

政策決定者向け要約

政策決定者向け要約

暫定訳（2022 年 12 月 22 日版）

執筆者：

Richard P. Allan（英国）、Paola A. Arias（コロンビア）、Sophie Berger（フランス/ベルギー）、Josep G. Canadell（豪州）、Christophe Cassou（フランス）、Deliang Chen（スウェーデン）、Annalisa Cherchi（イタリア）、Sarah L. Connors（フランス/英国）、Erika Coppola（イタリア）、Faye Abigail Cruz（フィリピン）、Aïda Diongue-Niang（セネガル）、Francisco J. Doblas-Reyes（スペイン）、Hervé Douville（フランス）、Fatima Drîouech（モロッコ）、Tamsin L. Edwards（英国）、François Engelbrecht（南アフリカ）、Veronika Eyring（ドイツ）、Erich Fischer（スイス）、Gregory M. Flato（カナダ）、Piers Forster（英国）、Baylor Fox-Kemper（米国）、Jan S. Fuglestad（ノルウェー）、John C. Fyfe（カナダ）、Nathan P. Gillett（カナダ）、Melissa I. Gomis（フランス/スイス）、Sergey K. Gulev（ロシア）、José Manuel Gutiérrez（スペイン）、Rafiq Hamdi（ベルギー）、Jordan Harold（英国）、Mathias Hauser（スイス）、Ed Hawkins（英国）、Helene T. Hewitt（英国）、Tom Gabriel Johansen（ノルウェー）、Christopher Jones（英国）、Richard G. Jones（英国）、Darrell S. Kaufman（米国）、Zbigniew Klimont（オーストリア/ポーランド）、Robert E. Kopp（米国）、Charles Koven（米国）、Gerhard Krinner（フランス/ドイツ、フランス）、June-Yi Lee（韓国）、Irene Lorenzoni（英国/イタリア）、Jochem Marotzke（ドイツ）、Valérie Masson-Delmotte（フランス）、Thomas K. Maycock（米国）、Malte Meinshausen（豪州/ドイツ）、Pedro M.S. Monteiro（南アフリカ）、Angela Morelli（ノルウェー/イタリア）、Vaishali Naik（米国）、Dirk Notz（ドイツ）、Friederike Otto（英国/ドイツ）、Matthew D. Palmer（英国）、Izidine Pinto（南アフリカ/モザンビーク）、Anna Pirani（イタリア）、Gian-Kasper Plattner（スイス）、Krishnan Raghavan（インド）、Roshanka Ranasinghe（オランダ/スリランカ、豪州）、Joeri Rogelj（英国/ベルギー）、Maisa Rojas（チリ）、Alex C. Ruane（米国）、Jean-Baptiste Sallée（フランス）、Bjørn H. Samset（ノルウェー）、Sonia I. Seneviratne（スイス）、Jana Sillmann（ノルウェー/ドイツ）、Anna A. Sörensson（アルゼンチン）、Tannecia S. Stephenson（ジャマイカ）、Trude Storelvmo（ノルウェー）、Sophie Szopa（フランス）、Peter W. Thorne（アイルランド/英国）、Blair Trewin（豪州）、Robert Vautard（フランス）、Carolina Vera（アルゼンチン）、Noureddine Yassaa（アルジェリア）、Sönke Zaehle（ドイツ）、Panmao Zhai（中国）、Xuebin Zhang（カナダ）、Kirsten Zickfeld（カナダ/ドイツ）

執筆協力者：

Krishna M. AchutaRao（インド）、Bhupesh Adhikary（ネパール）、Edvin Aldrian（インドネシア）、Kyle Armour（米国）、Govindasamy Bala（インド/米国）、Rondrotiana Barimalala（南アフリカ/マダガスカル）、Nicolas Bellouin（英国/フランス）、William Collins（英国）、William D. Collins（米国）、Susanna Corti（イタリア）、Peter M. Cox（英国）、Frank J. Dentener（EU/オランダ）、Claudine Dereczynski（ブラジル）、Alejandro Di Luca（豪州、カナダ/アルゼンチン）、Alessandro Dosio（イタリア）、Leah Goldfarb（フランス/米国）、Irina V. Gorodetskaya（ポルトガル/ベルギー、ロシア）、Pandora Hope（豪州）、Mark Howden（豪州）、A.K.M Saiful Islam（バングラデシュ）、Yu Kosaka（日本）、James Kossin（米国）、Svitlana Krakovska（ウクライナ）、Chao Li（中国）、Jian Li（中国）、Thorsten Mauritsen（ドイツ/デンマーク）、Sebastian Milinski（ドイツ）、Seung-Ki Min（韓国）、Thanh Ngo Duc（ベトナム）、Andy Reisinger（ニュージーランド）、Lucas Ruiz（アルゼンチン）、Shubha Sathyendranath（英国/カナダ、インド）、Aimée B. A. Slangen（オランダ）、Chris Smith（英国）、Izuru Takayabu（日本）、Muhammad Irfan Tariq（パキスタン）、Anne-Marie Treguier（フランス）、Bart van den Hurk（オランダ）、Karina von Schuckmann（フランス/ドイツ）、Cunde Xiao（中国）

この政策決定者向け要約の引用時の表記方法：

IPCC, 2021: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M. I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T. K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. In Press.

訳注：

本資料は最終版ではなく、更なる編集が行われる。

本資料は、IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書の政策決定者向け要約（SPM）を、IPCC 公式ウェブサイトから 2022 年 5 月に取得した原文*に基づき、文部科学省の協力を得て気象庁が翻訳したものであり、IPCC の公式訳ではない。

*https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_SPM.pdf

はじめに

この政策決定者向け要約（SPM）は、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第6次評価報告書（AR6）第1作業部会（WG1）報告書における気候変動の自然科学的根拠に関する主要な知見を提示する¹。本報告書は、2013年のIPCC第5次評価報告書（AR5）WG1報告書及び2018～2019年のAR6サイクルにおける3つの特別報告書²を踏まえつつ、その後の気候科学による新しい証拠を取り入れている³。

このSPMは、気候の変化の様子や人間の影響の役割を含む気候の現状、将来ありうる気候についての知識、地域や部門に関連する気候情報、及び人為起源の気候変動の抑制に関する理解の要約を提供する。

科学的理解に基づき、主要な知見は、事実として又はIPCCの標準的な表現⁴を用いて示される確信度の評価を伴って記述される。

主要な知見それぞれの科学的根拠は、波括弧内に示される報告書本体各章及び技術要約（以下TS）で統合的にまとめられた各節に述べられている。AR6WG1インタラクティブアトラスは、WG1参照地域ごとに、このような主要な統合的知見の探索を容易にし、気候変動情報を補足する⁵。

A. 気候の現状

AR5以降、観測に基づく推定と古気候記録からの情報の向上により、気候システムの各要素とその今日までの変化について、包括的な見解が提供されている。新しい気候モデルのシミュレーション、新しい分析、複数系統の証拠を組み合わせた手法により、極端な気象と気候を含む、より広い範囲の気候変数に対する人間の影響について理解が深まっている。本節において対象とする期間は、観測成果、古気候記録、及び査読付論文にまとめられた研究の利用可能性によって異なる。

A.1 人間の影響が大气、海洋、及び陸域を温暖化させてきたことには疑う余地がない。大气、海洋、雪氷圏、及び生物圏において、広範かつ急速な変化が現れている。

{2.2, 2.3, Cross-Chapter Box 2.3, 3.3, 3.4, 3.5, 3.6, 3.8, 5.2, 5.3, 6.4, 7.3, 8.3, 9.2, 9.3, 9.5, 9.6, Cross-Chapter Box 9.1} (図SPM.1, 図SPM.2)

A.1.1 1750年頃以降に観測された、よく混合された温室効果ガス（GHG）の濃度増加が、人間活動によって引き起こされたことには疑う余地がない。2011年（AR5で報告された観測結果）以降、大気中濃度は増加し続け、2019年の年平均値は、二酸化炭素（CO₂）が410 ppm^{訳注1}、メタン（CH₄）が1866 ppb^{訳注1}、一酸化二窒素（N₂O）が332 ppbに達した⁶。陸域と海洋は、人間活動によるCO₂排出を過去60年間にわたってほぼ一定の割合（世界全体で毎年約56%）で吸収しているが、これには地域差がある（確信度が高い）⁷。{2.2, 5.2, 7.3, TS.2.2, Box TS.5}

¹ 決定 IPCC/XLVI-2 による。

² 3つの特別報告書とは、1.5°Cの地球温暖化：気候変動の脅威への世界的な対応の強化、持続可能な開発及び貧困撲滅への努力の文脈における、工業化以前の水準から1.5°Cの地球温暖化による影響及び関連する地球全体での温室効果ガス（GHG）排出経路に関するIPCC特別報告書（SR1.5）、気候変動と土地：気候変動、砂漠化、土地の劣化、持続可能な土地管理、食料安全保障及び陸域生態系における温室効果ガスフラックスに関するIPCC特別報告書（SRCLL）及び変化する気候下での海洋・雪氷圏に関するIPCC特別報告書（SROCC）を指す。

³ 評価は、2021年1月31日までに出版に向けて受理された文献に基づく。

⁴ 各々の知見は、基礎となる証拠と見解一致度の評価にその基盤を置く。確信度は、非常に低い、低い、中程度、高い、非常に高い、の5段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体で記述する。ある結果について評価された可能性の度合いを示すためには次の用語を用いる：「ほぼ確実」（99～100%）、可能性が非常に高い（90～100%）、可能性が高い（66～100%）、どちらも同程度の可能性（33～66%）、可能性が低い（0～33%）、可能性が非常に低い（0～10%）、ほぼあり得ない（0～1%）。適切な場合には追加的な用語（可能性が極めて高い（95～100%）、どちらかと言えば可能性が高い（>50～100%）、可能性が極めて低い（0～5%））も用いる。評価した可能性は、「可能性が非常に高い」のように斜体で記述する。これはAR5と整合する。本報告書において、特に明記しない限り、角括弧[xからy]は可能性が非常に高いと評価された範囲又は90%区間を表すために使用される。

⁵ インタラクティブアトラスは<https://interactive-atlas.ipcc.ch>で利用可能である。

⁶ 2019年の他のGHG濃度は、パーフルオロカーボン類（PFCs）がCF₄換算で109 ppt^{訳注1}、六フッ化硫黄（SF₆）が10 ppt、三フッ化窒素（NF₃）が2 ppt、ハイドロフルオロカーボン類（HFCs）がHFC-134a換算で237 ppt、モントリオール議定書に規定された他のガス（主にクロロフルオロカーボン類（CFCs）及びハイドロクロロフルオロカーボン類（HCFCs））がCFC-12換算で1032 pptであった。2011年からの増加は、CO₂が19 ppm、CH₄が63 ppb、N₂Oが8 ppbである。

⁷ 他のGHGについては、陸域と海洋は実質的な吸収源ではない。

- A.1.2 過去 40 年間のうちの 10 年間も、それに先立つ 1850 年以降のどの 10 年間よりも温暖だった。21 世紀最初の 20 年間（2001～2020 年）における世界平均気温（global surface temperature）⁸は、1850～1900 年⁹よりも 0.99 [0.84～1.10] °C 高かった。2011～2020 年の世界平均気温は、1850～1900 年よりも 1.09 [0.95～1.20] °C 高く、海上（0.88 [0.68～1.01] °C）よりも陸域（1.59 [1.34～1.83] °C）で大きく上昇した。AR5 以降、世界平均気温について推定された上昇は、主に 2003～2012 年以降の更なる昇温（+0.19 [0.16～0.22] °C）による。加えて、方法論的な進展と新しいデータセットが、AR6¹⁰において更新された昇温の推定値に約 0.1°C 寄与した¹⁰。{2.3, Cross-Chapter Box 2.3}（図 SPM.1）
- A.1.3 1850～1900 年から 2010～2019 年¹¹までの人為的な世界平均気温上昇の可能性が高い範囲は 0.8°C～1.3°C であり、最良推定値は 1.07°C である。よく混合された GHG は 1.0°C～2.0°C の昇温に、他の人為起源の駆動要因（主にエアロゾル）は 0.0°C～0.8°C の降温に寄与し、自然起源の駆動要因は世界平均気温を -0.1°C～0.1°C 変化させ、内部変動は -0.2°C～0.2°C 変化させた可能性が高い。1979 年以降の対流圏の昇温の主要な駆動要因¹²は、よく混合された GHG である可能性が非常に高く、1979 年から 1990 年代半ばまでの成層圏下層の降温の主要な駆動要因は、人為的な成層圏オゾン層の破壊である可能性が極めて高い。{3.3, 6.4, 7.3, TS.2.3, Cross-Section Box TS.1}（図 SPM.2）
- A.1.4 世界の陸域における降水量は、1950 年以降増加している可能性が高く、1980 年代以降はその増加率が加速している（確信度が中程度）。20 世紀半ば以降に観測された降水変化パターンに人間の影響が寄与した可能性が高く、観測された海面付近の塩分の変化パターンに人間の影響が寄与した可能性が極めて高い。両半球における中緯度のストームトラックは 1980 年代以降、極方向へ移動した可能性が高く、その変化傾向には顕著な季節性がある（確信度が中程度）。南半球では、これと密接に関連した夏季の中高緯度ジェット気流の極方向への移動に人間の影響が寄与した可能性が非常に高い。{2.3, 3.3, 8.3, 9.2, TS.2.3, TS.2.4, Box TS.6}
- A.1.5 人間の影響は、1990 年代以降の世界的な氷河の後退と 1979～1988 年と 2010～2019 年との間の北極域の海氷面積の減少（9 月は約 40%、3 月は約 10%の減少）の主要な駆動要因である可能性が非常に高い。南極域の海氷面積は、地域によって相反する変化傾向がみられることや、内部変動が大きいことから、1979 年から 2020 年の間に有意な変化傾向はなかった。人間の影響は、1950 年以降の北半球における春季の積雪面積の減少に寄与した可能性が非常に高い。人間の影響は、過去 20 年間に観測されたグリーンランド氷床の表面融解に寄与した可能性が非常に高いが、南極氷床の質量減少に対する人間の影響については証拠が限定的で見解一致度が中程度である。{2.3, 3.4, 8.3, 9.3, 9.5, TS.2.5}
- A.1.6 世界の海洋表層（0～700 m）が 1970 年代以降昇温していることはほぼ確実であり、人間の影響が主要な駆動要因である可能性が極めて高い。人為的な CO₂ 排出が、現在進行している外洋表層の世界的な酸性化の主要な駆動要因であることはほぼ確実である。多くの海域で、20 世紀半ば以降に表層の酸素濃度が低下していることについては確信度が高く、人間の影響がこの低下に寄与したことについては確信度が中程度である。{2.3, 3.5, 3.6, 5.3, 9.2, TS.2.4}
- A.1.7 世界平均海面水位は、1901～2018 年の間に 0.20 [0.15～0.25] m 上昇した。その平均上昇率は、1901～1971 年の間は 1.3 [0.6～2.1] mm/年であったが、1971～2006 年の間は 1.9 [0.8～2.9] mm/年に増加し、2006～2018 年の間は 3.7 [3.2～4.2] mm/年に更に増加した（確信度が高い）。少なくとも 1971 年以降に観測された世界平均海面水位の上昇の主要な駆動要因は、人間の影響であった可能性が非常に高い。{2.3, 3.5, 9.6, Cross-Chapter Box 9.1, Box TS.4}

⁸ 本報告書の SPM においては、GMST と GSAT ^{訳注2}の両方に関して「世界平均気温（global surface temperature）」が使用されている。GMST と GSAT の変化は、最大 10%の差異があることについては確信度が高いが、相反する証拠があるため、長期変化傾向の差の符号（方向）については確信度が低い。{Cross-Section Box TS.1}

⁹ 1850～1900 年という期間は、世界平均気温を推定するに十分完全な地球規模の観測が行われるようになった最も早い時期であり、AR5 や SR1.5 と同じく、工業化以前の状態の近似値として使用される。

¹⁰ AR5 以降、方法論的な進展と新しいデータセットにより、気温の変化について、北極域を含む、より完全な空間的表現が提供されるようになった。また、これらや他の改善により、世界平均気温変化の推定値が約 0.1°C 程度上昇したが、これは AR5 以降の追加的な物理的昇温を表しているわけではない。

¹¹ A.1.2 における期間と異なるのは、要因特定の研究が、このわずかに早い期間を対象としているためである。2010～2019 年までの昇温の観測値は 1.06 [0.88～1.21] °C である。

¹² この SPM において「主要な駆動要因」とは、変化の 50%を超える部分の要因となっていることを意味する。

- A.1.8 1970 年以降、陸域の生物圏の変化は地球温暖化と整合的である。両半球では気候帯が極方向に移動し、北半球の中高緯度帯では 1950 年代以降、生育期間が平均して 10 年あたり最大で 2 日長くなっている（確信度が高い）。
{2.3, TS.2.6}

人間の影響は、少なくとも過去2000年間に前例のない速度で、気候を温暖化させてきた

1850～1900年を基準とした世界平均気温の変化

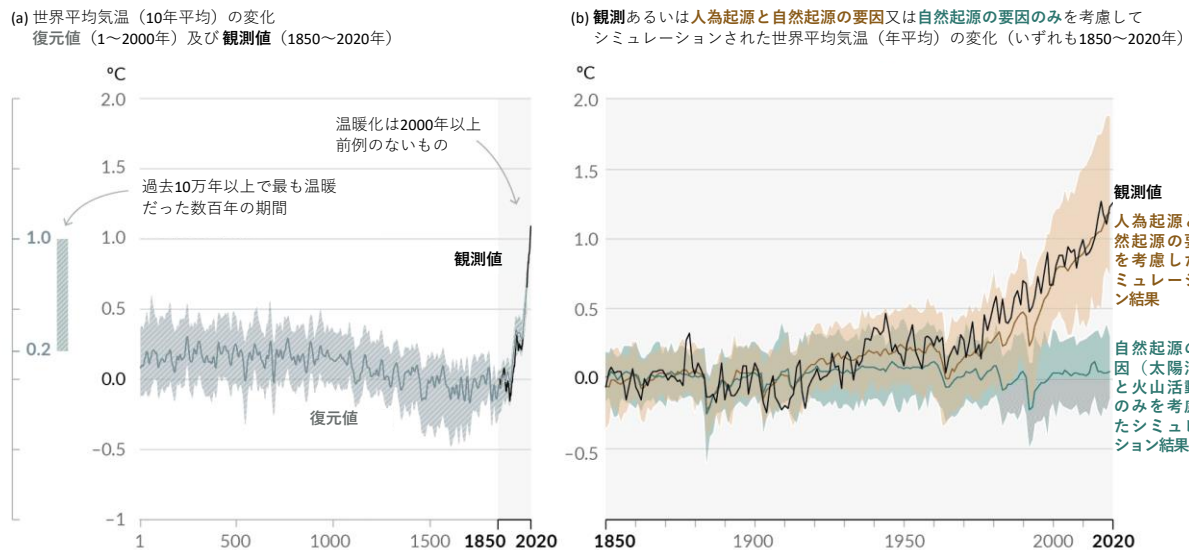


図 SPM.1 | 世界平均気温の変化の歴史と最近の温暖化の要因

パネル（a）古気候の記録から復元された世界平均気温の変化（灰色の実線、西暦 1～2000 年）及び直接観測による世界平均気温の変化（黒色の実線、1850～2020 年）。いずれも 1850～1900 年を基準とした 10 年平均。左側の縦棒は、現間氷期（完新世^{訳注3}）中の約 6500 年前に起こった、少なくとも過去 10 万年間で最も温暖だった数百年の期間の推定気温（可能性が非常に高い範囲）を示す。約 12 万 5000 年前の最終間氷期は、次に直近の気温が高かった期間の候補である。これらの過去の温暖な期間は緩やかな（数千年にわたる）軌道要素の変動によって引き起こされた。白い斜線の入った灰色の領域は、復元された気温の可能性が非常に高い範囲を示す。

