7a及び図SPM.8aに関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。(Box 12.1; 図12.4、図12.5、図12.11; 付録I)

TS

表 TS.1 | 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。{12.4.1、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 <sup>(c)</sup>	平均	可能性が高い予測幅 <sup>(c)</sup>
世界平均 地上気温の変化(°C) <sup>(a)</sup>	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 <sup>(d)</sup>	平均	可能性が高い予測幅 <sup>(d)</sup>
世界平均 海面水位の上昇(m) <sup>(b)</sup>	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き、1986～2005 年平均に対して求めた偏差。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 年の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(AR4)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モデルの持つ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の効果を取り入れられない。{2.4、11.2、表 12.2、表 12.3}
- (b) 21 個の CMIP5 モデルに基づき、1986～2005 年平均に対して求めた海面水位偏差。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、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と、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%幅から計算されている。これらの幅は、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る。自然起源の内部変動が相対的に大きく、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ため、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できていないためである。{11.3}
- (d) モデル予測の 5～95%幅から計算されている。これらの幅は、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る。世界平均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。

長期的には、世界平均地上気温の上昇とともに地球規模で降水量が増加することはほぼ確実である。世界平均降水量の増加は、大気中の水蒸気の増加よりも 1°C 当たりの増加率が小さいだろう。RCP2.6 以外では、世界平均降水量は 1°C 当たり 1～3%増加する可能性が高い。RCP2.6 の場合、21 世紀末における CMIP5 モデルの感度範囲は 1°C 当たり 0.5～4%である。{7.6.2、7.6.3、12.4.1}

RCP8.5 の下では、温暖化した世界における平均降水量の変化は、かなりの空間的変動を示す。増加する地域もあれば減少する地域もあり、さらには全くこれといった変化のない地域もある(図 TS.16 を参照)。乾燥地域と湿潤地域との間の年平均降水量の差異、及び雨季と乾季との間の降水量の差異は、気温の上昇に伴って地球の大部分で増大することの確信度は高い。一般的な変化のパターンを見ると、高緯度陸域においては、RCP8.5 シナリオの場合、より高温になる対流圏での比湿の増加と熱帯からの水蒸気の輸送の増加とにより、今世紀末までに降水量は増加する可能性が高い<sup>[正誤表参照]</sup>。RCP8.5 シナリオでは、今世紀末までに中緯度及び亜熱

帯の多くの乾燥・半乾燥地域では降水量が減る可能性が高く、多くの湿潤な中緯度地域では降水量が増える可能性が高い。4 つの RCP シナリオに対する降水量変化の分布図が図 TS.16 に示されている。{12.4.2、12.4.5}

地球全体では、短期間の降水現象については、気温の上昇に伴い、個々の低気圧の強度が増し、弱い低気圧の数が減る可能性が高い。中緯度陸域の大部分と湿潤な熱帯域では、温暖化世界では極端な降水現象が強度と頻度ともに増すであろうことの可能性は非常に高い。年最大日降水量の 20 年再現値を地球全体で平均した感度は、局所的昇温 1°C 当たり 4%(CMIP3 モデル平均値)から局所的昇温 1°C 当たり 5.3%(CMIP5 モデル平均値)までの範囲になっているが、場所による違いが大きい。{12.4.2、12.4.5}

年間地表面蒸発量は、海洋の大部分においては世界気温の上昇につれて増加し、陸域では降水量と似たパターンに従って変化すると予測されている。RCP8.5 シナリオでは、年間河川流出量は 21 世紀末までに南ヨーロッパの一部、中東、



アフリカ南部において減少する可能性が高い。RCP8.5 シナリオでは 21 世紀末までに、北半球高緯度域において、年間河川流出量は冬季と春季の降水量の大幅な増加に対応して増加する可能性が高い。RCP8.5 シナリオでは 21 世紀末までに、現在乾燥している地域において、地域規模から地球規模で、土壌水分の減少と農業干ばつのリスクの増加が生じる可能性が高く、予測の確信度は中程度である。蒸発量の減少が目立つ地域には、アフリカ南部と地中海沿いのアフリカ北西部が含まれる。地中海沿岸域、米国南西部、アフリカ南部地域<sup>【正確表参照】</sup>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及び地上気温の上昇と整合していることから、RCP8.5 シナリオにおいては、21 世紀末までに地球全体の気温上昇につれてこれらの地域における地表面の乾燥化が進む可能性が高く、確信度も高い。地表面の湿潤化が予測されている地域では、その(湿潤化の)程度は 20 年の時間スケールにおける自然変動の幅よりも一般に小さい。CMIP5 モデルから予測される水循環の変化については、TFE.1 図 1 に要約が示されている。{12.4.5; Box 12.1}

#### TS.5.5.5 予測される雪氷圏の長期変化

21 世紀中には、世界平均地上気温の上昇に伴い、北極域の海氷の面積が一年を通じて縮小し厚さが薄くなり続ける可能性が非常に高い。同時にまた、南極域では海氷の面積と体積の減少が見込まれるが、確信度は低い。CMIP5 の複数モデルの予測によると、1986～2005 年と比較した 2081～2100 年における北極域の海氷面積の平均減少率は、2 月では RCP2.6 での 8%から RCP8.5 での 34%、9 月では RCP2.6

での 43%から RCP8.5 での 94%までの範囲となっている(中程度の確信度)(図 TS.17)。北極域の海氷面積の気候学的平均状態と 1979～2012 年の変化傾向を現実にかかなり近く再現するようなモデルによる評価に基づく、RCP8.5 においては今世紀半ばまでに、9 月に北極海の氷がほとんど存在しなくなる(海氷面積が少なくとも 5 年連続で  $10^6 \text{ km}^2$  未満になる)可能性が高い(中程度の確信度)。一部の気候予測では、5～10 年の期間にわたり夏季に北極域の海氷が急減(最近 10 年間に観測された減少よりもさらに急激に)することを示しており、そのような急速な氷の減少の事例が将来現れる可能性は高い。全球気候モデルにおいては、北極海が越年氷で覆われている状態から季節的に氷のない状態に移る中で、ある点を超えると海氷の減少が止められなくなり不可逆になるという転換点(又は臨界値)を示す証拠はほとんどない。南極域においては CMIP5 の複数モデル平均では 1986～2005 年と比較した 2081～2100 年の海氷面積減少率として、2 月では RCP2.6 での 16%から RCP8.5 での 67%、9 月では RCP2.6 での 8%から RCP8.5 での 30%までの範囲を予測している。ただし、モデル間に大きな開きがあることと、衛星時代に観測された南極域の海氷面積の全体的な増加を、利用可能なほぼ全てのモデルが再現できていないことから、上記の予測の確信度は低い。{12.4.6、12.5.5}

今世紀にわたる地球全体の気温上昇に伴い、北半球の積雪面積が減少する可能性は非常に高い。地球全体の気温上昇とともに、永久凍土面積が減少することはほぼ確実である。積雪面積は降水量と積雪の消耗の変化により変化するが、これらの働きは打ち消しあう場合もある。21 世紀末までの

#### 年平均降水量変化(2081～2100年)

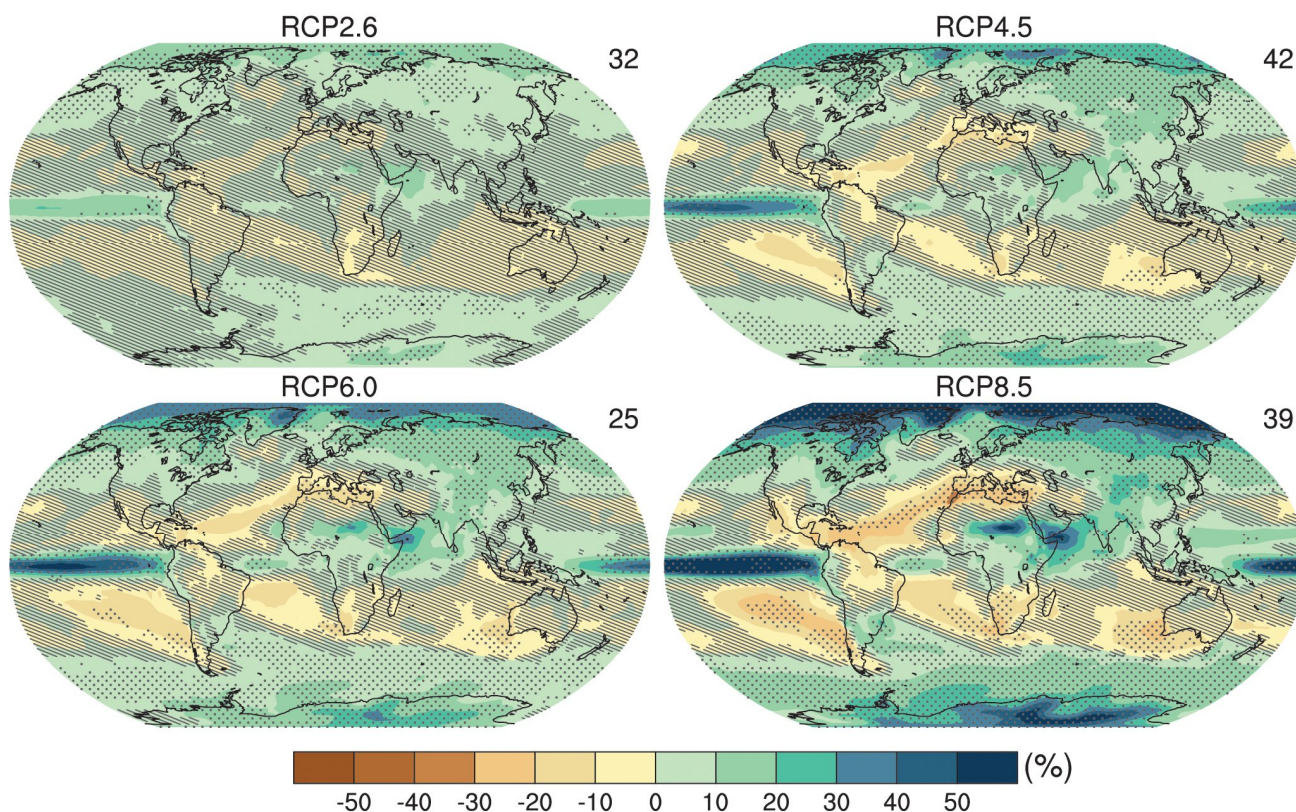


図 TS.16 | 2081～2100 年における平均降水量の変化率の分布図。RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 の各シナリオに対する複数モデルの結果を示している。変化は 1986～2005 年と比べたもの。各図の右上隅の数字は、複数モデル平均の算出に用いた CMIP5 モデルの数を表す。斜線部は、複数モデル平均で得られた結果が内部変動の標準偏差の 1 倍未満である地域を示す。また点描影は、複数モデル平均で得られた結果が内部変動の標準偏差の 2 倍以上であり、かつ 90%のモデルが同じ符号の変化を示している地域を示す(Box 12.1 参照)。関連する図 SPM.8b に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。{図 12.22; 付録 I}

北半球の春季の積雪面積の予測は、7 [3~10] %の減少(RCP2.6)から25 [18~32] %の減少(RCP8.5)まで幅広いが(図 TS.18)、全球気候モデルにおける雪の諸過程は非常に簡略化されているため、これらの数値の確信度は中程度にとどまる。永久凍土について予測される変化には、温暖化への応答だけでなく、その下の土壌を制御している積雪面積の変化に対する応答もある。21世紀末までに、モデルで診断される地表付近の永久凍土面積は37%(RCP2.6)から81%(RCP8.5)の間の割合で減少することが予測される(中程度の確信度)。{12.4.6}

TS.5.5.6 予測される海洋の長期変化

21世紀にわたって、地球全体の海洋は全てのRCPシナリオにおいて温暖化するだろう。亜熱帯と熱帯域の海面において、最も強い海洋の昇温が予測されている。より深い部分では、南大洋で最も顕著な昇温が予測されている。海洋の昇温の最良の推定値は、21世紀末までに水深100mまでで約0.6°C(RCP2.6)~2.0°C(RCP8.5)、水深約1kmで約0.3°C(RCP2.6)~0.6°C(RCP8.5)となっている。RCP4.5においては、21世紀末までに、海洋に吸収されるエネルギーの半分が水深700m以浅、85%が水深2000m以浅において取り込まれる。この表層から深層への熱輸送は時間スケールが長いので、GHG排出量が減少するか又は濃度が一定に保たれたとしても、海洋の昇温は数世紀にわたり続き、結果として海面水位の上昇に寄与し続けるだろう。(TS.5.7節を参照)。{12.4.3, 12.4.7}

TS.5.6 炭素循環及びその他の生物地球化学的循環の長期予測

CMIP5の地球システムモデル(ESM)を用いた2100年までの全球炭素循環の予測は、炭素循環と物理的気候システムの間における、より広範に及ぶ複雑な相互作用を示している。{6}

非常に高い確信度で、人為起源のCO<sub>2</sub>排出に対する海洋の炭素吸収は4つのRCP全てにおいて2100年まで継続し、高濃度となる経路ほど吸収量も大きくなる。陸域の炭素吸収が将来どう変化するかについては海洋よりもはるかに不確実である。大多数のCMIP5 ESMでは、陸域生態系による正味の炭素吸収が2100年まで継続することを予測している。しかし少数のモデルは、気候変動と土地利用変化の複合効果のため、2100年までにCO<sub>2</sub>の大気中への正味の放出が起こることを予測している。各モデルによる結果の大きな開きと、過程の表現の不完全さを考慮すると、モデルで得られた将来の陸域炭素量の変化の大きさに関する確信度は低い。{6.4.3}

北半球海水面積(9月)

2081~2100年

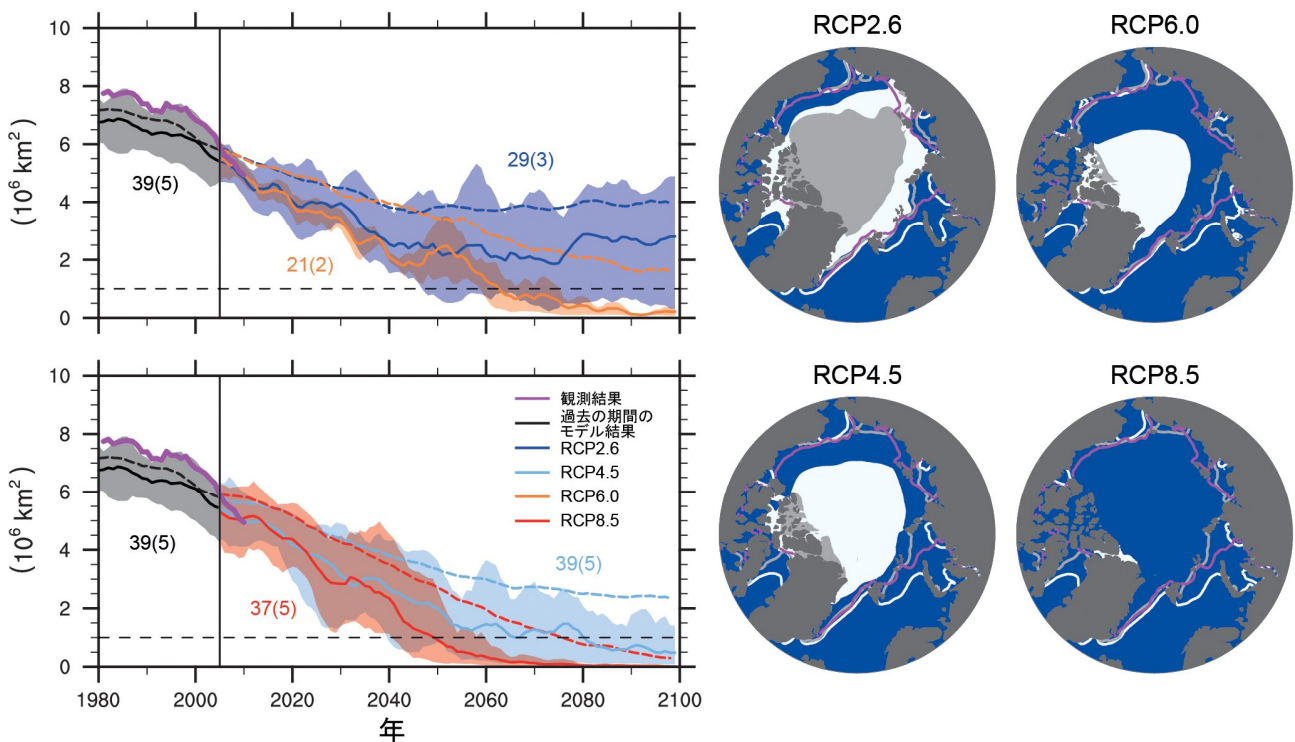


図 TS.17 | 20世紀末から21世紀全体にわたる北半球の9月の海水面積。RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5の各シナリオに対するCMIP5モデルの結果と、それに対応する2081~2100年の北半球の9月の海水面積の複数モデル結果を示した分布図。時系列には、複数モデル平均の計算に用いたCMIP5モデルの数を表示している(括弧内はサブセット)。時系列は5年移動平均で示してある。予測されている平均海水面積は、北極域の海水の気候学的な平均状態と1979~2012年の変化傾向を最も現実に近く再現したモデルのサブセットによるものを示しており(実線)、サブセットの最小と最大の範囲は陰影で表している。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。CMIP5の複数モデル平均は破線で示されている。分布図では、CMIP5の複数モデル平均は白、サブセットの結果は灰色で表されている。塗りつぶされた部分は2081~2100年の平均を、線は1986~2005年について平均した海水域の広がり(外縁)を示している。観測された海水面積は時系列ではピンクで示され、分布図では1986~2005年の平均としてピンクの線で示されている。関連する図SPM.7b及び図SPM.8cに関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。{図 12.18、図 12.29、図 12.31}

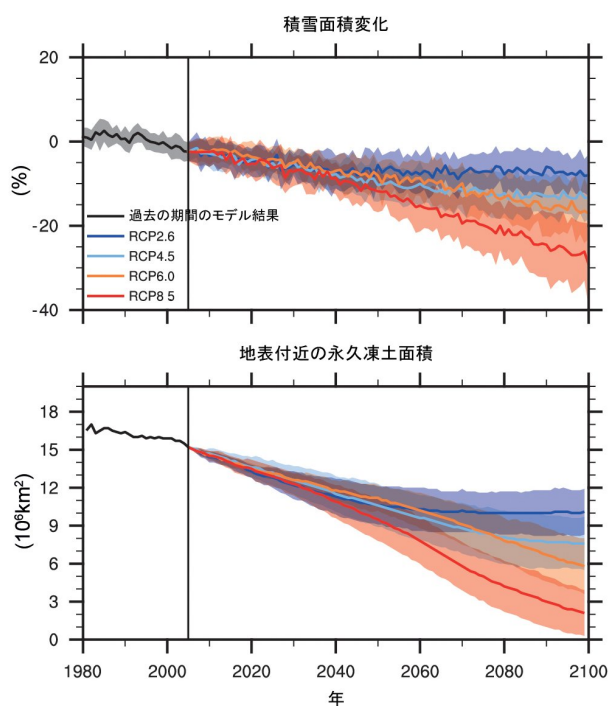


図 TS.18 | (上)北半球の春季(3月から4月にかけての平均)のCMIP5でシミュレートされた相対的積雪面積(RSCA)。5年格子で平滑化した春季積雪面積(SCA)を、基準期間1986～2005年の平均春季SCAによって除することで得たもの。(下)CMIP5で診断的に得られた北半球の地表付近の永久凍土面積。月平均地上気温と積雪深の20年平均を用いている。線は複数モデル平均を、陰影部分はモデル間の開き(標準偏差の1倍)を示している。{図 12.32、図 12.33}

大気中CO<sub>2</sub>の増加によって生じる地球全体の陸域及び海洋の炭素吸収源の増加を、気候変動が部分的に相殺することの確信度は高い。もっとも、CMIP5 ESMでは、気候に対する海洋及び陸域のCO<sub>2</sub>フラックスの応答には地域差がある。熱帯生態系では気候が温暖なほど炭素の貯蔵が少なくなることについての各モデル間の見解の一致度は高い。高緯度では温暖化によって陸域の炭素貯蔵が増すことについて、CMIP5 ESM間の見解の一致度は中程度だが、陸域炭素貯蔵の増加を相殺するかもしれない永久凍土での炭素の分解を含んだモデルはない。温暖化による永久凍土面積の減少が原因となって、現在凍結固定されている炭素の融解が生じることの確信度は高い。もっとも、CO<sub>2</sub>とCH<sub>4</sub>の大気中への排出による炭素損失量の大きさについては確信度は低く、RCP8.5に基づく2000年から2100年までの間に50～250 PgCの範囲となる。{6.4.2、6.4.3}

凍土からの炭素の減少は、現在の結合 ESM 予測に欠落している正の放射フィードバックを構成している。海洋の温暖化と循環の変化は、南大洋と北大西洋における海洋の炭素の吸収率を低下させるが、それにもかかわらずそれらの海域での炭素吸収が持続することについて、CMIP5 ESM間の見解の一致度は高い。{6.4.2}

新しい実験結果とモデリングに基づくと、4つのRCPシナリオにおいて、大気中CO<sub>2</sub>の増加が将来の陸域での炭素吸収に与える影響は、栄養分の不足によって抑制される可能性が非常に高い。利用可能窒素が低いことが、人為起源窒素の陸域への沈着を考慮したとしても、陸域での炭素貯蔵を制

