

ipcc

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON climate change

気候変動 2013

自然科学の根拠

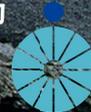
概要

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

概要

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中の概要(Executive 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 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 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」概要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 Executive 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 日公開版に従っており、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。
- ・ 訳注は各章ごとに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 Sør fjorden, Norway (60°03' N - 6°20' E)） © Yann Arthus-Bertrand / Altitude.

© 2013 Intergovernmental Panel on Climate Change

© 2014 気象庁

概要

ES

概要

この概要（Executive Summary）は、報告書本文の各章から抜き出してまとめたものである。特定の概要を引用する場合は、概要がもともと含まれている該当する章を引用されたい。

目次

概要

第 1 章	序	5
第 2 章	観測：大気と地表面	7
第 3 章	観測：海洋	11
第 4 章	観測：雪氷圏	15
第 5 章	古気候の記録から得られる情報	19
第 6 章	炭素循環及びその他の生物地球化学的循環	23
第 7 章	雲とエアロゾル	27
第 8 章	人為起源及び自然起源の放射強制力	31
第 9 章	気候モデルの評価	35
第 10 章	気候変動の検出と原因特定：地球全体から地域まで	39
第 11 章	近未来の気候変動：予測と予測可能性	43
第 12 章	長期的気候変動：予測、不可避性、不可逆性	47
第 13 章	海面水位の変化	51
第 14 章	気候現象及びそれらの将来の地域的な気候変動との関連性	55

第 1 章 序

概要

人類が気候に与える影響

人間活動は、放射において重要なガス及びエアロゾルの排出とそれに伴う大気中濃度の変化、及び陸面特性の変化を通じて、地球のエネルギー収支に影響を与え続けている。前回までの評価報告書において、地球全体にわたって気候が変化しており、その大部分が人間活動の結果であることが、複数の証拠を通じて既に示されている。最も説得力のある気候変動の証拠は、大気、陸域、海洋及び雪氷圏の観測から得られている。現場観測及び氷床コアの記録による疑う余地のない証拠は、二酸化炭素(CO₂)、メタン(CH₄)、一酸化二窒素(N₂O)などの重要な温室効果ガスの大気中濃度が過去数世紀にわたって増加してきたことを示している。{1.2.2、1.2.3}

気候に影響を与える過程は、かなり大きな自然の変動性を示すことがある。外部強制力が無い場合でも、広範囲にわたる空間・時間スケールにおいて周期的変動やカオス的な変動が観測されている。このような変動性の大部分は、単純な分布(例えば、単峰型やべき乗型など)で表すことができるが、気候システムの多くの要素は、複数の状態(例えば、氷期-間氷期サイクルや、エルニーニョ・南方振動(ENSO)のような内部変動の特定モード)を取ることもある。いくつかの状態間の遷移は、自然の変動性の結果、あるいは外部強制力への応答として起こり得る。変動性、強制力及び応答の関係は、気候システムの力学の複雑さを明らかにしている。すなわち気候システムのある部分では、強制力と応答との関係がかなり線形であるようだが、この関係がはるかに複雑な場合もある。{1.2.2}

気候変動の複数の証拠

陸域と海上にわたる世界平均地上気温は、過去 100 年にわたって上昇している。海洋内部の水温の測定結果は、海洋の貯熱量が継続的に増加していることを示している。地球の放射収支の測定に基づいた解析結果は、地球システムにおける世界全体の貯熱量に増加をもたらす、小さい正のエネルギー不均衡があることを示唆している。衛星観測と現場測定は、大半の陸氷の質量収支及び北極域の海氷について、顕著な減少傾向があることを示している。海洋の二酸化炭素吸収は海水の化学に顕著な影響をもたらしている。古気候の復元は、現在進行している気候変動を自然の気候の変動性の視点か

ら捉えるのに役立つ。{1.2.3; 図 1.3}

二酸化炭素濃度、世界平均気温及び海面水位の上昇に関する観測結果は、これまでの IPCC の予測の範囲内に十分収まっている。近年観測されているメタン及び一酸化二窒素の濃度の増加は、前回までの評価報告書におけるシナリオで想定されていた増加量より小さい。それぞれの IPCC 評価報告書は、モデルの更なる進展に伴ってより詳細となった将来の気候変動についての新しい予測結果を用いている。同様に、IPCC の評価報告書に用いるシナリオそのものも、知見の状況を反映して時とともに変更されてきた。1990 年の IPCC 第 1 次評価報告書から 2007 年の第 4 次評価報告書において提示・評価されたモデル結果に基づく様々な気候の将来予測結果は、そうした予測と実際に観測された変化とを比較し、それによって観測結果に対する予測値の差の経過を検証する機会を提供している。{1.3.1、1.3.2、1.3.4; 図 1.4、図 1.5、図 1.6、図 1.7、図 1.10}

気候変動は、それをもたらす強制力が自然起源であるか人為起源であるかを問わず、極端な気象及び気候現象が発生する可能性又はその強度、あるいは可能性と強度の両方を変化させ得る。第 4 次評価報告書以降、観測に基づく根拠がかなり増えたため、ある極端現象については今やほとんどの陸域にわたって検討された。さらに、より高解像度のモデルやより多くの地域モデルが、極端現象のシミュレーション及び予測に利用されている。{1.3.3; 図 1.9}

不確実性の取扱い

第 5 次評価報告書のために、IPCC の 3 つの作業部会は、主要な知見の確実性の度合いを伝える 2 つの指標を用いている。(1) 確信度は、知見の妥当性の定性的な尺度であり、証拠の種類、量、質、一貫性(例えば、データ、メカニズムの理解、理論、モデル、専門家の判断)及び見解の一致度に基づく¹。(2) 可能性は、知見の不確実性を確率的に表した定量的な尺度である(例えば、観測値あるいはモデル結果、あるいはその両方の統計的分析や、専門家の判断に基づく)²。{1.4; 図 1.11}

測定及びモデリングの能力の進展

過去数十年間にわたり、新しい観測システム、特に衛星を利用したシステムによって、地球の気候に関する観測数は桁違いに増加した。情報のこのような大幅な増加に

¹ 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

² 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99~100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90~100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66~100%、「どちらも同程度」: 発生確率が 33~66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0~33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0~10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95~100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50~100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0~5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

対応するために、これらデータを解析・処理するツールが開発・強化されてきた。また、過去の気候変動に対する我々の知識を向上させるために、より多くの気候の代替データが取得されてきた。地球の気候システムは、多様な空間・時間スケールにおいて特徴付けられるため、新しい観測値が得られれば、短い時間スケールでの過程の理解に関わる不確実性をかなり急速に低減できる可能性がある。しかしながら、より長期の時間スケールにわたって起こる過程については、多くの進歩がなされるためには、非常に長期にわたる基準観測が必要となるだろう。{1.5.1; 図 1.12}