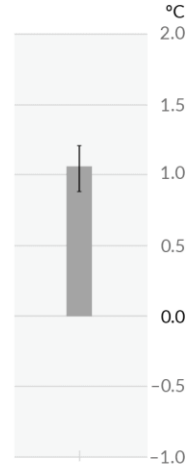
パネル（b）過去 170 年間の世界平均気温の変化（黒色の線）。1850～1900 年を基準とした年平均値を、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）気候モデルによるシミュレーション（Box SPM.1 を参照）から得られた人為起源と自然起源の両方の駆動要因を考慮した気温（茶色）及び自然起源の駆動要因（太陽及び火山活動）のみを考慮した気温（緑色）と比較している。各色の実線は複数モデルの平均値、着色域はシミュレーション結果の可能性が非常に高い範囲を示す（昇温への寄与の評価については図 SPM.2 を参照）。

{2.3.1; Cross-Chapter Box 2.3; 3.3; TS.2.2; Cross-Section Box TS.1, 図 1a}

観測された昇温は人間活動による排出により引き起こされており、温室効果ガスによる昇温はエアロゾルによる降温で部分的に軽減されている

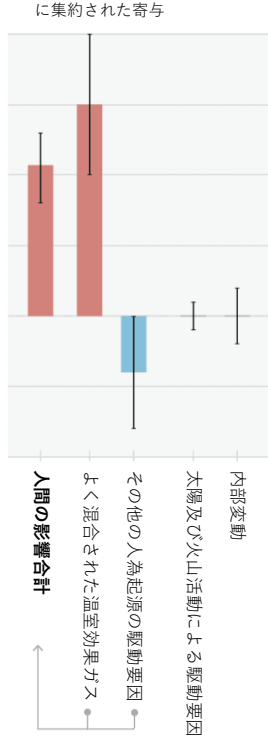
観測された昇温

(a) 1850～1900年を基準とした2010～2019年に観測された昇温



2つの補完的なアプローチに基づく昇温への寄与

(b) 要因特定の研究から評価された、1850～1900年を基準とした2010～2019年の昇温における項目別に集約された寄与



(c) 放射強制力の研究から評価された、1850～1900年を基準とした2010～2019年の昇温における寄与

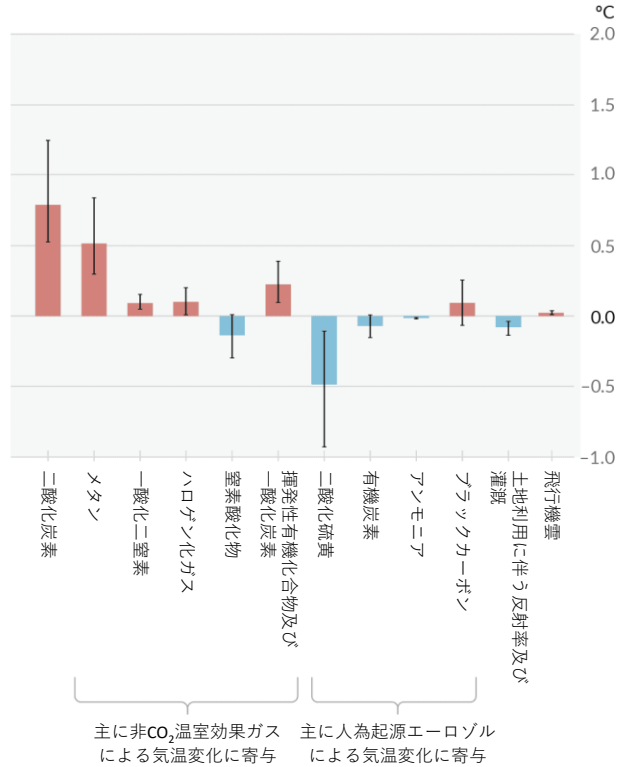


図 SPM.2 | 1850～1900 年を基準とした 2010～2019 年の観測された昇温への寄与の評価

パネル (a) 観測された地球温暖化（世界平均気温の上昇量）。エラーバーは可能性が非常に高い範囲を示す。

パネル (b) 要因特定の研究からの証拠。複数の気候モデル及び観測からの情報を統合したもの。人間の影響の合計、よく混合された温室効果ガス濃度の変化、エアロゾル、オゾン、及び土地利用変化（土地利用に伴う反射率）による他の人為的な駆動要因、太陽及び火山活動による駆動要因、並びに気候の内部変動に起因する気温変化への寄与を示す。エラーバーは可能性が高い範囲を示す。

パネル (c) 放射強制力及び気候感度の評価からの証拠。人間の影響の個々の構成要素、すなわち温室効果ガス、エアロゾル及びそれらの前駆物質の排出、土地利用変化（土地利用に伴う反射率及び灌漑）、飛行機雲による気温変化を示す。エラーバーは可能性が非常に高い範囲を示す。推定値は大気への直接排出と、該当する場合は排出による他の気候駆動要因への影響の両方を考慮している。エアロゾルについては直接的効果（放射を通した）及び間接的效果（雲との相互作用を通した）が考慮されている。

{Cross-Chapter Box 2.3, 3.3.1, 6.4.2, 7.3}

A.2 気候システム全般にわたる最近の変化の規模と、気候システムの多くの側面における現在の状態は、数百年から数千年にわたって前例のないものである。
{2.2, 2.3, Cross-Chapter Box 2.1, 5.1} (図 SPM.1)

A.2.1 2019 年には、大気中の CO₂ 濃度は少なくとも過去 200 万年間のどの時点よりも高く（確信度が高い）、CH₄ 及び N₂O の濃度は少なくとも過去 80 万年間のどの時点よりも高かった（確信度が非常に高い）。1750 年以降の CO₂ 濃度の増加（47%）と CH₄ 濃度の増加（156%）は、少なくとも過去 80 万年間にわたる氷期-間氷期間の数千年規模の自然変動をはるかに超えており、N₂O 濃度の増加（23%）はこの期間の変動と同程度である（確信度が非常に高い）。{2.2, 5.1, TS.2.2}

A.2.2 世界平均気温は、1970 年以降少なくとも過去 2000 年間にわたって、他のどの 50 年間にも経験したことのない速度で上昇している（確信度が高い）。直近 10 年間（2011～2020 年）の気温は、数百年にわたる直近の温暖期である 6500 年前頃¹³ [1850～1900 年を基準として 0.2～1°C^{訳注 4}] よりも高かった（確信度が中程度）。それより前の直近の温暖期は約 12 万 5000 年前で、この時期の数百年間の気温 [1850～1900 年を基準として 0.5～1.5°C^{訳注 4}] は、直近 10 年間に観測された範囲と重なっている（確信度が中程度）。{2.3, Cross-Chapter Box 2.1, Cross-Section Box TS.1} (図 SPM.1)

A.2.3 2011～2020 年の北極域の年平均海氷面積は、少なくとも 1850 年以降で最小規模に達した（確信度が高い）。晩夏の北極域の海氷面積は、少なくとも過去千年間のどの時期よりも小さかった（確信度が中程度）。世界のほとんど全ての氷河が同調的に後退するという 1950 年代以降の世界的な氷河後退の特徴は、少なくとも過去 2000 年間に前例のないものである（確信度が中程度）。{2.3, TS.2.5}

A.2.4 世界平均海面水位は、1900 年以降少なくとも過去 3000 年間のどの百年間よりも急速に上昇している（確信度が高い）。世界の海洋は過去百年間に、最終氷期の終末期（約 1 万 1000 年前頃）よりも急速に昇温している（確信度が中程度）。外洋表層の pH は、過去 5000 万年にわたって長期的に上昇している（確信度が高い）。しかしながら、最近数十年間のような低い外洋表層の pH は、直近の 200 万年間で異例のものである（確信度が中程度）。{2.3, TS.2.4, Box TS.4}

A.3 人為起源の気候変動は、世界中の全ての地域で多くの極端な気象と気候に既に影響を及ぼしている。熱波、大雨、干ばつ、熱帯低気圧などの極端現象について観測された変化に関する証拠、及び、特にそれらの変化が人間の影響によるとする要因特定に関する証拠は、AR5 以降強まっている。
{2.3, 3.3, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, Box 8.1, Box 8.2, Box 9.2, 10.6, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.8, 11.9, 12.3} (図 SPM.3)

A.3.1 極端な高温（熱波を含む）が 1950 年代以降ほとんどの陸域で頻度及び強度が増加している一方で、極端な低温（寒波を含む）の頻度と厳しさが低下していることはほぼ確実であり、人為起源の気候変動がこれらの変化の主要な駆動要因¹⁴であることについては確信度が高い。過去 10 年間に観測された最近の極端な高温の一部は、気候システムに対する人間の影響なしには発生した可能性が極めて低だろう。海洋熱波の頻度は 1980 年代以降ほぼ倍増しており（確信度が高い）、人間の影響は少なくとも 2006 年以降のほとんどの海洋熱波に寄与した可能性が非常に高い。{Box 9.2, 11.2, 11.3, 11.9, TS.2.4, TS.2.6, Box TS.10} (図 SPM.3)

¹³ B.1 で述べるように、排出が非常に少ないシナリオである SSP1-1.9 においてすら、気温は少なくとも 2100 年までは直近 10 年よりも高いままとなると評価されており、したがって 6500 年前頃の百年規模の期間よりも温暖である。

¹⁴ 脚注 12 に示したとおり、この SPM において「主要な駆動要因」とは、変化の 50%を超える部分の要因となっていることを意味する。

- A.3.2 大雨¹⁵の頻度と強度は、変化傾向の解析に十分な観測データのある陸域のほとんどで、1950 年代以降増加しており（確信度が高い）、人為起源の気候変動が主要な駆動要因である可能性が高い。人為起源の気候変動は、陸域の蒸発散量¹⁵の増加により、いくつかの地域における農業干ばつ及び生態学的干ばつ¹⁶の増加に寄与している（確信度が中程度）。{8.2, 8.3, 11.4, 11.6, 11.9, TS.2.6, Box TS.10}（図 SPM.3）
- A.3.3 1950 年代から 1980 年代にかけての世界の陸域におけるモンスーンに伴う降水¹⁷の減少は、北半球における人為的なエアロゾル排出が一因であるが、それ以降の増加は GHG 濃度の上昇と十年から数十年規模の内部変動に起因する（確信度が中程度）。南アジア、東アジア、及び西アフリカでは、GHG 排出により生じた昇温によるモンスーンに伴う降水の増加が、20 世紀の間の人為的なエアロゾル排出により生じた降温によるモンスーンに伴う降水の減少によって相殺された（確信度が高い）。1980 年代以降の西アフリカにおけるモンスーンに伴う降水の増加は、部分的には GHG の影響の増加と、欧州と北米の人為的なエアロゾル排出による降温効果の減少による（確信度が中程度）。{2.3, 3.3, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, 8.6, Box 8.1, Box 8.2, 10.6, Box TS.13}
- A.3.4 世界の[全熱帯低気圧に占める]強い熱帯低気圧（カテゴリー3～5¹⁸）の発生の割合は過去 40 年間で増加している可能性が高く、北太平洋西部の熱帯低気圧がその強度のピークに達する緯度が北に移動している可能性が非常に高い。これらの変化は内部変動だけでは説明できない（確信度が中程度）。全てのカテゴリーの熱帯低気圧の頻度に長期（数十年から百年）変化傾向があることについては確信度が低い。イベントアトリビューション研究と物理的な理解は、人為起源の気候変動は熱帯低気圧に伴う大雨を増加させることを示す（確信度が高い）が、データが限られているため、地球規模で過去の変化傾向を明瞭に検出することは困難である。{8.2, 11.7, Box TS.10}
- A.3.5 人間の影響は 1950 年以降複合的な極端現象¹⁸の発生確率を高めている可能性が高い。これには、地球規模での熱波と干ばつの同時発生（確信度が高い）、人間が居住する全ての大陸のいくつかの地域での火災の発生しやすい気象条件（確信度が中程度）、一部地点での複合的な洪水（確信度が中程度）の頻度の増加が含まれる。{11.6, 11.7, 11.8, 12.3, 12.4, TS.2.6, 表 TS.5, Box TS.10}

¹⁵ 地球の表面を構成する開水面、氷面、露出土壤及び植生から大気へ水が輸送される複合的なプロセス（用語集）。[なお、本脚注は原文では脚注 16 だが、英語と日本語の語順の違いにより、本書では脚注 15 としている。]

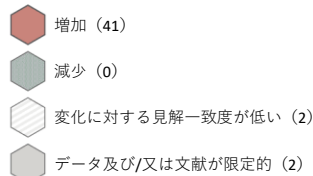
¹⁶ 農業及び生態学的干ばつ（影響を受ける生物群に依存する）：土壤水分量が異常に不足する期間で、降水の不足と蒸発散量の過剰が組み合わされた結果として生じ、生育期間には一般に穀物生産と生態系の機能に悪影響を及ぼす（付録 VII「用語集」参照）。気象干ばつ（降水量の欠乏）と水文干ばつ（河川流量の欠乏）に観測された変化は、農業及び生態学的干ばつの変化とは別であり、本項の元となる AR6 本体（第 11 章）で述べられている。[なお、本脚注は原文では脚注 15 だが、英語と日本語の語順の違いにより、本書では脚注 16 としている。]

¹⁷ 地球規模のモンスーン域は、降水量の年較差（現地における夏季と冬季の差）が 2.5 mm/日を超える地域と定義する（用語集）。世界の陸域におけるモンスーンに伴う降水は、地球規模のモンスーン域内の陸域における平均降水量を表す。

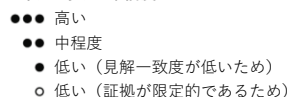
¹⁸ 複合的な極端現象は、社会的あるいは環境的なリスクに寄与する複数の駆動要因及び/又はハザードの組み合わせである（用語集）。例として、熱波と干ばつの同時発生、複合的な洪水（極端な降雨及び/又は河川流量と高潮の組み合わせなど）、火災の発生しやすい複合的な気象条件（つまり、高温で乾燥しており風の強い状態）や異なる地点での極端現象の同時発生が挙げられる。

気候変動は既に、人間が居住する世界中の全ての地域において影響を及ぼしており、人間の影響は、観測された気象や気候の極端現象の多くの変化に寄与している

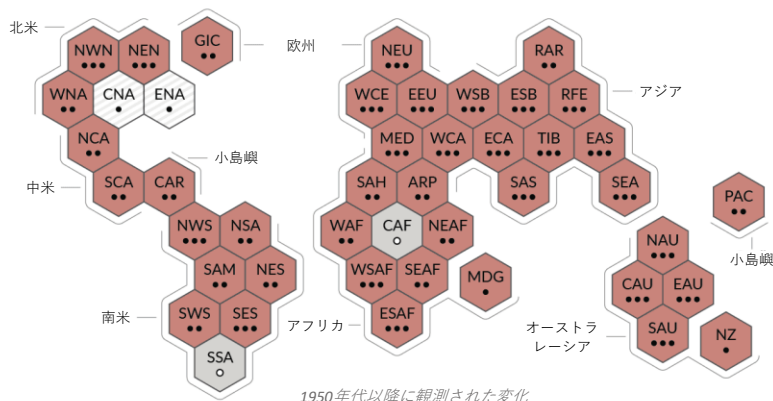
極端な高温に
観測された変化



観測された変化における
人間の寄与の確信度

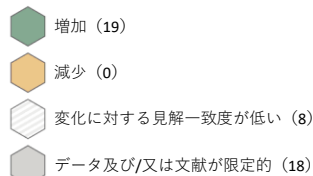


(a) 世界中の地域で観測された極端な高温の変化と、その変化に対する人間の寄与に関する確信度の統合的評価

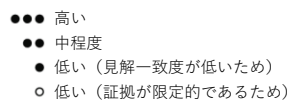


1950年代以降に観測された変化

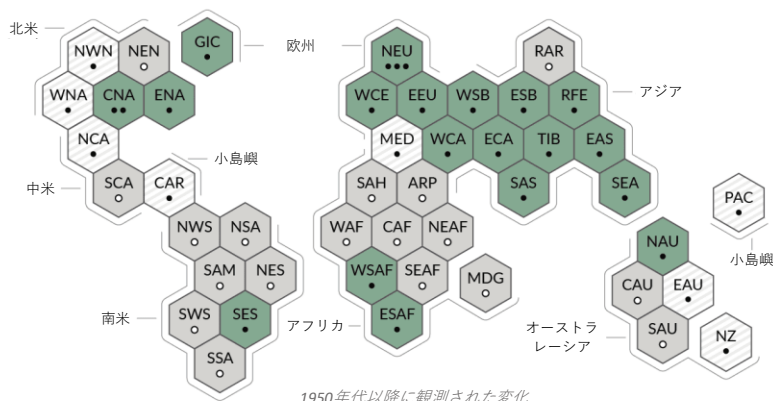
大雨に
観測された変化



観測された変化における
人間の寄与の確信度

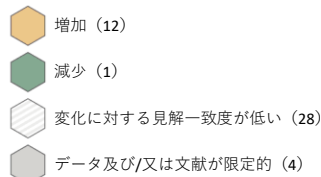


(b) 世界中の地域で観測された大雨の変化と、その変化に対する人間の寄与に関する確信度の統合的評価

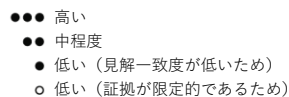


1950年代以降に観測された変化

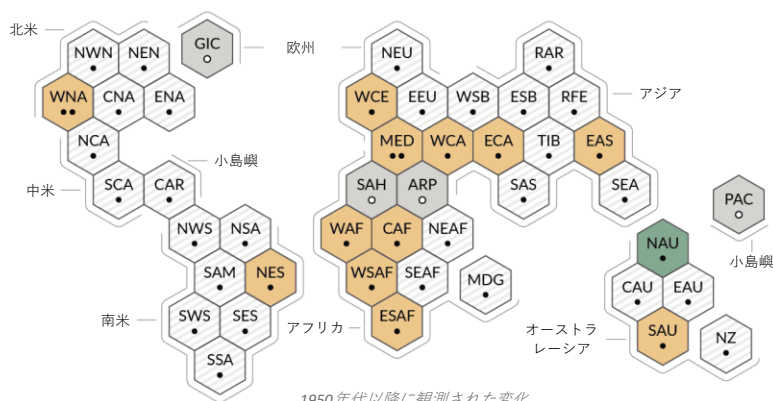
農業及び生態学的干ばつに
観測された変化



観測された変化における
人間の寄与の確信度



(c) 世界中の地域で観測された農業及び生態学的干ばつの変化と、その変化に対する人間の寄与に関する確信度の統合的評価



1950年代以降に観測された変化

各六角形は、
IPCC AR6 WG1参照地域の1
つに相当

● NWN 北米北西部

IPCC AR6 WG1参照地域:

【北米】 NWN (北米北西部)、NEN (北米北東部)、WNA (北米西部)、CNA (北米中部)、ENA (北米東部)

【中米】 NCA (中米北部)、SCA (中米南部)、CAR (カリブ地域)

【南米】 NWS (南米北西部)、NSA (南米北東部)、NES (南米北東部)、SAM (南米モンスーン地域)、SWS (南米南西部)、SES (南米南東部)、SSA (南米南部)

【欧州】 GIC (グリーンランド/アイスランド)、NEU (北欧)、WCE (中北欧)、EEU (東欧)、MED (地中海地域)

【アフリカ】 MED (地中海地域)、SAH (サハラ地域)、WAF (西アフリカ)、CAF (中部アフリカ)、NEAF (東アフリカ北部)、SEAF (東アフリカ南部)、WSAF (南部アフリカ西部)、ESAF (南部アフリカ東部)、MDG (マダガスカル)