限するだろうことの確信度は高い。(陸域の炭素貯蔵に対する)リン制限の役割はさらに不確かである。{6.4.6}

CO<sub>2</sub>濃度によって駆動された ESM によるシミュレーションでは、陸域及び海洋の炭素循環の表現によって、RCPシナリオに適合する化石燃料起源CO<sub>2</sub>排出量を定量化することが可能になる。ESMの結果は、2012～2100年の間に各シナリオに対応する累積化石燃料排出量を以下のように示唆している; RCP2.6が270 [140～410] PgC、RCP4.5が780 [595～1005] PgC、RCP6.0が1060 [840～1250] PgC、RCP8.5が1685 [1415～1910] PgC (CMIP5のモデル結果による:数値は最も近い5 PgC単位で見積もり、範囲は標準偏差の±1倍) (図 TS.19)。RCP2.6の場合、モデルの予測では2050年までに1990年水準から平均50% (幅は14～96%)の排出削減が必要になる。モデルの約半数は21世紀末までに年間排出量がゼロをわずかに上回る程度にならないことを示唆し、あとの半数は大気中からCO<sub>2</sub>が正味で除去されなければならないことを示唆する(Box TS.7も参照)。{6.4.3; 表 6.12}

RCP8.5のCO<sub>2</sub>濃度ではなくRCP8.5のCO<sub>2</sub>排出量を強制力とした場合、炭素循環の相互作用を含んだCMIP5 ESMによる予測結果は、平均で、2100年までに大気中CO<sub>2</sub>濃度の上昇が(濃度シナリオに比べて)50(-140～+210)ppm高くなり、世界地上気温の上昇が0.2℃(-0.4～+0.9℃)高くなる(CMIP5モデル範囲)。{12.4.8}

海洋による炭素貯蔵の増大が将来酸性化を進行させ、過去数十年間観測されている変化傾向を継続することはほぼ確実である。海面付近での海洋酸性化は大気中CO<sub>2</sub>に追従するが、CO<sub>2</sub>が深海にまで入り続けるのに伴い深海でも酸性化が進むことになる。CMIP5モデルは、全てのRCPにおいて、2100年まで全世界で海洋酸性化が進行することを一貫して予測している。これに対応して21世紀末までに生じる海面付近のpHの低下は、RCP2.6が0.065(0.06～0.07)、RCP4.5が0.145(0.14～0.15)、RCP6.0が0.203(0.20～0.21)、RCP8.5が0.31(0.30～0.32)となっている(CMIP5モデルの広がり幅) (図 TS.20)。ほとんどのシナリオにおいて、北極海の一部といくつかの沿岸湧昇域では10年以内に、南大洋の一部では10～30年以内に、表面水が季節的にアラゴナイト<sup>※</sup>を溶解するようになる。これらの海域では、大気中CO<sub>2</sub>濃度が500～600ppmになると、炭酸カルシウムのより不安定な形であるアラゴナイトが広い範囲で不飽和状態になる。{6.4.4}

21世紀中に、地上気温の上昇に応答して海洋の溶存酸素量が数パーセント減少する可能性は非常に高い。CMIP5モデルによると、この溶存酸素の減少は主に中緯度の海洋表層で起こり、その原因は成層の強化、ベンチレーションの弱体化、温度の上昇であることが示唆されている。もっとも、外洋における低酸素及び亜酸素<sup>※</sup>水域の量が将来どう増大するのかについては、潜在的な生物地球化学的影響と熱帯海洋力学の変化における不確実性が大きいので、合意は得られていない。{6.4.5}

海洋及び陸域における炭素循環が、21世紀中に生じる気候変動と大気中CO<sub>2</sub>濃度の上昇に定量的に反応し続けることの確信度は非常に高い(TFE.7及びTFE.8参照)。{6.4}

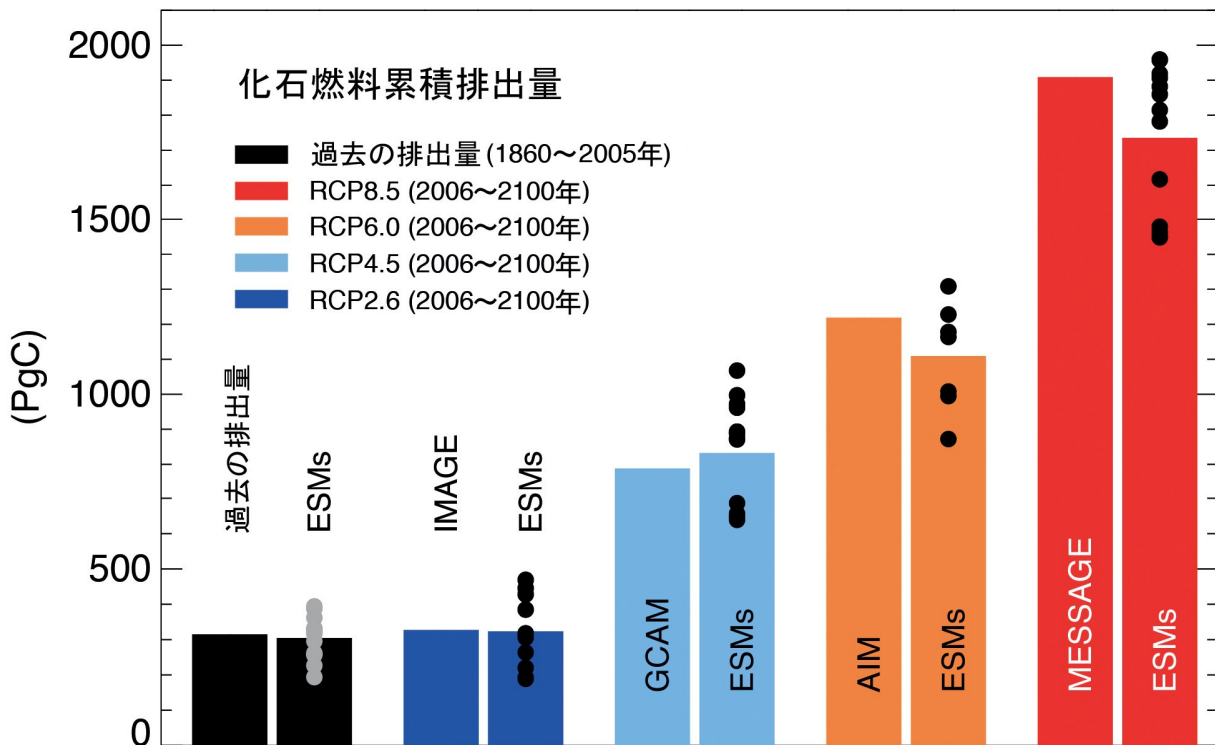
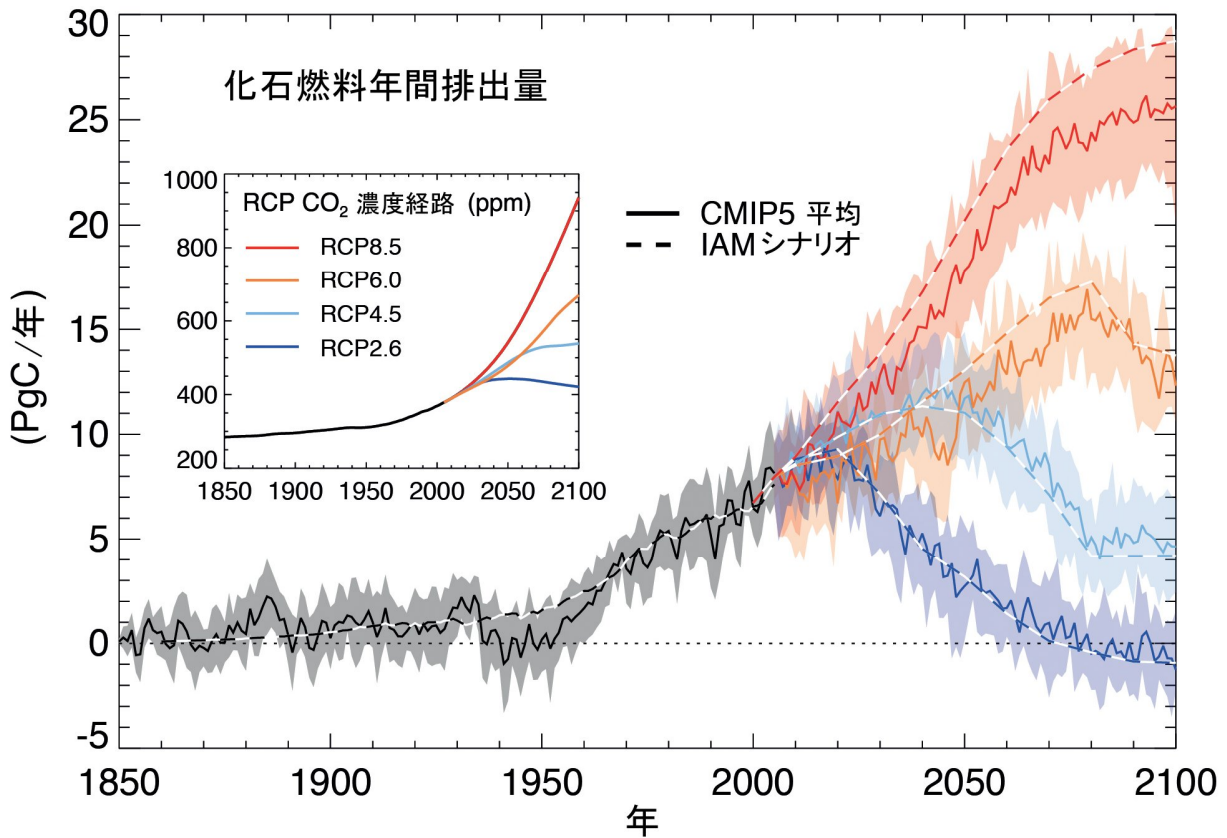


図 TS.19 | CMIP5 モデルによって推定された4つのRCPシナリオに適合する化石燃料排出量。(上)年間排出量(1年当たりPgC)の時系列。破線はRCPシナリオの策定に用いられた統合評価モデル(IAM)によって計算された過去の排出量とRCPに対する排出量を表し、実線と陰影部分はCMIP5地球システムモデル(ESM、モデル平均、陰影部分は標準偏差の1倍)を示す。(下)過去の期間(1860~2005年)及び21世紀(RCPシナリオ、CMIP5では2006~2100年と定義)における累積排出量。左側のバーはIAMによる累積排出量、右側のバーはCMIP5 ESMの複数モデル平均、CMIP5では2006~2100年と定義)における累積排出量。左側のバーはIAMによる累積排出量、右側のバーはCMIP5 ESMの複数モデル平均、点は個々のESMの結果を示す。CMIP5 ESMの結果から、陸域-大気-海洋システムにおける全炭素量を追跡することができ、この全量における変化はシステムに対する化石燃料排出量と等しくなければならない。したがって、適合排出量は累積排出量 $=\Delta CA + \Delta CL + \Delta CO$ 、そして排出率は  $d/dt [CA + CL + CO]$  によって与えられる。ここで、CA、CL、CO はそれぞれ大気中、陸域、海洋に貯蔵された炭素を表す。火山活動、堆積、岩石風化といったその他のCO<sub>2</sub>の排出源及び吸収源は百年規模の時間スケールでは非常に小さいため、ここでは考慮していない。{Box 6.4; 図 6.25}

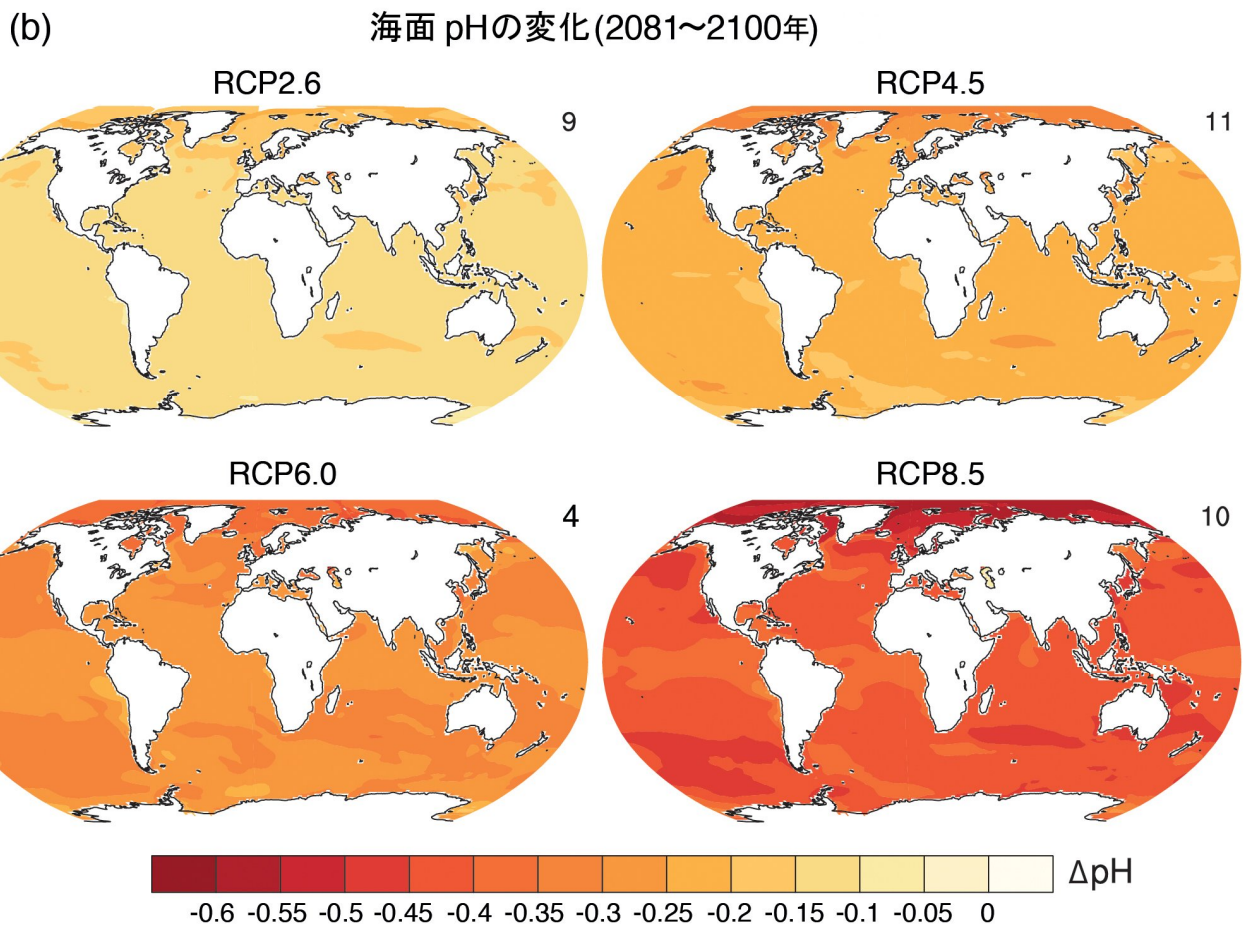
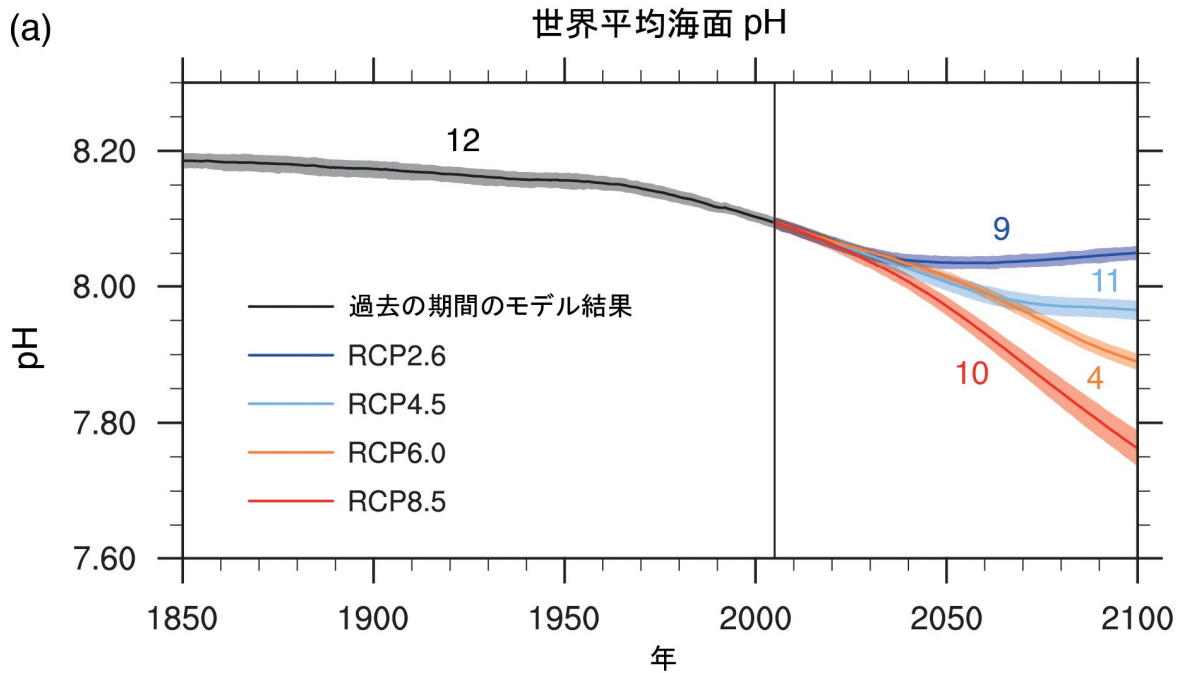


図 TS.20 | 複数モデルによる 2081~2100 年における海面 pH の (a)時系列 (モデル平均及び最小から最大までの範囲)と (b)分布図。RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 の各シナリオに対する結果。(b)の分布図は、1986~2005 年と比べた 2081~2100 年における海面 pH の変化を表す。各図の右上隅に、複数モデル平均を計算した際の CMIP5 モデル数が示されている。関連する図 SPM.7c 及び図 SPM.8.d に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。{図 6.28}

TS

テーマ別注目要素

**TFE.7 | 炭素循環の摂動と不確実性**

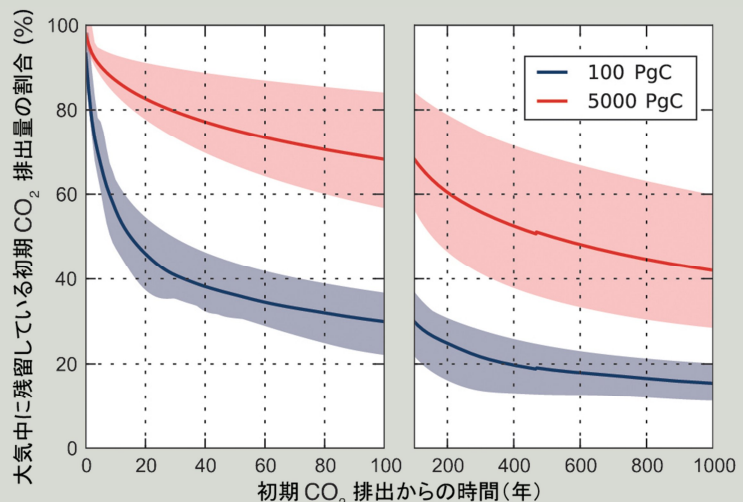
産業革命の開始(1750年頃)以降、自然の炭素循環は人為起源の二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の大気への排出によって乱されてきた。この排出は事実上全てが化石燃料の燃焼と土地利用の変化によるものであり、セメント生産による小さな寄与がある。化石燃料の燃焼は、エネルギー生産に関係する過程である。化石燃料の炭素は、何百万年も地殻に埋まっていた石炭、石油、ガスの地質堆積物に由来する。土地利用の変化によるCO<sub>2</sub>の排出は、自然生態系を、食料、飼料、木材を生産するために管理された生態系に転換することに関連しており、植物物質の燃焼あるいは枯れた植物や土壌有機炭素の分解によってCO<sub>2</sub>が排出される。例えば森林が伐採されると、植物物質が燃焼によってすぐさま大気中に放出されたり、枯れたバイオマスや土壌炭素として長年かけて自ら腐敗したりすることが考えられる。{6.1、6.3; 表 6.1}

大気中の人為起源の過剰なCO<sub>2</sub>は、陸域生態系や海洋の炭素吸収によって大気中から一部取り除かれ、現在大気中に残っているCO<sub>2</sub>は排出量の半以下になっている。自然の炭素吸収源は、物理・生物・化学過程が異なる時間スケールで作用することでできている。大気中の過剰なCO<sub>2</sub>は、植物による光合成炭酸固定を支え、固定された炭素は植物バイオマスや土壌に貯蔵される。陸域に貯蔵された炭素の滞留時間は、貯蔵場所(植物/土壌)と有機炭素の組成に依存し、数日から数世紀まで幅がある。土地利用の変化による影響を受けていない陸域生態系での貯蔵の増加は、CO<sub>2</sub>濃度増加と窒素沈着による光合成の促進と、中・高緯度域において植物成長期が長くなるなどの炭素吸収源に有利な気候変動が原因となっている可能性が高い。{6.3、6.3.1}