計算速度とメモリの増加によって、物理的、化学的、生物学的過程をより詳細に表現できる、より精緻なモデルが開発されてきた。モデリング戦略は、気候変動予測における不確実性について、より良い推定を与える方向へ拡張されてきた。モデル結果の観測結果との比較が、モデルの解析や開発を推進させてきた。「長期間」のシミュレーションを含めることで、古気候データからの情報を予測に与えることができるようになってきた。代替記録や強制力による過去の気候変数の復元に伴う不確実性の範囲内において、完新世中期、最終氷期極大期及び直前の千年紀についての古気候の情報は、モデルが過去の変化の大きさや大規模な空間パターンを現実的に再現する能力を検証するために利用されてきた。{1.5.2; 図 1.13、図 1.14}

将来がどのように展開するか取り得べきイメージの幅についてモデル解析を行うための手順の一つとして、重要なガスとエアロゾルの将来の排出に関する 4 つの新しいシナリオが第 5 次評価報告書のために開発された。これは代表的濃度経路(RCP)と呼ばれる。{Box 1.1}

第2章 観測:大気と地表面

概要

大気と地表面の観測から得られる気候変動の証拠は近年著しく増えている。しかし同時に、不確実性の特徴付けと定量化の方法も新たに改善された結果、長期にわたる世界及び地域の利用可能な品質をもつデータ記録を作成するうえでまだ残されている課題が強調されるようになってきた。現在、大気と地表面の観測から以下のような変化が示されている。

大気の組成

京都議定書で削減対象に指定されたよく混合された温室効果ガス^[訳注 1](GHGs)の大気負荷^[訳注 2]が、2005年から2011年にかけて増加したことは確実である。大気中の二酸化炭素(CO₂)の存在量は2011年には390.5(390.3~390.7)¹ ppmだった。この数値は1750年よりも40%増加している。大気中の一酸化二窒素(N₂O)は2011年に324.2(324.0~324.4) ppbで、1750年以降20%増加している。二酸化炭素と一酸化二窒素の2005年から2011年における年平均増加量と同程度である。大気中のメタン(CH₄)の量は、2011年には1803.2(1801.2~1805.2) ppbであり、1750年以前よりも150%増加していた。メタンは、1999年から2006年にかけてほぼ一定にとどまっていた後、2007年に増加し始めた。ハイドロフルオロカーボン類(HFCs)、パーフルオロカーボン類(PFCs)、及び六フッ化硫黄(SF₆)は、全て比較的急速に増え続けているが、これらの放射強制力への寄与は、よく混合された温室効果ガスによる寄与の合計の1%に満たない。{2.2.1.1}

オゾン破壊物質(モントリオール議定書の規制対象気体)については、主要なクロロフルオロカーボン類(CFCs)の世界平均存在量が減少し、ハイドロクロロフルオロカーボン類(HCFCs)が増加していることは確実である。2005年以降、主要なクロロフルオロカーボン類と一部のハロン類の大気負荷は減少している。クロロフルオロカーボン類の過渡的代替物質であるハイドロクロロフルオロカーボン類は増加し続けているが、排出の空間分布は変化している。{2.2.1.2}

成層圏水蒸気の変化傾向については、変動性が大きくデータ記録は比較的短いために、**確信度²は低い**。ほと

んど地球全体をカバーした成層圏の水蒸気の衛星測定は、1992~2011年においてかなり変動はあるが小さな正味の変化を示している。{2.2.2.1}

地球全体の成層圏オゾンが1980年以前の値から減少していることは**確実**である。減少の大部分は1990年代中頃以前に起こっており、それ以降オゾンは、1964~1980年の濃度を約3.5%下回る値でほぼ一定を保っている。{2.2.2.2}

1970年代以降、北半球の対流圏オゾンが大規模に増加していることの**確信度は中程度**である。南半球におけるオゾンの変化については、測定値が限られているため、**確信度は低い**。2000年以降、北アメリカ東部と西ヨーロッパにおける地上オゾンの変化は横ばい又は減少傾向にあり、1990年代以降、東アジアにおける地上オゾンは大きく増加した**可能性が高い**³。オゾン前駆物質である窒素酸化物、一酸化炭素及び非メタン揮発性有機炭素に関する衛星及び地上観測結果では、変化傾向に大きな地域差が示されている。中でも注目すべきは、1990年代中頃以降、二酸化窒素がヨーロッパと北アメリカで30~50%減少し、アジアで2倍以上増加した**可能性が高い**ことである。{2.2.2.3、2.2.2.4}

1990年代中頃以降、ヨーロッパと米国東部でエロゾル全量が減少し、2000年以降アジアの東部及び南部で増加した**可能性が非常に高い**。このようなエロゾルの地域パターンの変化は、大気のエロゾルの総量を表す尺度であるエロゾルの光学的厚さ(AOD)の遠隔測定によって観測されている。ヨーロッパと北アメリカにおけるエロゾルの減少は、粒子状物質の質量の地上での現場モニタリング結果と整合している。衛星による世界で平均したエロゾルの光学的厚さの変化傾向についての**確信度は低い**。{2.2.3}

放射収支

第4次評価報告書以降、大気上端の放射フラックスについての衛星記録は大幅に拡大しており、2000年以降、地球全体及び熱帯の放射収支に**有意な変化傾向がある可能性は低い**。エルニーニョ・南方振動に関連した地球のエネルギー不均衡における年々変動は、観測の不確実性の範囲内で、海洋貯熱量の記録と整合している。{2.3.2}

¹ 括弧内の数値は90%信頼区間の範囲。本章の他の箇所では一般に、トレンド手法から推定された変化について、90%信頼区間の半値幅を示している。

² 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の5段階の表現を用い、「**確信度が中程度**」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

³ 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」:発生確率が99~100%、「可能性が非常に高い」:発生確率が90~100%、「可能性が高い」:発生確率が66~100%、「どちらも同程度」:発生確率が33~66%、「可能性が低い」:発生確率が0~33%、「可能性が非常に低い」:発生確率が0~10%、「ほぼあり得ない」:発生確率が0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」:発生確率が95~100%、「どちらかと言えば」:発生確率が>50~100%、「可能性が極めて低い」:発生確率が0~5%。可能性の評価結果は、「**可能性が非常に高い**」のように斜体字で記述する(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