【アジア】 RAR (ロシア極東)、WSB (シベリア西部)、ESB (シベリア東部)、RFE (ロシア極東地域)、WCA (中央アジア西部)、ECA (中央アジア東部)、TIB (チベット高原)、EAS (東アジア)、ARP (アラビア半島)、SAS (南アジア)、SEA (東南アジア)

【オーストラレーシア】 NAU (豪州北部)、CAU (豪州中部)、EAU (豪州東部)、SAU (豪州南部)、NZ (ニュージーランド)

【小島嶼】 CAR (カリブ地域)、PAC (太平洋島嶼)

図 SPM.3 | 観測及び要因特定された地域的な変化の統合的評価

IPCC AR6 WG1 で用いられる居住地域が、おおよその地理的な位置に応じて同一の大きさの六角形で表示されている（地域の略称については凡例を参照）。評価は全て、各地域全体について 1950 年代から現在までを対象に実施されている。異なる時間スケール又はより局所的な空間スケールについての評価は、もしかするとこの図に示された結果と異なるかもしれない。各パネルの色は観測された変化に対する 4 種類の評価結果を表す。白色と薄灰色の縞模様の六角形は、地域全体の変化に対する見解一致度が低い場合に用いられる。灰色の六角形は、データ及び/又は文献が限定的であるために地域全体の評価ができない場合に用いられる。他の色は観測された変化の確信度が中程度以上であることを示す。これらの観測された変化に対する人間活動の寄与についての確信度は、変化傾向の検出と要因特定、及びイベントアトリビューションに関する文献に基づいており、点の数で次のように表す。3 点：確信度が高い、2 点：確信度が中程度、1 点：確信度が低い（黒塗り：見解一致度が低い、白抜き：証拠が限定的）。

パネル (a) 極端な高温については、日最高気温に基づく指標の変化を主な証拠としており、加えて他の指標（熱波の継続時間、頻度及び強度）を用いた地域的な研究も用いられている。赤色の六角形は観測された極端な高温の増加の確信度が中程度以上である地域を示している。

パネル (b) 大雨については、世界全体及び地域を対象とした研究から得られた日降水量又は 5 日間積算降水量に基づく指標の変化を主な証拠としている。緑色の六角形は観測された大雨の増加の確信度が中程度以上である地域を示している。

パネル (c) 農業及び生態学的干ばつは、観測及びシミュレーションによる鉛直積算土壌水分量の変化に基づき、表層土壌水分、水収支（降水量から蒸発散量を差し引いたもの）、及び降水量と大気蒸発要求量から算出される指標の変化を補完的に用いて評価されている。黄色の六角形は観測された農業及び生態学的干ばつの増加の確信度が中程度以上である地域を示し、緑色の六角形は観測された農業及び生態学的干ばつの減少の確信度が中程度以上である地域を示す。

全ての地域について、表 TS.5 は観測された変化を、この図に示されているもの以外も含めてより幅広く示している。南米南部（SSA）はこの図に示された指標について観測された変化が示されていない唯一の地域であるが、観測された平均気温の上昇、霜の減少、及び海洋熱波の増加の影響を受けている。

{11.9, Atlas 1.3.3, 図 Atlas.2, 表 TS.5; Box TS.10, 図 1}

A.4 気候プロセス、古気候的証拠、及び放射強制力の増加に対する気候システムの応答に関する知識の向上により、平衡気候感度の最良推定値は 3°C と導き出され、その推定幅は AR5 よりも狭まった。 {2.2, 7.3, 7.4, 7.5, Box 7.2, 9.4, 9.5, 9.6, Cross-Chapter Box 9.1}

A.4.1 人為的な放射強制力は 1750 年を基準として 2019 年に 2.72 [1.96~3.48] W m⁻² であり、気候システムを温暖化させている。この昇温は主に GHG 濃度の増加に起因し、エアロゾル濃度の増加に起因する降温によって部分的に軽減される。放射強制力は AR5 と比べて 0.43 W m⁻² (19%) 増加しており、うち 0.34 W m⁻² は 2011 年以降の GHG 濃度の増加に起因する。残りは、科学的理解の向上とエアロゾル強制力の評価の変更に伴うもので、濃度の減少と計算の改善を含む（確信度が高い）。{2.2, 7.3, TS.2.2, TS.3.1}

A.4.2 人為的な正味の正の放射強制力は気候システムに追加のエネルギーを蓄積（加熱）するが、地表付近の温暖化に応答して宇宙空間へのエネルギー損失が増加することで部分的に軽減されている。観測された気候システムの平均加熱率は、1971~2006 年の期間の 0.50 [0.32~0.69] W m⁻²¹⁹ から 2006~2018 年の期間の 0.79 [0.52~1.06] W m⁻²²⁰ に増加した（確信度が高い）。海洋の温暖化は気候システムの加熱の 91% を占め、陸域の温暖化、氷の減少及び大気温暖化がそれぞれ 5%、3% 及び 1% を占めた（確信度が高い）。{7.2, Box 7.2, TS.3.1}

A.4.3 気候システムの加熱は、陸域の氷の減少と海洋の温暖化による熱膨張により、世界平均海面水位の上昇をもたらしている。1971~2018 年に観測された海面水位上昇の 50% が海洋の熱膨張で説明される一方、22% は氷河からの氷の減少、20% は氷床からの氷の減少、8% は陸域の貯水量の変化が寄与した。氷床の質量減少速度は、2010~2019 年と 1992~1999 年との間で 4 倍に増加した。これに加えて、氷床と氷河の質量減少が 2006~2018 年の世界平均海面水位上昇の支配的な要因であった（確信度が高い）。{9.4, 9.5, 9.6, Cross-Chapter Box 9.1}

A.4.4 平衡気候感度は、放射強制力に対する気候応答の推定に使用される重要な量である。複数系統の証拠²¹ に基づく、平衡気候感度の可能性が非常に高い範囲は 2°C（確信度が高い）から 5°C（確信度が中程度）である。AR6 は最良推定値を 3°C、可能性が高い範囲を 2.5°C から 4°C（確信度が高い）と評価したのに対し、AR5 は可能性が高い範囲を 1.5°C から 4.5°C とし、最良推定値は示さなかった。{7.4, 7.5, TS.3.2}

¹⁹ 1971~2006 年にかけての累積エネルギー増加量は 282 [177~387] ZJ（1 ZJ は 10²¹ ジュール）。

²⁰ 2006~2018 年にかけての累積エネルギー増加量は 152 [100~205] ZJ。

²¹ 気候プロセスの理解、測器による記録、古気候及びモデルに基づく emergent constraint（用語集）訳注 7。

B. 将来ありうる気候

本報告書では、AR5 で評価したよりも広い範囲で温室効果ガス（GHG）、土地利用、及び大気汚染物質の将来に対する気候の応答を評価するため、5 つの新しい例示的な排出シナリオのセットを一貫して考慮している。この一式のシナリオによって、気候モデルによる気候システムの変化に関する予測を行う。これらの予測は、太陽活動と火山に起因するバックグラウンドの強制力を考慮している。21 世紀における予測は、特に明記しない限り、1850～1900 年を基準として、短期（2021～2040 年）、中期（2041～2060 年）及び長期（2081～2100 年）について述べられる。

Box SPM.1 | シナリオ、気候モデル及び予測

Box SPM.1.1: 本報告書では、気候変動の人為起源の駆動要因に文献で確認される範囲で将来起こりうる展開を網羅した 5 つの例示的なシナリオに対する気候の応答を評価する。これらのシナリオ²²は図 SPM.4 に示されるように、2015 年から始まり、CO₂ 排出量がそれぞれ 2100 年と 2050 年までに現在の約 2 倍になる GHG 排出が多いシナリオ（SSP3-7.0）と非常に多いシナリオ（SSP5-8.5）、CO₂ 排出が今世紀半ばまで現在の水準で推移する GHG 排出が中程度のシナリオ（SSP2-4.5）、CO₂ 排出が 2050 年頃又はそれ以降に正味ゼロになり、その後は異なる水準で CO₂ 排出が正味負になる²³GHG 排出が非常に少ないシナリオ（SSP1-1.9）と少ないシナリオ（SSP1-2.6）を含む。排出量は社会経済的な仮定、気候変動緩和の程度、エーロゾルと非メタンのオゾン前駆物質については大気汚染対策に応じて、シナリオごとに異なる。別の仮定でも排出量や気候応答は同様の結果になるかもしれないが、社会経済的な仮定や個々のシナリオの実現可能性や可能性の程度は評価の対象としていない。{1.6, Cross-Chapter Box 1.4, TS.1.3}（図 SPM.4）

Box SPM.1.2: 本報告書では、世界気候研究計画（WCRP）の第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）に参加している気候モデルから得られた結果を評価する。以前の IPCC 評価報告書で考慮された気候モデルと比べて、これらのモデルは解像度が高められるとともに、物理学的、化学的、及び生物学的プロセスの表現が更新及び改善されている。これにより、近年の平均状態のシミュレーションでは、広域的な気候変動に関する大半の指標や、他の多くの気候システム全般の様相が改善されている。観測との差異は、地域的な降水パターンなどに依然みられる。本報告で評価された CMIP6 の過去シミュレーションでは、世界平均気温についてのアンサンブル平均と観測との差は、歴史的な期間の大半でおおむね 0.2℃以内に収まっており、観測された昇温は、CMIP6 アンサンブルで可能性が非常に高い範囲に収まっている。しかしながら、いくつかの CMIP6 モデルでシミュレーションされた昇温は、観測された昇温の可能性が非常に高いと評価された範囲を上回るか下回る。{1.5, Cross-Chapter Box 2.2, 3.3, 3.8, TS.1.2, Cross-Section Box TS.1}（図 SPM.1 b、図 SPM.2）

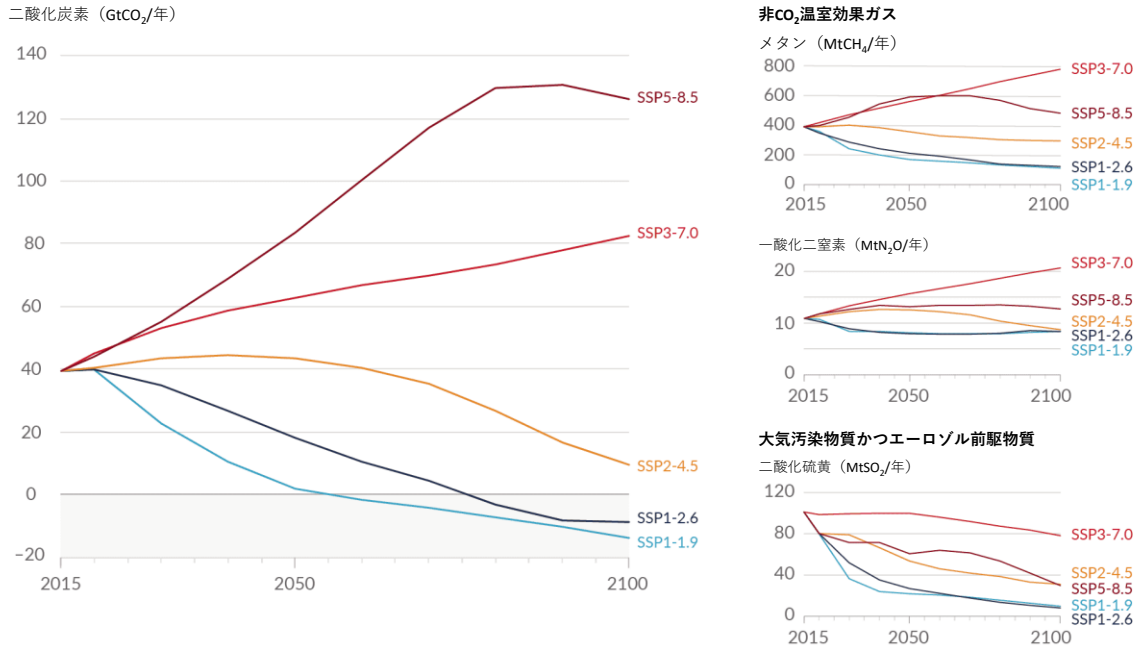
Box SPM.1.3: 本報告書で考慮された CMIP6 モデルの気候感度の範囲は、CMIP5 モデルの範囲や AR6 が複数系統の証拠に基づいて可能性が非常に高いと評価した範囲よりも広い。また、これらの CMIP6 モデルは CMIP5 や AR6 が評価した最良推定値よりも大きな平均気候感度を示す。CMIP5 と比べて CMIP6 の気候感度の値が大きいことは、CMIP6 において約 20%大きい、増幅する雲フィードバックに起因しうる。{Box 7.1, 7.3, 7.4, 7.5, TS.3.2}

Box SPM.1.4: IPCC 報告書で初めて、世界平均気温、海洋の温暖化、及び海面水位の評価された将来変化が、シミュレーションにされた過去の温暖化に基づいて観測による制約をマルチモデル予測に課し、AR6 の気候感度の評価も合わせて構築されている。他の変数については、予測を制約するような確固とした手法はまだ存在しない。それでもなお、多くの変数について、予測される確固とした地理的パターンが所与の水準の地球温暖化において特定されうるが、これは考慮された全てのシナリオに共通で、その地球温暖化の水準に達する時期に依存しない。{1.6, 4.3, 4.6, Box 4.1, 7.5, 9.2, 9.6, Cross-Chapter Box 11.1, Cross-Section Box TS.1}

²² 本報告書全体を通して、シナリオは SSPx-y と表記する。ここで、「SSPx」はシナリオの基調となる社会経済的傾向を表す共通社会経済経路（SSP）を、「y」は 2100 年にそのシナリオがもたらすおおよその放射強制力の水準（1 平米あたりのワット数、W m⁻²）を指す。過去の IPCC 報告書で使用されたシナリオとの詳細な比較は、TS.1.3、報告書本体第 1.6 節及び第 4.6 節で述べる。気候モデルの駆動に使用される特定の強制シナリオの基礎となる SSP は、WG1 では評価しない。むしろ、SSPx-y の表示は、特定の強制力の経路が気候モデルへの入力値として使用されている基礎文献へのトレーサビリティを確保するものである。IPCC は SSP の基礎となる仮定については中立であり、また、SSP は全ての可能なシナリオを網羅しているわけではない。別のシナリオの検討や開発がなされることがある。

²³ CO₂ の正味負の排出は、人為的な CO₂ 除去量が人為的な排出量を上回る場合に達成される（用語集）。

Box SPM.1 (続き)

将来の排出は将来の追加的な昇温を引き起こし、全昇温量は過去及び将来のCO₂排出量に支配される(a) 5つの例示的なシナリオにおけるCO₂ (左) 及び一部の主要な非CO₂駆動要因 (右) の将来の年間排出量(b) 様々な排出による世界平均気温上昇への寄与とCO₂排出の支配的な役割

1850～1900年を基準とした2081～2100年の世界平均気温の変化 (°C)

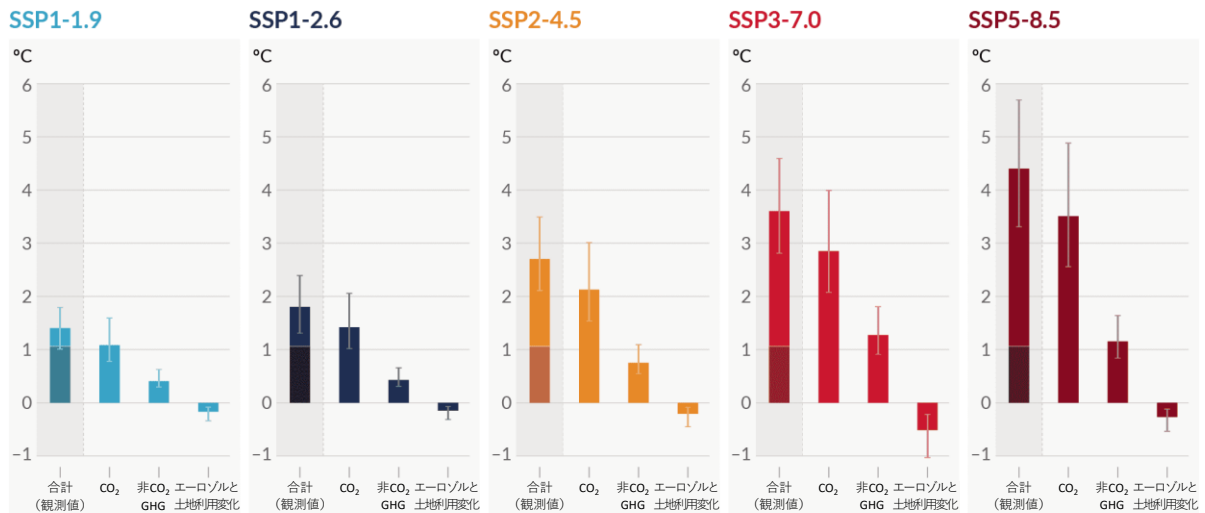
全昇温量 (暗い色はこれまでに観測された昇温)、CO₂による昇温、非CO₂温室効果ガス (GHG) による昇温、エアロゾルと土地利用変化による降温

図 SPM.4 | 本報告書で使用される 5 つの例示的なシナリオにおける、気候変動の主要な駆動要因の将来の人為的な排出量と駆動要因のグループごとの昇温への寄与

5つのシナリオとは SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、及び SSP5-8.5 である。

パネル (a) 2015～2100 年の人為起源 (人為的な) 年間排出量。全部門からの二酸化炭素 (CO₂) 排出量 (GtCO₂/年) (左のグラフ) と、シナリオで考慮されている 3 つの主要な非 CO₂ 駆動要因、すなわちメタン (CH₄、MtCH₄/年、右上のグラフ)、一酸化二窒素 (N₂O、MtN₂O/年、右中のグラフ)、及び二酸化硫黄 (SO₂、MtSO₂/年、右下のグラフ)、パネル (b) の人為起源エアロゾルに寄与) の排出量の推移を示す。

パネル (b) 人為的な駆動要因のグループごと及びシナリオごとの昇温への寄与を世界平均気温の変化 (°C) で示したものである。1850～1900 年を基準とした 2081～2100 年の値を、これまでに観測された昇温とともに示す。棒は中央値を、エラーバーは可能性が非常に高い範囲を示す。各シナリオの棒グラフにおいて、棒は世界全体の昇温の合計 (°C、「合計」棒) (表 SPM.1 参照)、並びに CO₂ の変化 (「CO₂」棒) 及び非 CO₂ 温室効果ガス (GHGs、「非 CO₂ GHGs」棒。よく混合された温室効果ガス及びオゾンから成る) による昇温への寄与 (°C)、及び他の人為的な駆動要因 (「エアロゾルと土地利用変化」棒。人為起源エアロゾル、土地利用に伴う反射率の変化と灌漑の変化、及び飛行機雲) による正味の降温 (°C) を表す (個々の駆動要因のこれまでの昇温への寄与については図 SPM.2 パネル (c) を参照)。1850～1900 年を基準として 2010～2019 年に観測された昇温の最良推定値 (図 SPM.2 パネル (a) を参照) は、「合計」棒の中に暗い色で示されている。パネル (b) における昇温への寄与は、「合計」棒については表 SPM.1 で説明されているように算出されている。他の棒については、気候感度と放射強制力の評価に依拠する世界平均気温の物理気候エミュレータを用いて駆動要因のグループごとの寄与が算出されている。

{Cross-Chapter Box 1.4; 4.6; 図 4.35; 6.7; 図 6.18, 図 6.22, 図 6.24; 7.3; Cross-Chapter Box 7.1; 図 7.7; Box TS.7; 図 TS.4, 図 TS.15}