海洋によるCO<sub>2</sub>の取り込みは、主に大気中CO<sub>2</sub>の増加に対する応答の一つである。海洋表面によって吸収されたり、あるいは水系(河川、地下水など)を通じて海洋に輸送された、過剰な大気中CO<sub>2</sub>は、沿岸堆積物の中に埋まったり、深層水まで輸送されて、そこで数十年から数百年間貯蔵される。深海の炭素は海洋炭酸塩堆積物を溶解して、過剰なCO<sub>2</sub>を数百年から数千年の時間スケールで貯蔵することができる。1千年以内に、排出されたCO<sub>2</sub>で大気中に残っている部分は、炭素の排出量に応じて15~40%に減ることになる(TFE.7 図1)。1万年あるいはそれ以上の地質学的時間スケールでは、追加的なCO<sub>2</sub>は岩石の風化によって大気から非常にゆっくりと取り除かれ、1万年後には大気中CO<sub>2</sub>残留分を10~25%に引き下げる。{Box 6.1}

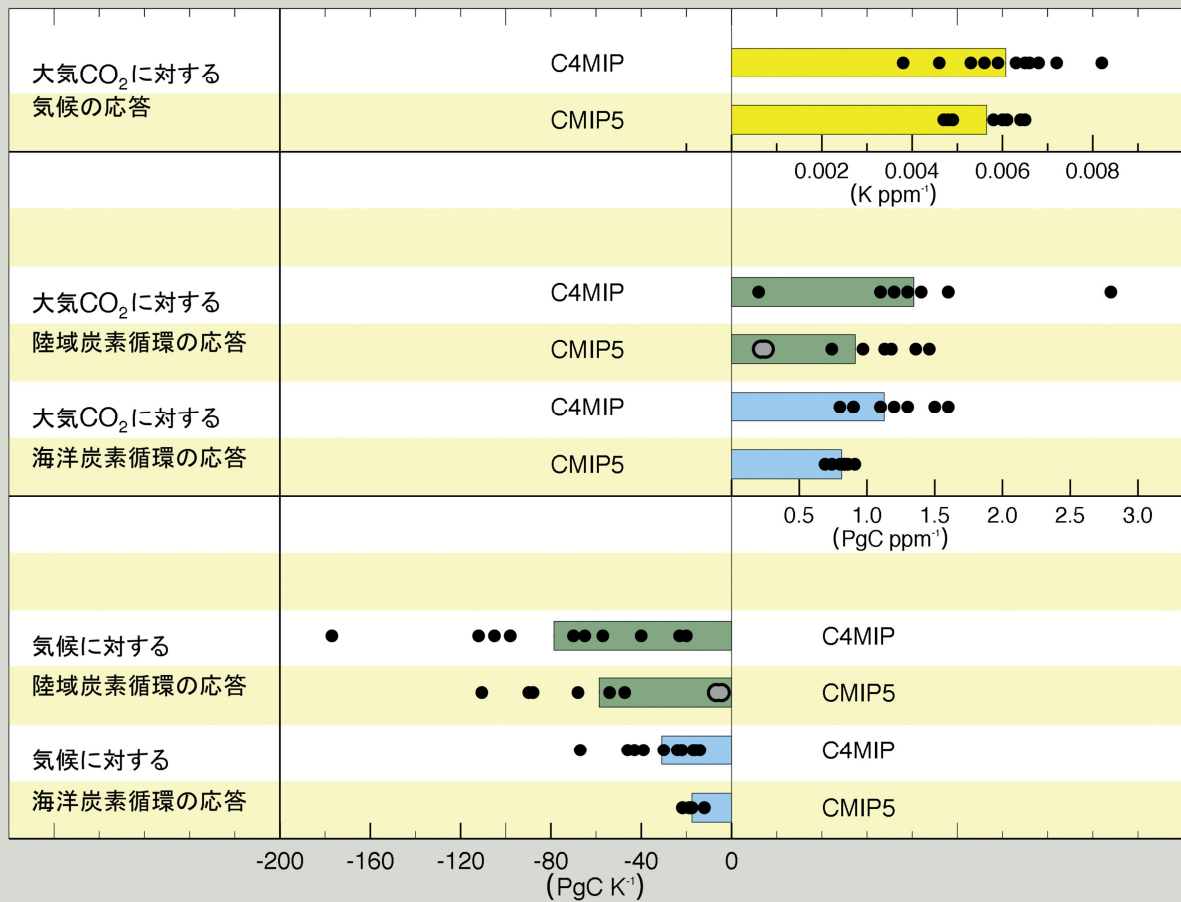
将来の気候とCO<sub>2</sub>の変化に対する炭素循環の応答は、2つの強力で逆方向のフィードバックとして捉えることができる。濃度-炭素フィードバックは、CO<sub>2</sub>濃度上昇に起因する炭素貯蔵の変化を決定し、気候-炭素フィードバックは、気候の変化に起因する炭素貯蔵の変化を決定する。大気中CO<sub>2</sub>の増加は陸域及び海洋の炭素吸収を増やすが、その量は不確実であることの確信度は高い。モデルは、CO<sub>2</sub>濃度上昇に対する陸域と海洋の応答が正の符号であることで一致しているが、炭素吸収量の大きさに関する見解の一致度は、海洋が中程度で、陸域は低い(TFE.7 図2)。将来の気候変動によって、陸域と海洋の炭素吸収量は気候が一定の場合に比べて減少するだろう(中程度の確信度)。このことは、古気候の観測とモデリングが気候と炭素循環の間に百年から千年の時間スケールで正のフィードバックがあることを示していることによって、さらに裏付けられる。モデルは気候変動に対する陸域と海洋の応答の符号が地球規模で負であることについては一致しているが、この応答の大きさに関する見解の一致度は低く、特に陸域について顕著である(TFE.7 図2)。第4次評価報告書(AR4)以降の重要な進展の一つは、特に窒素の利用可能性によって植物の成長が制限されるしくみをはじめ、一部の陸域炭素モデルに栄養の動態が導入されたことである。地球規模においては、第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の炭素に限定した地球システムモデル(ESM)に比べて、陸域窒素循環を考慮したCMIP5のESMが陸域生態系の濃度-炭素フィードバックと気候-炭素フィードバックの両方の強度を弱めることの確信度は高い(TFE.7 図2)。窒素循環過程を含めると、CMIP5の結果全体の広がりが増大する。CO<sub>2</sub>及び気候に対する海洋の感度についてのCMIP5の広がり、AR4よりも縮小している様である(TFE.7 図2)。{6.2.3、6.4.2}

(次ページに続く)



**TFE.7 図 1 |** ゼロ年における理想的な瞬間的CO<sub>2</sub>排出に応答して大気中に残留している初期の大気中CO<sub>2</sub>摂動の割合。ある範囲の気候-炭素循環結合モデルによって計算。実線は複数モデル平均、陰影は不確実性区間(最大モデル範囲)であり、瞬間的排出量100 PgC(青)と5,000 PgC(赤)をそれぞれ与えた時の100年間(左)と1000年間(右)について示す。{Box 6.1 図 1}

TFE.7(続き)



**TFE.7 図 2** | 炭素循環のフィードバック指標について、第 4 次評価報告書当時(結合炭素循環気候モデル相互比較計画(C<sup>4</sup>MIP))の SRES A2 シナリオに基づく 7 つの大循環モデル(GCM)及び 4 つの中程度に複雑な地球システムモデル(EMIC)のアンサンブルと、1 年当たり 1%の大気中 CO<sub>2</sub>増加を 140 年間継続するシナリオに基づく 8 つの CMIP5 モデルとの比較。黒い点は個々のモデルシミュレーション、色のバーは複数モデル平均を表し、灰色の点は陸域窒素循環を結合したモデルを示す。C<sup>4</sup>MIP モデルとの比較は背景説明のためだが、これらの指標はシナリオや変化の割合によってばらつきがあることが知られている(第 6.4.2 節を参照)。SRES A2 シナリオは、変化率では 1 年当たり 1%よりも 0.5%の CO<sub>2</sub>増加シナリオに近い。したがって、気候の変化に対する炭素循環の感度は CMIP5 と C<sup>4</sup>MIP で同等と見込まれるが、大気中 CO<sub>2</sub>濃度の変化に対する炭素循環の感度については、CO<sub>2</sub>増加率が高い程、陸域と海洋は遅れて応答するため、CMIP5 は C<sup>4</sup>MIP より約 20%小さい可能性が高い。このようなシナリオ依存性のため、炭素循環フィードバックについて CMIP5 と C<sup>4</sup>MIP の定量的な違いについての言明の確信度は低くなる。{図 6.21}

非常に高い確信度で、人為起源の CO<sub>2</sub>排出に対する海洋の炭素吸収は 4 つの RCP 全てにおいて 2100 年まで継続し、高濃度の経路ほど吸収量も多くなる。陸域の炭素吸収が将来どう変化するかについては海洋よりもはるかに不確実であり、モデルの過半数は全ての RCP において正味の炭素吸収の継続を予測しているが、一部のモデルは気候変動と土地利用の変化の複合効果のために、陸域の炭素が正味で減少することを予測している。モデル結果の大きな開きと、過程の表現の不完全さを考慮すると、モデル化された将来の陸域炭素量の変化の大きさに関する確信度は低い。{6.4.3; 図 6.24}

炭素循環は最も影響力が強いが、炭素循環以外の生物地球化学的循環とそのフィードバックも、気候システムの将来に重要な役割を果たす。窒素循環における変化は、CO<sub>2</sub>の放出源及び吸収源との相互作用に加え、陸域及び海洋からの一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)の放出に影響する。人為起源の反応性窒素の生成は最近 20 年間、着実に増加してきている。この増加の原因は肥料及び産業用のアンモニア生産が大部分を占めているが、マメ栽培や化石燃料の燃焼による重要な寄与もある。{6.3}

しかし、気候-生物地球化学結合モデルには多くの過程(例えば、リン、ケイ素、鉄などの他の生物起源要素が関わる他の過程)がまだ表現されていないため、それらの大きさはオフライン又はより簡素なモデルで推定しなければならず、定量的評価を難しくしている。こうした多くの過程の間には非線形の相互作用が存在する可能性が高いが、まだ十分に定量化されていない。したがって、気候と生物地球化学的循環の間の将来のフィードバックに対する評価は、まだ大きな不確実性を含んでいる。{6.4}

TS

## Box TS.7 | 気候ジオエンジニアリング手法

ジオエンジニアリングは、気候変動が地球に及ぼす望ましくない影響を阻止するために、地球システムに意図的に大規模介入することと定義されている。二酸化炭素除去(CDR)は、予測されている将来の人為起源 CO<sub>2</sub> 濃度の増加を減速あるいはもしかしたら逆行させることを、CO<sub>2</sub> の自然除去を加速化し、陸域、海洋、地質内の貯蔵庫への炭素の貯蔵を増やすことによって目指している。太陽放射管理(SRM)は、気候システムが吸収する太陽光の量を減らすことによって、増加している温室効果ガス(GHG)濃度に伴う温暖化に対抗することを目指している。これに関連する技術として、高い高度の雲量を改変することによって、気候システムにおける温室効果を意図的に減じようとするものがある。{6.5、7.7; FAQ 7.3}

CDR は、もし CO<sub>2</sub> を削減できれば気候変動を緩和することができるだろうが、不確実性、副作用、リスクもあるうえに、実施は経済、政治、倫理上の問題とともに技術の成熟度にもかかってくるだろう。CO<sub>2</sub> 濃度を大幅に削減するには、少なくとも1世紀の間は CDR を大規模に展開する必要があるだろうことの **可能性は高い**。生物地球化学的面と、現時点では技術面で制限があるため、CDR の潜在力の定量的推定値を出すことは難しい。CDR による大気中からの CO<sub>2</sub> 除去は、以前に海洋及び陸域の炭素貯蔵庫に蓄えられていた CO<sub>2</sub> の放出によって部分的に相殺されることは **ほぼ確実** である。CDR 手法が気候及び環境に及ぼす副作用の一部は、新規植林による地表面アルベドの変化、海洋肥沃化による海洋脱酸素、N<sub>2</sub>O 排出量の増加と関連している。陸域での CDR 手法は、おそらく土地に対する競合的需要と直面することになるだろう。CDR 手法の効果と、炭素その他の生物地球化学的循環に与える副作用については、**確信度は低い**。{6.5; Box 6.2; FAQ 7.3}

SRM はまだ実施も試験も行われていないが、もし実現可能であれば、地球全体の気温上昇とその影響のいくらかを相殺できるかもしれない。成層圏エアロゾルの注入による SRM が、CO<sub>2</sub> 濃度の2倍増で見込まれる放射強制力と気候影響の一部を相殺するように拡張できることの **確信度は中程度** である。雲増光による SRM から同様に大きな放射強制力が得られるかどうかについては、エアロゾル-雲相互作用の不十分な理解のために合意は得られていない。陸域のアルベドを改変する SRM が大きな放射強制力を生み出せるようには見えない。他の SRM 手法については文献に限られているため、評価は行われていない。{7.7.2、7.7.3}

SRM については多数の副作用、リスク、欠点が見出されている。SRM は、GHG による放射強制力がびったり相殺されるわけではない。複数の証拠によれば、SRM は、世界地上気温が維持された場合、世界降水量に小さいが有意な減少(地域規模では差は大きくなる)をもたらすだろうことが示されている。比較的好く特徴付けられているもう一つの副作用は、成層圏エアロゾル SRM に関連して軽度な極成層圏オゾンの破壊が生じる可能性があることである。この他にもまだ予見されていない影響が起こる可能性もある。{7.6.3、7.7.3、7.7.4}

GHG 濃度が増加し続ける限り、SRM も同程度の増加が必要となり、副作用を悪化させることになる。さらに、SRM をかなりの水準まで拡大すると、SRM が何らかの理由で終了になった場合に、地上気温が GHG 強制力と整合する数値まで急上昇(10年から20年以内に)する **確信度は高く**、気候変動速度に敏感なシステムにストレスを与えることになるというリスクが伴う。最後に、SRM は CO<sub>2</sub> の増加による海洋酸性化は相殺しない。{7.7.3、7.7.4}

## TS.5.7 海面水位変化の長期予測

### TS.5.7.1 21世紀における世界平均海面水位の変化の予測

RCP における 1986~2005 年平均と比較した 2081~2100 年の世界平均海面水位の上昇は、CMIP5 の気候予測と、氷河及び氷床の表面質量収支の諸過程に基づくモデル、並びに既刊文献から評価した考え得る氷床の力学的変化との組み合わせによる予測の 5~95% の範囲に収まる **可能性が高い**。それぞれの RCP に対する **可能性の高い** 範囲は 0.26~0.55 m (RCP2.6)、0.32~0.63 m (RCP4.5)、0.33~0.63 m (RCP6.0)、0.45~0.82 m (RCP8.5) となっている (**中程度の確信度**) (表 TS.1、図 TS.21)。RCP8.5 では、2100 年における上昇量は 0.52~0.98 m の範囲となる。今世紀中頃までは、いずれのシナリオにおいても世界平均海面水位上昇の予測の中心は 0.05 m の範囲内に収まるが、そこから枝分かれが始まり、21世紀後半までにはその範囲の幅は 0.25 m となる。RCP4.5 と RCP6.0 における世界平均海面水位上昇量は、21世紀末にはほぼ同程度だが、21世紀のより早い段階では、

RCP4.5 のほうが RCP6.0 よりも上昇率が大きくなる。世界平均海面水位の上昇は、CO<sub>2</sub> の累積排出量の合計だけではなく排出経路にも依存する。累積排出量は同じでも、排出削減の時期が遅い経路よりも早い経路の方が、海面水位上昇は大きく緩和される。{12.4.1、13.4.1、13.5.1; 表 13.5}

予測される **可能性の高い** 範囲に対する確信度は、諸過程に基づくモデルと観測結果との整合性及び物理的理解によって、さらに水位が高くなる予測の根拠について検討されたが、**可能性の高い** と評価された範囲を上回るような特定の水位になる可能性を評価するには、現在のところ証拠が不十分であるとの結論に至った。現在の理解に基づくと、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** 範囲を大幅に越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。そのような崩壊の可能性に関しては合意がない。また、この考え得る世界平均海面水位の上昇に対する追加的寄与については正確に定量化できないが、**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ている。{13.5.1、13.5.3}

全ての RCP シナリオについて、21 世紀中で時間平均した世界平均海面水位の上昇率は、1971～2010 年に観測された上昇率を上回る可能性が非常に高い。予測では、上昇率は最初は増加する。RCP2.6 では、21 世紀中頃より前にはほぼ一定になり(予測の中心は 1 年当たり約 4.5 mm)、その後わずかに減少する。RCP4.5 と RCP6.0 では 21 世紀末までに上昇率はほぼ一定になるが、RCP8.5 では 21 世紀を通じて加速し続ける(2081～2100 年の間には 1 年当たり 11 [8～16] mm に達する)。{13.5.1; 表 13.5}

全ての RCP シナリオにおいて、熱膨張が最も寄与が大きく、上昇量全体の約 30～55%を占める。次に大きいのが氷河で、15～35%を占める。2100 年までに、RCP2.6 の場合には現在の氷河の体積の 15～55%、RCP8.5 では 35～85%が消失すると予測されている(中程度の確信度)。グリーンランドにおける表面融解量の増加は氷の涵養(かんよう)量の増加を上回ると予測されており、グリーンランド氷床の表面における質量収支の変化が 21 世紀にわたり海面水位上昇に正の寄与を果たすことについて高い確信度がある。南極氷床については、表面融解は小さいままであると予測されている一方、降雪量が増加することについては中程度の確信度がある(図

TS.21)。{13.3.3、13.4.3、13.4.4、13.5.1; 表 13.5}

十年規模の時間スケールでの氷床の力学の将来における急速な変化をモデル化する能力には、中程度の確信度がある。AR4 当時の科学的理解では、そのような変化の可能性を評価するのに十分ではなかった。AR4 の公表以降、関連する過程の理解と変化を再現できる新しい氷床モデルの開発のどちらにおいても、かなりの進歩が遂げられている。しかしながら、既存の文献では、特定のシナリオに関して予測を行うためには不十分な根拠しか提供できていない。2081～2100 年までの世界平均海面水位上昇に関する予測では、氷の流出の急速な変化による可能性の高い範囲は、グリーンランドと南極の 2 つの氷床を合わせて 0.03～0.20 m であり、今回の予測値が AR4 で示したものよりも大きいことの最も重要な理由は、この急速な変化を含めたためである。{13.1.5、13.5.1、13.5.3}

半経験的モデルは、モデルの調整をした期間にわたって観測された海面水位の記録を再現するように作られているが、海面水位上昇の原因をその個々の物理的要素に帰することはしない。RCP に関して、半経験的モデルの中には諸過程に基づくモデルによる可能性の高い範囲と重なる範囲を予測するものもあれば、諸過程に基づくモデルの予測の約 2 倍の大きさの中央値と 95 パーセンタイル値を予測するものもあ

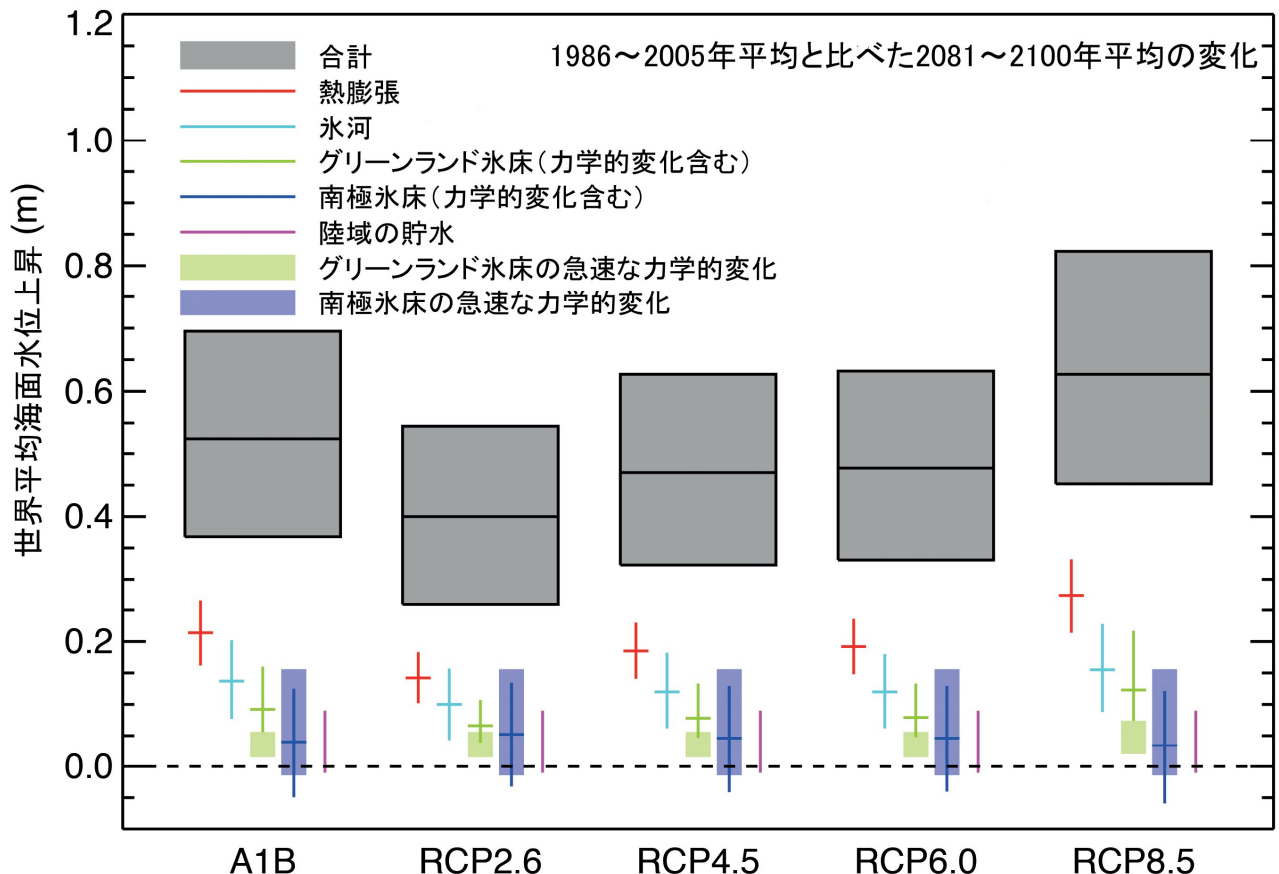
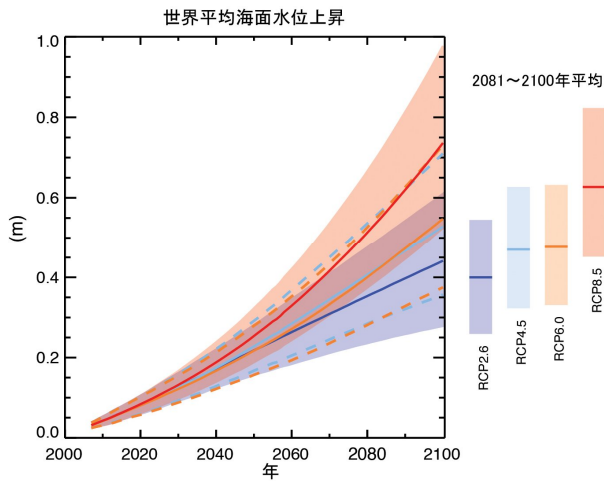