地表面の太陽放射は、1950年以降、十年規模の広範な変化を経た**可能性が高く**、多くの陸上観測点において1980年代までは減少(暗化)し、その後は増加(明化)していることが観測されている。1990年代初頭以降に陸上の観測点で下向きの熱放射と正味の放射が増加したことの**確信度は中程度**である。{2.3.3}

温度

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。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年よりも高温でありつづけ、21世紀の最初の10年が最も高温であった。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、独立して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昇温しており、1951~2012年の期間に約0.72 [0.49~0.89] °C昇温している。現時点で最も長期間にわたっている単一のデータセットに基づく、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であり、予測の基準期間である1986~2005年の期間平均の1850~1900年の期間平均に対する昇温は0.61 [0.55~0.67] °Cである。地域的な変化傾向の計算が十分そろそろ最も長い期間(1901年から2012年)では、地球のほぼ全体で地上気温の上昇が起きている。数十年にわたる明確な温暖化に加えて、世界平均地上気温はかなりの大きさの十年規模や年々での変動性を含んでいる。自然の変動性のために、短期間の記録に基づく変化傾向はその期間の始めと終わりの選び方に非常に敏感であり、一般には長期的な気候の変化傾向を反映しない。一例として、強いエルニーニョ現象の年から始まる過去15年間の気温の上昇率(1998~2012年で、10年当たり0.05 [-0.05~+0.15] °C)は1951年以降について求めた気温の上昇率(1951~2012年で、10年当たり0.12 [0.08~0.14] °C)よりも小さい。1995、1996、1997の各年で始まる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、0.14 [0.03~0.24] °C、0.07 [-0.02~0.18] °Cである。観測所での観測によって得られた世界及び地域的な陸域の地上気温について独立して解析されたデータ記録は、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海面水温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、2.4.2、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を増加させたが、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**。これは平均値であり、急速に開発の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。{2.4.1.3}

第4次評価報告書において重要な不確実性として記載されていた世界の気温の日較差の減少の**確信度は中程度**である。過去の多くの研究で用いられた未加工のデータによる最近のいくつかの解析結果は、平均最高及び平均最低気温に異なる影響を与えているバイアスがある可能性を指摘している。もっとも、気温の日較差の見かけの変化は、平均気温について報告された変化よりもはるかに小さく、このため、1950年以降、最高及び最低気温が上昇したことは**ほぼ確実**である。{2.4.1.2}

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、世界的に**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**である。こうした変化傾向の符号については全ての見解が一致するにもかかわらず、とりわけ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、気温の変化率についての利用可能な推定値の間にか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}

水循環

1901年以降の世界の陸域で平均した降水量の変化の**確信度は、1951年までは低く、それ以降は中程度**である。北半球の中緯度の陸域平均では、降水量が1901年以降増加している**可能性が高い(1951年までは中程度の確信度、それ以後は高い確信度)**。その他の緯度帯については、領域平均した長期的な増加又は減少の変化傾向は、データの品質、データの完全性、あるいは利用可能な推定値間の不一致のために**確信度は低い**。{2.5.1.1、2.5.1.2}

世界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**)。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}

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}

極端現象

1950年頃以降、地球全体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世界的に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}

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**、季節的及び／又は地域的な変動を伴う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**。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**。{2.6.2.1}

地球全体の循環のその他の側面における長期的変化については、観測上の限界や理解が限られていることから、**確信度は低い**。具体的には、陸域の地上風、夏季東アジアモンスーン循環、熱帯圏界面の極小温度、ブリューワー・ドブソン循環の強度が含まれる。{2.7.2、2.7.4、2.7.5、2.7.7}

20 世紀半ば以降、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、方法論上の不確実性、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**。最新の研究に基づけば、1970 年代以降の干ばつの世界的な増加傾向に関する第 4 次評価報告書の結論は、おそらく誇張されていた。一方で、以下のような重要な地域的な変化がある。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**。{2.6.2.3} 【正誤表参照】

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、北大西洋では最も強い熱帯低気圧の頻度と強度が 1970 年代以降増加していることは**ほぼ確実**である。{2.6.3}

過去 1 世紀にわたる激しい風雨又はその代替データの大規模な変化傾向については、研究間の不一致や世界のいくつかの地域(特に南半球)における長期的なデータの不足により、**確信度は低い**。{2.6.4}

研究が不十分であることとデータ品質の問題があるため、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についても、**確信度は低い**。{2.6.2.4}

大気循環と変動性指数

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、南半球環状モードがより大きな正極になっている**可能性が高い**。{2.7.5、2.7.6、2.7.8; Box 2.5}

年々から十年の時間規模の大規模変動は、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 世紀末から 1990 年代の太平洋のウォーカー循環の弱体化は、最近の変化によってかなりの程度相殺されたこと**の確信度は高い**。{2.7.5、2.7.8、Box 2.5}

【訳注 1】 本体報告書の表 2.1 に示された温室効果ガスで、京都議定書の削減対象である二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類及びオゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類、ハイドロクロロフルオロカーボン類等を指す。「長寿命の温室効果ガス」とほぼ同義である。

【訳注 2】 大気負荷: 原文では“atmospheric burdens”という用語が使われている。ここでは、温室効果ガスの増加により大気に与える負の影響という意味で負荷を用いたが、用語集で“burdens”は、大気中において特定の気体もつ総質量と定義されている。

第3章 観測:海洋

概要

水温と貯熱量の変化

海洋表層(水深700 m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¹**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**。1971年以降データ被覆範囲が増えたことと、海洋表層の水温[3.2]、海面水温[2.4.2]及び海面水位の上昇(水位上昇の大部分が熱膨張に起因することが知られている[3.7、第13章])についての独立した観測データ間の一致度の高さに基づくと、この期間に対する評価の**確信度は高い²**。1971年以前の変化については、初期の期間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。最も顕著な昇温は海面付近に見られ(水深75 m以浅において1971年から2010年の間に10年当たり0.11 [0.09~0.13] °C)、水深700 mでは10年当たり約0.015°Cまで小さくなる。この温暖化シグナルの海面での強化が、水深0~200 mにおける海洋表層の温度成層化を約4%増大させた**可能性は非常に高い**。第4次評価報告書以降、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、図3.1、図3.2、図3.9}

5年平均に基づくと、1957年から2009年にかけて水深700~2000 mの層で海洋は温暖化した可能性が高い。1992年から2005年にかけて、水深3000 m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2000~3000 mにおける世界平均水温には同期間に有意な変化傾向は観測されなかった。水深3000 m以深の昇温は、南大洋^[訳注1]で最も大きくなっている。{3.2.4、3.5.1、図3.2b、図3.3、FAQ 3.1}