B.1 世界平均気温は、考慮された全ての排出シナリオの下で、少なくとも今世紀半ばまで上昇し続ける。向こう数十年の間に CO₂ 及び他の温室効果ガスの排出が大幅に減少しない限り、21 世紀中に 1.5°C 及び 2°C の地球温暖化を超える。

{2.3, Cross-Chapter Box 2.3, Cross-Chapter Box 2.4, 4.3, 4.4, 4.5} (図 SPM.1, 図 SPM.4, 図 SPM.8, 表 SPM.1, Box SPM.1)

B.1.1 2081～2100 年の世界平均気温は 1850～1900 年と比べて、本報告書で考慮された GHG 排出が非常に少ないシナリオ (SSP1-1.9) の下で 1.0～1.8°C、GHG 排出が中程度のシナリオ (SSP2-4.5) において 2.1～3.5°C、GHG 排出が非常に多いシナリオ (SSP5-8.5) の下で 3.3～5.7°C 高くなる可能性が非常に高い²⁴。世界平均気温が 1850～1900 年よりも 2.5°C 以上高い水準で持続していた最後の時期は、300 万年以上前である (確信度が中程度)。

{2.3, Cross-Chapter Box 2.4, 4.3, 4.5, Box TS.2, Box TS.4, Cross-Section Box TS.1} (表 SPM.1)

表 SPM.1 | 本報告書で考慮される 5 つの例示的な排出シナリオにおける、複数系統の証拠に基づく評価による選択された 20 年間の世界平均気温の変化。1850～1900 年の世界平均気温を基準とした気温の変化 (°C) を示す。これは AR5 の参照期間である 1986～2005 年について観測された過去の昇温の評価の更新を含んでおり、AR6 では AR5 よりも 0.08 [-0.01～+0.12] °C 高い (脚注 10 を参照)。最近の参照期間である 1995～2014 年を基準とした変化は、この表の値から 0.85°C (1850～1900 年から 1995～2014 年の間に観測された昇温の最良推定値) を差し引くことで概算できる。{Cross-Chapter Box 2.3, 4.3, 4.4, Cross-Section Box TS.1}

シナリオ	短期、2021～2040 年		中期、2041～2060 年		長期、2081～2100 年	
	最良推定値 (°C)	可能性が非常に高い範囲 (°C)	最良推定値 (°C)	可能性が非常に高い範囲 (°C)	最良推定値 (°C)	可能性が非常に高い範囲 (°C)
SSP1-1.9	1.5	1.2 – 1.7	1.6	1.2 – 2.0	1.4	1.0 – 1.8
SSP1-2.6	1.5	1.2 – 1.8	1.7	1.3 – 2.2	1.8	1.3 – 2.4
SSP2-4.5	1.5	1.2 – 1.8	2.0	1.6 – 2.5	2.7	2.1 – 3.5
SSP3-7.0	1.5	1.2 – 1.8	2.1	1.7 – 2.6	3.6	2.8 – 4.6
SSP5-8.5	1.6	1.3 – 1.9	2.4	1.9 – 3.0	4.4	3.3 – 5.7

B.1.2 複数系統の証拠に基づく評価によると、本報告書で考慮された GHG 排出が多い及び非常に多いシナリオ (それぞれ SSP3-7.0、SSP5-8.5) の下では、1850～1900 年を基準とした地球温暖化は 21 世紀中に 2°C を超えるだろう。GHG 排出が中程度のシナリオ (SSP2-4.5) では、地球温暖化が 2°C を超える可能性が極めて高いだろう。GHG 排出が非常に少ない及び少ないシナリオの下では、地球温暖化が 2°C を超える可能性が極めて低い (SSP1-1.9) 又は可能性が低い (SSP1-2.6)²⁵。中期的 (2041～2060 年) に 2°C の地球温暖化の水準を超過する (crossing) ことは、GHG 排出が非常に多いシナリオ (SSP5-8.5) の下では可能性が非常に高く、GHG 排出が多いシナリオ (SSP3-7.0) の下では可能性が高く、GHG 排出が中程度のシナリオ (SSP2-4.5) ではどちらかと言えば可能性が高い²⁶。{4.3, Cross-Section Box TS.1} (表 SPM.1, 図 SPM.4, Box SPM.1)

²⁴ 特に明記しない限り、世界平均気温の変化は 20 年移動平均により報告される。

²⁵ SSP1-1.9 と SSP1-2.6 はそれぞれ、2015 年を起点とする、GHG 排出が非常に少ない及び少ないシナリオであり、CO₂ 排出は、2050 年頃又はそれ以降に正味ゼロとなった後、異なる水準で正味負の CO₂ 排出となる。

²⁶ ここで超過する (crossing) とは、世界平均気温 (20 年平均) の評価された変化が特定の地球温暖化の水準を超えることとして定義する。

- B.1.3 本報告書で考慮された GHG 排出が中程度、多い及び非常に多いシナリオ（それぞれ SSP2-4.5、SSP3-7.0 及び SSP5-8.5）の下では、1850～1900 年を基準とした地球温暖化は 21 世紀中に 1.5℃を超えるだろう。5 つの例示的なシナリオの下では、短期的（2021～2040 年）に 1.5℃の地球温暖化の水準を超えることは、GHG 排出が非常に多いシナリオ（SSP5-8.5）では可能性が非常に高く、GHG 排出が中程度及び多いシナリオ（SSP2-4.5、SSP3-7.0）の下では可能性が高く、GHG 排出が少ないシナリオ（SSP1-2.6）の下ではどちらかと言えば可能性が高く、また、GHG 排出が非常に少ないシナリオ（SSP1-1.9）の下では、この水準（1.5℃）に達することはどちらかと言えば可能性が高い²⁷。さらに、GHG 排出が非常に少ないシナリオ（SSP1-1.9）においては、世界平均気温が、1.5℃の地球温暖化を 0.1℃より超えない一時的なオーバーシュートを伴って、21 世紀末にかけて 1.5℃未満に戻るよう低下するであろうことはどちらかと言えば可能性が高い。
{4.3, Cross-Section Box TS.1}（表 SPM.1, 図 SPM.4）
- B.1.4 世界平均気温はどの単年においても、相当程度の自然変動²⁸により、人為起源の長期変化傾向を上回るか下回るように変動しうる。1850～1900 年を基準とした個々の年の世界平均気温が、例えば 1.5℃や 2℃といった特定の水準を超えて変化することがあっても、これらの地球温暖化の水準に達したことは意味しない²⁹。
{Cross-Chapter Box 2.3, 4.3, 4.4, Box 4.1, Cross-Section Box TS.1}（表 SPM.1, 図 SPM.1, 図 SPM.8）
- B.2 気候システムの多くの変化は、地球温暖化の進行に直接関係して拡大する。これには、極端な高温、海洋熱波、大雨、及びいくつかの地域における農業及び生態学的干ばつの頻度と強度の増加、強い熱帯低気圧の割合の増加、並びに北極域の海氷、積雪及び永久凍土の縮小が含まれる。**
{4.3, 4.5, 4.6, 7.4, 8.2, 8.4, Box 8.2, 9.3, 9.5, Box 9.2, 11.1, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.7, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1, 12.4, 12.5, Cross-Chapter Box 12.1, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11}（図 SPM.5, 図 SPM.6, 図 SPM.8）
- B.2.1 陸面で海面よりも大幅な温暖化（可能性が高い範囲は 1.4～1.7 倍）が続くことはほぼ確実である。北極域で世界平均よりも大幅な温暖化が続くことはほぼ確実であり、その速度が世界全体の温暖化の 2 倍よりも大きいことについては確信度が高い。
{2.3, 4.3, 4.5, 4.6, 7.4, 11.1, 11.3, 11.9, 12.4, 12.5, Cross-Chapter Box 12.1, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, Cross-Section Box TS.1, TS.2.6}（図 SPM.5）
- B.2.2 地球温暖化が更に進行するにつれて、極端現象の変化は拡大し続ける。例えば、地球温暖化が 0.5℃進行するごとに、熱波を含む極端な高温（可能性が非常に高い）、大雨（確信度が高い）、並びにいくつかの地域における農業及び生態学的干ばつ³⁰（確信度が高い）の強度と頻度に、明瞭に識別できる増加を引き起こす。地球温暖化が 0.5℃進行するごとに、いくつかの地域で気象干ばつの強度と頻度に識別可能な変化がみられ、減少よりも増加を示す地域が多い（確信度が中程度）。水文干ばつの頻度と強度の増加は、いくつかの地域では地球温暖化の進行に伴い大きくなる（確信度が中程度）。一部の極端現象の発生は、地球温暖化の進行に伴い、1.5℃の地球温暖化でさえも、観測史上例のないほどに増加する。予測される頻度の変化率は、稀な現象ほど大きい（確信度が高い）。
{8.2, 11.2, 11.3, 11.4, 11.6, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1, Cross-Chapter Box 12.1, TS.2.6}（図 SPM.5, 図 SPM.6）

²⁷ 所与の地球温暖化の水準を初めて超える時期に関する AR6 の評価は、例示的なシナリオの考慮、放射強制力に対する将来の世界平均気温の評価に加えられた複数系統の証拠、及び過去の昇温推定の向上の恩恵を受けている。そのため、AR6 の評価は、近年の上昇率の単純な線形外挿をもとに、2030～2052 年の間に地球温暖化が 1.5℃に達する可能性が高いと報告した SR1.5 の SPM と直接的に比較することはできない。線形外挿の代わりに SSP1-1.9 と似たシナリオを考察する場合には、SR1.5 における 1.5℃の地球温暖化を初めて超える時期の推定値は本報告書での最良推定値と近い値となる。

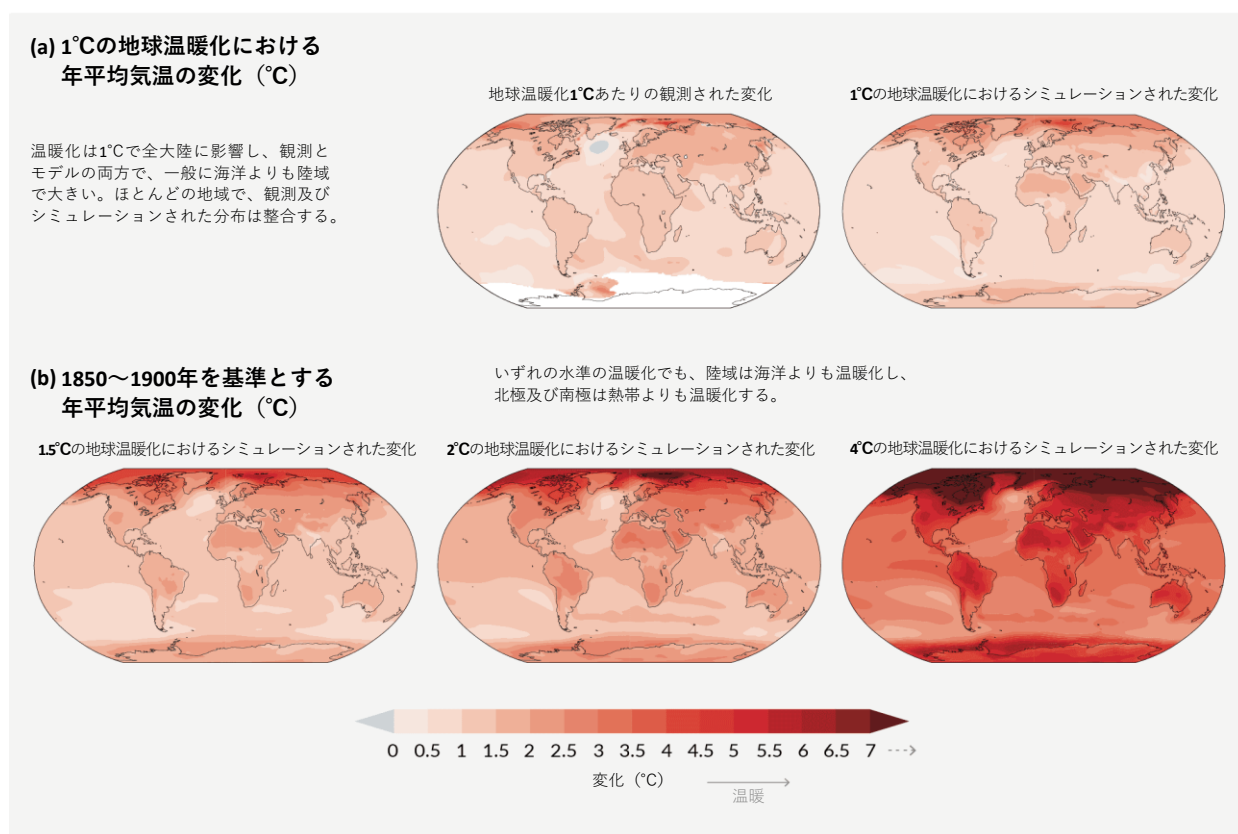
²⁸ 自然変動とは、人間の影響なしに発生する気候的な変動、すなわち内部変動と外的な自然要因に対する応答（火山噴火や太陽活動の変化、より長い時間スケールでは惑星の軌道効果やプレートテクトニクスなど）を組み合わせたものを指す（用語集）。

²⁹ 各年の内部変動は約±0.25℃（信頼区間 5～95%）と推定される（確信度が高い）。

³⁰ 農業及び生態学的干ばつの予測される変化は、主として鉛直積算土壌水分量に基づき評価されている。定義及び降水と蒸発散量との関係は脚注 16 参照。

- B.2.3 最も暑い日々の気温の上昇は、一部の中緯度半乾燥地域及び南米モンスーン地域において最も大きくなると予測され、その速度は世界全体の温暖化の約 1.5～2 倍になる（確信度が高い）。最も寒い日々の気温の上昇は北極域において最も大きくなると予測され、その速度は世界全体の温暖化の約 3 倍になる（確信度が高い）。地球温暖化の進行に伴い海洋熱波の頻度は増加し続け（確信度が高い）、特に熱帯と北極域で顕著である（確信度が中程度）。{Box 9.2, 11.1, 11.3, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1, Cross-Chapter Box 12.1, 12.4, TS.2.4, TS.2.6}（図 SPM.6）
- B.2.4 地球温暖化の進行に伴い、大雨はほとんどの地域でより強くより頻繁になる可能性が非常に高い。地球規模では、日降水量でみた極端な降水は、地球温暖化が 1°C 進行するごとに約 7% 強まると予測される（確信度が高い）。非常に強い熱帯低気圧（カテゴリー 4～5^{訳注6}）の割合と最も強い熱帯低気圧のピーク時の風速は、地球温暖化の進行に伴い地球規模で増加すると予測される（確信度が高い）。{8.2, 11.4, 11.7, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1, Box TS.6, TS.4.3.1}（図 SPM.5, 図 SPM.6）
- B.2.5 温暖化の進行は、永久凍土の融解、並びに季節的な積雪、陸氷、及び北極域の海氷の減少を更に拡大すると予測される（確信度が高い）。北極域では、本報告書で考慮された 5 つの例示的なシナリオの下で、2050 年までに少なくとも 1 回、9 月に実質的に海氷のない状態³¹となる可能性が高く、温暖化の水準が高いほど頻繁に起こる。南極の海氷に予測される減少については確信度が低い。
{4.3, 4.5, 7.4, 8.2, 8.4, Box 8.2, 9.3, 9.5, 12.4, Cross-Chapter Box 12.1, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.11, TS.2.5}（図 SPM.8）

地球温暖化が進行するにつれ、地域の平均気温、降水量、土壌水分の変化は大きくなる



³¹ 月平均海氷面積が 100 万 km² 未満で、1979～1988 年に観測された 9 月の平均海氷面積の約 15%。

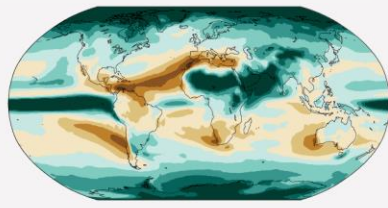
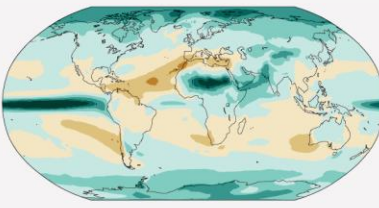
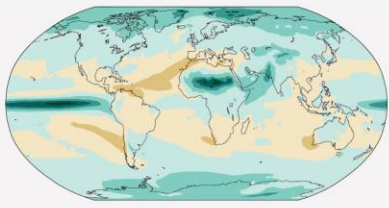
**(c) 1850～1900年を基準とする
年平均降水量の変化 (%)**

降水量は、高緯度帯、赤道太平洋及び一部のモンスーン地域で増加するが、亜熱帯の一部及び熱帯の限られた地域で減少すると予測される。

1.5°Cの地球温暖化におけるシミュレーションされた変化

2°Cの地球温暖化におけるシミュレーションされた変化

4°Cの地球温暖化におけるシミュレーションされた変化



基準となる状況で乾燥している地域では、比較的小さな絶対値の変化でも、割合として見れば大きな変化として現れることがある。

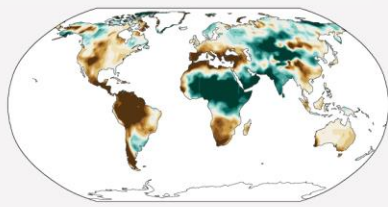
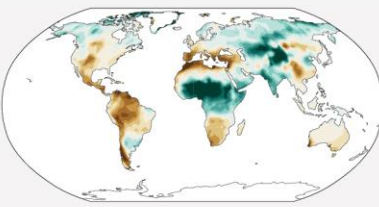
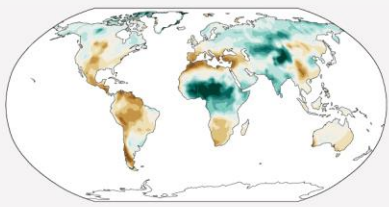
**(d) 年平均鉛直積算土壌水分量
の変化 (標準偏差)**

いずれの水準の温暖化でも、土壌水分量の変化は主に降水量の変化に従うが、蒸発散の影響により多少の違いも見られる。

1.5°Cの地球温暖化におけるシミュレーションされた変化

2°Cの地球温暖化におけるシミュレーションされた変化

4°Cの地球温暖化におけるシミュレーションされた変化



基準となる状況で年々変動の小さい乾燥地域では、比較的小さな絶対値の変化でも、標準偏差で見れば大きな変化として現れることがある。

**図 SPM.5 | 年平均気温、降水量、及び土壌水分量の変化**

パネル (a) 観測とシミュレーションから得られた年平均気温の変化の比較。左図は 1850～2020 年に観測された年平均気温の変化を、地球温暖化 1°Cあたりの量で示す (°C)。局所的な (すなわち各格子点の) 観測された年平均気温の変化は、1850～2020 年の世界平均気温に対して線形回帰されている。観測された気温は、最大の観測範囲と水平解像度を有するデータセットである **Berkeley Earth** からのものである。線形回帰は対応する格子点のデータが利用可能な全ての年に適用している。回帰手法は、観測の時系列全体を考慮することで格子点レベルの内部変動の影響を低減するために用いられた。白色の領域は、時間範囲が 100 年以下であるために信頼できる線形回帰を計算できないところである。**右図**はモデルシミュレーションに基づいており、(1850～1900 年を基準とした 20 年平均の世界平均気温で) 1°Cの地球温暖化の水準におけるマルチモデルシミュレーションによる年平均気温の変化を示す。カラーバーの両端の三角形は境界の外の値、すなわち示された範囲を上回るか下回る値を表す。

パネル (b) シミュレーションされた年平均気温の変化 (°C)、パネル (c) 降水量の変化 (%)、及びパネル (d) 鉛直積算土壌水分量の変化 (年々変動の標準偏差)。(1850～1900 年を基準とした 20 年平均の世界平均気温で) 1.5°C、2°C及び 4°Cの地球温暖化の水準における値を示す。シミュレーションから得られた変化はそれぞれの地球温暖化の水準における、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト (CMIP6) のマルチモデル平均の変化 (土壌水分量については中央値の変化) に相当する。すなわち、パネル (a) の右図と同一の手法である。