図 TS.21 | 諸過程に基づくモデルによる予測。4 つの RCP シナリオと第 4 次評価報告書で用いた SRES A1B シナリオについての、1986～2005 年平均と比較した 2081～2100 年平均の世界平均海面水位の上昇及びその寄与の可能性の高い範囲と中央値。氷床からの寄与には、氷床の急速な力学的変化による寄与(個別に表示)を含む。氷床の急速な運動と人為的な陸域の貯水による寄与は、一様な確率分布を有するものとして扱い、シナリオとも独立しているとして扱う(例外として、RCP8.5 においてはグリーンランド氷床の流出に他より高い変化率を用いている)。この扱いは、これらの考慮している寄与が従うシナリオに依存しないということ意味するものではなく、現在の知識ではこれらの寄与がどれほどシナリオに依存するかを定量的に評価できないというだけにすぎない。手法については、第 13.5.1 節、13.5.3 節及び補足資料の説明を参照。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越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。この考え得る追加的寄与については正確に定量化できないが、中程度の確信度で 21 世紀中の海面水位上昇は数十 cm を超えないだろうと見込まれている。{図 13.10}





**図 TS.22** | 1986～2005 年平均と比較した 4 つの RCP シナリオのもとでの諸過程に基づくモデルによる世界平均海面水位上昇の予測。実線は予測の中央値を表し、破線は RCP4.5 及び RCP6.0 の、陰影は RCP2.6 及び RCP8.5 のもとでの予測の**可能性の高い**範囲を表す。2081～2100 年の期間での時間平均は各色の垂直のバーで示している。手法については、第 13.5.1 節、13.5.3 節及び補足資料を参照。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**範囲を大幅に越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。この考え得る追加的寄与については正確に定量化できないが、**中程度の確信度**で 21 世紀中の海面水位上昇は数十 cm を超えないだろうと見込まれている。関連する図 SPM.9 に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。{表 13.5; 図 13.10、図 13.11}

る。ほぼ全てのケースにおいて、半経験的モデルの 95 パーセンタイル値は、諸過程に基づくモデルの**可能性の高い**範囲より高い。RCP4.5 の場合、1986～2005 年平均と比較した 2081～2100 年平均について、半経験的モデルによる予測の中央値は 0.56～0.97 m の幅があり、95 パーセンタイル値は約 1.2 m にもなる。この差の原因は、諸過程に基づくモデルでは現在のところ特定されていないか又は過小評価されている寄与がある為か、あるいは半経験的モデルの予測が過大評価である為かのいずれかを示唆している。半経験的モデルによる予測を行う際には、海面水位の変化と放射強制力や世界平均気温の変化との関係が、将来においても、過去におけるそれらの関係と同じだと仮定している。しかし、非線形になる可能性のある物理過程が、将来において、過去データから調整できたのと同様に拡大・縮小しない場合には、この仮定は当てはまらないかもしれない。半経験的モデルの予測の信頼性については科学界における合意が無く、故に半経験的モデルに基づく予測については**確信度は低い**と評価されている。{13.5.2、13.5.3}

**TS.5.7.2 2100 年以降の世界平均海面水位の変化の予測**

2100 年以降も世界平均海面水位が上昇し続けることは**ほぼ確実**である。2100 年以降についても利用できる少数のモデル予測によると、RCP2.6 のように CO<sub>2</sub> 濃度がピークに達した後減少し 500 ppm 未満を維持するような場合<sup>【注 V】</sup>には、工業化以前の水準(ここでは大気中 CO<sub>2</sub> の平衡濃度を 280 ppm と定義)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 のように二酸化炭素換算濃度<sup>【正誤表参照】</sup>が 700 ppm を超えるが 1500 ppm には達しない場合に相当する放射強制力の下では、予測された水位上昇は 1 m から 3 m 以上である(**中程度の確信度**)。{13.5.4}

海洋の熱膨張に起因する海面水位上昇は、数世紀から数千年にわたり継続するだろう。海洋熱膨張の量は地球温暖化とともに増加する(モデルの予測する範囲は 1℃当たり 0.2～0.6 m)。時間の経過とともに氷河自体の体積(現在は海面水位換算で約 0.41 m<sup>【正誤表参照】</sup>)が減少するので、氷河の寄与は減少する。南極大陸では、より高い GHG 排出量となるシナリオでは、2100 年以降、表面融解量の増加が氷の涵養(かんよう)量の増加を上回る可能性がある。{13.5.2、13.5.4}

現在わかっている証拠は、特定のしきい値を超えた地球温暖化は、千年あるいはさらに長期間をかけてグリーンランド氷床のほぼ完全な損失を招いて、約 7 m に達する世界平均海面水位の上昇をもたらすだろうということを示している。氷床の地形を現在のものに固定させた研究では、そのしきい値は、工業化以前の時代に対する世界平均地上気温の上昇として、2℃を超えるが 4℃より低いとされている(**中程度の確信度**)。力学的な氷床モデルを含めたある一つの研究では、そのしきい値は、工業化以前の時代に対する世界平均気温上昇として約 1℃より大きいとされている(**低い確信度**)。科学的な不確実性の現状を考慮すると、**可能性の高い**範囲を定量化することはできない。グリーンランド氷床の完全な損失は、実際に起こるまでに千年あるいはそれ以上かかるため、回避できないことはない。氷床が完全に消失する前に気温が低下すれば、氷床は再び成長するかもしれない。しかしながら、氷床はその存在する地域の気候との相互作用のために複数の定常状態をとるかもしれないため、あるしきい値を超える期間の長さを超える程度によっては、質量損失の一部は**不可逆的なもの**となるかもしれない。{13.4.3、13.5.4}

現在わかっている情報によれば、氷床の力学的な寄与は 2100 年以降も続くことを示しているが、予測の**確信度は低い**。グリーンランドでは、氷床の縁が沿岸から内陸へ後退するにつれて、海洋との相互作用により誘発される氷の流出は、自ら限られたものとなる。対照的に、南極大陸では岩盤の地形により、氷の後退につれて質量損失率が強化されるかもしれない。西南極氷床では、世界平均海面水位換算で約 3.3 m 相当の量の氷が奥に行くほど下向きに傾いた岩盤の上に乗っており、海洋氷床相互作用の不安定性により将来的に氷の損失が起こる可能性がある。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**氷の損失が生じる可能性はあるが、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。南極大陸は降雪が比較的少なく、内陸部では氷の移動が遅いため、西南極の氷床が一旦力学的な氷の流出によって失われた場合には、それが再び成長するのに少なくとも数千年はかかるだろう。結果的に、次世紀中に生じる西南極からの著しい氷の減少は、数百年から数千年の時間スケールでは**不可逆的なもの**になるだろう。{5.8、13.4.3、13.4.4、13.5.4}

**TS.5.7.3 地域的な海面水位の変化の予測**

地域的な海面水位の変化は、力学的な海洋循環の変化、海洋の貯熱量の変化、地球システム全体の質量の再分配及び大気圧の変化に起因して生じる。海洋の力学的変化は、風及び浮力による強制力(熱と淡水)の変化、それに伴う循環の変化、及び熱と淡水の再分配の結果として生じる。数日より長い時間スケールにおいては、地域的な海面水位は、海面気圧の海洋全体の平均に対する地域的な変化ともほぼ平衡になるように調整する。氷床の質量損失(現在と過去の両

方)、氷河の質量損失、及び陸水の変化は、雪氷圏、陸域、海洋の間で水の質量の再分配をもたらし、それが固体地球、地球の自転及び重力場における特徴的な地域的变化を生じさせる。一部の沿岸地域では、水循環の変化、人間活動に伴う地盤沈下、地殻変動及び海岸過程が、陸地に対する海面高度の変化である相対的海面水位の変化において支配的となり得る。{13.1.3、13.6.2、13.6.3、13.6.4}

21 世紀末までに、海面水位変化は強い地域パターンを示し、それが変動性を支配して、多くの地域では世界平均の変化からかなり大きな偏差となる可能性が高い(図 TS.23)。海洋の約 95%において、地域的な相対的海面水位の上昇が起こる可能性が非常に高く、海面水位が低下するであろう地域のほとんどは現在及びかつての氷河と氷床の近くに位置している。局所的な海面水位変化は、海洋の面積の 30%で予測値の世界平均から 10%以上、海洋の面積の 9%で 25%以上離れ、空間的な差が大きくなり得ることを示している。海域ごとの海面水位の変化は、南大洋と北アメリカ周辺では世界平均値を 30%、赤道域では 10%~20%上回り、北極域と南極大陸に近い一部の海域では世界平均を 50%も下回る値に達する。世界の海岸線の約 70%で、世界平均の海面水位変化の $\pm 20\%$ 以内の大きさの相対的海面水位変化が起こると予測されている。十年規模では、気候変動の結果として生じる地域的な相対的海面水位の変化が、世界平均変化率と 100%以上異なる場合もあり得る。{13.6.5}

#### TS.5.7.4 21 世紀中の海面水位の極端現象と波浪における変化の予測

21 世紀末までに、海面水位の極端現象の発生が有意に増加する可能性が非常に高く、21 世紀初頭に増加する可能性が高い(TFE.9 表 1 を参照)。この増加は、主に平均海面水

位の上昇の結果であり(高い確信度)、一部の地域では 21 世紀末までに極端現象の再現期間は少なくとも 1 桁以上短縮する。荒天やそれに伴う高潮について地域を特定した予測の確信度は低い。{13.7.2}

風速が速くなる結果、南大洋で有義波高の年平均値が上昇する可能性が高い(中程度の確信度)。南大洋で発生したうねりは、隣接する海域の波の高さ、周期、向きに影響する可能性が高い。北極海では、海水域が縮小する結果、波高と波の高い期間の長さが増加する可能性は非常に高い。熱帯及び温帯低気圧に関する予測の確信度が低いこと、並びに粗い解像度の気候モデルから将来の風の分布をダウンスケーリングすることが難しいため、一般に地域を特定した予測の確信度は低い。{13.7.3}

1986~2005 年平均と比べた 2081~2100 年平均の相対的海面水位変化

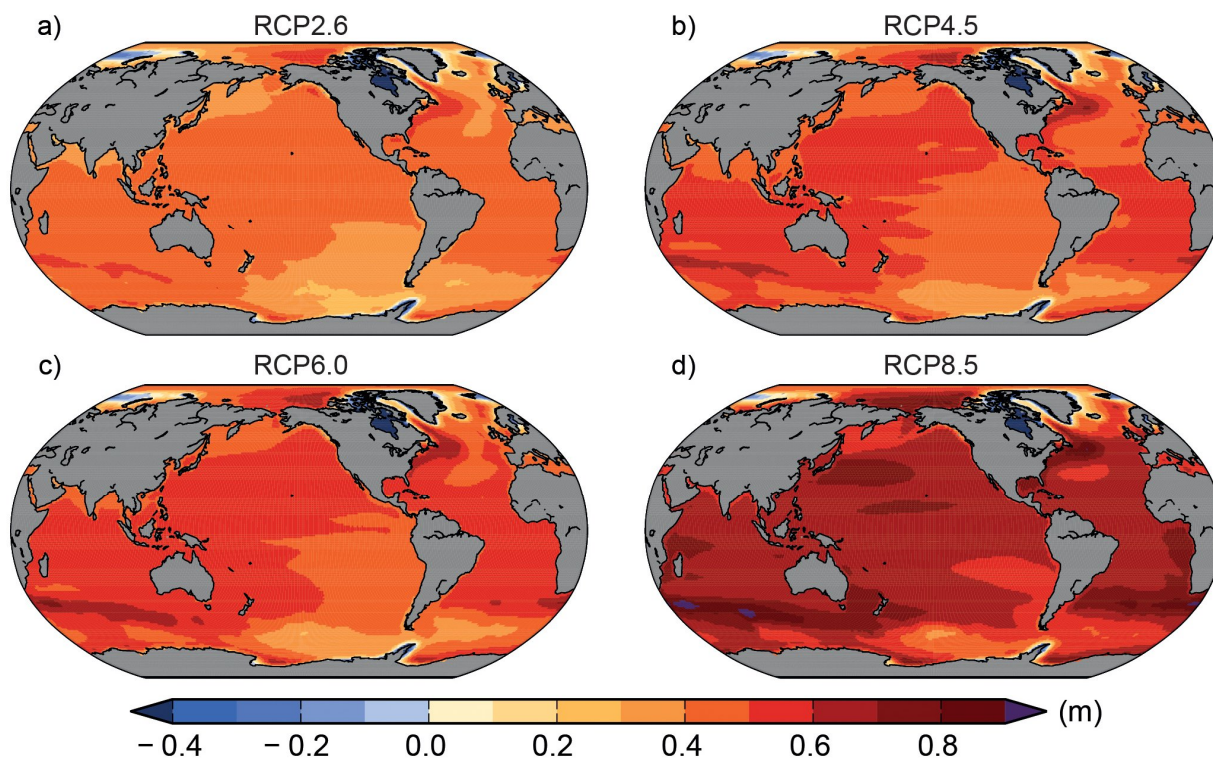


図 TS.23 | 各 RCP シナリオ(a)2.6、(b)4.5、(c)6.0、(d)8.5 について CMIP5 の 21 モデルから評価された、正味の地域的な相対的海面水位の 1986~2005 年平均と 2081~2100 年平均の間の変化(メートル)のアンサンブル平均値。各地図は大気負荷に加えて陸水、氷河が原因のアイスシュー調節(GIA)、陸域の水源による効果を含む。{図 13.20}

テーマ別注目要素

**TFE.8 | 気候目標と安定化**

安定化という概念は、国際連合気候変動枠組条約 (UNFCCC) の究極の目的、すなわち「……気候系に対して危険な人為的干渉を及ぼすこととならない水準において大気中の温室効果ガス濃度を安定化させること」と強く結びついている。近年の政策議論としては、UNFCCC の目的に照らした気候目標として、温室効果ガス (GHG) 濃度よりもむしろ世界平均気温の上昇を制限することに焦点が当てられている。最も広く議論されているのは 2°C 目標、すなわち、工業化以前と比べて世界平均気温の上昇を 2°C 未満に制限することだが、2°C 以外の目標も提案されている (例えば、工業化以前と比べて世界平均気温の上昇幅を 1.5°C を十分下回る水準まで戻す、あるいは大気中の二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) 濃度を 350 ppm 未満に戻すなど)。気候目標とは、一般に温暖化がある所定のしきい値を超えないようにすることを意味する。しかしながら、気候への影響は地理的に多様であり、自然・社会のどの部分かによるものであるため、どの時点に達すれば危険な干渉が及ぶのかを定められる客観的しきい値というものはない。変化によっては遅れて生じるものや不可逆的なものがあり、また影響によっては有益なものもあるだろう。このため、価値判断なしに、また、現在及び将来の費用便益をどう総計するのかについての仮定なしに、単一の客観的な臨界的しきい値を定義することは不可能である。この TFE は、何らかのしきい値や目標を推奨あるいは擁護するものでもなければ、そうした目標の経済的あるいは政治的な実行可能性を判断するものでもなく、気候と炭素循環のフィードバックについての現在の理解に基づいて、気候目標との関連での代表的濃度経路 (RCP) に沿った気候予測と、異なる長期気温安定化目標が許容される炭素排出量に与える意味について評価するものである。さらに以下では、気温安定化が必ずしも地球システム全体の安定化を意味するわけではないことを強調する。{12.5.4}

気温目標は、放射強制力に上限があることを意味する。4 つの RCP シナリオ間の放射強制力の違いは 2030 年までは比較的小さいが、21 世紀末までには非常に大きくなり、また CO<sub>2</sub> の放射強制力が卓越するようになる。結果として、近未来には、世界平均地上気温は 4 つの RCP シナリオにおいて同程度の割合で上昇を続けると予測されている。21 世紀半ば頃になると、地球温暖化の速度はシナリオに強く依存し始める。21 世紀末までには、全ての RCP において世界平均気温は現在よりも高くなり、世界平均気温の変化は最も高い RCP8.5 で最大 (10 年当たり >0.3°C) で、RCP2.6 ではそれより大幅に低くなり、特に 2050 年以降は、世界地上気温の応答が安定化する (その後低下する) (図 TS.15 を参照)。{11.3.1、12.3.3、12.4.1}

近未来 (2016~2035 年) には、世界平均地上気温の上昇は、1850~1900 年の平均に対して 1°C を超える可能性がどちらかと言えば高く、1.5°C 以上となる可能性は非常に低い (1850~1900 年から 1986~2005 年にかけての昇温を 0.61°C と仮定) (中程度の確信度)。1850~1900 年と比べて世界平均地上気温の上昇は、21 世紀末 (2081~2100 年) までに、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 の各シナリオでは 1.5°C を超える可能性が高く (高い確信度)、RCP6.0 と RCP8.5 では 2°C を超える可能性が高い (高い確信度)。RCP4.5 では 2°C を超えて上昇する可能性がどちらかと言えばある (中程度の確信度)。RCP2.6 では世界平均地上気温の上昇が 2°C を超える可能性は低い (中程度の確信度)。RCP8.5 を除く全ての RCP において 2081~2100 年までに世界平均地上気温の上昇が 4°C を超える可能性は低い (高い確信度) が、RCP8.5 については、可能性はどちらも同程度となっている (中程度の確信度)。{11.3.6、12.4.1; 表 12.3}

RCP8.5 の延長のように GHG の排出が 2100 年以降も続いて、2300 年までに 12 Wm<sup>2</sup> を超える合計放射強制力をもたらす場合、1986~2005 年と比べて 2281~2300 年の世界平均の昇温は 7.8 [3.0~12.6] °C に達する。2100 年以降放射強制力を一定 (約 4.5 Wm<sup>2</sup>) に保つ RCP4.5 の延長では、世界平均の昇温は 2.5 [1.5~3.5] °C に達する。RCP2.6 の延長では、負の排出<sup>[脚注 a]</sup>を持続することによって放射強制力がさらに減少し、2300 年までに現在の放射強制力を下回る値となり、世界平均の昇温は 0.6 [0.0~1.2] °C になる。Box TS.7 も参照。{12.3.1、12.4.1、12.5.1}

工業化以前から大気中に排出された人為起源 CO<sub>2</sub> の合計量 (CO<sub>2</sub> 排出量だけに用いられるが、しばしば累積炭素排出量と呼ばれる) は、大気中 CO<sub>2</sub> 濃度、ひいては地球温暖化の応答を表す良い指標である。人為起源 CO<sub>2</sub> の累積総排出量に対する世界平均地上気温の変化の比率は、時間によらず比較的一定であり、シナリオには依存しない。総 CO<sub>2</sub> 排出量と世界平均気温の変化がこのように正比例に近い関係であることから、累積炭素排出量に対する過渡的気候応答 (TCRE) という新しい量を定義することが可能となった。TCRE は、所与の累積人為起源 CO<sub>2</sub> 排出量 (通常は 1000 PgC) に対するその時の世界平均地上気温の変化と定義される (TFE.8 図 1)。TCRE は累積 CO<sub>2</sub> の大気中への残存割合と過渡気候応答の関数であって、どちらの数量もモデルによって大きく異なるため、TCRE はモデル依存となる。複数の証拠 (観測値、モデル、過程の理解) から利用可能な情報を考慮すると、累積 CO<sub>2</sub> 排出量と世界平均気温のピークとの正比例に近い関係は調べた文献において十分確立されており、最大約 2000 PgC までの累積総 CO<sub>2</sub> 排出量について確実である。これは過去の累積 CO<sub>2</sub> 排出量と観測された温暖化から推測される関係とも整合し、炭素循環と地球のエネルギーバランスに関する過程の理解によって裏付けられるとともに、全ての階層のモデルから明確な結果として判明している。利用可能な証拠に基づく専門家の判断によると、TCRE は、気温がピークに達する時までの約 2000 PgC までの累積排出量について、1000 PgC 当たり 0.8°C~2.5°C である可能性が高いと示唆される (TFE.8 図 1a)。{6.4.3、12.5.4; Box 12.2}