海洋表層(0~700 m)貯熱量が、比較的十分なデータが取得されている1971から2010年にかけての40年間に増加したことは**ほぼ確実**である。この期間について公表されている増加率は74 TW~137 TW^[訳注2]の範囲にあり、データが乏しい海域で偏差0を仮定して推定するとより小さい変化傾向を示す。統計的手法を用いてサンプルの乏しい海域の変化と、不確実性を推定すると、世界全体の海洋表層貯熱量の増加率は137 [120~154] TWとの結果が得られる(**中程度の確信度**)。いくつかあるデータセットの全ての変化傾向がその統計的不確実性の範囲内で一致するわけではないが、全て正で

あり、統計的に変化傾向がゼロというデータセットはない。{3.2.3、図3.2}

水深700~2000 mの海洋の温暖化は、1957年から2009年までの間における世界全体の海洋貯熱量(0~2000 m)の全増加分の約30%に寄与している**可能性が高い**。水深0~700 mを地球規模で積算した海洋貯熱量の推定値のうちいくつかでは、2003年から2010年にかけての増加率がその前の10年間よりも緩やかだが、水深700~2000 mの海洋の熱吸収は、この期間も衰えることなく続いていた**可能性が高い**。{3.2.4、図3.2、Box 9.2}

海洋の温暖化は、地球のエネルギー貯蔵量の変化において卓越している。海洋の温暖化は1971年から2010年の期間における地球のエネルギー貯蔵量増加分の約93%を占め(**高い確信度**)、このうち海洋表層(0~700 m)の昇温が全体の約64%を占めている。エネルギー変化の残りの部分は、氷(北極域の海氷、氷床、氷河を含む)の融解と大陸及び大気の上昇が占めている。1971年から2010年までの間の地球のエネルギー貯蔵量の正味増加量は274 [196~351] ZJ(1 ZJ = 10²¹ ジュール)と推定され、この期間の年々の値に線形回帰するとエネルギー増加率は213 TWとなり、これを地球の全表面にわたる加熱とすれば0.42 Wm⁻²に相当し、海洋の昇温分を海洋の表面積にわたる加熱とすれば0.55 Wm⁻²に相当することになる。{3.2.3、図3.2、Box 3.1}

塩分と淡水量の変化

1950年代以降、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。大洋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。第4次評価報告書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、海洋塩分における変化傾向の評価に**高い確信度**を与えている。{3.3.2、3.3.3、3.3.5、図3.4、図3.5、図3.21d、FAQ 3.2}

¹ 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」:発生確率が99~100%、「可能性が非常に高い」:発生確率が90~100%、「可能性が高い」:発生確率が66~100%、「どちらも同程度」:発生確率が33~66%、「可能性が低い」:発生確率が0~33%、「可能性が非常に低い」:発生確率が0~10%、「ほぼあり得ない」:発生確率が0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」:発生確率が95~100%、「どちらかと言えば」:発生確率が>50~100%、「可能性が極めて低い」:発生確率が0~5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

² 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の5段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

塩分の大規模な変化傾向は海洋内部にも起こっている**可能性が非常に高い**。蒸発量と降水量の差の変化によって形成される海面における塩分変動の沈み込みと、昇温による密度面の移動の両方が、観測されている海洋表層の塩分変化に寄与した**可能性が高い**。{3.3.2～3.3.4、図 3.5、図 3.9}

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。この類似性は、**中程度の確信度**により、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。{3.3.2～3.3.4、図 3.4、図 3.5、図 3.20d、FAQ 3.2}。

大気－海洋間フラックスと波高の変化

観測されている海洋貯熱量の増加と整合するために必要な世界平均での正味の**大気－海洋間熱フラックスの変化(1971 年以降についておよそ 0.5 Wm^{-2} 程度)**を検出するには、**大気－海洋間の熱フラックスのデータセットの不確実性はあまりにも大きすぎる**。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あるいは世界的分布の変化傾向を直接特定するためには、このデータセットはまだ信頼して利用することはできない。{3.4.2、3.4.3、図 3.6、図 3.7}

北大西洋、熱帯太平洋、南大洋において、十年～百年の時間スケールで**海域規模の風応力の変化傾向が低～中程度の確信度**により観測されている。こうした結果は、主に大気の再解析にもとづいており、場合によっては単一の解析に限られる。それで、確信度のレベルは対象とする地域と時間スケールに依存する。証拠が最も強固なのは南大洋についてであり、南大洋では帯状平均風応力が 1980 年代初頭から強くなっていること**の確信度は中程度**である。{3.4.4、図 3.8}

船舶観測と大気の再解析データで駆動した波浪モデルによる再予報^[取注 3]の結果によれば、北緯 45 度以北の北大西洋の大部分において**1950 年代以降、有義波高の平均値が中程度の確信度で増大**しており、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}

水塊と循環の変化

水塊特性について観測されている変化は、海洋表面外力における**長期変化傾向(海洋表面の昇温や蒸発と降水量の差の変化など)**と気候モードに関連した**年々～数十年規模の変動の複合効果を反映している可能性が高い**。海洋内部において観測される水温や塩分の変化のほとんどは、海面で特性が変えられた水塊が沈み込んで拡がった結果として説明可能である。1950 年から 2000 年にかけて**亜熱帯の塩分極大がさらに高塩分になる一方、高緯度で形成される低塩分の中層水は全般に低塩分化した可能性が高い**。上部北大西洋深層水の特性と形成率の変化は十年規模変動に支配されている**可**

能性が非常に高い。下部北大西洋深層水は 1955 年から 2005 年にかけて**低温化した可能性が高く**、第 4 次評価報告書で強調された**低塩分化傾向は 1990 年代中頃に逆転した**。南極底層水が 1980 年代以降地球規模で昇温して縮小し、南大洋のインド洋及び太平洋側では 1970 年から 2008 年までの間に塩分が低下した**可能性が高い**。{3.5、FAQ 3.1}

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**。これが風強制による十年規模変動に関連していることと、より長期的な変化傾向の一部であること**の可能性はどちらも同程度**である。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、及び大西洋とノルディック海の間**の輸送量のいずれにも変化傾向の証拠がない**。ただし、1950 年から 2010 年の間に、南極周極流が 40 年間でおよそ緯度 1 度分に相当する速度で南に移動した**ことについては中程度の確信度**がある。{3.6、図 3.10、図 3.11}