パネル (c) において、乾燥地域では絶対値の変化が小さいにもかかわらず大きな正の増加率になることがある。**パネル (d)** において、単位は 1850～1900 年の土壌水分量の年々変動の標準偏差である。標準偏差は干ばつの強度を表す単位として広く用いられている。予測される平均土壌水分量の 1 標準偏差分の減少は、1850～1900 年の間に約 6 年に 1 回発生したような干ばつにおける典型的な土壌水分の状況に相当する。**パネル (d)** において、基準の状況で年々変動がほとんどない乾燥地域では、絶対値の変化が小さいにもかかわらず大きな変化になりうる。カラーバーの両端の三角形は境界の外の値、すなわち示された範囲を上回るか下回る値を表す。5 つの例示的なシナリオ (SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、及び SSP5-8.5) において、それぞれの温暖化の水準に達した全てのモデルの結果が平均されている。3°Cの地球温暖化の水準における年平均気温と降水量の変化の図は、報告書本編第 4.6 節の図 4.31 と図 4.32 でも示されている。

パネル (b)、(c)、及び (d) の図について、格子点レベルでのモデルの一致度を示す網掛けを含めたものが、報告書本編の図 4.31、図 4.32、及び図 11.19 に示されている。Cross-Chapter Box Atlas.1 で強調されているように、格子点レベルの網掛けはより大きい空間スケール (例えば AR6 参照地域) では有用な情報でない。そのような規模では集約されたシグナルが小規模な変動の影響を受けにくく、より確固としたものになる。

{図 1.14, 4.6.1, Cross-Chapter Box 11.1, Cross-Chapter Box Atlas.1, TS.1.3.2, 図 TS.3, 図 TS.5}

地球温暖化が更に進行するにつれ、極端現象の頻度と強度に予測される変化が大きくなる

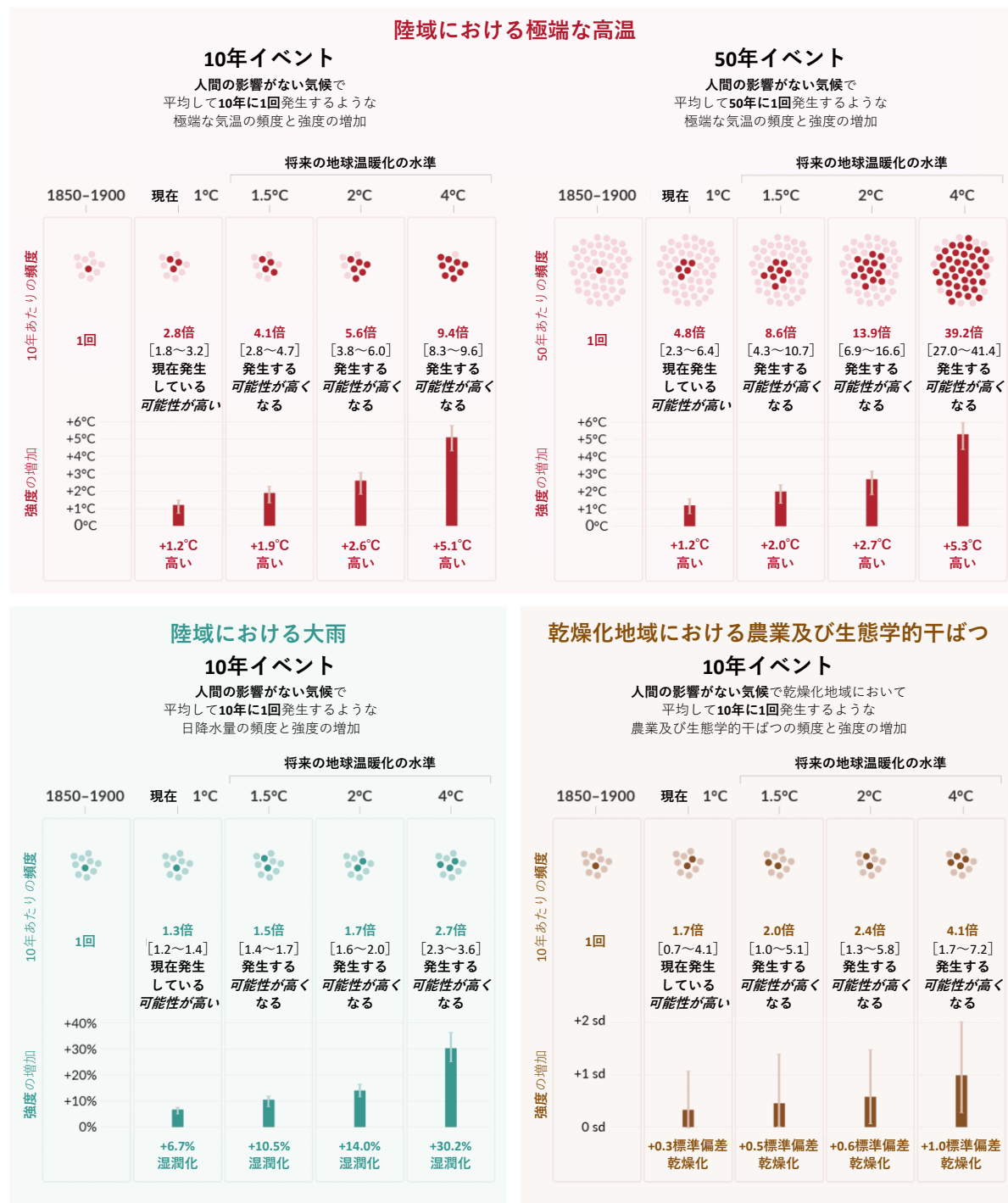


図 SPM.6 | 陸域における極端な高温、陸域における極端な降水、並びに乾燥化地域における農業及び生態学的干ばつの強度と頻度に予測される変化

人間の影響がない気候を代表する 1850～1900 年を基準とした、1°C、1.5°C、2°C、及び 4°C の地球温暖化の水準において予測される変化を示す。基準期間（1850～1900 年）に 10 年に 1 回及び 50 年に 1 回発生するような極端現象の頻度と強度の増加を、地球温暖化の水準ごとに示す。

極端な高温は、参照期間である 1850～1900 年に平均して 10 年に 1 回（10 年イベント）又は 50 年に 1 回（50 年イベント）超えられるような陸域における日最高气温と定義される。**極端な降水**は、参照期間である 1850～1900 年で平均して 10 年に 1 回超えられるような陸域における日降水量と定義される。**農業及び生態学的干ばつ**は、基準期間である 1850～1900 年の 10 パーセントイルを下回る年平均鉛直積算土壌水分量と定義される。これらの極端現象はモデルの格子点規模で定義される。極端な高温と極端な降水については、世界の陸域について結果が示されている。農業及び生態学的干ばつについては、乾燥化地域についてのみ結果が示されており、これは AR6 参照地域のうち、第 6 期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）において 1850～1900 年の基準期間と比較し

て2°Cの地球温暖化の場合に予測される農業及び生態学的干ばつの増加の**確信度**が**中程度**以上である地域に対応する。この地域には、北米西部、北米中部、中米北部、中米南部、カリブ地域、南米北部、南米北東部、南米モンスーン地域、南米南西部、南米南部、欧州西部及び中部、地中海地域、南部アフリカ西部、南部アフリカ東部、マダガスカル、豪州東部、豪州南部が含まれる（カリブ地域は、全体が陸域となる格子点の数が少なすぎるため計算に含まれない）。非乾燥化地域は全体的な干ばつの強度の増減を示さない。第5期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP5）のマルチモデルアンサンブルにおける農業及び生態学的干ばつの変化の予測は、アフリカとアジアの一部を含むいくつかの地域で CMIP6 のものと異なる。気象干ばつと水文干ばつに予測される変化の評価は報告書本編第11章に示されている。

「**頻度**」の部分では、各年が点で示されている。濃い色の点は極端現象の閾値を超える年を示し、薄い色の点は閾値を超えない年を示す。数値は様々な共通社会経済経路（SSP）シナリオの下での CMIP6 のシミュレーションによるマルチモデルアンサンブルの中央値（太字）と**可能性が高い範囲**（5～95%の範囲）を示す。整合性を保つため、濃い色の点の数は端数を丸めた中央値に基づく。「**強度**」の部分では、同様に CMIP6 のシミュレーションによるマルチモデルアンサンブルの中央値と**可能性が高い範囲**（5～95%の範囲）が、それぞれ濃い色と薄い色の棒で示されている。極端な高温と極端な降水の強度の変化は°Cとパーセントで表されている。農業及び生態学的干ばつの強度の変化は年平均土壌水分量の標準偏差に対する割合で表されている。

{11.1, 11.3, 11.4, 11.6, 11.9, 図 11.12, 図 11.15, 図 11.6, 図 11.7, 図 11.18}

B.3 地球温暖化が続くと、世界の水循環が、その変動性、地球規模のモンスーンに伴う降水量、及び湿潤と乾燥に関する現象の厳しさを含め、更に強まると予測される。

{4.3, 4.4, 4.5, 4.6, 8.2, 8.3, 8.4, 8.5, Box 8.2, 11.4, 11.6, 11.9, 12.4, Atlas.3} (図 SPM.5, 図 SPM.6)

B.3.1 AR5 以降、世界の水循環が地球規模の気温上昇とともに強まり続けるという証拠が強まっており（**確信度が高い**）、降水量と地表水の流れは、季節内（**確信度が高い**）及び年々（**確信度が中程度**）においてほとんどの陸域の地域でより変動が大きくなると予測される。世界の陸域における 2081～2100 年までの年平均降水量は、1995～2014 年を基準として、GHG 排出が非常に少ないシナリオ（SSP1-1.9）の下では 0～5%、GHG 排出が中程度のシナリオ（SSP2-4.5）では 1.5～8%、GHG 排出が非常に多いシナリオ（SSP5-8.5）の下では 1～13%増加すると予測される（**可能性が高い範囲**）。降水量は高緯度帯、太平洋赤道域、及び一部のモンスーン地域では増加するが、SSP2-4.5、SSP3-7.0、SSP5-8.5 において亜熱帯の一部及び熱帯の限定的な地域では減少すると予測される（**可能性が非常に高い**）。季節平均降水量に検出可能な増加又は減少を経験する世界の陸域の割合は増加すると予測される（**確信度が中程度**）。春季の融雪の開始が早まることについては**確信度が高く**、多雪地域では世界的に夏季の流量を費やす形でピーク流量が大きくなる。{4.3, 4.5, 4.6, 8.2, 8.4, Atlas.3, TS.2.6, TS.4.3, Box TS.6} (図 SPM.5)

B.3.2 より温暖化した気候は、非常に湿潤な及び非常に乾燥した気象と気候の現象及び季節の度合いを強め、洪水又は干ばつに影響する（**確信度が高い**）が、これらの現象の場所と頻度は、モンスーン及び中緯度のストームトラックを含む地域的な大気循環に予測される変化に依存する。SSP2-4.5、SSP3-7.0、及び SSP5-8.5 のシナリオにおいて、エルニーニョ・南方振動に関連する降雨の変動が 21 世紀後半までに増幅される**可能性が非常に高い**と予測される。{4.3, 4.5, 4.6, 8.2, 8.4, 8.5, 11.4, 11.6, 11.9, 12.4, TS.2.6, TS.4.2, Box TS.6} (図 SPM.5, 図 SPM.6)

B.3.3 モンスーンに伴う降水量は、中長期的に地球規模で、特に南アジア、東南アジア、東アジア、及びサヘル極西部から離れた西アフリカにおいて増加すると予測される（**確信度が高い**）。モンスーン期は、北米、南米、及び西アフリカでは始期が遅れ（**確信度が高い**）、西アフリカでは終期も遅れる（**確信度が中程度**）と予測される。{4.4, 4.5, 8.2, 8.3, 8.4, Box 8.2, Box TS.13}

B.3.4 予測される南半球夏季の中緯度のストームトラック及びそれに伴う降水の南方への移動と強度の増加は、GHG 排出が多いシナリオ（SSP3-7.0、SSP5-8.5）の下で長期的には起こる**可能性が高い**が、短期的にはこれらの変化が成層圏オゾンの回復の影響によって相殺される（**確信度が高い**）。北太平洋における低気圧及びその降水の継続的な極方向への移動については**確信度が中程度**である一方、北大西洋におけるストームトラックに予測される変化については**確信度が低い**。{4.4, 4.5, 8.4, TS.2.3, TS.4.2}

B.4 CO₂ 排出が増加するシナリオの下では、海洋と陸域の炭素吸収源が大気中の CO₂ 蓄積を減速させる効率が低下すると予測される。

{4.3, 5.2, 5.4, 5.5, 5.6} (図 SPM.7)

- B.4.1 自然界の陸域と海洋の炭素吸収源は、CO₂ 排出が少ないシナリオと比べて CO₂ 排出が多いシナリオほど、絶対量としてはより多くの量の CO₂ を吸収すると予測される一方で、その効率は低下する。すなわち、陸域と海洋に吸収される排出量の割合が累積 CO₂ 排出量の増加に伴い減少する。結果として、排出された CO₂ が大気中に残留する割合が大きくなると予測される（確信度が高い）。{5.2, 5.4, Box TS.5}（図 SPM.7）
- B.4.2 モデル予測に基づく、今世紀中に大気中の CO₂ 濃度が安定化する GHG 排出が中程度のシナリオ（SSP2-4.5）の下では、陸域と海洋による CO₂ 吸収率は 21 世紀後半に減少すると予測される（確信度が高い）。GHG 排出が非常に少ないシナリオと少ないシナリオ（SSP1-1.9、SSP1-2.6）の下では大気中の CO₂ 濃度は 21 世紀中にピークを迎えた後に減少し、陸域と海洋が吸収する炭素量は大気中の CO₂ 濃度の減少に応答して減少し始め（確信度が高い）、そして SSP1-1.9 の下では陸域と海洋は 2100 年までに弱い正味の放出源に変わる（確信度が中程度）。正味負の排出が無いシナリオ（SSP2-4.5、SSP3-7.0、SSP5-8.5）³²では、世界の陸域と海洋を合わせた吸収源が 2100 年までに放出源に変わる可能性が非常に低い。{4.3, 5.4, 5.5, 5.6, Box TS.5, TS.3.3}
- B.4.3 気候変動と炭素循環との間のフィードバックの大きさは、CO₂ 排出が多いシナリオにおいてより大きくなるが、より不確かにもなる（確信度が非常に高い）。しかしながら、気候モデルの予測によると、2100 年までの大気中の CO₂ 濃度の不確実性は排出シナリオの差異に支配される（確信度が高い）。温暖化に対する更なる生態系の応答のうち、気候モデルにまだ十分に含まれていない、湿地、永久凍土の融解、及び森林火災からの CO₂ と CH₄ のフラックスなどが、これらの気体の大気中濃度を更に増加させるだろう（確信度が高い）。{5.4, Box TS.5, TS.3.2}

累積CO₂排出が多いシナリオほど、陸域と海洋の炭素吸収源に吸収されるCO₂排出量の割合が小さくなる

5つの例示的なシナリオにおいて、1850～2100年に陸域と海洋が吸収（着色）及び大気中に残留（灰色）した累積CO₂排出量の総量

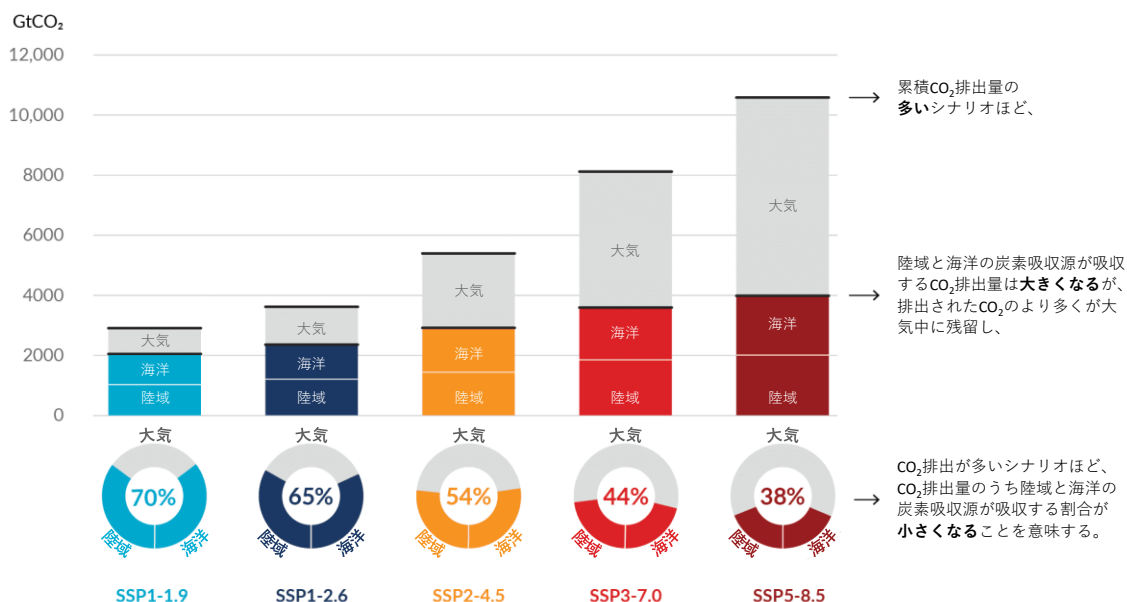


図 SPM.7 | 5つの例示的なシナリオにおける、2100年までに陸域と海洋の吸収源に吸収される累積人為起源 CO₂ 排出量

5つの例示的なシナリオ（SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0及びSSP5-8.5）の下で陸域と海洋に吸収源に吸収される累積人為起源（人為的な）二酸化炭素（CO₂）排出量は、第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）の気候モデルに濃度を与えることで1850年から2100年までシミュレーションされている。陸域と海洋の炭素吸収源は、過去、現在、及び将来の排出量に応答するため、ここでは1850年から2100年までの累積吸収量を示されている。過去の期間（1850～2019年）に観測された陸域と海洋の吸収源による吸収量は1430 GtCO₂（排出量の59%）である。

棒グラフは、1850～2100年の累積人為起源 CO₂ 排出量（GtCO₂）について、2100年における大気中の残存量（灰色部分）と陸域と海洋による吸収量（着色）の予測を示す。ドーナツグラフは、2100年における累積人為起源 CO₂ 排出量に占める陸域と海洋による吸

³² これらの大気中 CO₂ の安定化又は減少に対する炭素吸収源の予測された調節は、残余カーボンバジェットの計算において考慮されている。

収量と大気中の残存量の割合を示す。％で示された値は、陸域と海洋の吸収源による吸収量を合わせた割合を示す。全体的な人為起源炭素排出量は、CMIP6 シナリオデータベースからの正味の世界全体の土地利用による排出量を、大気中の CO₂ 濃度を与えた気候モデルから算出された他の部門による排出量に加えることで算出されている³³。1850 年以降の陸域と海洋による CO₂ 吸収量は、陸域の正味の生態系生産（土地利用変化による CO₂ 減少については、その土地利用変化に伴う排出量を加えることで補正）及び海洋の正味の CO₂ フラックスから算出されている。

{5.2.1; 表 5.1; 5.4.5; 図 5.25; Box TS.5; Box TS.5, 図 1}

B.5 過去及び将来の温室効果ガスの排出に起因する多くの変化、特に海洋、氷床、及び世界の海面水位における変化は、数百年から数千年にわたって不可逆的である。

{2.3, Cross-Chapter Box 2.4, 4.3, 4.5, 4.7, 5.3, 9.2, 9.4, 9.5, 9.6, Box 9.4} (図 SPM.8)