(次ページに続く)

## TFE.8(続き)

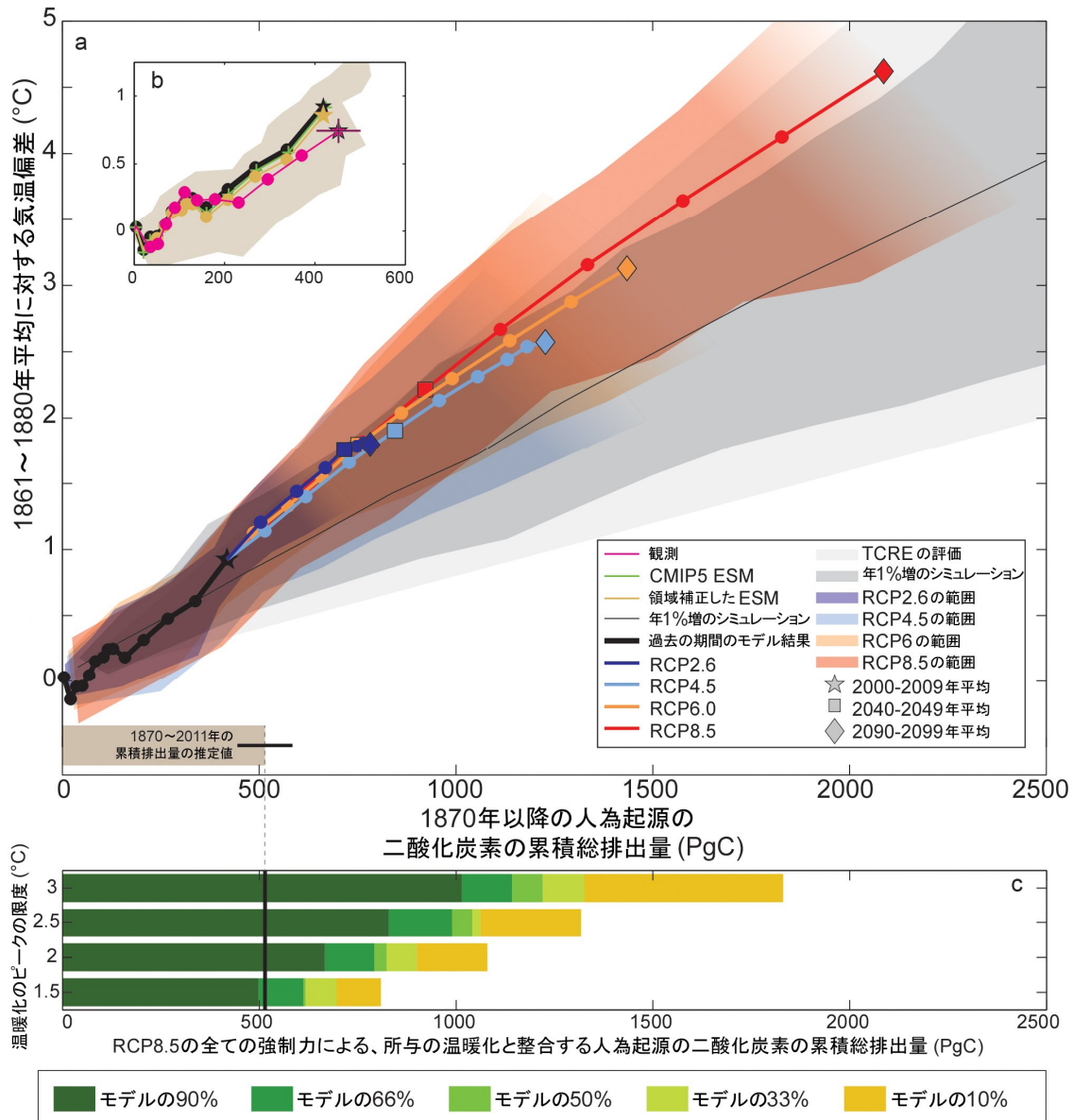
CO<sub>2</sub> に起因する温暖化は、排出を完全に停止した後も何世紀の間ほぼ一定を保つと予測される。このため、正味の人為起源 CO<sub>2</sub> 排出量が長期にわたって大きく負にならない限り、気候変動の大部分は人間の時間スケールでは不可逆になる。TCRE (標準偏差の±1 倍の範囲が 1000 PgC 当たり 0.8~2.5°C となる正規分布を仮定する) の評価に基づく、人為起源の CO<sub>2</sub> 排出だけを原因とする昇温 (すなわち、他の放射強制力は無視する) を 1861~1880 年と比べて >33%、>50%、>66% の確率で 2°C 未満に抑えるには、全ての人為的発生源からの総 CO<sub>2</sub> 排出量について、1870 年以降の累積収支をそれぞれ約 1570 PgC、1210 PgC、1000 PgC に抑える必要があるだろう。1870 年から 2011 年までにすでに、515 [445~585] PgC が排出されている (TFE.8 図 1a、b)。早い年代に排出量が多いほど、後の年代になって排出量をより少なくするか、場合によってはマイナスにしなければならないことを意味する。温度上昇のピークに寄与する CO<sub>2</sub> 以外の強制力を考慮すると、累積 CO<sub>2</sub> 排出量はより少なくしなければならない。CO<sub>2</sub> 以外の強制力成分は重要であり、CO<sub>2</sub> 排出削減が他の強制力の変化とどのように結びついているのかに関して仮定するか、あるいは短寿命と長寿命のガスで区別した排出収支計算と気候モデリングが必要になる。これまでのところ、CO<sub>2</sub> 以外の強制力について検討した研究は多くない。実際に検討した研究ではかなりの効果を見出しており、特にエーロゾルのような短寿命種の急激な排出削減では十分の数°C の昇温となる。今回評価した研究には含まれていないが、永久凍土あるいはメタンハイドレートからの GHG の予期せぬ放出を考慮すると、やはり所与の気温目標に対応する人為起源 CO<sub>2</sub> 排出は減少する。所与の気温目標未満に気温が維持される可能性を高くするには、対応する排出量はさらに少なくなる (TFE.8 図 1c)。CO<sub>2</sub> 以外の強制力を RCP シナリオと同程度として考慮すると、1861~1880 年以降の昇温を >33%、>50%、>66% の確率で 2°C 未満に抑えるには、対応する 1870 年以降の炭素排出量はそれぞれ約 900 PgC、820 PgC、790 PgC に減少する。この推定値は、TFE.8 図 1c に示すとおり、第 5 期結合モデル相互比較計画 (CMIP5) の地球システムモデル (ESM) と中程度に複雑な地球システムモデル (EMIC) による計算の中で、RCP8.5 に基づき所与の累積排出量に対して昇温が 2°C 未満であるモデルの割合を計算することによって得られたものである。CO<sub>2</sub> 以外の強制力は、RCP2.6 よりも RCP8.5 のほうが大きい。IPCC の用語として調整された可能性についての言及は開区間になっていることを考えると、提示される推定値は安全側かつ総合的な選択であり、全ての RCP シナリオにわたる CO<sub>2</sub> 以外の強制力に妥当する。>33% 又は >50% の確率で昇温が 2°C に抑えられて、対応する累積排出量を直接的に推測するのに利用できる RCP シナリオはない。>66% の確率については、RCP2.6 を比較に用いることができる。RCP2.6 での 2012 年から 2100 年までの間について逆算した化石燃料による平均炭素排出量 (270 PgC) を過去推定値の平均 515 PgC に加えると、合計 785 PgC となり、10 PgC 単位で四捨五入すると 790 PgC となる。785 PgC の推定値は将来の土地利用変化による排出量の明示的評価を除外しているため、790 PgC という値はやはり、全体的な可能性評価と整合する安全側の推定値となる。RCP シナリオに基づく上記の 3 つの公算に対する排出量の範囲はかなり狭い。というのは、基になるのが単一のシナリオであり利用できるモデルのサンプルも限られているためである (TFE.8 Fig. 1c)。この範囲は、TCRE とは対照的に、観測による制約を含まず、モデルでは取り込むことのできない不確実性のもとを考慮していない。累積 CO<sub>2</sub> 収支を定めるという考え方は、2°C だけではなく、これまでモデルで検討されてきたいかなる気温水準にも有効である (最高 5°C ぐらいまで。図 12.44~12.46 を参照)。気温目標が高いほど多くの累積収支が許容される一方、気温目標が低いほど、少ない累積収支が要求されることになる (TFE.8 図 1)。{6.3.1、12.5.2、12.5.4}

気候システムには、年々から数千年にいたるまで、熱や炭素の異なる貯蔵庫と関連する様々な時間スケールがある。こうした長期の時間スケールは「既にパイプラインに入った」不可避的な温暖化をもたらす。強制力の安定化は、直ちに温暖化の安定化をもたらすわけではない。RCP シナリオとその 2300 年までの延長では、放射強制力が安定化するその時点において、実際に生じる温度上昇の割合は、平衡時の温度上昇の約 75~85% となる。1 年当たり 1% の CO<sub>2</sub> 増加により CO<sub>2</sub> が 2 倍あるいは 4 倍となりその後強制力が一定となった場合、実際に生じる温度上昇の割合はずっと小さく、強制力が一定になった時点で約 40~70% となる。深海における時間スケールが長い場合、完全な平衡に達するのは数百年から数千年後になる。{12.5.4}

過去の排出量に対する不可避な変化は、数百年間にわたる持続的な温暖化であり、排出が停止した時点で生じた温度上昇のレベルで持続する。この CO<sub>2</sub> によりもたらされている温暖化の排出停止後における持続性は、上述のように遅れて現れる不可避的な温暖化と、海洋及び陸域の炭素吸収による大気中 CO<sub>2</sub> のゆっくりとした減少との相殺から生じる。この温暖化の持続性は、放射強制力の大気中 CO<sub>2</sub> 濃度に対する非線形的依存性、すなわち、強制力の相対的減少は CO<sub>2</sub> 濃度の相対的減少よりも小さい、ということにも起因する。気候感度が高い場合、特に GHG 排出と同時に、硫酸塩エーロゾル排出が取り除かれた場合、過去の排出による不可避な変化は強い正となりえて、エーロゾル排出の減少に対する急速な応答と CO<sub>2</sub> の減少に対するゆっくりとした応答が重ね合わされることになる。{12.5.4}

(次ページに続く)

TFE.8(続き)



**TFE.8 図1 |** 地球全体のCO<sub>2</sub>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1861~1880年以降の世界平均気温上昇。(a)全てのCMIP5の計算の中で中程度に複雑な地球システムモデル(EMIC)及び地球システムモデル(ESM)による計算について、各RCPについての10年平均結果をシナリオごとの色の線(複数モデル平均)と10年ごとのマーカー(点)で示し、3つの10年間(2000~2009年、2040~2049年、2090~2099年)の平均をそれぞれ星印、四角、ひし形で強調して表示している。2000~2009年の10年間までに至る過去の期間については、CMIP5による過去の期間のモデル結果に2006~2010年をRCP8.5で延ばして太い黒線と黒いマークで表示している。着色した範囲は、全てのCMIP5のESM及びEMICにおけるモデルの幅(90%範囲)を示しており、系統だった不確実性の評価を表しているものではない。範囲は全てのモデルのデータが利用可能な限りにおいてピーク気温に達するまで着色してある。その後は説明のため陰影を徐々に薄くしている。CMIP5の1年当たり1%のCO<sub>2</sub>増加のみによるシミュレーションについては、濃い灰色の領域(範囲の定義は上記RCPと同様)と細い黒線(複数モデル平均)で表している。薄い灰色の円錐状部分は、CO<sub>2</sub>のみの炭素排出量に対する過渡的気候応答(TCRE)についての本報告書の評価を表している。1870~2011年の過去の推定CO<sub>2</sub>累積排出量は、関連する不確実性と併せて(a)の下部に灰色のバーで示している。(b)過去のモデル結果と観測結果の比較。赤紫の線と不確実性の範囲は、二酸化炭素情報解析センター(CDIAC)による観測排出量を全球炭素プロジェクトの値で2010年まで延長したものと、ハドレー・センター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセットバージョン4(HadCRUT4)の観測気温の推定値に基づく。観測値の最近10年間における不確実性は、本報告書における評価に基づいている。太い黒線は、(a)の太い黒線と同一である。十字印のついた細い緑線は黒線と同様だが、ESMのみの結果を示す。黄土色の線と範囲はこの2010年までのESM結果をHadCRUT4の不完全な地理的範囲に関して期間全体にわたって補正した場合を示す。全ての値は基準期間の1861~1880年と比較したものである。全ての時系列は、長期変化傾向を示すために10年平均値で示している。観測値はさらに気候の内部変動の影響を受けているため、約0.1°Cの不確実性が加わることに注意。(c)全ての強制要因による温暖化を考慮した、4つの例示的な世界気温のピークの限度(それぞれ1.5°C、2°C、2.5°C、3°C)と整合する工業化時代全体での累積CO<sub>2</sub>排出量。横向きのバーは、所与の気温限度と整合する累積排出収支を、昇温がその限度未満に留まるモデル(CMIP5のESM及びEMIC)の割合の関数として示している。モデルの割合は確率と解釈できないことに留意されたい。収支は、21世紀のCO<sub>2</sub>以外の強制力が相対的に高いRCP8.5による計算結果から得られたものである。もしCO<sub>2</sub>以外の放射強制力が大幅に削減されれば、特定の気温限度に適合するCO<sub>2</sub>排出量はわずかに増加するが、CO<sub>2</sub>以外の放射強制力が大幅に低いことを仮定した(a)の他の色の線が示すように、その程度はごく限定的である。関連する図SPM.10に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。{図12.45}

## TFE.8(続き)

世界平均気温の安定化は、気候システムの全ての側面の安定化を意味するものではない。植生の変化に関連する過程、氷床の変化、深海の温暖化とそれに伴う海面水位上昇、そして、例えば海洋と氷床を結び付けるような潜在的なフィードバックは、それぞれ固有の長い時間スケールを持っている。海洋が大気中 CO<sub>2</sub> を吸収し続ける限り、海洋酸性化は将来も継続する可能性が非常に高いだろう。不可避的な陸域生態系の炭素循環の変化は、21 世紀末を超えてずっと先になってから現れるだろう。熱膨張に起因する海面水位上昇が数百年から数千年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。世界平均海面水位の上昇は、CO<sub>2</sub> の累積排出量の合計だけではなく排出経路にも依存する。累積排出量は同じでも、排出削減の時期が遅いよりも早い方が海面水位上昇の緩和は大きくなる。{6.4.4、12.5.4、13.5.4}

【訳注 a】人為的に正味の吸収をすること。

TS

## TS.5.8 気候現象と地域的气候変動

本節は、地域的气候に影響する大規模な気候現象において 21 世紀に予測される変化を評価する(表 TS.2)。こうした現象には平年の気候現象として定義されているもの(モンスーンなど)や、年々変動の現象として定義されているもの(エルニーニョなど)があり、後者は洪水、干ばつ、熱波といった気候の極端現象に影響を与える。熱帯低気圧や温帯低気圧などの気象現象の統計の変化も、本節にまとめている。{14.8}

## TS.5.8.1 モンスーン・システム

モンスーン循環は弱まるものの、地球全体のモンスーンの規模を示すモンスーン域の面積、夏季降水量ともに 21 世紀に増加する可能性が高い。モンスーンの開始日は早まるか、又はあまり変化しない可能性が高いが、モンスーンの終了日は遅くなる可能性が高く、結果として多くの地域でモンスーンの期間が長くなる(図 TS.24)。季節平均降水量の増加は東アジア及び南アジアの夏季モンスーンで顕著であるが、他のモンスーン地域の変化にはより大きな不確実性を伴う。{14.2.1}

モンスーンと関係する雨量の年々変動が将来増加することの確信度は中程度である。将来、モンスーンに関連した極端な降水現象の増加が、南アメリカ、アフリカ、東アジア、南アジア、東南アジア、オーストラリアで見られる可能性が非常に高い。{14.2.1、14.8.5、14.8.7、14.8.9、14.8.11~14.8.13}

アジア・オーストラリアモンスーンに関連する降水は、南北で非対称であるが全体的には増加することの確信度は中程度である。インドモンスーンの雨量は増加することが予測されているが、オーストラリア夏季モンスーンに予測されている雨量の変化は小さい。インド夏季モンスーンの循環は弱まるが、しかし大気中の水分の増加によって相殺され、さらに雨量の増加を招くことへの確信度は中程度である。東アジア夏季モンスーンについては、モンスーン循環と雨量がともに増加すると予測されている。{14.2.2、14.8.9、14.8.11、14.8.13}

北アメリカと南アメリカのモンスーンの降水量変化についての予測の確信度は低い、北アメリカのモンスーンが現在の季節変化に比べて遅れて始まり遅くまで持続することの確信度は中程度であり、南アメリカのモンスーン域が拡大することの確信度は高い。{14.2.3、14.8.3~14.8.5}

西アフリカの雨季の発達が少し遅れ、雨季末期の雨量が強まるとの予測についての確信度は低い。この地域に関するモデルのシミュレーションの精度に限界があるため、予測の確信度は低いと考えられる。{14.2.4、14.8.7}

## TS.5.8.2 熱帯現象

降水量の変化は場所によって異なり、増加する地域もあれば減少する地域もある。熱帯での雨量の変化の地理分布は、現在の気候と海面水温の将来の昇温分布によって決まる可能性が高い。前者の効果は現在の多雨地域の近くで雨量が増加し、後者の効果は海面水温の上昇が熱帯平均を上回る海域で雨量が増加することである。熱帯の雨量予測はその年平均の変化よりも季節平均の変化のほうがより信頼できることについて、中程度の確信度がある。{7.6.2、12.4.5、14.3.1}

熱帯収束帯の赤道側において季節平均降水量が将来増加し、北アメリカ及び中央アメリカ、カリブ海地域、南アメリカ、アフリカ、西アジアの一部を含む亜熱帯域では降水量が減少することの確信度は中程度である。南太平洋収束帯が東西方向に広がる年々変動現象の発生数が増加し、南西太平洋における干ばつの発生頻度が増える可能性があることへの確信度は中程度である。南大西洋収束帯が南方向に移動し、南アメリカ南東部の降水量の増加と、収束帯のすぐ北側での降水量の減少をもたらすことへの確信度は中程度である。{14.3.1、14.8.3~14.8.5、14.8.7、14.8.11、14.8.14}

熱帯インド洋は、東部(インドネシアを含む)において昇温が弱く雨量が減り、西部(東アフリカを含む)において昇温が大きく雨量が増える、東西の変化パターンを特徴とする可能性が高い。年々変動におけるインド洋ダイポールモードはこれまでと同様活発である可能性が非常に高く、東アフリカ、インドネシア、オーストラリアの気候の極端現象に影響を与える。{14.3.3、14.8.7、14.8.12}

熱帯大西洋に対する予測については、この地域のモデルシミュレーションに大きな誤差があるため、平均的な変化、年々変動の変化ともに確信度は低い。したがって、大西洋のハリケーン並びに熱帯南アメリカ及び西アフリカの降水に対する将来予測についても、確信度は低い。{14.3.4、14.6.1、14.8.5、14.8.7}

マッデン-ジュリアン振動がどう変化するかについては、この季節内現象のモデルによる再現性が乏しい上に海面水温の

**表 TS.2 |** 予測される地域の気候変動及び主要な気候現象との関係の概観。ある現象が地域の気候変動に関連するとみなされる条件は、その現象が当該地域に影響を及ぼすことに十分な確信度があること、特に RCP4.5 やそれより高濃度を想定したシナリオにおいて、その現象が変化することについて十分な確信度があることである。こうした気候変動に対する確信度及び地域の気候とその関連性についての詳細な評価は、第 14.8 節と表 14.2、表 14.3 を参照。{14.8; 表 14.2, 表 14.3}