海面水位の変化

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 110 年にわたる平均上昇率を用いて計算した結果によると、世界平均海面水位(GMSL)は、この期間中 0.19 [0.17～0.21] m 上昇した**。平均上昇率は、**1901～2010 年の間では、1 年当たり 1.7 [1.5～1.9] mm で、1993～2010 年の間では 1 年当たり 3.2 [2.8～3.6] mm に増加した可能性が非常に高い**。この評価は、異なる手法を用いた複数の研究、鉛直方向の地殻変動を補正した長期の潮位計記録、1993 年以降の独立した観測システム(潮位計と高度測定)の間**の高い一致度に基づいたものである**(TFE.2 図 1 も参照)。1920 年から 1950 年までの世界平均海面水位の上昇率は、世界中の個々の潮位計の数値と世界平均海面水位の復元結果が、この期間の海面水位の上昇率の増加を示しているため、1993 年から 2010 年の期間に観測された上昇率と同程度で上昇した**可能性は高い**。広範な海域における海面水位の上昇率が、海洋循環の変動により、数十年規模の期間については世界平均海面水位の上昇率より数倍高いこともあれば、低いこともあり得る。鉛直方向の地殻変動の補正の有無に関わらず研究間での**一致度が高い**ことは、海面水位変化の世界平均上昇率の推定値が、これまで考慮されてなかった鉛直方向の地殻変動の影響を受けて大きく偏っている**可能性は非常に低い**ことを示唆している。{3.7.2、3.7.3、表 3.1、図 3.12、図 3.13、図 3.14}

水深 700 m 以浅における**温暖化が 1971 年以降の 1 年当たり平均 0.6 [0.4～0.8] mm の海面水位上昇に寄与している可能性は非常に高い**。水深 700 m～2000 m における温暖化は、1971 年以降の海面水位上昇にさらに 1 年当たり 0.1 [0～0.2] mm 寄与し、水深 2000 m

以深の温暖化は、1990年代初頭以降の海面水位上昇にさらに1年当たり0.1 [0.0~0.2] mm 寄与した**可能性が高い**。{3.7.2、図 3.13}

海面水位上昇率は19世紀初頭から20世紀初頭までの間に増加し、20世紀にわたってさらに増加した可能性が高い。19世紀の変化についての推論は、北ヨーロッパと北アメリカのきわめて長期にわたる少数の潮位計記録に基づいたものである。複数の長期の潮位計記録と世界平均海面水位の復元によると、上昇率が19世紀後半から高まっていることが確認される。少なくとも1900年まで遡る3つの復元のうち2つの復元は20世紀中に加速していることを示しており、20世紀の平均加速率は、[-0.002~0.019] mm/年²である**可能性が高い**。{3.7.4}

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。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。{3.7.5、図 3.15}

海洋の生物地球化学の変化

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、全世界の海洋に貯蔵された人為起源の炭素(C_{ant})の量は**1994年から2010年にかけて増加した可能性が非常に高い**。2010年における海洋のC_{ant}貯蔵量は、±20%の不確実性で155 PgC^[訳注4]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C_{ant}貯蔵量の変化、大気中O₂/N₂測定、あるいは二酸化炭素分圧(pCO₂)データ)から計算した年間世界海洋吸収量は、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**。{3.8.1、図 3.16}

海洋が人為起源の二酸化炭素を吸収すると、海洋は次第に酸性化していく。海洋表面のpHは工業化時代の始まり以降0.1低下し、これは水素イオン濃度が26%増加したことに相当する(**高い確信度**)。観測されたpHの変化傾向は、表面水において1年当たり-0.0014~-0.0024の範囲にある。海洋内部では、人為起源の二酸化炭素の吸収に加え、自然の物理的及び生物的過程が、10年以上の時間スケールでpHの変化を引き起こし得る。{3.8.2、表 3.2、Box 3.2、図 3.18、図 3.19、FAQ 3.3}

異なる解析結果間の一貫性が高いことから、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、熱帯域の酸素極小層が拡大した**可能性が高い**。{3.8.3、図 3.20}

統合(まとめ)

本章で要約した観測結果は、水温、塩分、海面水位、炭素、pH、酸素をはじめ、気候に関連する海洋特性がこの**40年間に**変化したことの**確実な証拠**を提供している。海洋表層において観測された変化のパターンは、気候変動と自然変動にตอบสนองした海洋表面の変化と整合し、また海洋における既知の物理的及び生物地球化学過程とも整合しており、この評価において**高い確信度**を与えている。{3.9、図 3.21、図 3.22}

[訳注1] 原文では“the Southern Ocean”。南極海(“the Antarctic Ocean”)とも呼ばれる。

[訳注2] 1 TW(テラワット)=1×10¹² W = 1 兆ワット。

[訳注3] 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再び予報すること。
(参考: http://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2012/2012_06_0493.pdf)

[訳注4] 1 PgC = 1 GtC(炭素換算で1ギガトン=10億トン=1000兆グラム)。二酸化炭素換算では36億6700万トンに相当する。

第4章 観測:雪氷圏

概要

雪氷圏は雪、河川と湖沼の氷、海氷、氷河、棚氷、氷床、凍土で構成され、地表面のエネルギー収支、水循環、一次生産力、地表面でのガス交換、海面水位に影響を与えることによって、地球の気候システムにおいて重要な役割を演じている。すなわち、雪氷圏は地球表面の大部分に及ぶ物理的、生物学的、社会的環境を根本的に制御している。こうした構成要素の全てが広範な時間スケールでの気温変化に本質的に敏感なことを考えると、雪氷圏は自然の中に存在する気候変動の積分器であり、気候変動の徴候を最も目に見える形で示してくれる。

第4次評価報告書以降、観測技術は向上し、主要な測定値の時系列が延長したこともあって、雪氷圏の全ての構成要素における変化と傾向の特定及び測定は大幅に改善し、そうした構成要素の応答を左右する個々の過程に対する我々の理解も深まっている。第4次評価報告書以降の観測結果によると、雪氷圏からの氷の正味の減少が続いているが、雪氷圏の構成要素間及び地域間で減少率に有意な差がある。雪氷圏に起こっている主要な変化を以下に述べる。

海氷

第4次評価報告書で報告された変化傾向が継続しており、北極域の年平均海氷面積は1979～2012年の期間にわたって減少した。この減少率は10年当たり3.5～4.1% (10年当たり45万～51万km²)であった**可能性が非常に高い**¹。10年平均した北極域の海氷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²)²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)。{4.2.2、図4.2}

北極域の越年氷(一夏以上経過した氷)^[脚注]及び多年氷(二夏以上経過した氷)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)。越年氷の海氷面積(夏季の最小値)は1979年から2012年の間に10年当たり11.5 ± 2.1% (10年当たり73万～107万km²)の割合で減少し(可能性が非常に高い)、多年氷(二夏以上経過した氷)は10年当たり13.5 ± 2.5% (10年当たり66万～98万km²)の割合で減少した(可能性が非常に高い)。{4.2.2、図4.4、図4.6}