B.5.1 1750 年以降の過去の GHG 排出により、世界の海洋の将来の温暖化は避けられない（確信度が高い）。21 世紀の残りの期間で、海洋の温暖化は 1971～2018 年の変化量の 2～4 倍 (SSP1-2.6) から 4～8 倍 (SSP5-8.5) に及ぶ可能性が高い。複数系統の証拠に基づくと、海洋表層の成層の強化（ほぼ確実）、海洋酸性化（ほぼ確実）、及び海洋貧酸素化（確信度が高い）は、将来の排出に応じた速度で 21 世紀の間進行し続ける。海水温の上昇（確信度が非常に高い）、海洋深層の酸性化（確信度が非常に高い）、及び貧酸素化（確信度が中程度）は、数百年から数千年の時間スケールで不可逆的である。{4.3, 4.5, 4.7, 5.3, 9.2, TS.2.4} (図 SPM.8)

B.5.2 山岳や極域の氷河は、数十年又は数百年にわたって融解し続けることが避けられない（確信度が非常に高い）。永久凍土の融解に伴う永久凍土に含まれる炭素の放出は、数百年の時間スケールで不可逆的である（確信度が高い）。グリーンランド氷床は 21 世紀を通して減少し続けることがほぼ確実であり、南極氷床は 21 世紀を通して減少し続ける可能性が高い。グリーンランド氷床からの氷の全減少量が累積排出量とともに増加することについては確信度が高い。GHG 排出が多いシナリオの下で数百年にわたって南極氷床からの氷の減少を大幅に増加させるであろう、可能性が低くとも影響が大きい結果（不確実性が大きく場合によっては臨界点（ティッピングポイント）を伴うという特徴を持つ、氷床不安定化のプロセスに起因する）については証拠が限定的である³⁴。{4.3, 4.7, 5.4, 9.4, 9.5, Box 9.4, Box TS.1, TS.2.5}

B.5.3 世界平均海面水位が 21 世紀の間上昇し続けることはほぼ確実である。1995～2014 年を基準として、世界平均海面水位の可能性の高い上昇量は、2100 年までに、GHG 排出が非常に少ないシナリオ (SSP1-1.9) の下で 0.28～0.55 m、GHG 排出が少ないシナリオ (SSP1-2.6) の下で 0.32～0.62 m、GHG 排出が中程度のシナリオ (SSP2-4.5) の下で 0.44～0.76 m、GHG 排出が非常に多いシナリオ (SSP5-8.5) の下で 0.63～1.01 m であり、2150 年までには、非常に少ないシナリオ (SSP1-1.9) の下で 0.37～0.86 m、少ないシナリオ (SSP1-2.6) の下で 0.46～0.99 m、中程度のシナリオ (SSP2-4.5) の下で 0.66～1.33 m、非常に多いシナリオ (SSP5-8.5) の下で 0.98～1.88 m である（確信度が中程度）³⁵。これらの可能性が高い範囲を超えて世界平均海面水位が上昇し、GHG 排出が非常に多いシナリオ (SSP5-8.5) の下で 2100 年までに 2 m、2150 年までに 5 m に迫る（確信度が低い）ことも、氷床プロセスの不確実性の大きさのため排除できない。{4.3, 9.6, Box 9.4, Box TS.4} (図 SPM.8)

B.5.4 長期的には、海洋深層の温暖化と氷床の融解が続くため、海面水位は数百年から数千年にわたって上昇することは避けられず、数千年にわたって上昇したままとなる（確信度が高い）。今後 2 千年にわたって、世界平均海面水位は、温暖化が 1.5℃に抑えられた場合は約 2～3 m、2℃に抑えられた場合は 2～6 m、5℃の温暖化では 19～22 m 上昇し、その後も数千年にわたって上昇し続ける（確信度が低い）。この数千年にわたる世界平均海面水位上昇の予測は、過去の温暖な気候の期間から復元される水位と整合する。世界の気温が 1850～1900 年よりも 0.5～1.5℃高かった可能性が非常に高い 12 万 5000 年前頃には、海面水位が現在よりも 5～10 m 高かった可能性が高く、世界の気温が 2.5～4℃高かった約 300 万年前には、海面水位が 5～25 m 高かった可能性が非常に高い（確信度が中程度）。{2.3, Cross-Chapter Box 2.4, 9.6, Box TS.2, Box TS.4, Box TS.9}

³³ 他の部門の排出量は、CMIP6 のシミュレーションにおける陸域と海洋の正味の CO₂ 吸収量と与えられた大気中の CO₂ 濃度変化の残差として算出される。これらの算出された排出量は正味の排出量であり、暗に含まれている除去量と人為的な総排出量を切り分けてはいない。

³⁴ 可能性が低くとも影響が大きい結果とは、発生する確率が低い又は（不確実性が大きいという意味で）不明であるものの、それによる社会や生態系への潜在的な影響が大きくなりうるであろうもののことである。臨界点（ティッピングポイント）とは、臨界的な閾値のことで、それを超えると多くの場合、突然及び/又は不可逆的にシステムが変遷する（用語集）。{1.4, Cross-Chapter Box 1.3, 4.7}

³⁵ AR5 や SROCC で用いている基準期間である 1986～2005 年と比較するには、世界平均海面水位の上昇量の推定に 0.03 m を加える。図 SPM.8 で用いている基準期間である 1900 年と比較するには、0.16 m を加える。

人間活動は気候システムの主要な構成要素全てに影響し、うちいくつかの応答は、数十年から数百年かけて起こる

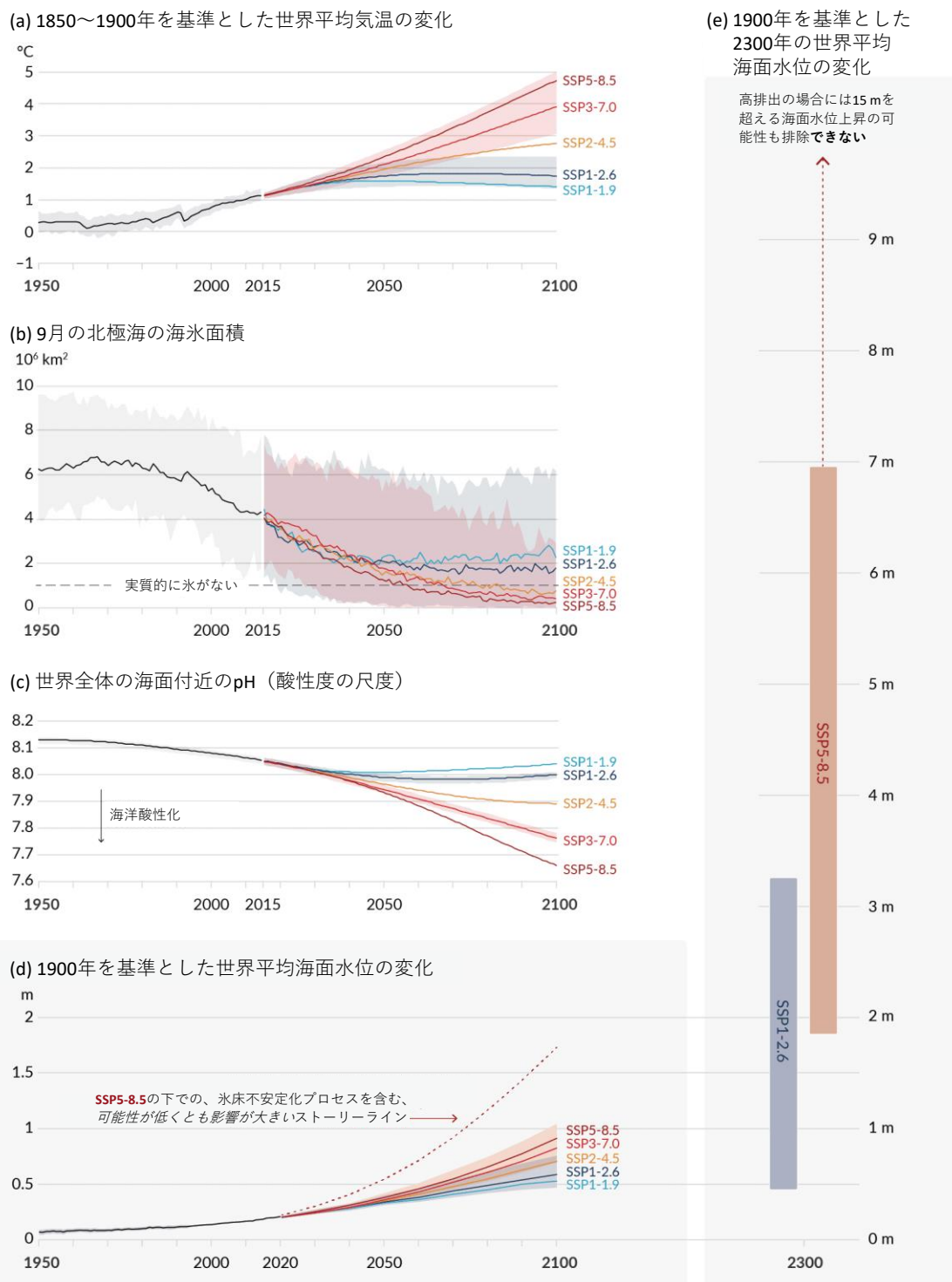


図 SPM.8 | 本報告書で使用される5つの例示的なシナリオの下での地球規模の気候変動に関する主な指標

5つのシナリオそれぞれの予測を色で示す。陰影は不確実性の範囲を表し、各パネルの詳細は以下に記載する。黒色の曲線は過去シミュレーション（パネル（a）、（b）、及び（c））又は観測値（パネル（d））を表す。予測される将来の変化の文脈を示すため、全てのグラフに過去の値が含まれる。

パネル（a）世界平均気温の変化（°C）。1850～1900年を基準とする。これらの変化は第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）のモデルによるシミュレーションに、シミュレーションによる過去の温暖化に基づく観測による制約を課し、気候感度の最新の評価も合わせることで得られた（Box SPM.1を参照）。20年平均に基づく1850～1900年を基準とした変化は、シミュレーションによる1995～2014年を基準とした変化に、0.85°C（1850～1900年から1995～2014年までに観測された世界平均気温の上昇量）を加えることで算出される。SSP1-2.6及びSSP3-7.0については可能性が非常に高い範囲が示されている。

パネル (b) 9 月の北極海の水氷面積 (10^6 km^2)。CMIP6 モデルによるシミュレーションに基づく。SSP1-2.6 及び SSP3-7.0 については可能性が非常に高い範囲が示されている。GHG 排出が中程度及び多いシナリオの下では、[9 月の]北極域は、今世紀半ば頃に実質的に氷のない状態になると予測される。

パネル (c) 世界全体の海面付近の pH (酸性度の尺度)。CMIP6 モデルによるシミュレーションに基づく。SSP1-2.6 及び SSP3-7.0 については可能性が非常に高い範囲が示されている。

パネル (d) 世界平均海面水位の変化 (m)。1900 年を基準とする。過去の変化は観測値 (1992 年以前は潮位計、以降は衛星海面高度計による) を示し、将来の変化は CMIP、氷床と氷河のモデルのエミュレーションに基づく観測による制約と整合的に評価されている。SSP1-2.6 及び SSP3-7.0 については可能性が高い範囲が示されている。海面水位変化については、不確実性の大きいプロセスの分布の推定が困難であるため、可能性が高い範囲のみが評価されている。破線はこのような不確実性の大きいプロセスの潜在的な影響を示す。これは、可能性が低くとも影響が大きい排除できない氷床のプロセスを含む SSP5-8.5 の予測の 83 パーセンタイルであるが、これらのプロセスに関する予測の確信度が低いため、この曲線は可能性が高い範囲に含まれない。1900 年を基準とした変化は、シミュレーション及び観測による 1995～2014 年を基準とした変化に 0.158 m (1900 年から 1995～2014 年までに観測された世界平均海面水位の上昇量) を加えることで算出される。

パネル (e) 2300 年の世界平均海面水位の変化 (m)。1900 年を基準とする。他のシナリオでは 2100 年以降のシミュレーションの数が少ないために確固とした結果が得られないため、2300 年時点の予測は SSP1-2.6 及び SSP5-8.5 についてのみ与えられている。陰影は 17～83 パーセンタイルの範囲を示す。破線の矢印は、可能性が低くとも影響が大きい排除できない氷床のプロセスを含む SSP5-8.5 の予測の 83 パーセンタイルを示す。

パネル (b) 及び (c) は各モデルによる単一のシミュレーションに基づくため、内部変動の要素を含む。パネル (a)、(d)、及び (e) は長期的な平均値に基づくため、内部変動の寄与は小さい。

{4.3; 図 4.2, 図 4.8, 図 4.11; 9.6, 図 9.27; 図 TS.8, 図 TS.11; Box TS.4, 図 1}

C. リスク評価と地域適応のための気候情報

物理学的な気候情報は、気候システムが人間の影響、自然起源の駆動要因、及び内部変動の間の相互作用にどのように応答するかを表す。気候応答及び起こりうる結果の範囲 (可能性が低くとも影響が大きい結果を含む) に関する知識は、気候サービス、気候関連リスクの評価、及び適応計画に情報を提供する。地球規模、地域規模、及び局所規模の物理学的な気候情報は、観測成果、気候モデルの結果、及び目的に応じた診断を含む、複数系統の証拠から作成される。

C.1 自然起源の駆動要因と内部変動は、百年規模の地球温暖化にはほとんど影響しないが、特に地域規模で短期的には人為的な変化を変調する。起こりうる変化全てに対して計画を立てる際には、これらの変調を考慮することが重要である。

{1.4, 2.2, 3.3, Cross-Chapter Box 3.1, 4.4, 4.6, Cross-Chapter Box 4.1, Box 7.2, 8.3, 8.5, 9.2, 10.3, 10.4, 10.6, 11.3, 12.5, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, Cross-Chapter Box Atlas.2}

C.1.1 過去の世界平均気温の記録から、人為的な長期変化が十年規模変動によって強められたり隠されたりしていることが明らかになっており、この変動は将来にわたって続く (確信度が非常に高い)。例えば、十年規模の内部変動及び太陽活動と火山活動に関する駆動要因の変動によって 1998～2012 年の地表付近の人為的な温暖化の一部が隠され、顕著な地域的及び季節的特徴が現れた (確信度が高い)。それでもなお、世界の海洋の温暖化 (確信度が非常に高い) と陸域における極端な高温の継続的な増加 (確信度が中程度) の両方に反映されたように、気候システムの加熱がこの期間中継続した。{1.4, 3.3, Cross-Chapter Box 3.1, 4.4, Box 7.2, 9.2, 11.3, Cross-Section Box TS.1} (図 SPM.1)

C.1.2 平均的な気候や極端現象を含む気候影響駆動要因 (CIDs)³⁶に予測される人為的な変化は、内部変動³⁷によって増幅又は減衰される (確信度が高い)。現在気候に対する短期的な降温は、いかなる場所でも発生しうだろうが、人間の影響による世界平均気温の上昇と整合するだろう (確信度が高い)。{1.4, 4.4, 4.6, 10.4, 11.3, 12.5, Atlas.5, Atlas.10, Atlas.11, TS.4.2}

³⁶ 気候影響駆動要因 (CIDs) は、社会や生態系の要素に影響する物理学的な気候システムの状態 (例えば、平均、現象、極端現象) をいう。CIDs とその変化が、相互に作用するシステムの構成要素と地域にわたって及ぼす影響は、システムの許容範囲に応じて、有害にも有益にも中立にも、それらが混合したものにもなりうる (用語集)。CID の種類は、暑熱と寒冷、湿潤と乾燥、風、雪氷、沿岸、外洋を含む。

³⁷ 主な内部変動現象として、エルニーニョ・南方振動 (ENSO)、太平洋十年規模振動、及び大西洋数十年規模振動が地域に与える影響がある。

- SPM
- C.1.3 内部変動は陸域の多くの地域で、観測された人為的な十年ないし数十年平均の降水量の変化の増幅又は減衰の主な原因である（確信度が高い）。地球規模及び地域規模では、短期的なモンスーンの変化は内部変動の影響に支配される（確信度が中程度）。地球規模及び地域規模で短期的に予測される降水量の変化は、内部変動の影響に加えて、モデルの不確実性及び自然起源と人為起源のエロゾル強制力の不確実性のため、不確かである（確信度が中程度）。{1.4, 4.4, 8.3, 8.5, 10.3, 10.4, 10.5, 10.6, Atlas.4, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, Cross-Chapter Box Atlas.2, TS.4.2, Box TS.6, Box TS.13}
- C.1.4 古気候と過去の証拠に基づく、21 世紀中に少なくとも 1 回の大規模な爆発的な火山噴火が発生するであろう可能性が高い³⁸。そのような噴火は、特に陸域で世界平均気温と降水量を 1~3 年間低下させ、地球規模のモンスーン循環を変化させ、極端な降水を変化させ、多くの CIDs を変化させるだろう（確信度が中程度）。したがって、そのような噴火が発生した場合、これは一時的かつ部分的に人為的な気候変動を覆い隠すだろう。{2.2, 4.4, Cross-Chapter Box 4.1, 8.5, TS.2.1}
- C.2 **より一層の地球温暖化に伴い、全ての地域において気候影響駆動要因（CIDs）の同時多発的な変化がますます経験されると予測される。1.5°Cの地球温暖化と比べて2°Cの場合には、いくつかのCIDsの変化がより広範になるが、この変化は、温暖化の程度が大きくなるとますます広範かつ/又は顕著になるだろう。**
{8.2, 9.3, 9.5, 9.6, Box 10.3, 11.3, 11.4, 11.5, 11.6, 11.7, 11.9, Box 11.3, Box 11.4, Cross-Chapter Box 11.1, 12.2, 12.3, 12.4, 12.5, Cross-Chapter Box 12.1, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11}（表 SPM.1, 図 SPM.9）
- C.2.1 全ての地域³⁹において、更なる暑い CIDs の増加と寒い CIDs の減少を経験すると予測される（確信度が高い）。永久凍土、雪、氷河と氷床、並びに湖水及び北極域の海水の更なる減少が予測される（確信度が中程度〜高い）⁴⁰。これらの変化は、2°C以上の地球温暖化では 1.5°Cの場合よりも大きいだろう（確信度が高い）。例えば、農業や健康に関連する極端な高温の閾値は、地球温暖化の水準が高いほど頻繁に超えられると予測される（確信度が高い）。{9.3, 9.5, 11.3, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1, 12.3, 12.4, 12.5, Cross-Chapter Box 12.1, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, TS.4.3}（表 SPM.1, 図 SPM.9）
- C.2.2 1.5°Cの地球温暖化では、アフリカとアジア（確信度が高い）、北米（確信度が中程度〜高い）⁴⁰、及び欧州（確信度が中程度）のほとんどの地域で、大雨及び関連する洪水の強度が増加し、より頻繁になると予測される。また、1850~1900 年と比べて、アジアを除く人間が居住する全ての大陸の少数の地域で、より頻繁かつ/又は深刻な農業及び生態学的干ばつが予測され（確信度が中程度）、少数の地域では気象干ばつも予測される（確信度が中程度）。少数の地域で、平均降水量の増加又は減少が起こると予測される（確信度が中程度）。{11.4, 11.5, 11.6, 11.9, Atlas.4, Atlas.5, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.10, Atlas.11, TS.4.3}（表 SPM.1）
- C.2.3 2°C以上の地球温暖化では、1.5°Cの場合と比べて干ばつと大雨及び平均降水量の変化の確信度と規模が増大する。太平洋諸島や北米及び欧州の多くの地域で大雨及び関連する洪水が激化し、より頻繁になると予測される（確信度が中程度〜高い）⁴⁰。これらの変化は、オーストラレーシア及び中南米のいくつかの地域においてもみられる（確信度が中程度）。アフリカ、南米、及び欧州のいくつかの地域においては、農業及び生態学的干ばつの頻度及び/又は強度の増加を経験すると予測される（確信度が中程度〜高い）⁴⁰。そのような増加はオーストラレーシア、北中米、及びカリブ地域でも予測される（確信度が中程度）。アフリカ、オーストラレーシア、欧州、及び北米の少数の地域では、水文干ばつの増加の影響を受け、いくつかの地域では気象干ばつの増加又は減少（より多くの地域で増加を示す）の影響を受けると予測される（確信度が中程度）。両極、欧州北部及び北米北部の全ての地域、アジアのほとんどの地域、並びに南米の 2 つの地域において、平均降水量の増加が予測される（確信度が高い）。{11.4, 11.6, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1, 12.4, 12.5, Cross-Chapter Box 12.1, Atlas.5, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.9, Atlas.11, TS.4.3}（表 SPM.1, 図 SPM.5, 図 SPM.6, 図 SPM.9）