地域	諸現象と関係して予測される主要な変化
北極域 {14.8.2}	北大西洋振動 (NAO) がわずかに増加するとの予測から生じる冬季の気温と降水量の変化。すなわち、気温上昇の強化と海氷融解、多くは温帯低気圧の降水量増加による今世紀中頃までの急激な降水量増加。
北アメリカ {14.8.3}	モンスーンに伴う降水は、季節変化の中で遅くなる。温帯低気圧による降水量の増加は、大陸の北側の 3 分の 1 の地域で冬季の降水量に大幅な増加をもたらす。米国やメキシコの西海岸、メキシコ湾、米国・カナダの東海岸では、熱帯低気圧が上陸することによって、極端な降水現象が増加する。
中央アメリカ及びカリブ海 {14.8.4}	平均降水量の減少と極端な降水量の増加の予測。東海岸及び西海岸に上陸する熱帯低気圧がもたらす、より極端な降水現象の発生。
南アメリカ {14.8.5}	南に移動した南大西洋収束帯によって南東域で降水量が増加。南半球環状モードの正の変化傾向によって温帯低気圧の経路が南側へ移動し、これに伴って、チリ中央部で降水量が減少し南アメリカ南端部で増加。
ヨーロッパ及び地中海 {14.8.6}	地中海東部での、低気圧に伴う極端な降水量の増加と、低気圧に伴う降水頻度の減少。
アフリカ {14.8.7}	西アフリカにおける夏季モンスーン時の降水の強化。インド洋海面水温の昇温パターンによって東アフリカで増加する。短い方の雨季の雨量。マダガスカル島を含むアフリカ東海岸に上陸する熱帯低気圧がもたらす極端な降雨の増加。
中央アジア及び北アジア {14.8.8}	夏季降水量の増加。北アジアでの冬季の大きな昇温。
東アジア {14.8.9}	夏季モンスーン降水量の増加、沿岸に上陸する台風による極端な降雨の増加、真冬に見られる温帯低気圧活動の抑制の減少。
西アジア {14.8.10}	アラビア半島に上陸する熱帯低気圧による極端な降雨の増加、温帯低気圧経路の北上による北西アジアにおける降水量の減少。
南アジア {14.8.11}	夏季モンスーン降水量の増加、ベンガル湾及びアラビア海の沿岸への熱帯低気圧上陸による極端な降雨の増加。
東南アジア {14.8.12}	インド洋海面水温の昇温分布による 7~10 月のインドネシアでの降水量減少、南シナ海・タイ湾・アンダマン海の沿岸に上陸する熱帯低気圧による極端な降水量の増加。
オーストラリア及びニュージーランド {14.8.13}	オーストラリア北部で夏季モンスーンの降水量は増加するであろう。東西に広がるタイプの南太平洋収束帯 (SPCZ) の発生頻度が増加することで、オーストラリア北東部の降水量は減少するであろう。南半球環状モードの正の変化傾向の予測に対応して、ニュージーランドやオーストラリア南部で昇温は強化され、降水量は減少。熱帯低気圧・温帯低気圧に関連した極端な降水量は増加。
太平洋諸島 {14.8.14}	熱帯収束帯の変化が年降水量や極端な降水量に影響。熱帯低気圧に関連した極端な降水量の増加。
南極大陸 {14.8.15}	南半球環状モードの正の変化傾向に関係した、南極半島や西南極での強い昇温。温帯低気圧経路の極側への移動による南極沿岸域での降水量の増加。

昇温パターンに敏感であるため、現在のところ評価することは不可能である。したがって、西アジア、東南アジア、オーストラリアにおける地域的な気候の極端現象の将来予測については、**確信度は低い**。{9.5.2、14.3.4、14.8.10、14.8.12、14.8.13}

**TS.5.8.3 エルニーニョ・南方振動**

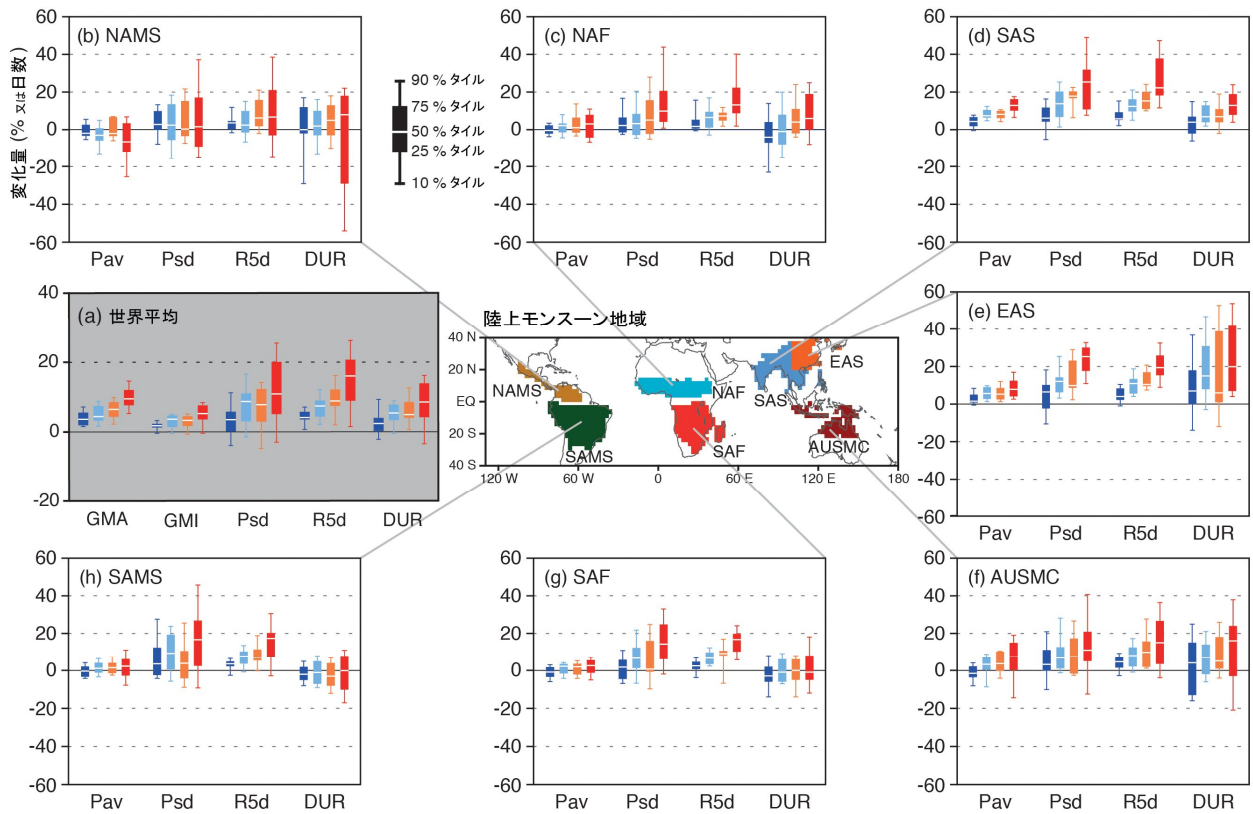
エルニーニョ・南方振動 (ENSO) が 21 世紀も引き続き自然変動の主要モードであり続け地球全体に影響を及ぼすこと、そして ENSO が引き起こす地域的な降水変動は強まる**可能性が高い**ことについての**確信度は高い**。ENSO の振幅と空間パターンの自然変動は非常に大きいため、21 世紀に対して予測されている変化の**確信度は依然として低い**。RCP4.5 と RCP8.5 の両方で、予測されているエルニーニョの振幅の変化はモデル間の変化の開きに比べると小さい (図 TS.25)。北太平洋と北アメリカについては、エルニーニョとラニーニャに関連した気温偏差と降水偏差のパターン (テレコネクション) は将来東向きに移動する**可能性が高いが (中程度の確信**

度)、中央アメリカ及び南アメリカ、カリブ海地域、アジアの大部分、オーストラリア、ほとんどの太平洋諸島など、その他の地域の気候に与える影響の将来変化についての**確信度は低い**。気候がより温暖化すると、大気循環の変動は同じままであっても、大気中の水分の増加が降水の時間的変動性を強める。このことは、ENSO に起因する降水量の変動にも当てはまるが、ENSO のテレコネクションが変化する場合があるためこの一般的結論は複雑になり、やや地域依存性が生じる。{12.4.5、14.4、14.8.3~14.8.5、14.8.7、14.8.9、14.8.11~14.8.14}

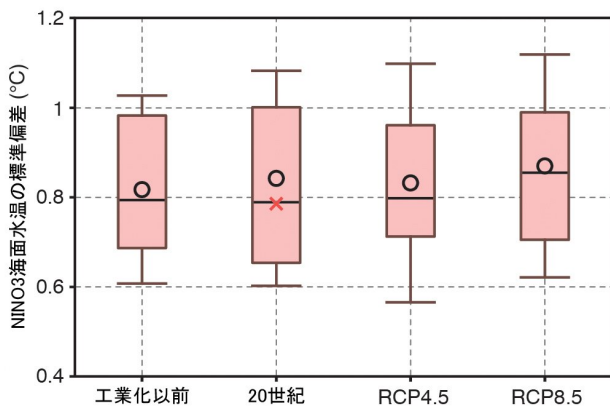
**TS.5.8.4 低気圧**

21 世紀の予測によると、地球全体での熱帯低気圧の発生頻度は減少するか、又は基本的に変わらない**可能性が高く**、それと同時に地球全体で平均した熱帯低気圧最大風速及び降雨量は増加する**可能性が高い** (図 TS.26)。将来の気候変動が熱帯低気圧に及ぼす影響は地域によって異なる**可能性**





**図 TS.24** | 現在(1986~2005年)から将来(2080~2099年)にかけてのモンスーン統計量の変化。各RCPをシミュレーションしたCMIP5アンサンブルに基づく。RCP2.6(濃い青、モデル数18)、RCP4.5(青、モデル数24)、RCP6.0(黄、モデル数14)、RCP8.5(赤、モデル数26)。(a)地球全体での平均：地球全体のモンスーン面積(GMA)、地球全体のモンスーン強度(GMI)、季節降水量の年々変動の標準偏差(Psd)、季節最大5日間総降水量合計(R5d)、モンスーン期間(DUR)。各地域の陸域モンスーン領域は、現在の降水量の複数モデル平均値(モデル数24)により決めている。(b)~(h)は、地域の陸域モンスーンの将来統計量の変化(季節平均降水量(Pav)、Psd、R5d、DUR)。(b)北アメリカ(NAMS)、(c)北アフリカ(NAF)、(d)南アジア(SAS)、(e)東アジア(EAS)、(f)オーストラリアー海洋大陸(AUSMC)、(g)南アフリカ(SAF)、(h)南アメリカ(SAMS)。単位は%。ただしDURは日数。箱ひげ図は、10、25、50、75、90パーセンタイルを示す。全ての指数は、各モデルのモンスーン領域の夏季(北半球は5~9月、南半球は11~3月)について計算されている。{図14.3、図14.4、図14.6、図14.7}



**図 TS.25** | 東部赤道太平洋(NINO3 海域、南緯5度~北緯5度、西経150度~西経90度)における海面水温変動のCMIP5の複数モデルによるアンサンブルにおける標準偏差。エルニーニョの振幅を表す尺度の一つで、工業化以前の参照実験と20世紀についてのシミュレーション及びRCP4.5とRCP8.5を用いた21世紀の予測結果を示す。白抜きの丸印は複数モデルによるアンサンブル平均値、赤い×印は20世紀の観測による標準偏差を表す。箱ひげ図は、16、25、50、75、84パーセンタイルを表す。{図14.14}

が高いが、地域別の予測の確信度は低い。一部の海域では、最も強い熱帯低気圧の発生頻度がどちらかと言えば増加するだろう。北・中央アメリカ、東アフリカ、西・東・南・東南アジアでは、オーストラリア及び多くの太平洋諸島と同様に、上陸する熱帯低気圧の中心付近で降水がより極端になると予測されている(中程度の確信度)。{14.6.1、14.8.3、14.8.4、14.8.7、14.8.9~14.8.14}

地球全体の温帯低気圧の数が数パーセント以上減少する可能性は低く、将来の低気圧の変化は、年々の自然変動やモデル間の大きなばらつきに比べて小さい可能性が高い。南半球の低気圧経路はわずかに極方向に移動する可能性が高いが、この変化の大きさはモデルに依存する。気候予測における北大西洋の低気圧経路の応答が単なる極方向への移動である可能性は低い。北太平洋の低気圧経路において予測されている極方向への移動については、確信度は中程度である。低気圧経路の変化が地上の地域気候に及ぼす影響についての確信度は低い。温帯低気圧による降水量の増加は、北極域、北ヨーロッパ、北アメリカ、南半球の中・高緯度域における冬季降水量の増加をもたらす。{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}

TS.5.8.5 環状モードと双極子モード<sup>訳注W</sup>の変動

将来の北半球冬季の北大西洋振動(NAO)は、これまでの観測事実と同様に大きな自然変動を示す可能性が非常に

高い。北大西洋振動は平均するとわずかに正の変化傾向を示し、北極域、北アメリカ、ユーラシアにおける冬季気象条件に対して多少の(ただしあまり十分な裏付けのない)影響を伴う可能性が高い。21世紀中頃までに成層圏オゾンが回復するにつれて、南半球環状モード(SAM)の南半球夏季/秋季の正の変化傾向はかなり弱まり、南アメリカ、アフリカ、オーストラリア、ニュージーランド、南極大陸に対して多少の(ただしあまり十分な裏付けのない)影響が伴う可能性が高い。{11.3.2、14.5.2、14.8.5、14.8.7、14.8.13、14.8.15}

TS.5.8.6 その他の現象

大西洋数十年規模振動(AMO)は、平均的な気候の変化に伴ってその挙動が変化する可能性は低い。もともと、今後数十年間にわたり AMO の自然変動は、少なくとも人為起源の変化と同程度に強い影響を地域の気候に与え、大西洋の大型ハリケーンの頻度や、西アフリカのモンスーン、北アメリカ及びヨーロッパの夏季の気象条件に影響を及ぼす可能性が高い。{14.2.4、14.5.1、14.6.1、14.7.6、14.8.2、14.8.3、14.8.6、14.8.8}

北半球及び南半球でのブロッキングの頻度が増加しないことの確信度は中程度であるが、ブロッキングの強度と持続性の変化傾向は不確実である。{Box 14.2}

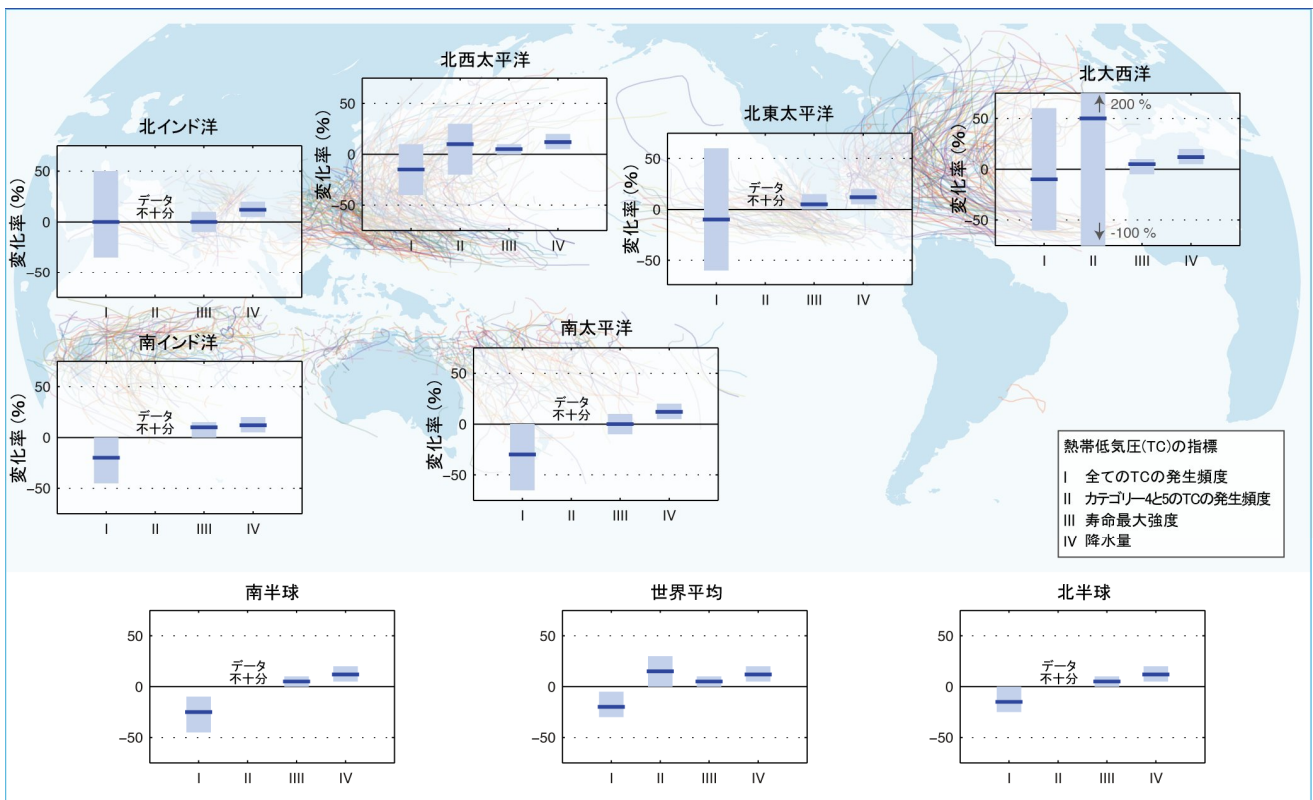


図 TS.26 | 熱帯低気圧の統計量の変化予測。全ての値は、A1B に似たシナリオの下で 2000~2019 年と比べた 2081~2100 年の予測平均値を変化率(%)で表す。ただし、モデル予測を主観的に正規化した後の専門家の判断に基づく。4 つの指標に関する変化率(%)が検討されている。I) 熱帯低気圧の年間発生頻度の合計、II) カテゴリー4 及び 5 の熱帯低気圧の年間発生頻度、III) 寿命最大強度の平均(LMI、低気圧の寿命中に到達した最大強度)、IV) LMI の時点における低気圧の中心から 200 km 以内の降水量。図に表した各指標について、青い実線は予測変化率の最良推定値、青の棒グラフはこの値に対する 67%(可能性が高いに相当)信頼区間を示す(この区間は、北大西洋におけるカテゴリー4 及び 5 の熱帯低気圧の年間発生頻度については-100%から+200%の範囲に及んでいることに注意)。指標が表示されていないところは、十分なデータが入手できない(データ不十分と表示<sup>[正誤表参照]</sup>)ために評価ができなかったことを意味する。熱帯低気圧活動が発生する地域を示すため、図の背景には、過去の低気圧経路を無作為に選んで色つきで描画している。詳細は第 14.6.1 節を参照。{14.6.1}

テーマ別注目要素

**TFE.9 | 気候の極端現象**

気候の極端現象の変化を評価する際には、特有の課題が持ち上がる。その理由は、こうした現象が本質的にまれな性質があることだけでなく、必ず破壊的な状況に連動して生じるためである。気候の極端現象は、大小両規模の気象パターン、変動モード、熱力学過程、陸域—大気フィードバック、そして先行条件の影響を強く受ける。IPCC 第4次評価報告書(AR4)以降、IPCC「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)によって極端現象の包括的評価が行われただけでなく、利用可能な観測証拠の量の増加や、我々の理解及び極端現象を再現するモデルの能力の向上によって、目覚ましい進歩が遂げられている。{1.3.3、2.6、7.6、9.5.4}

干ばつ、洪水、熱波のような気候の極端現象の場合、極端現象を生じさせるためにいくつかの要因が組み合わさる必要がある。極値理論を用いた20年に1度から100年に1度といったよりまれな極端現象についての解析が、ますます多くの文献に取り入れられてきている。その他の最近の進展としては、特定の極端現象を具体的な因果関係と結びつけることを目指した「リスクへの寄与度」という概念もある。{1.3.3、2.6.1、2.6.2、10.6.2、12.4.3; Box 2.4}

TFE.9 表1は、一連の気象と気候の極端現象について最近50年間にわたって観測された変化と、その変化に対する人間の寄与の評価、及びその極端現象について将来見込まれている変化を示している。表ではさらに、可能な場合には現在の評価とAR4及びSREXの評価との比較も記載している。{2.6、3.7、10.6、11.3、12.4、14.6}

**気温の極端現象、熱波、継続的な高温**

20世紀半ば以降、最高気温と最低気温の極端な値が陸域のほとんどで上昇した可能性が非常に高い。こうした変化は現在の気候モデルでよく再現されており、人為起源の強制力がこうした極端な値の発生頻度に影響した可能性は非常に高く、今後さらなる変化が現れることはほぼ確実である。このことは、AR4とSREXの結論を裏付けており、人為起源の強制力要素における確信度はさらに高まっている。{2.6.1、9.5.4、10.6.1、12.4.3}

十分なデータが存在する陸域については、暑い日と暑い夜の日数が全般的に増加している。また同様に、寒い日と寒い夜の日数については減少が見られる。ほとんどの大陸において、この期間に異常に暑い日と暑い夜の増加及び／又は異常に寒い日と寒い夜(降霜を含む)の減少が生じた可能性は非常に高い。極端に暑い日あるいは暑い夜が連続する継続的な高温や熱波は、準定常的な高気圧性循環偏差と関連していることが多いほか、とりわけ水分の乏しい地域においては、熱波を拡大させたり抑制させたりすることができる、既存の土壌条件や土壌水分偏差の持続による影響も受ける。少数の例外はあるが、地球全体の陸域のほとんどでは20世紀半ば以降熱波が増えている。いくつかの研究は、熱波の頻度の変化のほとんどは平均気温の上昇に原因があることを示唆しているが、熱波の強度／広がりや気温の変動性と気温の頻度分布の形状の変化に非常に敏感であり、熱波の定義も役割を果たしている。地域によっては、1950年代以前の測器時代のほうが熱波が多いところもあるが(米国など)、ヨーロッパのように、1950年代以降の期間における熱波の頻度の増加が長い歴史的気温時系列の中で突出している地域もある。{2.6、2.6.1、5.5.1; Box 2.4; 表 2.12、表 2.13; FAQ 2.2}

観測されている極端な気温と熱波の特徴は気候モデルによってよく再現されており、ほとんどの地域における観測に基づく推定値の幅と似ている。今や地域的ダウンスケーリングによって極端現象の評価に必要な空間規模での信頼できる情報が得られるほか、エルニーニョ・南方振動やその他の大規模現象について、結合モデル相互比較計画の第3期(CMIP3)から第5期(CMIP5)にかけてのシミュレーションの進歩はきわめて重要である。とはいえ、極端現象の頻度や強度について再現された変化は、観測データの入手可能性と品質の問題、並びに、特定のフィードバックやブロッキングなど循環の重要な特徴における平均的变化を確実に再現するモデルの能力の問題のために、限界がある。{2.6、2.7、9.4、9.5.3、9.5.4、9.6、9.6.1、10.3、10.6、14.4; Box 14.2}