北極海盆における冬季の平均氷厚は、1980年から2008年の間に減少した(高い確信度)。平均減少量は1.3mから2.3m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{4.2.2、図4.5、図4.6}。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、海氷量の減少を示している(中程度の確信度)。海氷厚が減少している北極域において、海氷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、図4.6}

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 ± 0.9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ランド海の間海域において、無海氷面期間が3か月近く増えている。{4.2.2、図4.6}

南極域の年平均海氷面積は、1979年から2012年の期間に10年当たり1.2～1.8% (10年当たり13万～20万km²)の割合で増加した**可能性が非常に高い**。海氷域における開放水面の割合が減少したため、海氷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**確信度は高い**。{4.2.3、図4.7}

氷河

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、第4次評価報告書以降、世界中のほぼ全ての氷河が継続して縮小している(非常に高い確信度)。氷河の変化の測定数は、第4次評価報告書以降、大幅に増えている。新しいデータのほとんどは、世界的に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、図4.9、図4.10、図4.11}

2003年から2009年間の氷の減少のほとんどは、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の氷河によるものだった(非常に高い確信度)。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。{4.3.3、図4.11、表4.4}

¹ 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」:発生確率が99～100%、「可能性が非常に高い」:発生確率が90～100%、「可能性が高い」:発生確率が66～100%、「どちらも同程度」:発生確率が33～66%、「可能性が低い」:発生確率が0～33%、「可能性が非常に低い」:発生確率が0～10%、「ほぼあり得ない」:発生確率が0～1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」:発生確率が95～100%、「どちらかと言えば」:発生確率が>50～100%、「可能性が極めて低い」:発生確率が0～5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

² 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の5段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

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 ± 135 Gt(海面水位換算では1年当たり0.62 ± 0.37 mm)、1993～2009年の期間には1年当たり275 ± 135 Gt(1年当たり0.76 ± 0.37 mm)、2005～2009年の期間には1年当たり301 ± 135 Gt(1年当たり0.83 ± 0.37 mm)であった**可能性が非常に高い**。{4.3.3、図4.12、表4.5}

現在の氷河面積は現在の気候条件と平衡状態ではなく、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}

氷床

グリーンランド氷床の氷は、最近20年間に減少した(**非常に高い確信度**)。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第4次評価報告書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。{4.4.2、4.4.3、図4.13、図4.15、図4.17}

グリーンランド氷床の氷床減少率は、1992年以降加速している。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**。{4.4.3、図4.15、図4.17}

グリーンランドからの氷床減少は、ほぼ同量の表面融解と氷河の流出に分けることができ(**中程度の確信度**)、両者とも増加している(**高い確信度**)。夏季に融解している面積は、最近20年間で増加している(**高い確信度**)。{4.4.2}

南極氷床の氷は最近20年間に減少してきた(**高い確信度**)。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**。{4.4.2、4.4.3、図4.14、図4.16、図4.17}

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**。{4.4.3、図4.16、図4.17}

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(**高い確信度**)。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。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}

積雪面積

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(**非常に高い確信度**)。衛星観測の記録によると、1967～2012年の期間に年平均積雪面積は有意に減少し、-53%という最大の変化(**可能性が非常に高い**幅は-40～-66%)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%(**可能性が非常に高い**幅は4.5～9.5%)減少し、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強い負の相関[-0.76]を示している。{4.5.2、4.5.3}

雪の現場観測(ほぼ全てが北半球にある)によると、特により温暖な場所を中心として、総じて春季に減少していることが示されている(**中程度の確信度**)。観測点の標高、記録期間、測定項目(積雪深度、積雪期の長さなど)によって結果は左右されるが、調査したほぼ全ての研究において観測点の大多数が減少傾向を示し、観測点の標高が低いほど、あるいは平均気温が高いほど、雪がより減少する傾向にあった。南半球では、証拠があまりに限られているため、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、図4.19、図4.20、図4.21}

淡水氷

淡水(湖沼と河川)氷について利用可能な限られた証拠が示すところによると、氷結期間は短くなり、平均季節氷面積は縮小している(**低い確信度**)。2005年までの150年、100年及び30年間の変化傾向が得られた北半球の75の湖沼について、最も急速な変化が起こっているのは最近の30年であり(**中程度の確信度**)、結氷時期が遅くなり(10年当たり1.6日)、解氷時期は早まっている(10年当たり1.9日)。北アメリカの五大湖では、平均結氷面積〔正誤表参照〕は1973～2010年の期間に71%減少した。{4.6}

凍土

永久凍土の温度は、1980年代初頭以降、ほとんどの地域で上昇している(**高い確信度**)。ただし、上昇率は地域によって異なる。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、図4.24}

ロシア域のヨーロッパ北部では、顕著な永久凍土融解が生じている(**中程度の確信度**)。この地域では、1975～2005年の期間に厚さ最大15mの温度が高い永久凍土が完全に融解し、不連続永久凍土の南限が最大80km北に移動し、連続永久凍土の境界が最大50km北に移動したことについて、**中程度の確信度**がある。{4.7.2}

現場測定と衛星データによると、過去 20～30 年の間に、氷を多く含んだ永久凍土の融解に関連した地表面の陥没が様々な場所で起こっている(中程度の確信度)。
{4.7.4}

多くの地域で、季節凍土の深さがここ数十年変化している(高い確信度)。1990 年代以降多くの地域において、活動層の厚さが数 cm から数十 cm 増している(中程度の確信度)。他の地域では、北米北部で顕著であるが、大きな年々変動はあったが、有意な変化傾向はほとんどみられなかった(高い確信度)。ユーラシア大陸の非永久凍土地域の一部では、季節凍土の厚さが減少し、場所によっては 1930 年から 2000 年にかけて 30 cm 以上減少した可能性が高い(高い確信度)。
{4.7.4}

【訳注】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。

第5章 古気候の記録から得られる情報

概要

温室効果ガスの変動と過去の気候応答

現在(2011年)、温室効果ガス(GHG)である二酸化炭素(CO₂)、メタン(CH₄)、一酸化二窒素(N₂O)の大気中濃度が、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ことは事実である。温室効果ガス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**¹で決定される。こうした記録は、第4次評価報告書以降、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}

二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素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**。観測された温室効果ガス増加の変化率は、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。{5.2.2}