³⁸ 過去 2500 年の復元によると、 -1 W m^{-2} より大きい負の強制力をもたらす噴火は、平均して百年に 2 回発生する。

³⁹ ここで地域とは、本報告書で評価対象としている AR6 WG1 参照地域を指し、亜大陸及び海域に関する情報を要約している。特に指定しない限り、変化は過去 20~40 年間の平均と比較したものである。{1.4, 12.4, Atlas.1}

⁴⁰ 具体的な確信度及び可能性は対象地域によって異なる。詳細は技術要約及び報告書本体で述べる。

- C.2.4 2°C以上の地球温暖化では、1.5°Cの地球温暖化と比べて、より多くの地域でより多くの CIDs の変化が予測される（確信度が高い）。地域固有の変化は、熱帯低気圧の強度及び/又は温帯低気圧の強化（確信度が中程度）、河川の氾濫の増加（確信度が中程度～高い）⁴⁰、平均降水量の減少と乾燥度の増加（確信度が中程度～高い）⁴⁰、火災の発生しやすい気象条件の増加（確信度が中程度～高い）⁴⁰を含む。多くの地域で他の CIDs（雹、氷雨を伴う嵐、暴風雨、砂じん嵐、大雪、地すべりなど）の潜在的な将来変化については確信度が低い。{11.7, 11.9, Cross-Chapter Box, 11.1, 12.4, 12.5, Cross-Chapter Box 12.1, Atlas.4, Atlas.6, Atlas.7, Atlas.8, Atlas.10, TS.4.3.1, TS.4.3.2, TS.5}（表 SPM.1, 図 SPM.9）
- C.2.5 地質学的に土地の隆起速度が大きい少数の地域を除き、地域平均の相対的海面水位の上昇は 21 世紀を通して続く可能性が非常に高いしほぼ確実である。世界の海岸線の約 3 分の 2 で、地域の相対的海面水位の上昇量は世界平均上昇量の± 20%以内と予測される（確信度が中程度）。相対的海面水位の上昇により、近年に百年に 1 度の頻度で発生した極端な海面水位が、2100 年までには全潮位計設置場所の半数以上で少なくとも毎年発生すると予測される（確信度が高い）。相対的海面水位の上昇は、低地における沿岸洪水の頻度と深刻度の増大及びほとんどの砂地の海岸における海岸侵食に寄与する（確信度が高い）。{9.6, 12.4, 12.5, Cross-Chapter Box 12.1, Box TS.4, TS.4.3}（図 SPM.9）
- C.2.6 都市は人為的な温暖化を局所的に強め、より頻度の高い極端な高温を伴って更なる都市化が進むと、熱波の深刻度が更に増大する（確信度が非常に高い）。また、都市化により都市域及び/又はその風下側で平均降水量及び大雨に伴う降水量が増加し（確信度が中程度）、その結果生じる流出強度が増加する（確信度が高い）。沿岸域の都市では、（海面水位上昇と高潮による）極端な海面水位及び極端な降雨や河川流量がより頻繁に起こることで、洪水が発生する確率が高まる（確信度が高い）。{8.2, Box 10.3, 11.3, 12.4, Box TS.14}
- C.2.7 多くの地域において、地球温暖化[の水準]が高くなるにつれて複合的な現象が発生する確率が高まると予測される（確信度が高い）。特に、熱波と干ばつの同時発生がより頻発になる可能性が高い。1.5°Cの地球温暖化と比べて 2°C以上の場合には、作物生産地域を含む複数の場所で、極端現象が同時に発生する頻度が増加する（確信度が高い）。{11.8, Box 11.3, Box 11.4, 12.3, 12.4, Cross-Chapter Box 12.1, TS.4.3}（表 SPM.1）

複数の気候影響駆動要因が、世界中の全ての地域で変化すると予測される

気候影響駆動要因 (CIDs) は、社会や生態系の要素に影響する物理学的な気候システムの状態 (例えば平均、現象、極端現象) をいう。CIDsとその変化が、相互に作用するシステムの構成要素と地域にわたって及ぼす影響は、システムの許容範囲に応じて、有害にも有益にも中立にも、それらが混合したものにもなりうる。CIDsは7種類に分類され、図中のアイコンの下にまとめられている。全ての地域で少なくとも5個、ほぼ全て (96%) の地域で少なくとも10個、半数の地域で少なくとも15個のCIDsの変化を経験すると予測される。CIDの変化の多くは、地理的なばらつきが大きいため、各地域はCIDの変化の特有の組み合わせを経験すると予測される。図中の各棒グラフは、WG1のインタラクティブ・アトラスで検証しうる地域ごとの特定の変化をまとめて示す。



interactive-atlas.ipcc.ch

気候影響駆動要因 (CID) が**増加**又は**減少**すると予測される**確信度が高い** (暗い色) 又は**確信度が中程度** (明るい色) の**陸域及び沿岸地域 (a) 及び外洋地域 (b) の数**

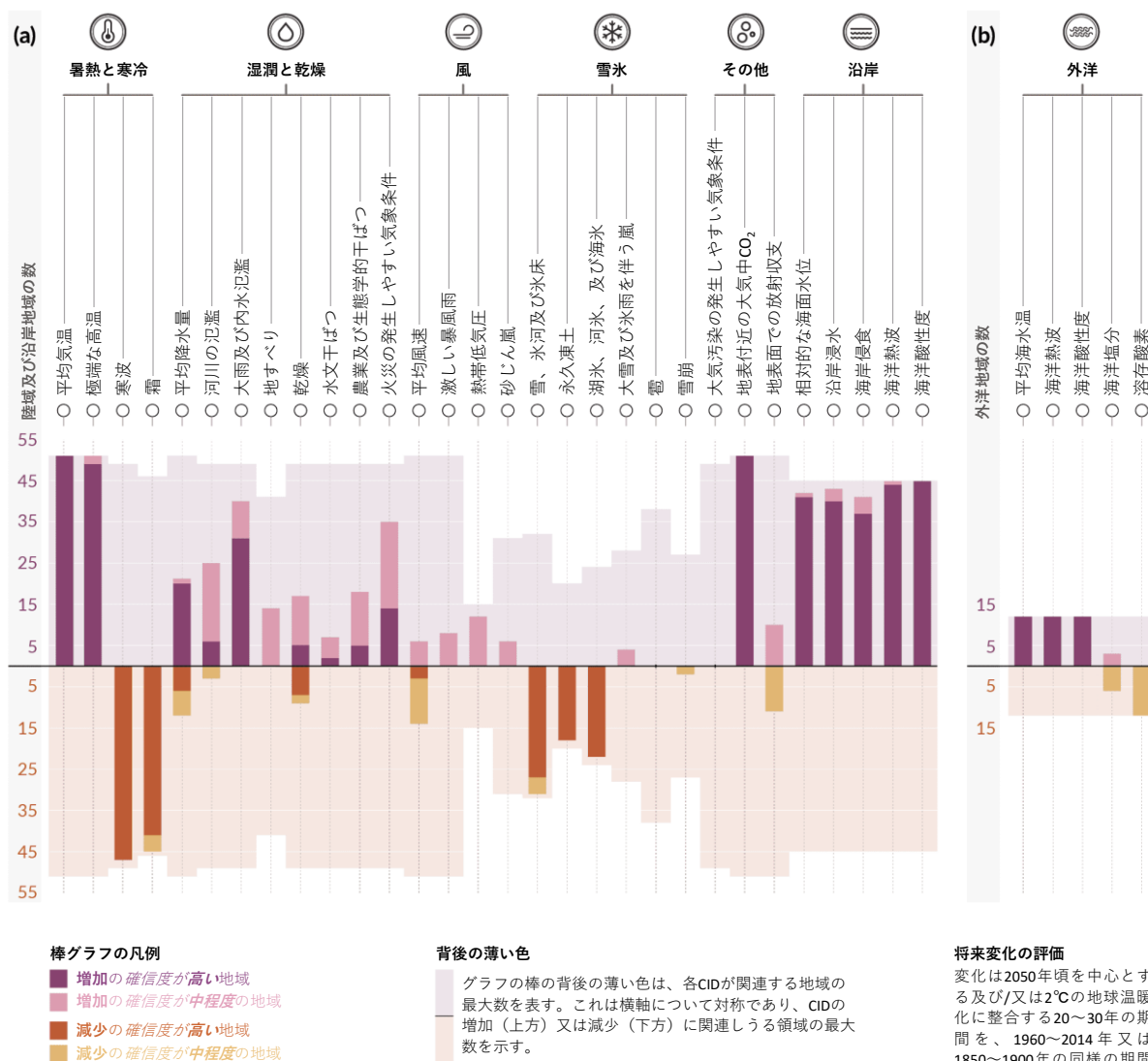


図 SPM.9 | 気候影響駆動要因の変化が予測される AR6 WG1 参照地域の数統合的評価

全部で 35 個の気候影響駆動要因 (CIDs) が 7 種類 (暑熱と寒冷、湿潤と乾燥、風、雪氷、沿岸、外洋、その他) に分類されている。下方のグラフの縦棒は、各 CID について変化が予測される AR6 WG1 参照地域の数を示す。色は変化の方向 (紫色は増加、茶色は減少) と変化の確信度 (暗い色は確信度が高い、明るい色は確信度が中程度) を表す。薄い色の背景は各 CID に幅広く関連する地域の最大数を表す。

パネル (a) は陸域と沿岸域に関連する 30 の CID を、**パネル (b)** は外洋地域に関連する 5 つの CID を示す。海洋熱波と海洋酸性度は、パネル (a) で沿岸地域について、パネル (b) で外洋地域について評価された。変化は 2050 年頃を中心とする及び/又は 2°C の地球温暖化に整合する 20~30 年の期間を、1960~2014 年 (水文干ばつと農業及び生態学的干ばつについては 1850~1900 年) の間の同様の期間と比較したものである。地域の定義は報告書本体の第 12.4 節、Atlas.1、及びインタラクティブアトラス (<https://interactive-atlas.ipcc.ch/>) に示されている。

{11.9, 12.2, 12.4, Atlas.1, 表 TS.5, 図 TS.22, 図 TS.25} (表 SPM.1)

- C.3** 氷床の崩壊、急激な海洋循環の変化、いくつかの複合的な極端現象、及び将来の温暖化として可能性が非常に高いと評価された範囲を大幅に超えるような温暖化などの可能性の低い結果は排除できず、リスク評価に関係する。
{1.4, Cross-Chapter Box 1.3, 4.3, 4.4, 4.8, Cross-Chapter Box 4.1, 8.6, 9.2, Box 9.4, 11.8, Box 11.2, Cross-Chapter Box 12.1} (表 SPM.1)
- C.3.1** 地球温暖化が、GHG 排出が少ないシナリオを含む所与の GHG 排出シナリオにおいて可能性が非常に高いと評価された範囲を超える場合、地域降水量や他の CIDs などの気候システムの多くの側面における世界的及び地域的な変化も、それらの可能性が非常に高いと評価された範囲を超えるだろう (確信度が高い)。このような可能性の低い大幅な温暖化の結果は、潜在的に非常に大きな影響 (より強くより頻繁な熱波や大雨を通じた影響) 及び人間システムと生態系における高いリスクと関連しており、特に GHG 排出の多いシナリオにおいて顕著である。{Cross-Chapter Box 1.3, 4.3, 4.4, 4.8, Box 9.4, Box 11.2, Cross-Chapter Box 12.1, TS.1.4, Box TS.3, Box TS.4} (表 SPM.1)
- C.3.2** 可能性が低くとも影響が大きい結果³⁴は、所与の GHG 排出シナリオにおいて可能性が非常に高い範囲の地球温暖化の場合でさえも、地球規模及び地域規模で発生しうるだろう。可能性が低くとも影響が大きい結果の発生確率は、地球温暖化の水準が高くなるにつれて増加する (確信度が高い)。南極氷床の融解の大幅な増加や森林枯死などの気候システムの突然の応答や臨界点 (ティッピングポイント) は排除できない (確信度が高い)。{1.4, 4.3, 4.4, 4.8, 5.4, 8.6, Box 9.4, Cross-Chapter Box 12.1, TS.1.4, TS.2.5, Box TS.3, Box TS.4, Box TS.9} (表 SPM.1)
- C.3.3** 地球温暖化が進行すると、過去及び現在の気候においては可能性が低かったいくつかの複合的な極端現象¹⁸がより頻繁になり、強度、継続期間、及び/又は空間的広がりが観測史上例のないほど増大した現象が発生する可能性が高まる (確信度が高い)。{11.8, Box 11.2, Cross-Chapter Box 12.1, Box TS.3, Box TS.9}
- C.3.4** 大西洋子午面循環は、全ての排出シナリオで 21 世紀を通して衰える可能性が非常に高い。21 世紀中の衰退については確信度が高い一方、傾向の大きさについては低い確信度しかない。2100 年までに突然停止が起こらないことについては確信度が中程度である。もしそのような突然停止が起こった場合、熱帯降水帯の南方への移動、アフリカとアジアのモンスーンの弱化と南半球のモンスーンの強化、欧州における乾燥などの、地域的な気象パターンと水循環における急激な変化を引き起こす可能性が非常に高いだろう。{4.3, 8.6, 9.2, TS.2.4, Box TS.3}
- C.3.5** 予測不可能で稀な、気候への人間の影響とは関係ない自然現象は、可能性が低くとも影響が大きい結果をもたらすかもしれない。例えば、過去に数十年以内に大規模な爆発的な一連の火山噴火が発生し、数十年にわたってかなりの世界的及び地域的な気候の摂動を引き起こした。そのような現象は将来において排除できないが、本来予測不可能であるため、本報告書で参照されている一連の例示的なシナリオには含まれていない。{2.2, Cross-Chapter Box 4.1, Box TS.3} (Box SPM.1)

D. 将来の気候変動の抑制

AR5 以降、残余カーボンバジェット³⁵の推定は、SR1.5 で初めて提示された新しい方法論、証拠の更新、及び複数系統の証拠から得られる結論を統合したことで向上した。大気汚染対策に関して将来起こりうる十分に広い範囲をシナリオが包括していることで、様々な想定がもたらす気候と大気汚染の将来予測への影響が一貫性をもって評価されている。新たな進歩のひとつは、排出削減に対する気候応答が内部変動及び自然起源の駆動要因に対する応答を含む自然変動の範囲を超えて識別可能になるであろう時期を確認できるようになったことである。

- D.1** 自然科学的見地から、人為的な地球温暖化を特定の水準に制限するには、CO₂ の累積排出量を制限し、少なくとも正味ゼロの CO₂ 排出を達成し、他の温室効果ガスの排出も大幅に削減する必要がある。CH₄ 排出の大幅、迅速、かつ持続的な削減は、エアロゾルによる汚染の減少に伴う昇温効果を抑制し、大気質を改善させるだろう。
{3.3, 4.6, 5.1, 5.2, 5.4, 5.5, 5.6, Box 5.2, Cross-Chapter Box 5.1, 6.7, 7.6, 9.6} (図 SPM.10, 表 SPM.2)

D.1.1 本報告書は、累積人為起源 CO₂ 排出量とそれらが引き起こす地球温暖化との間にほぼ線形の関係があるという AR5 の知見を再確認する（確信度が高い）。累積 CO₂ 排出量が 1000 GtCO₂ 増加するごとに、世界平均気温が 0.27～0.63℃上昇する可能性が高く、最良推定値は 0.45℃と評価される⁴¹。この幅は AR5 や SR1.5 と比べて狭い。この量は累積 CO₂ 排出量に対する過渡的気候応答（TCRE）と呼ばれる。この関係が示唆するところは、世界の人為的な気温上昇をいかなる水準でも安定させるには、正味ゼロの人為的な CO₂ 排出⁴²を達成することが必要であるが、世界の気温上昇を特定的水準に抑えるには、累積 CO₂ 排出量をカーボンバジェット⁴³の範囲内に抑えることを意味するだろうということである。{5.4, 5.5, TS.1.3, TS.3.3, Box TS.5}（図 SPM.10）

CO₂排出が1トン増えるたびに地球温暖化が進行する

累積CO₂排出量（GtCO₂）の関数としての1850～1900年以降の世界平均気温の上昇（℃）

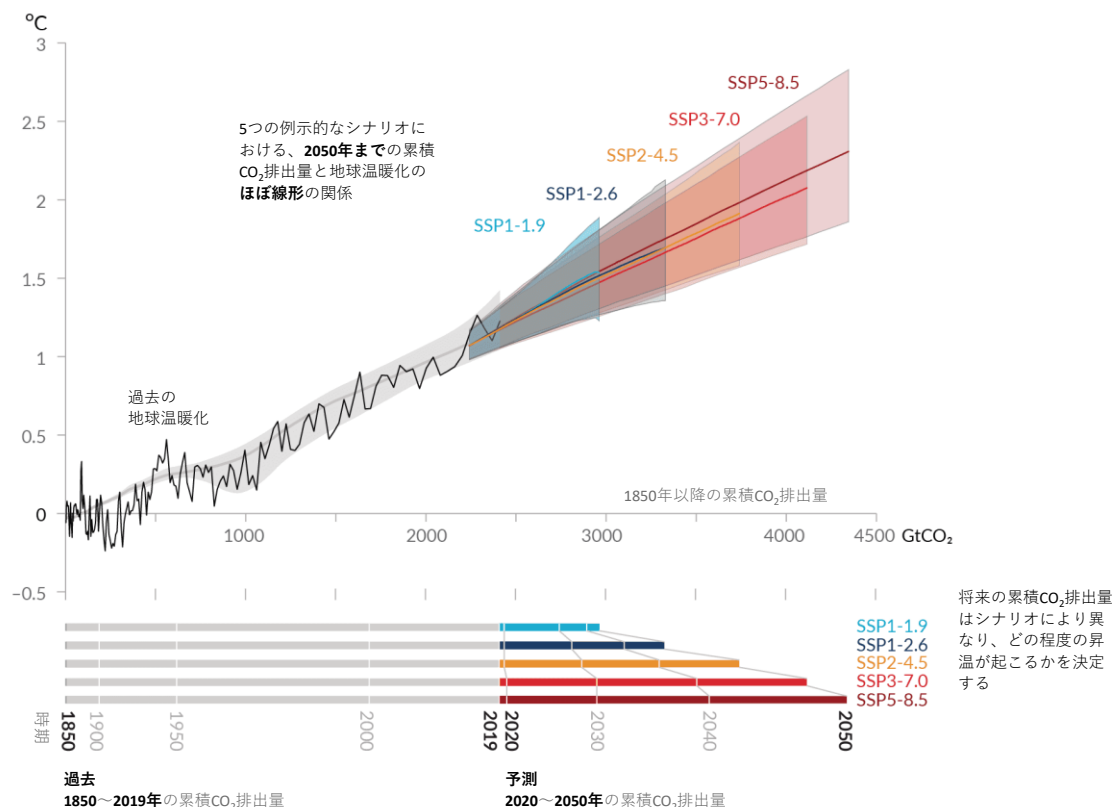


図 SPM.10 | 累積 CO₂ 排出量と世界平均気温の上昇量とのほぼ線形の関係

上のパネル: 過去のデータ（黒色の細線）は 1850～1900 年以降の観測された世界平均気温の上昇量（℃）を、過去の累積二酸化炭素（CO₂）排出量（GtCO₂）の関数として 1850 年から 2019 年まで示す。中央の線を含む灰色の範囲は、対応する過去の人為的な地表付近の昇温の推定値を示す（図 SPM.2 を参照）。一連の例示的なシナリオ（SSP1-1.9、SSP1-2.6、SSP2-4.5、SSP3-7.0、及び SSP5-8.5。図 SPM.4 を参照）について、着色域は世界平均気温の予測の可能性が非常に高いと評価された範囲を、中央の太線は推測着色された中央値を、累積 CO₂ 排出量の関数として 2020 年から 2050 年まで示す。予測にはシナリオに応じた累積 CO₂ 排出量が用いられ、予測される地球温暖化には全ての人為的な強制因子からの寄与が含まれる。この関係は、累積 CO₂ 排出量に対する過渡的な気候応答（TCRE）が一定であることの確信度が高い累積 CO₂ 排出量の範囲内で、かつ全ての例示的なシナリオにおいて世界全体の正味の CO₂ 排出量が正である 1850～2050 年の期間について示されている。後者の理由は、正味の CO₂ 排出量が負の場合、気温の変化を推定するために TCRE を定量的に適用できることを裏付ける証拠が限定的であるためである。