AR4以来、極端現象の変化をもたらすメカニズムやフィードバックについての理解が深まっている。一部の地域の極端な気温や熱波の観測されている頻度については、人為的影響の可能性を強化する証拠が引き続き得られている。近未来(十年規模)予測は極端な気温が増加する可能性が高いことを示唆しているが、排出シナリオ間には識別できるような差はほとんどない(TFE.9 図 1)。とはいえ、変化は平均状態の温暖化とは異なる速さで進行するかもしれない。複数の研究では、ヨーロッパの夏季の、頻度分布で高いパーセンタイルに相当する気温の予測については、平均気温よりも早く昇温することが示されている。極端な気温の長期的な上昇に関連した将来変化はほぼ確実であり、排出シナリオの強さに応じて大きくなる。すなわち、人為起源の排出量が多いほど、それに対応する極端な気温の上昇も大きくなる(TFE.9 図 1)。高排出シナリオの場合、ほとんどの陸域において21世紀末までに、現在では20年に1度起こるような最高気温現象は、頻度が少なくとも倍増し、多くの地域では1~2年に1度の現象になる可能性が高い。極端な高温と低温の程度は、どちらも少なくとも平均気温と同じ率で上昇することが見込まれるが、低温現象の20年再現値は、ほとんどの地域で冬季平均気温を上回る率で上昇すると予測されている。{10.6.1、11.3.2、12.4.3}

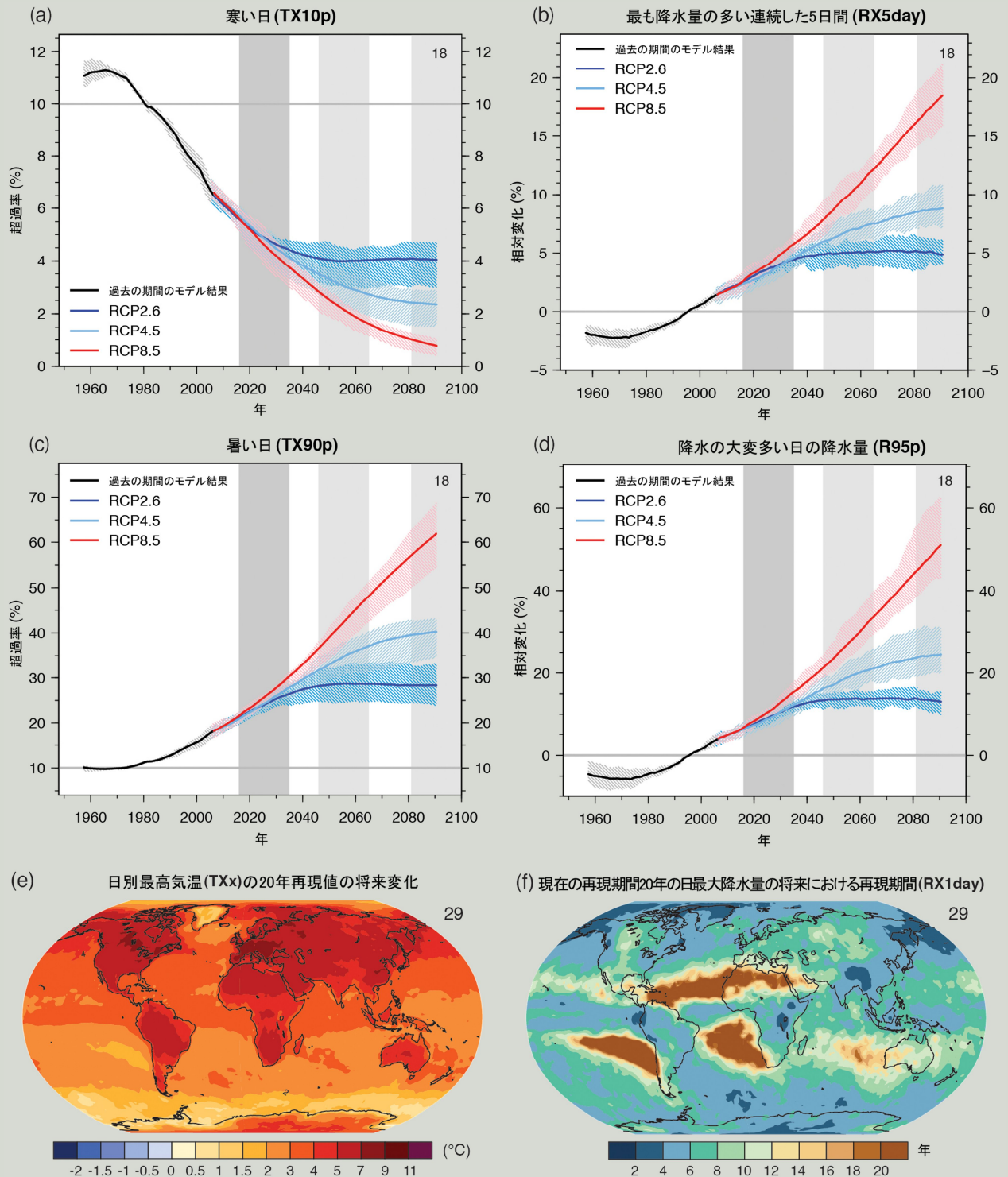
(次ページに続く)

**TFE.9 表 1** | 気象及び気候の極端現象：近年観測された変化の地球規模の評価。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(AR5)(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(AR4)(赤)から改訂\*された地球規模の評価を示す。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。AR5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
ほとんどの陸域で寒い日や寒い夜の頻度の減少や昇温	{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	21世紀初頭 {11.3} 可能性が高い 可能性が高い 可能性が高い
ほとんどの陸域で暑い日や暑い夜の頻度の増加や昇温	{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)	21世紀末 {12.4} 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
ほとんどの陸域で継続的な高温/熱波の頻度や持続期間の増加	{2.6} 地球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	{10.6} 可能性が高い <sup>(a)</sup> 正式に評価されていない どちらかと言えば確信度が中程度 確信度が中程度 確信度が中程度 どちらかと言えば	{12.4} 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 中緯度の大陸のほとんどと温帯熱帯域で <b>可能性が非常に高い</b> 多くの地域で <b>可能性が高い</b> <b>ほとんどの陸域で可能性が非常に高い</b>
大雨の頻度、強度、大雨の降水量の増加	{2.6} 減少している陸域より増加している陸域の割合が多い <b>可能性が高い</b> <sup>(c)</sup> 減少している陸域より増加している陸域の割合が多い <b>可能性が高い</b> <b>ほとんどの陸域で可能性が高い</b>	{7.6, 10.6} 確信度が中程度 確信度が中程度 確信度が中程度 どちらかと言えば	{12.4} 正式に評価されていない <sup>(b)</sup> 多くの陸域で <b>可能性が高い</b> <b>ほとんどの陸域で可能性が非常に高い</b>
干ばつの強度や持続期間の増加	{2.6} 地球規模で <b>確信度が低い</b> いくつかの地域で <b>可能性が高い</b> <sup>(d)</sup> いくつかの地域で <b>確信度が中程度</b> <b>1970年以降多くの地域で可能性が高い</b> <sup>(e)</sup>	{10.6} 確信度が低い <sup>(g)</sup> 確信度が中程度 <sup>(f)</sup> どちらかと言えば	{12.4} 地球規模から地球規模で <b>可能性が高い</b> <b>いくつかの地域で確信度が中程度</b> <b>可能性が高い</b> <sup>(e)</sup>
強い熱帯低気圧の活動度の増加	{2.6} 長期(百年規模)変化の <b>確信度が低い</b> 1970年以降北大西洋で <b>ほぼ確実</b> <b>確信度が低い</b> <b>1970年以降いくつかの地域で可能性が高い</b>	{10.6} 確信度が低い <sup>(h)</sup> 確信度が低い どちらかと言えば	{14.6} 北西太平洋と北大西洋で <b>どちらかと言えば</b> <b>いくつかの海域でどちらかと言えば可能性が高い</b>
極端に高い潮位の発生や高さの増加	{3.7} 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 <sup>(k)</sup> 可能性が高い <sup>(k)</sup> どちらかと言えば <sup>(k)</sup>	{13.7} 可能性が非常に高い <sup>(l)</sup> 可能性が非常に高い <sup>(m)</sup> 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。  
 解析の継続、評価された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:  
 (a) 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**。  
 (b) 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を予測している。  
 (c) 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、大雨の頻度や強度は、地中海と西アフリカで増加した**可能性が高い**、北アメリカ中央部とオーストラリア西部で減少した**可能性が高い**。  
 (d) AR4では、干ばつの影響を受ける面積を評価した。  
 (e) SREXでは、降下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はいくつかの変化に対して人為的影響が寄与していること、**確信度は中程度**であると評価した。SREXでは、個別の地域レベルでの干ばつの変化の原因特定については**確信度が低い**に評価した。  
 (f) 土壌水分の変化予測の**確信度は低い**。  
 (g) RCP8.5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、地球規模から地球規模の予測では土壌水分が減少し農業干ばつが増加する**可能性が高い**、**確信度は中程度**、地中海や米国西部、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警告しており、RCP8.5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が乾燥化する**可能性は高く**、**確信度も高い**。  
 (h) 北大西洋におけるローレンス強制力の減少が、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、**確信度は中程度**である。  
 (i) SRES A1B(もしくは類似の)シナリオを用いた予測について、専門家判断、評価した結果に基づいている。  
 (j) 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いている。  
 (k) 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**。  
 (l) 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。  
 (m) 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。

TFE.9(続き)



**TFE.9 図1** | 地球全体での発生頻度の予測。(a) 寒い日 (TX10p)——年ごとの日別最高地上気温 (Tmax) が1961~1990年の Tmax の10パーセンタイル未満だった日の割合(%), (b) 最も降水量の多い連続した5日間 (RX5day)——1986~2005年平均を基準とした年間最大5日間降水量の変化(%), (c) 暑い日 (TX90p)——年ごとの日別最高地上気温 (Tmax) が1961~1990年の Tmax の90パーセンタイルを超えた日の割合(%), (d) 降水の最も多い日の降水量 (R95p)——1986~2005年平均を基準とした、日降水量が95パーセンタイルを超えた日の年間降水量の変化(%). RCP2.6, RCP4.5, RCP8.5の各シナリオに対するCMIP5モデルによる結果を示す。実線はアンサンブルの中央値、陰影部は個々の予測間での四分位範囲(25及び75パーセンタイル)を表す。分布図は(e) 日別最高気温 TXx の20年再現値についての1986~2005年から2081~2100年への変化と、(f) 1986~2005年に再現期間20年であった日最大降水量 RX1day の2081~2100年における再現期間を示す。どちらの分布図もCMIP5のRCP8.5シナリオでの結果に基づく。複数モデル平均の計算に用いたモデルの数が各図に示されている。指数の定義についてはBox 2.4表1を参照。{図11.17, 図12.14, 図12.26, 図12.27}

TS

## TFE.9(続き)

**降水の極端現象**

20 世紀半ば以降、陸域での強い降水現象の回数が増加している地域のほうが減少している地域よりも多い可能性が高く、人為起源の強制力がこの増加に寄与したことについて中程度の確信度がある。{2.6.2、10.6.1}

CMIP3 から CMIP5 にかけて、より現実に即した降水の極端現象を再現するモデルの能力は大幅な進歩を遂げている。しかしながら、モデルの大多数は、特に熱帯域において気温の変動性あるいは変化傾向に対する極端な降水現象の感度を過小評価していることを示唆する証拠があり、このことは、将来に予測される極端な降水現象の増加をモデルが過小評価していることを意味する。極端な降水をもたらす諸過程に対する理解は進歩しているが、例えばモデルにおける雲と対流効果の定量化など、課題は残っている。海洋における大規模な応答には、「湿潤な場所はより湿潤に(wet-get-wetter)」及び「乾燥した場所はより乾燥する(dry-get-drier)」という部分があるのだが、地表面と大気過程の複雑さゆえに、降水量の変化についての地域的予測における信頼性には限界があり、特に陸域で顕著である。とはいえ、気候が温暖化するにつれ、極端な降水量が(例えば日別の時間スケールで)時間平均よりも速く増加することの確信度は高い。日別及び1日未満の時間スケールにおける局所的極端現象の変化は、昇温1°C当たりおおよそ5~10%増加すると見込まれている(中程度の確信度)。{7.6、9.5.4}

近未来及び長期において、CMIP5 の予測は AR4 で見られた大雨現象が地球全体の平均で明確な増加傾向であることを確認しているが、地域によってかなりのばらつきがある(TFE.9 図 1)。中緯度陸域の大部分と湿潤な熱帯地域では、世界が温暖化すれば極端な降水現象が強度と頻度ともに増すであろうことの可能性は非常に高い。{11.3.2、12.4.5}

**洪水と干ばつ**

測器記録にわたる地球規模での洪水の大きさ及び／又は頻度における変化傾向の符号に関しては、引き続き証拠が不足しており、したがって確信度は低い。北・中央ヨーロッパ、西地中海地域、アジア東部において、過去5世紀の間には1900年以降記録されているものより大きな洪水が発生した確信度は高い。中近東、インド、北アメリカ中部における現代の大洪水が、大きさ及び／又は頻度において過去の洪水と同程度又は上回ることについては中程度の確信度がある。{2.6.2、5.5.5}

20 世紀半ば以降に干ばつ及び／又は乾燥の影響を受けた陸地面積が大幅に増大したことについては、賛否両方の議論に説得力があり、結果として、観測された関係づけられそうな大規模での変化傾向の評価の確信度は低い。この主な原因は、直接観測とその品質の不足、変化傾向の推測が指数の選び方に左右されること、変化傾向の地理的な不一致、十年規模の変動と長期変化傾向との区別の難しさにある。千年規模の時間スケールでは、代替情報が、多くの地域で20世紀中に観測されたものよりも規模が大きく継続期間の長い干ばつがあったことの証拠を示していること、の確信度は高い。小氷期(1450~1850年)は中世気候異常期(950~1250年)に比べて、アジアのモンスーン域においてより多くの大規模干ばつが発生し、乾燥した中央アジアと南アメリカのモンスーン地域ではより湿潤な状態が卓越していたことの確信度は中程度である。{2.6.2、5.5.4、5.5.5、10.6.1}

代表的濃度経路 RCP8.5 に基づくと、世紀末までの予測は、地域規模から地球規模で予測されている土壌水分の減少に関連して、現在乾燥している地域において干ばつのリスクが高まる可能性が高い(中程度の確信度)ことを示している。土壌水分の減少は地中海、アメリカ南西部、アフリカ南部で最も顕著であり、予測されているハドレー循環の変化及び地上気温の上昇と整合して、RCP8.5 においては、21 世紀末までにこれらの地域における地表面の乾燥化が生じる可能性が高い(高い確信度)。{12.4.5}

**極端な海面水位**

極端な高潮位現象の大きさは1970年以降増大している可能性が高く、この増大の大部分は平均海面水位の上昇によって説明できる。平均海面水位の変化を考慮すれば、極端な高潮位の変化は潮位計の94%において1年当たり5mm未満に縮小される。将来、海面水位の極端現象の発生頻度が大幅に増加する可能性は非常に高く、過去の観測結果と同様に、この増加は主に平均海面水位の上昇の結果であるだろう。{3.7.5、13.7.2}

**熱帯低気圧と温帯低気圧**

観測能力の過去の変化を考慮すると、熱帯低気圧の活動度の長期的(百年規模)変化についての確信度は低い。しかしながら、北大西洋では最も強い低気圧の頻度と強度が衛星時代にわたって増加していることは確実である(非常に高い確信度)。もっとも、この増加の原因については議論されているところであり、熱帯低気圧の活動度の変化の原因を人為影響に求めることについては、不十分な観測証拠、人為起源の気候駆動要因と熱帯低気圧活動との関係に対する物理的理解の不足、内部変動並びに人為起源及び自然起源の強制力の相対的重要性に関する研究間の一致度の低さのため、確信度は低い。{2.6.3、10.6.1、14.6.1}

(次ページに続く)

## TFE.9(続き)

高解像度の気象モデルの中には、熱帯低気圧の経路と発生件数を現実に即して再現しているものがある。また、モデルは総じて低気圧経路と温帯低気圧の一般的特徴を捉えることができおり、AR4以降改善していることの証拠がある。北大西洋における低気圧経路のバイアスはわずかに改善したが、モデルが生成する低気圧経路はまだ帯状に偏り過ぎており、温帯低気圧の強度を過小評価している。{9.4.1、9.5.4}

予測では、地球全体での熱帯低気圧の発生頻度は減少するか、又は本質的に変わらないままである可能性が高く、それと同時に、地球全体で平均した熱帯低気圧の最大風速及び降水量は増加する可能性が高いが、地域を特定した頻度と強度の予測にはより低い確信度しかない。とはいえ、モデルの解像度の改善とダウンスケーリング技術によって、予測されている21世紀の温暖化の下では、一部の海域において最も強い低気圧の発生頻度がどちらかと言えば大幅に増加するだろう(図 TS.26を参照)。{11.3.2、14.6.1}

AR4及びSREXの後に行われた研究は、1950年代以降に低気圧経路が極方向に移動している可能性が高いことを引き続き裏付けている。もっとも、前世紀全体にわたっては、研究間の不一致あるいは世界の一部地域(特に南半球)における長期データの欠如により、暴風雨の激しさについての明確な変化傾向に対する確信度は低い。{2.6.4、2.7.6}

低気圧経路のシミュレーションには系統的バイアスが存在するにもかかわらず、ほとんどのモデルや研究は、地球全体の温帯低気圧の数が数パーセント以上減少する可能性は低いということと一致している。南半球の低気圧経路はわずかに極方向に移動する可能性が高い。北太平洋の低気圧経路はどちらかと言えば極方向に移動すると予測されているが(中程度の確信度)、北大西洋の低気圧経路の応答が単なる極方向への移動である可能性は低い。地域的な低気圧経路の変化の大きさと、その変化が地域的な地表での気候に与える影響についての確信度は低い。{14.6.2}

## TS.6 重要な不確実性

技術要約のこの最終節では、気候システムの理解及び気候システムの人為的影響に応じた変化を予測する能力における重要な不確実性について、簡単な概観を読者に提供する。この概観は包括的ではなく、また、ここに示す知見の根拠を詳細に述べるものではない。その概観はこの技術要約の本文及び本体報告書の各章にも同じ内容が掲載されており、箇条書きごとに対応する節を波括弧で表示している。

### TS.6.1 気候システムの変化の観測における重要な不確実性

- 対流圏の気温の上昇の変化率とその鉛直構造については中程度から低い確信度しかない。対流圏の気温上昇の変化率の推定値には、地上の気温上昇の変化率の推定値が含まれる。成層圏の気温低下の変化率と鉛直構造における確信度は低い。{2.4.4}
- データが不完全なために、地球全体の陸域における降水量の変化の確信度は1951年までは低く、それ以降は中程度である。{2.5.1}
- 地球規模の雲の変動と変化傾向の観測においてはかなりの曖昧さが残っているため、依然として確信度は低い。{2.5.6}
- 干ばつ又は乾燥(降雨不足)について地球規模で観測されている変化傾向に関しては、直接観測の不足、方法論上の不確実性と選び方、変化傾向に地理的な不一致があることから、確信度は低い。{2.6.2}
- 熱帯低気圧の特性に関して明確と報告されている長期的(百年規模)変化は、観測能力の過去の変化を考慮すれば、確信度は低い。{2.6.3}
- 大規模な大気循環における長期的変化については、現時点では明確な結論を下すことができない。というのは、年々から十年規模で大きな変動があることとデータセット間に相違が残っているためである。{2.7}
- 海洋表層の水温についての地球全体の異なる推定値には時期や期間によってばらつきがあり、水温と海洋表層(水深0~700 m)の貯熱量における十年以下規模の変動が過去の記録中で何であるのかまだわかっていないことを示唆している。{3.2}
- 水深700 m以深の海洋では、空間的・時間的にサンプリングがあまりにも粗いため、2005年以前の年平均した地球全体で平均した海洋の水温及び貯熱量の推定値を求めることができない。{3.2.4}
- 水深2000 m以深の海洋の観測範囲は依然として限られており、地球全体の海洋貯熱量及び炭素含有量の変化について、より確実な推定値を得ることを妨げている。このことはまた、海面水位上昇に対する深海の昇温の寄与の定量化する上の限界ともなっている。{3.2、3.7、3.8; Box 3.1}
- 気候に結びつく海洋循環の特徴(例えば、子午面循環)の強さを測定する連続観測の時系列の数は限られて

おり、既存の時系列はまだ短すぎて十年規模及びそれより長期の変化傾向を評価することができない。{3.6}

- 南極域については、海氷の様々な特性(例えば、厚さや体積)の変化の状態を評価するには、利用可能なデータは不十分である。{4.2.3}
- 地球規模において分離した氷床前面での融解と氷山の分離による質量損失はまだ包括的に評価されていない。氷河からの質量損失の推定における最大の不確実性は南極域に原因があり、南極及びグリーンランドの両方の氷床周辺の氷-海洋相互作用の観測記録は依然として乏しい。{4.3.3、4.4}