大気中の二酸化炭素濃度の変化が氷期-間氷期サイクルにおいて重要な役割を果たしていることについては、**高い確信度**がある。氷期-間氷期サイクルの第一の駆動要因は、太陽を回る地球の軌道が変動することによって決定される入射太陽エネルギーの季節的・緯度的分布(「軌道強制力」)であるが、復元とシミュレーションを合わせて見ると、大気中二酸化炭素濃度とそれに関連する気候フィードバックによる変化を計算に入れなければ、氷期-間氷期における気温と氷の体積の変化の大きさの全てを説明できないことが示されている。前回の退氷期に、世界平均気温が3°C~8°C上昇した**可能性が非常に高い**²。世界平均昇温率は千年当たり0.3°C~0.8°Cであった**可能性が非常に高い**が、ある2つの期間においては平均よりも高い特徴的な昇温率(千年当たり1°Cから1.5°Cの間であった**可能性が高い**)が見られた。ただし、地域的及びより短期の時間スケールでは、より高い昇温率が現れているかもしれない。{5.3.2}

最終氷期最盛期(2万1千年前から1万9千年前)の復元とシミュレーションに基づいた平衡気候感度の新たな推定によれば、大気中二酸化炭素濃度の倍増に対し、推定値が1°Cを下回ることと6°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。{5.3.3}

中程度の確信度で、大気中二酸化炭素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(330万年前から300万年前)には、大気中の二酸化炭素濃度は350 ppmから450 ppmの間(**中程度の確信度**)で、世界平均地上気温は工業化以前の気候よりも1.9°C~3.6°C高かった(**中程度の確信度**) {5.3.1}。始新世初期(5200万年前から4800万年前)には、大気中の二酸化炭素濃度は約1000 ppmを超えていて(**中程度の確信度**)、世界平均地上気温は工業化以前の状態より9°C~14°C高かった(**中程度の確信度**)。{5.3.1}

過去の気候に対する新しい気温復元とシミュレーションは、大気中の二酸化炭素濃度の変化に応答した極域増幅を**高い確信度**で示している。始新世初期(5200万年前から4800万年前)や中期鮮新世(330万年前から300万年前)のような高二酸化炭素濃度の気候と、最終氷期最盛期(2万1千年前から1万9千年前)のような低二酸化炭素濃度の気候については、海面水温と地上気温の復元とシミュレーションの結果は、大気中の温室効果ガス濃度の変化に対する応答は高緯度のほうが世界平均よりも強くなっていることを示している。{Box 5.1、5.3.1、5.3.3}

過去の温暖期における世界の海面水位の変化

19世紀末から20世紀初頭を始点とした、世界平均海面水位の現在の変化率は、最近2千年間における百年規模の変化率に照らして中程度の確信度で異常に高い。百年規模の世界平均海面水位の変動の大きさは、過去数千年間にわたって25 cmを超えなかった(**中程度の確信度**)。{5.6.3}

最終間氷期(12万9千年前から11万6千年前)の世界平均海面水位の最大値は、数千年にわたり現在よりも少なくとも**5 m**高かったことの**確信度は非常に高く**、現在より**10 m**以上高くなかったことの**確信度は高い**。現在より6 m高いというのが最良の推定値である。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1.4~4.3 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。{5.6.2}

¹ 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の5段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

² 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」:発生確率が99~100%、「可能性が非常に高い」:発生確率が90~100%、「可能性が高い」:発生確率が66~100%、「どちらも同程度」:発生確率が33~66%、「可能性が低い」:発生確率が0~33%、「可能性が非常に低い」:発生確率が0~10%、「ほぼあり得ない」:発生確率が0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」:発生確率が95~100%、「どちらかと言えば」:発生確率が>50~100%、「可能性が極めて低い」:発生確率が0~5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

中期鮮新世(330 万年前から 300 万年前)のいくつかの温暖期には世界平均海面水位が現在より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の一部の退氷により、鮮新世の最も温暖な期間に海面水位は 20 m を超えなかったことの**確信度は高い**。{5.6.1}

間氷期の気候変動という観点での、観測されている最近の気候変動

最終間氷期(12 万 9 千年前から 11 万 6 千年前)で最も温暖な数千年間の気温についての新たな復元とシミュレーションによると、世界平均地上気温は工業化以前に比べて 2°C 以上上回ったことはなかったことが**中程度の確信度**により示されている。数千年の平均による高緯度域の地上気温は現在より少なくとも 2°C 高かった(**高い確信度**)。季節平均及び年平均で高緯度域の昇温がより大きいことは、季節的な軌道強制力に対する雪氷圏フィードバックの重要性を裏付けている。これらの期間においては、大気中温室効果ガス濃度は工業化以前の水準に近かった。{5.3.4, Box 5.1}

20 世紀以降の年平均地上気温の上昇は、北半球(NH)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(トレンド)から反転していることの**確信度は高い**。大陸規模及び半球規模の年平均地上気温の新たな復元により、過去 5 千年を通じた数千年にわたる寒冷化トレンドが明らかになっている。気候モデルのシミュレーションによると、中・高緯度寒冷化における直近の寒冷化傾向は 19 世紀まで持続しており、原因は軌道強制力にあり得ることの**確信度は高い**。{5.5.1}

復元によると、少なくとも最近 1450 年間において、現在(1980~2012 年)の夏の海水後退は前例がないものについて、**中程度の確信度**がある。20 世紀末より小さい夏季の北極域の海水面積は、復元やシミュレーションにより、軌道強制力に対する応答として、8 千年前から 6500 年前にかけて見られる。{5.5.2}

8 千年前から 6 千年前までの期間における北半球温帯の氷河面積の極小値は、夏の日射量が大きかったこと(軌道強制力)が主な原因だったことの**確信度は高い**。現在の氷河後退は、北半球の氷河成長に有利な軌道強制力の中で起きている。氷河が現在の速度で減少し続けるなら、ほとんどの北半球温帯氷河は、8 千年前から 6 千年前までの間に存在した最小面積まで、今世紀中に縮小するだろう(**中程度の確信度**)。{5.5.3}

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、比較した結果によっ

て裏付けられており、第 4 次評価報告書と整合している。気候モデルでは、太陽、火山、人為起源の放射の変化にตอบสนองして、北半球における最近 1200 年にわたる数十年規模の気温変化を再現しており、こうした変化は大きさとタイミングにおいて、その不確実性の範囲内で復元とおおむね一致している。{5.3.5}

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 世紀中頃以降の温暖化のようにいくつか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**。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(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**。{5.3.5.3, 5.5.1}

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大規模な干ばつが発生し、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}

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、大きさや頻度において過去の洪水と同程度又は上回ることに**中程度の確信度**がある。{5.5.5}

過去における気候モードの変化

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**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。このことは、大多数の気候モデルによって再現された完新世中期における ENSO の振幅減少はわずかである(ほんの 10%)ことと整合するが、完新世の前半に ENSO の変化が減少したという第 4 次評価報告書で報告された復元結果とは相反している。{5.4.1}