下のパネル: それぞれのシナリオにおける過去の及び予測される累積 CO₂ 排出量（GtCO₂）。

{5.5, 図 5.31, 図 TS.18}

⁴¹ 文献では 1000 PgC（ペタグラム炭素）あたりの世界平均気温上昇量（℃）という単位が使われており、本報告書本体では、TCRE の可能性が高い範囲を 1000 PgC あたり 1.0～2.3℃、最良推定値を 1.65℃としている。

⁴² 一定期間にわたって人為的な二酸化炭素（CO₂）排出量と人為的な CO₂ 除去量が均衡している状態（用語集）。

⁴³ カーボンバジェットという用語は、他の人為的な気候強制力の影響を考慮した上で、地球温暖化を所与の確率で所与の水準に抑えることにつながる、世界全体の正味の人為的累積 CO₂ 排出量の最大値のことである。これは、工業化以前の時代を起点とした場合は総カーボンバジェットと呼ばれ、最近の特定の日を起点とした場合は残余カーボンバジェットと呼ばれる（用語集）。過去の累積 CO₂ 排出量はこれまでの温暖化を大部分決定する一方、将来の排出は将来の追加的な温暖化の原因となる。残余カーボンバジェットは、温暖化を特定の気温水準以下に抑えるにあたり、まだ排出しうる CO₂ の量を示す。

- D.1.2 1850～2019年に、合計 $2390 \pm 240 \text{ GtCO}_2$ （可能性が高い範囲）の人為起源 CO_2 が排出された。残余カーボンバジェットは、いくつかの世界の気温の上限及び様々な水準の確率について推定されている。この推定は、TCREの推定値とその不確実性、過去の昇温の推定値、非 CO_2 排出量から予測される昇温のばらつき、永久凍土の融解に起因する排出量などの気候システムのフィードバック、及び世界全体の正味ゼロの人為的な CO_2 排出量が達成された後の世界平均気温の変化に基づく。
{5.1, 5.5, Box 5.2, TS.3.3}（表 SPM.2）

表 SPM.2 | 過去の二酸化炭素（ CO_2 ）排出量と残余カーボンバジェットの推定値。残余カーボンバジェットの推定値は2020年の初めから算出され、世界全体の正味の CO_2 排出量がゼロに達する時点まで与えられている。これらは CO_2 排出量を指す一方で、非 CO_2 排出による地球温暖化の効果も考慮している。この表において地球温暖化とは、人為的な世界平均気温の上昇を意味し、個々の年の世界平均気温に対する自然変動の影響は含まれない。{表 3.1, 5.5.1, 5.5.2, Box 5.2, 表 5.1, 表 5.7, 表 5.8, 表 TS.3}

1850～1900年から2010～2019年にかけての地球温暖化（ $^{\circ}\text{C}$ ）		1850～2019年にかけての過去の累積 CO_2 排出量（ GtCO_2 ）				
1.07（0.8～1.3; 可能性が高い範囲）		2390（ ± 240 ; 可能性が高い範囲）				
1850～1900年を基準とした気温上限までのおおよその地球温暖化（ $^{\circ}\text{C}$ ） ^a	2010～2019年を基準とした気温上限までの追加的な地球温暖化（ $^{\circ}\text{C}$ ）	2020年の初めからの残余カーボンバジェット推定値（ GtCO_2 ） 気温上限まで地球温暖化を抑制できる可能性 ^b				
		17%	33%	50%	67%	83%
1.5	0.43	900	650	500	400	300
1.7	0.63	1450	1050	850	700	550
2.0	0.93	2300	1700	1350	1150	900

^a 0.1°C 刻みの温暖化に対する値は表 TS.3 及び表 5.8 に掲載されている。

^b この可能性は、累積 CO_2 排出量に対する過渡的気候応答（TCRE）と地球システムの追加的なフィードバックの不確実性に基づき、地球温暖化が左方の2列に示された気温の水準を超えない確率を示す。過去の昇温に関する不確実性（ $\pm 550 \text{ GtCO}_2$ ）と非 CO_2 の強制力及びそれに伴う応答に関する不確実性（ $\pm 220 \text{ GtCO}_2$ ）は、TCREの不確実性の評価で部分的に扱われているが、2015年以降の最近の排出量の不確実性（ $\pm 20 \text{ GtCO}_2$ ）と正味ゼロの CO_2 排出量が達成された後の気候応答の不確実性（ $\pm 420 \text{ GtCO}_2$ ）は別の扱いとなる。

^c 残余カーボンバジェットの推定には、SR1.5で評価されたシナリオによって示唆されるように、非 CO_2 駆動要因による温暖化が考慮されている。AR6第3作業部会報告書では非 CO_2 排出量の緩和が評価される。

- D.1.3 残余カーボンバジェットの推定値を決定するいくつかの要因が再評価されたが、SR1.5以降のこれらの要因の更新の程度は小さい。したがって、残余カーボンバジェットの推定値は過去の報告書以降の排出量について調整するとSR1.5と比べて同程度であるが、方法論の改善のためAR5と比べて大きい⁴⁴。{5.5, Box 5.2, TS.3.3}（表 SPM.2）

- D.1.4 人為的な CO_2 除去（CDR）は、大気中から CO_2 を除去し、貯留先に永続的に貯蔵する潜在的可能性がある（確信度が高い）。CDRの目的は、残存する排出量を相殺することで CO_2 又は GHG の排出を正味ゼロにすること、あるいは、人為的な除去が人為的な排出を上回る規模で実施される場合には、地表気温を下げることである。CDR技術には、生物地球化学的循環や気候に潜在的に広範囲にわたる影響を及ぼしうるが、このことが CO_2 を除去し温暖化を抑制するこれらの技術の潜在的可能性を弱めることも強めることもありうるほか、水の利用可能性や水質、食料生産、及び生物多様性にも影響を及ぼしうる⁴⁵（確信度が高い）。{5.6, Cross-Chapter Box 5.1, TS.3.3}

⁴⁴ AR5と比較するにあたり、AR5以降の排出量を考慮すると、AR6の推定値は、温暖化を 1.5°C に抑えることに整合的な残余カーボンバジェットでは約 $300\sim 350 \text{ GtCO}_2$ 大きく、 2°C の場合はその差が約 $400\sim 500 \text{ GtCO}_2$ である。

⁴⁵ CDRが生物多様性、水及び食料生産に対して潜在的に正に影響するか負に影響するかは技術によって異なり、多くの場合、局所的な状況、管理、以前の土地利用及び実施規模に大きく依存する。IPCC第2作業部会及び第3作業部会は、AR6の報告書において、CDRの潜在的可能性、CDR技術の生態学的及び社会経済的な影響を評価する。

- D.1.5 人為的な CO₂ 除去（CDR）が世界全体の正味負の排出をもたらすと、大気中の CO₂ 濃度が低下し、海洋表層での酸性化が逆転するだろう（確信度が高い）。人為的な CO₂ の除去及び排出は、陸域と海洋の炭素プールが CO₂ をそれぞれ放出及び吸収することによって部分的に相殺される（確信度が非常に高い）。CDR は同じ規模の人為的な排出による増加分とほぼ同じ量だけ、大気中の CO₂ を減少させるだろう（確信度が高い）。人為的な CO₂ 除去による大気中の CO₂ 減少量は CDR の総量に応じて、同量の CO₂ 排出による大気中の CO₂ 増加量よりも最大で 10% 少なくなりうるだろう（確信度が中程度）。{5.3, 5.6, TS.3.3}
- D.1.6 世界全体で正味負の CO₂ 排出が達成され持続した場合、CO₂ による世界平均気温の上昇は徐々に下降に向かうだろうが、他の気候の変化は数十年から数千年の間、現在の方向性を継続するだろう（確信度が高い）。例えば、CO₂ 排出量が大幅に正味負となった場合でさえも、世界平均海面水位が下降に転じるには数百年から数千年かかるだろう（確信度が高い）。{4.6, 9.6, TS.3.3}
- D.1.7 5 つの例示的なシナリオにおいて、大気汚染にも寄与する CH₄、エアロゾル、及びオゾン前駆物質の排出量の同時的な変化は短期的及び長期的に正味の世界平均気温上昇をもたらす（確信度が高い）。長期的には、大気汚染対策と強力かつ持続的な CH₄ 排出量削減の組み合わせを想定したシナリオでは、この正味の昇温はより小さくなる（確信度が高い）。GHG 排出が少ない及び非常に少ないシナリオでは、想定される人為的なエアロゾル排出の削減が正味の昇温をもたらす一方、CH₄ 及び他のオゾン前駆物質の排出の削減は正味の降温につながる。CH₄ とエアロゾルはともに短寿命のため、これらの気候影響は部分的に相殺され、CH₄ 排出の削減は世界全体の地上オゾンを減少させることで大気質の改善にも寄与する（確信度が高い）。{6.7, Box TS.7}（図 SPM.2、Box SPM.1）
- D.1.8 人為的な CO₂ 排出量と人為的な CO₂ 除去量が均衡することで、世界全体で正味ゼロの CO₂ 排出を達成することは、CO₂ に起因する世界平均気温上昇を安定化させるための必要条件である。これは、メトリックで加重した人為的な GHG 排出量とメトリックで加重した人為的な GHG 除去量が等しくなる、正味ゼロの GHG 排出の達成とは異なる。所与の GHG 排出経路について、個々の GHG の経路がその結果もたらされる気候応答⁴⁶を決定するが、異なる GHG の排出量と除去量を集約するためにどの排出メトリック⁴⁷を選択するかによって、集約された GHG 排出がどの時点で正味ゼロになるかに影響する。地球温暖化係数 100 年値で定義された GHG 排出量が正味ゼロに達した後に持続する排出経路では、気温がより早期にピークに達した後に低下する結果が予測される（確信度が高い）。{4.6, 7.6, Box 7.3, TS.3.3}
- D.2 GHG 排出が非常に少ない又は少ないシナリオ（SSP1-1.9 及び SSP1-2.6）は、GHG 排出が多い又は非常に多いシナリオ（SSP3-7.0 又は SSP5-8.5）と比べて、温室効果ガスとエアロゾルの濃度及び大気質に、数年以内に識別可能な効果をもたらす。これらの対照的なシナリオ間の識別可能な差異は、世界平均気温の変化傾向については約 20 年以内に、他の多くの気候影響駆動要因についてはより長い期間の後に、自然変動の幅を超え始めるだろう（確信度が高い）。{4.6, 6.6, 6.7, Cross-Chapter Box 6.1, 9.6, 11.2, 11.4, 11.5, 11.6, Cross-Chapter Box 11.1, 12.4, 12.5}（図 SPM.8, 図 SPM.10）**
- D.2.1 COVID-19 流行抑制対策に伴う 2020 年の排出削減は、大気汚染に対して一時的ではあるが検出可能な影響をもたらす（確信度が高い）、それに伴い、人間活動により生じるエアロゾルによる降温の減少を主要因として、合計放射強制力を一時的にわずかに増加させた（確信度が中程度）。しかしながら、この一時的な強制力に対する世界規模及び地域規模の気候応答は、自然変動の幅を超える変化として検出できない（確信度が高い）。大気中の CO₂ 濃度は 2020 年も上昇を続けており、観測された CO₂ 増加率に検出可能な減少はみられない（確信度が中程度）⁴⁸。{Cross-Chapter Box 6.1, TS.3.3}

⁴⁶ 放射強制力に対して気候システムがどのように応答するかを示す一般的な用語（用語集）。

⁴⁷ 排出メトリックの選択は、どのガス又は強制因子を比較するかという目的に依存する。本報告書では、排出メトリックの更新値を含み、異なるガスを集約する新しいアプローチを評価している。

⁴⁸ 他の GHG については、今般の評価の時点では、2020 年における大気中の増加率の検出可能な変化を評価するための利用可能な文献が十分ではなかった。

- D.2.2 GHG 排出の削減は大気質の改善ももたらす。しかしながら、短期的⁴⁹には、GHG 排出が少ない及び非常に少ないシナリオ（SSP1-2.6 及び SSP1-1.9）のように GHG を強力に削減するシナリオでさえも、これらの大気質の改善は、多くの汚染地域において世界保健機関が規定した大気質ガイドラインを達成するには十分でない（確信度が高い）。大気汚染物質の排出量の削減目標を含むシナリオでは、GHG 排出のみを削減する場合と比べ、大気質の改善が数年以内の範囲で更に早期化するが、2040 年以降は大気汚染物質及び GHG の排出を削減する努力を組み合わせたシナリオで更なる改善が予測され、その便益の大きさは地域によって異なる（確信度が高い）。{6.6, 6.7, Box TS.7}
- D.2.3 GHG 排出が非常に少ない又は少ないシナリオ（SSP1-1.9 及び SSP1-2.6）では、GHG 排出が多い又は非常に多いシナリオ（SSP3-7.0 又は SSP5-8.5）と比べて、人為的な気候変動を抑制する効果は急速かつ持続的だろうが、初期においては気候システムの応答は自然変動により隠されうる。世界平均気温については、GHG 排出が非常に少ないシナリオ（SSP1-1.9）の下では、GHG 排出が多い又は非常に多いシナリオ（SSP3-7.0 又は SSP5-8.5）と比べて、短期のうちに 20 年平均の変化傾向に差異が現れる可能性が高いだろう。他の多くの気候要素の応答については、21 世紀後半の異なる時期に自然変動の幅を超えて現れるだろう（確信度が高い）。{4.6, Cross-Section Box TS.1}（図 SPM.8, 図 SPM.10）
- D.2.4 GHG 排出が非常に少ない及び少ないシナリオ（SSP1-1.9 及び SSP1-2.6）では、GHG 排出が多い及び非常に多いシナリオ（SSP3-7.0 及び SSP5-8.5）の下でよりも、2040 年以降の様々な気候影響駆動要因³⁶の変化がかなり小さいだろう。今世紀末までには、GHG 排出が非常に少ない及び少ないシナリオでは、GHG 排出がより多いシナリオと比べて、極端な海面水位の頻度の増加、大雨及び内水氾濫、並びに危険な暑熱の閾値の超過などの、いくつかの気候影響駆動要因の変化は大幅に小さくなる一方、そのような超過が発生する地域の数も少なくなるだろう（確信度が高い）。これらの変化は、GHG 排出が非常に少ないシナリオは GHG 排出が少ないシナリオと比べて、中程度のシナリオ（SSP2-4.5）は GHG 排出が多い又は非常に多いシナリオと比べて、それぞれ同様に小さいだろう（確信度が高い）。{9.6, 11.2, 11.3, 11.4, 11.5, 11.6, 11.9, Cross-Chapter Box 11.1, 12.4, 12.5, TS.4.3}

⁴⁹ 短期：2021～2040 年。

訳注 1：

ppm (100 万分の 1)、ppb (10 億分の 1)、ppt (1 兆分の 1) は、乾燥空気中の分子の総数に対する当該気体分子の数の比である。

訳注 2：

GMST (global mean surface temperature) は陸域及び海氷の表面付近 (2 m) の気温と海氷のない海面水温の平均値、GSAT (global surface air temperature) は陸域及び海域の表面付近 (2 m) の気温の平均値 (直接の観測量ではなく、気候モデルから算出される値) で表される世界平均気温。本報告書の SPM では両者に代わり一貫して global surface temperature が使用されているが、報告書本体では AR5 までと同様に GMST と GSAT が区別されて使用されている。

訳注 3：

完新世は、最終氷期が終わる約 1 万年前から現在であり、現間氷期とほぼ同じ意味。なお、12 万 5000 年前を含む最終間氷期は、最終氷期の直前の間氷期 (現間氷期のひとつ前の間氷期) である。

訳注 4：

確信度が中程度の範囲。

訳注 5：

本資料において「大雨」は heavy precipitation の訳語である。precipitation は一般には降雨と降雪を含むが、この SPM の文脈では主として降雨を念頭に置いてよいため、「大雨」としている。

訳注 6：

1 分間平均の最大風速に基づき定義された熱帯低気圧の強さ。カテゴリー 1 は 33~42 m/s、2 は 43~49 m/s、3 は 50~57 m/s、4 は 58~69 m/s、5 は 70 m/s 以上。なお、熱帯低気圧のうち、東経 180 度より西の北太平洋西部及び南シナ海に存在し、最大風速が約 17 m/s 以上になったものを台風と呼ぶ。日本における台風の強さは 10 分間平均の最大風速に基づき定義されており、「強い」は 33 m/s 以上 44 m/s 未満、「非常に強い」は 44 m/s 以上 54 m/s 未満、「猛烈な」は 54 m/s 以上。

訳注 7：

用語集において emergent constraint は、「地球システムモデルのアンサンブルを用いて特定のフィードバック又は将来変化を過去又は現在の気候の観測結果 (一般には何らかの変化傾向、変動性又は変動性の変化) に関連付け、気候予測の不確実性を低減する試み」と定義されている。

訳注 8：

豪州、ニュージーランド、及びメラネシアの一部の島嶼を含む地域を指す。

謝辞

この日本語訳の作成に当たっては、気象庁が翻訳作業を行った。

翻訳にあたっては、文部科学省委託事業であるIPCC WG1国内支援事務局の協力の下、以下の方々に訳文の査読をいただいた。ここに記してお礼申し上げる。

榎本 浩之	国立極地研究所 副所長 国際北極環境研究センター 教授
金谷 有剛	海洋研究開発機構 地球環境部門 地球表層システム研究センター センター長 上席研究員
河宮 未知生	海洋研究開発機構 地球環境部門 環境変動予測研究センター センター長 上席研究員
鬼頭 昭雄	気象業務支援センター 研究推進部 第一研究推進室 研究員
木本 昌秀	国立環境研究所 理事長
小坂 優	東京大学先端科学技術研究センター 准教授
佐藤 正樹	東京大学大気海洋研究所 教授
須賀 利雄	東北大学大学院理学研究科 教授
竹村 俊彦	九州大学応用力学研究所 主幹教授
筒井 純一	電力中央研究所 環境科学研究所 研究参事
中島 映至	国立環境研究所 衛星観測センター シニアアドバイザー
森 信人	京都大学防災研究所 教授
渡部 雅浩	東京大学大気海洋研究所 教授

敬称略、五十音順。所属は査読時点（2021年9月）のもの。