### TS.6.2 気候変動の駆動要因における重要な不確実性

- エーロゾル-雲相互作用とそれと結びついた放射強制力における不確実性は依然として大きい。このため、関連する大気過程の一部については理解が向上し地球全体の衛星観測が利用可能になっているにもかかわらず、エーロゾル強制力における不確実性は、正味の人為起源強制力の全体としての不確実性の主要な原因のままである。{2.2、7.3~7.5、8.5}
- 雲のフィードバックは正の可能性が高いが、その定量化は依然として困難である。{7.2}
- 古気候の復元と地球システムモデルによれば、気候と炭素循環の間に正のフィードバックがあることが示されているが、このフィードバックの強さについての確信度は低いままであり、特に陸域でこの傾向が著しい。{6.4}

### TS.6.3 気候システム及びその近年の変化についての理解における重要な不確実性

- 大気海洋大循環モデル(AOGCM)における雲のシミュレーションには第4次評価報告書(AR4)以降ある程度の改善が見られるが、依然として課題が多い。{7.2、9.2.1、9.4.1、9.7.2}
- 気温以外の気候変数についての観測の不確実性、エーロゾルのような強制力の不確実性、そして個々の過程の理解にはまだ限りがあることが、気候システムの様々な側面における変化の原因特定を引き続き阻んでいる。{10.1、10.3、10.7}
- 水循環の変化については、その変化と内部変動の両面において依然としてモデリングの信頼性が低く、原因特定評価における確信度の制約となっている。また、観測の不確実性及び観測された降水において内部変動の影響が大きいことも、降水の変化の原因について、より信頼できる評価を行うことを困難にしている。{2.5.1、2.5.4、10.3.2}
- モデルの解像度と関連過程の組み込みに関係したモデリングの不確実性は地域規模でより重要となり、内部変動の効果もより顕著となる。したがって、地域規模で観測された変化の原因を外部的強制力に帰することについては、引き続き課題が残る。{2.4.1、10.3.1}



- 極端現象の頻度や強度の変化のモデルによるシミュレーションは、鍵となる特徴の平均的变化をモデルが信頼度高く再現する能力に依存しており、まだ限られている。{10.6.1}
- 干ばつの変化、熱帯低気圧の活動度の変化、南極域の温暖化、南極域の海氷面積、南極域の(氷の)質量収支をはじめとする気候システムのいくつかの側面においては、モデリングの不確実性と科学研究間の一致度の低さゆえに、原因を人為的影響に帰することの確信度は依然として低い。{10.3.1、10.5.2、10.6.1}

#### TS.6.4 地球規模及び地域規模の気候変動の予測における重要な不確実性

- モデルの結果に基づくと、地球全体での平均及びいくつかの地理的な地域についての年々から十年規模の平均気温の予測可能性の確信度は限定的である。降水量に関する複数モデルの結果は、総じて低い予測可能性を示している。短期の気候予測もまた、自然起源の強制力の将来見通しにおける不確実性によって制限されている。{11.1、11.2、11.3.1、11.3.6; Box 11.1}
- 北半球での低気圧経路と偏西風が北方向へ移動するという近未来予測については、確信度は低い【正誤表参照】。{11.3.2}
- 21世紀における熱帯低気圧の頻度と強度の顕著な変化傾向に関する海域規模での予測については、一般に確信度は低い。{11.3.2、14.6.1}
- 予測された土壌水分と地表面流出の変化は、多くの地域で確実なものではない。{11.3.2、12.4.5}
- 気候システムの構成要素や現象の中には、急激な変化や非線形の変化を見せる可能性を秘めてはいるが、多くの現象については確信度は低く、21世紀にそうした現象が現れる可能性についての合意はほとんどない。{12.5.5}
- 永久凍土の融解によるCO<sub>2</sub>あるいはCH<sub>4</sub>の大気中への放出を通じた炭素損失量の大きさについての確信度は低い。湿地における変化や海底からのガスハイドレートの変化に起因する、自然発生源からのCH<sub>4</sub>放出量の将来予測における確信度は低い。{6.4.3、6.4.7}
- 力学的な氷床モデルによる21世紀の海面水位上昇への寄与についての予測の確信度は中程度であり、2100年以降についての予測の確信度は低い。{13.3.3}
- 半経験的モデルによる世界平均海面水位の上昇予測における確信度は低く、その信頼性について科学界における合意はない。{13.5.2、13.5.3}
- 気候変動のモードの大きさや空間パターンにおける変化をはじめ、地域的な気候変動に影響する気候現象の様々な側面についての予測の確信度は低い。{9.5.3、14.2~14.7}



## 【略語等一覧】

ACC	南極周極流 (Antarctic Circumpolar Current)
AMO	大西洋数十年規模振動 (Atlantic Multi-decadal Oscillation)
AMOC	大西洋子午面循環 (Atlantic Meridional Overturning Circulation)
AOGCM	大気海洋大循環モデル (Atmosphere–Ocean General Circulation Models) ※ 全球大気海洋結合モデル (Coupled Atmosphere–Ocean Global Climate Model) と呼ばれることもある
AR4	第4次評価報告書 (Fourth Assessment Report)
AR5	第5次評価報告書 (Fifth Assessment Report)
CERES	雲及び地球放射エネルギー観測装置 (Cloud and the Earth’s Radiant Energy System)
CFCs	クロロフルオロカーボン類 (chlorofluorocarbons)
CFC-11	トリクロロフルオロメタン (trichlorofluoromethane, $\text{CFCl}_3$ )
CFC-12	ジクロロジフルオロメタン (dichlorodifluoromethane, $\text{CF}_2\text{Cl}_2$ )
CFC-113	トリクロロトリフルオロエタン (trichlorotrifluoroethane, $\text{CF}_2\text{ClCFCl}_2$ )
$\text{CH}_4$	メタン (methane)
CMIP3	第3期結合モデル相互比較計画 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 3)
CMIP5	第5期結合モデル相互比較計画 (Coupled Model Intercomparison Project Phase 5)
$\text{C}^4\text{MIP}$	結合炭素循環気候モデル相互比較計画 (Coupled Carbon Cycle Climate Model Intercomparison Project)
$\text{CO}_2$	二酸化炭素 (carbon dioxide)
CRUTEM4	気候研究ユニット陸域観測所気温データバージョン4 (Climatic Research Unit land station Temperature)
ECMWF	ヨーロッパ中期予報センター (European Centre for Medium Range Weather Forecasts)
ECS	平衡気候感度 (equilibrium climate sensitivity)
EMIC	中程度に複雑な地球システムモデル (Earth System Model of Intermediate Complexity)
ENSO	エルニーニョ・南方振動 (El Niño–Southern Oscillation)
ERA-interim	ヨーロッパ中期予報センターによる全球大気・地表状況の暫定再解析 (ECMWF interim re-analysis of the global atmosphere and surface conditions)
ERBE	地球放射収支実験 (Earth Radiation Budget Experiment)
ERF	実効放射強制力 (effective radiative forcing)
ERSST	歴史的海面水温解析 (Extended Reconstructed Sea Surface Temperature)
ESM	地球システムモデル (earth system model)
FAR	第1次評価報告書 (First Assessment Report)
GHG	温室効果ガス (greenhouse gas)
GISTEMP	ゴダード宇宙科学研究所による地表温度解析 (Goddard Institute for Space Studies Surface Temperature Analysis)
GTP	地球温度変化係数 (Global Temperature change Potential)
GWP	地球温暖化係数 (Global Warming Potential)
HadCRUT4	ハドレーセンター及び気候研究ユニットによる格子化地上気温データセットバージョン4 (Hadley Centre/Climatic Research Unit gridded surface temperature data set 4)
HadSLP2r	ハドレーセンター海面気圧バージョン2r (Hadley Centre Sea Level Pressure 2r)
HCFC-22	クロロジフルオロメタン (chlorodifluoromethane, $\text{CHF}_2\text{Cl}$ )
HCFCs	ハイドロクロロフルオロカーボン類 (hydrochlorofluorocarbons)
HFCs	ハイドロフルオロカーボン類 (hydrofluorocarbons)
IAM	統合評価モデル (Integrated Assessment Model)
IPCC	気候変動に関する政府間パネル (Intergovernmental Panel on Climate Change)
IPO	太平洋数十年規模振動 (Inter-decadal Pacific Oscillation)

## 第1作業部会報告書 技術要約

NAO	北大西洋振動(North Atlantic Oscillation)
MAGICC	温室効果ガスに起因する気候変動の評価のためのモデル(Model for the Assessment of Greenhouse-gas Induced Climate Change)
MLOST	陸域・海洋地上気温解析(Merged Land–Ocean Surface Temperature Analysis)
NMVOG	非メタン揮発性有機化合物(non-methane volatile organic compounds)
NOAA	米国海洋大気庁(National Oceanic and Atmospheric Administration)
N <sub>2</sub> O	一酸化二窒素(nitrous oxide)
OHC	海洋貯熱量(ocean heat content)
PDF	確率密度関数(probability density function)
PFCs	パーフルオロカーボン類(perfluorocarbons)
PMIP3	古気候モデリング相互比較計画(Paleoclimate Modelling Intercomparison Project)
RCP	代表的濃度経路(Representative Concentration Pathway)
RF	放射強制力(radiative forcing)
RMSE	根二乗平均誤差(root mean square error)
RSCA	相対的積雪面積(relative snow-covered area)
SAM	南半球環状モード(Southern Annular Mode)
SAR	第2次評価報告書(Second Assessment Report)
SCA	積雪面積(snow-covered area)
SF <sub>6</sub>	六フッ化硫黄(sulfur hexafluoride)
SO <sub>2</sub>	二酸化硫黄(sulphur dioxide)
SRES	排出シナリオに関する特別報告書(Special Report on Emission Scenarios)
SREX	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(Special Report on Managing the Risk of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation)
SST	海面水温(sea surface temperature)
TAR	第3次評価報告書(Third Assessment Report)
TCR	過渡的気候応答(transient climate response)
TCRE	累積炭素排出量に対する過渡的気候応答(transient climate response to cumulative carbon emission)
TSI	全太陽放射照度(total solar irradiance)
UNFCCC	国際連合気候変動枠組条約(United Nations Framework Convention on Climate Change)
WGI	第1作業部会(Working Group I)
WMGHG	よく混合された温室効果ガス(well-mixed greenhouse gas)

## 【訳注】

- A (p. 37) 気候研究ユニット(Climatic Research Unit): 英国 イースト・アングリア大学の組織。
- B (p. 38) 原文では“the Southern Ocean”。南極海(“the Antarctic Ocean”)とも呼ばれる。
- C (p. 39) この数字( $0.42 \text{ Wm}^{-2}$ )は、地球全体のエネルギー増加率( $213 \times 10^{12} \text{ W}$ )について、地球の全表面にわたる連続した加熱とした場合の値と思われる。
- D (p. 40) 原文では“perennial sea ice”と記されている。一夏以上経過した海水で、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。翻訳時点で定訳はない。雪氷用語での古い氷(old ice)と同義。
- E (p. 41) “Gravity Recovery and Climate Experiment”の略称。米国航空宇宙局とドイツ航空宇宙センターが共同実施した重力の変動観測を目的としたミッション。2機の人工衛星間の距離変化から重力場を精密に測定する。
- F (p. 50) 再予報(hindcast): ハインドキャストとも呼ばれる。過去の事例をモデルによってさかのぼって予報すること。(参考: [http://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2012/2012\\_06\\_0493.pdf](http://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2012/2012_06_0493.pdf))
- G (p. 58) ベンチレーション(=換気、ventilation): 海面付近の海水が海洋内部へ運ばれる過程のひとつで、主に風によって強制的に生ずる循環によるものを指すことが多い。
- H (p. 58) “Global Temperature Change Potential”; 翻訳時点ではまだ定着した訳語は無い。
- I (p. 58) 排出量のパルス: 瞬間的な排出を意味する。
- J (p. 59) 二酸化炭素換算での質量。GtCO<sub>2</sub>-eqと表記される事もある。脚注9(p. 50)も参照。
- K (p. 60) Marged Land-Ocean Surface Temperature Analysis: 米国海洋大気庁の地上気温解析データセット。
- L (p. 68) (人為起源の)指紋(fingerprint): 気候に対する人為起源の強制力についてモデルで再現された応答のこと。FAQ 10.1 参照。
- M (p. 69) トレーサ(tracer): 移流や拡散などの状態を追跡するための特定の物質。
- N (p. 72) SSM/I(Special Sensor Microwave/Imager): アメリカ国防総省の DMSP 衛星に搭載されたマイクロ波センサー。
- O (p. 72) 観測とモデリングに残る不確実性と降水量における大きな内部変動によって限定されている。
- P (p. 73) 土地の利用状況やエアロゾルによる効果などが効いてくるようになることを意味している。
- Q (p. 73) 参照実験(control experiment): ここでは放射強制力を含まない実験。
- R (p. 81) 本体報告書 11.3.5 節の記述によると、RCPシナリオにおける2030年までのエアロゾルとオゾン前駆物質の排出は、SRESシナリオより少なくなっており、その比率は1.2~3である。
- S (p. 85) 観測データによる初期値化を行わない予測を指す。
- T (p. 93) アラゴナイト(Aragonite): あられ石。炭酸カルシウムの結晶形の一つ。様々な海洋生物がこれにより骨格や殻を形成している。
- U (p. 93) 亜酸素(suboxic): ほぼ無酸素。
- V (p. 100) 本文(第2章)によれば、これらはCO<sub>2</sub>の濃度ではなく温室効果ガスの濃度であり、数字は二酸化炭素に換算した濃度である。
- W (p. 107) 本要約でのDipolar Modesはインド洋ダイポールモード(Indian Ocean dipole mode)との区別を図るために、「双極子モード」と表記している。

## 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

## 正誤表(抜粋版)

ページ	項目	日本語版のページ	修正内容
38	技術要約 図 TS.1	技術要約 38 ページ	氷河の質量収支の単位 誤: $10^{15}$ Gt 正: $10^3$ Gt (注:日本語版は反映済み)
39	技術要約 TS.2.3 節	技術要約 39 ページ	TS.2.3 節 第2パラグラフ 12行目 誤: ...その変化傾向の推定値は $275 \times 10^{15}$ W となる。 正: ...その変化傾向の推定値は $275 \times 10^{12}$ W となる。
40	技術要約 TS.2.5.1 節	技術要約 40 ページ	TS.2.5.1 節 第1パラグラフ 12行目 誤: ...確信度は低い(TFE.1 図 1)。{2.5.1} 正: ...確信度は低い(TFE.1 図 2)。{2.5.1} TS.2.5.1 節 第2パラグラフ 6行目 誤: ...低下していることが観測されている。{2.4.4, 2.5.5, 2.5.6} 正: ...低下していることが観測されている。{2.4.4, 2.5.4, 2.5.5} TS.2.5.1 節 第3パラグラフ 4行目 誤: ...依然として確信度は低い。{2.5.7} 正: ...依然として確信度は低い。{2.5.6}
41	技術要約 図 TS.3	技術要約 41 ページ	正誤表 図 4.25(下)と整合させるため、図 TS.3 を正誤表 図 TS.3 と差替える。(注:日本語版は反映済み)
41	技術要約 図 TS.3	技術要約 41 ページ	図 TS.3 キャプション 4行目 誤: ...氷床周辺の氷河を除いている。{4.3.4; 図 4.12~4.14, ... 正: ...氷床周辺の氷河を除いている。{4.3, 4.4; 図 4.12~4.14, ...
43	技術要約 TFE.1 図 1	技術要約 43 ページ	図 c のカラーバースケールの単位 誤: (実用塩分スケール/10年) 正: (実用塩分スケール/50年) (注:日本語版は反映済み)
46	技術要約 TS.2.5.4 節	技術要約 46 ページ	TS.2.5.4 節 第6パラグラフ 5行目 誤: ...大きな熱フラックスにあることの確信度は低い。 正: ...大きな熱フラックスにあることの確信度は中程度である。
46	技術要約 TS.2.6 節	技術要約 46 ページ	TS.2.6 節 第5パラグラフ 12行目 誤: ...推定値は $0.000 [-0.002 \sim 0.002]$ mm/年 <sup>2</sup> から $0.013 [-0.007 \sim 0.019]$ mm/年 <sup>2</sup> の範囲にわたっている。{3.7, 5.6.3, 13.2} 正: ...推定値は $0.000 [-0.002 \sim 0.002]$ mm/年 <sup>2</sup> から $0.013 [0.007 \sim 0.019]$ mm/年 <sup>2</sup> の範囲にわたっている。{3.7, 5.6.3, 13.2}
74	技術要約 図 TS.12	技術要約 74 ページ	図 TS.12 キャプション 4行目 誤: ...再現された応答の5~95%の信頼区間(前者が青、後者がピンクの陰影部分)を、対応するアンサンブル平均(それぞれ濃い青と濃い赤)と合わせて示している。 正: ...再現された応答の5~95%の信頼区間(前者が青、後者がピンクの陰影部分)を示している。 図 TS.12 キャプション 7行目 誤: 地上気温と海面水温の図及び降水量の図については、... 正: 地上気温と海面水温の図については、...
86	技術要約 図 TS.13	技術要約 86 ページ	図 TS.13 キャプション 1行目~2行目 誤: 主な気候指数についての十年予報の品質。(上)世界平均地上気温(左)と大西洋数十年規模変動(AMV、右)の3つの気候指数についての、... 正: 2つの気候指数についての十年予報の品質。(上)世界平均地上気温(左)と大西洋数十年規模変動(AMV、右)の2つの気候指数についての、...
88	技術要約 TS.5.4.5 節	技術要約 88 ページ	TS.5.4.5 節 第2パラグラフ 5行目 誤: もっとも、減退の速度と程度は非常に不確実であり、この循環が数十年間強まるようなことも予測される。

ページ	項目	日本語版のページ	修正内容
			正:もともと、減退の速度と程度は非常に不確実であり、 <b>数十年間規模で強まる時期もあるかもしれない。</b>
91	技術要約 TS.5.5.4 節	技術要約 90 ページ	TS.5.5.4 節 第3パラグラフ 10行目 誤: ...今世紀末までに降水量は増加する <b>可能性が非常に高い。</b> 正: ...今世紀末までに降水量は増加する <b>可能性が高い。</b>
92	技術要約 TS.5.5.4 節	技術要約 91 ページ	TS.5.5.4 節 第5パラグラフ 13行目 誤: <b>地中海沿岸域やアフリカ南部地域</b> における土壌水分の減少は、... 正: <b>地中海沿岸域、米国南西部、アフリカ南部地域</b> における土壌水分の減少は、...
100	技術要約 TS.5.7.2 節	技術要約 100 ページ	TS.5.7.2 節 第1パラグラフ 7行目 誤: RCP8.5のように <b>CO<sub>2</sub>濃度</b> が700 ppmを超えるが1500 ppmには達しない場合に相当する放射強制力... 正: RCP8.5のように <b>二酸化炭素換算濃度</b> が700 ppmを超えるが1500 ppmには達しない場合に相当する放射強制力... TS.5.7.2 節 第2パラグラフ 5行目 誤: ... (現在は海面水位換算で約 <b>0.43 m</b> )... 正: ... (現在は海面水位換算で約 <b>0.41 m</b> )...
108	技術要約 図 TS.26	技術要約 108 ページ	図 TS.26 キャプション 7行目 誤: 指標が表示されていないところは、十分なデータが入手できない( <b>X</b> と表示)ために... 正: 指標が表示されていないところは、十分なデータが入手できない( <b>データ不十分</b> と表示)ために...
115	技術要約 TS.6.4 節	技術要約 115 ページ	TS.6.4 節 箇条書き 2番目 2行目 誤: 北半球での低気圧経路と偏西風が北方向へ移動するという近未来予測については、 <b>確信度は中程度</b> である。 正: 北半球での低気圧経路と偏西風が北方向へ移動するという近未来予測については、 <b>確信度は低い。</b>

- ・ 本正誤表は、IPCC 第5次評価報告書第1作業部会報告書の正誤表を、技術要約に関する部分について抜粋して翻訳・作成したものである。
- ・ この翻訳は、IPCC ホームページに掲載されている正誤表（2015年4月17日版）  
[http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5\\_Errata\\_17042015.pdf](http://www.climatechange2013.org/images/report/WG1AR5_Errata_17042015.pdf) に準拠している。
- ・ 英語版と修正箇所のページや行番号等が異なるため「修正内容」の表記の仕方を英語版から変更している。

**【文書履歴】**

2015年3月31日版（気象庁ホームページ公開）

2015年7月1日版（IPCCによる正誤表[2015年4月17日版]に基づいた修正箇所への注記を追加及び  
訳文の一部修正）

2015年12月1日版（IPCCによる正誤表[2015年4月17日版]の本文への反映）



## 謝辞

本日本語訳の作成に当たっては、気象庁及び気象研究所が翻訳作業を行った。  
なお翻訳に当たっては、文部科学省委託事業であるIPCC WG1国内支援事務局より翻訳作業への支援を頂くとともに、同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ます。

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  
気候変動リスク情報創生プロジェクトチーム プロジェクト長・上席研究員  
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 第二研究室 室長  
竹村 俊彦 九州大学 応用力学研究所 東アジア海洋大気環境研究センター  
気候変動科学分野 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 副研究参事  
時岡 達志 独立行政法人 海洋研究開発機構  
統合的気候変動予測研究分野 特任上席研究員  
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  
統合的気候変動予測研究分野 フェロー・特任上席研究員  
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。所属は公開当時(2015年3月31日)のもの。)