20 世紀以降観測されている冬季の北大西洋振動(NAO)指数の十年及び数十年規模の変化は、過去 500 年間に例のないものではないことの**確信度は高い**。それぞれ 1960 年代又は 1990 年代から 2000 年代にかけて観測されたものと同様に、冬季の NAO 指数が負位相又は正位相で持続する期間の長さは、少なくとも過去 500 年の NAO 指数の復元に照らす限り異例なものではない。{5.4.2}

1950 年代以降観測されている夏季の南半球環状モードの強さの増加の度合いは、過去 400 年間に照らして異常であることの確信度は中程度である。ニュージーランド、タスマニア、南アメリカでの年輪指標からは、これと同様の空間的に一貫した数十年規模のトレンドは検出されていない。{5.4.2}

急激な気候変動と不可逆性

大西洋子午面循環(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ことの確信度は高い。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、そのような摂動があった後の約 200 年以内に、AMOC の強さに著しい弱化が起こりその後迅速に回復されたことの確信度は高い。{5.8.2}

北大西洋の気候の変化と低緯度域の降水分布との関連性における確信度は、第 4 次評価報告書以降高まっている。新しい古気候復元とモデリング研究によると、AMOC の減少と、それに関連した北大西洋での海面冷却が、大西洋熱帯収束帯の南方への移動を引き起こし、また、アメリカ(北と南)、アフリカ、アジアのモンスーンシステムにも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}

軌道強制力が今後 1 千年間に広範囲の氷期を引き起こすことはできないことはほぼ確実である。古気候記録によれば、軌道配置が現在に近いときには、大気中の二酸化炭素濃度が工業化以前の水準よりもかなり低い場合にのみ氷期が起こっていた。気候モデルの計算によれば、二酸化炭素濃度が 300 ppm を超えたまま持続される場合には、今後 5 万年間に氷期は生じない。{5.8.3、Box 6.2}

世界的に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、西南極氷床は南大洋^{【訳注】}表層の温暖化に極めて敏感であり、中程度の確信度で、大気中の二酸化炭素濃度が数千年間にわたって 350 ppm から 450 ppm の範囲内又はそれ以上の濃度で留まる場合には、西南極氷床は後退する。{5.3.1、5.6.1、5.8.1}

【訳注】原文では“the Southern Ocean”。南極海(“the Antarctic Ocean”)とも呼ばれる。

第 6 章 炭素循環及びその他の生物地球化学的循環

概要

本章は、二酸化炭素(CO₂)、メタン(CH₄)、一酸化二窒素(N₂O)の生物地球化学的循環について取り上げる。これらの 3 つの温室効果ガス(GHGs)は工業化以前の時代以降ずっと大気中で増加しており、この増加が気候変動の主要な駆動要因となっている(第 10 章)。二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素を合わせると、全てがよく混合された温室効果ガス^[訳注 1]からの放射強制力の合計(第 8 章)の 80%を占める。二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の増加は、エネルギー源としての化石燃料の使用や、特に農業をはじめとする土地利用及び土地利用の変化による人為起源の排出が原因となっている。二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の大気中濃度において観測されている変化は、人為起源の排出と、自然の過程がわずかに変化してそれらのガスの一部を大気から除去すること、動的なバランスの結果として生じる。自然過程は物理的条件、化学反応、生物学的変換に関係しており、これらの条件等もそれ自身大気組成や気候変動の変化に応答する。したがって、物理的な気候システムと二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の生物地球化学的循環は結びついている。本章では、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の生物地球化学的循環に関して、現在の人為起源の変化、気候変動と結びついた過去の変動、将来シナリオに基づき今世紀中に予測される変化について述べる。

工業化時代における人為起源の変化

二酸化炭素濃度は 1750 年頃の 278 ppm から 40% 増加して 2011 年には 390.5 ppm に達した。同じ期間中に、メタンは 150%増加して 722 ppb から 1803 ppb に、一酸化二窒素は 20%増加して 271 ppb から 2011 年には 324.2 ppb となっている。二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の現在の大気中濃度が、少なくとも、氷床コアによって調査されている期間である過去 80 万年について測定されたいかなる水準をも上回っていることは、明白である。さらに、最近 100 年にわたって観測されたこれら 3 種類のガスの平均増加率は、それ以前の 2 万年間に観測されたいかなる変化率も上回っている。{2.2、5.2、6.1、6.2}

1750 年から 2011 年にかけての大気への人為起源二酸化炭素排出量は、555 ± 85 PgC (1 PgC = 10¹⁵ gC^[訳注 2]) だった。このうち 375 ± 30 PgC が化石燃料の燃焼とセメント生産、180 ± 80 PgC が土地利用の変化

(森林伐採、新規植林、再植林を含む)によるものだった。{6.3.1、表 6.1}

化石燃料の燃焼及び土地利用の変化により生じる二酸化炭素排出量の増加は、観測されている大気中の二酸化炭素濃度増加の最も有力な原因であることの**確信度は非常に高い**¹。1750 年以降の排出量のおよそ半分が大気中に残留した(240 ± 10 PgC)。残りは吸収源によって大気から取り除かれ、自然の炭素循環の貯蔵庫に蓄積された。海洋には 155 ± 30 PgC が蓄えられた。土地利用の変化による影響を受けていない植生バイオマスと土壌には、160 ± 90 PgC が蓄えられた。{6.1、6.3、6.3.2.3、表 6.1、図 6.8}

2000~2011 年の期間における化石燃料の燃焼とセメント生産による炭素排出量は、1990~1999 年の期間よりも急速に増加した。2011 年の排出量は 1 年当たり 9.5 ± 0.8 PgC で、1990 年の水準を 54%上回っていた。土地利用の変化による人為起源の正味二酸化炭素排出量は、過去 10 年間を通じて 1 年当たり 0.9 ± 0.8 PgC で、全ての人為起源二酸化炭素排出量の約 10%を占めていた。**どちらかと言えば**²、2000~2011 年における土地利用の変化由来の正味二酸化炭素排出量は、1990~1999 年に比べて減少した。{6.3、表 6.1、表 6.2、図 6.8}

大気中の二酸化炭素濃度は**2002~2011 年の期間に平均で 1 年当たり 2.0 ± 0.1 ppm 増加した。**この十年間における増加率は、**1958 年に大気中濃度の直接測定が開始されて以降のどの 10 年間の数値よりも高い。**世界全体として、陸域と海洋を合わせた自然の二酸化炭素吸収源の大きさは、大気中濃度の増加率にほぼ従っており、1958~2011 年の平均で毎年全ての人為起源排出量の 55%を除去していた。{6.3、表 6.1}

大気を測定した結果、**メタン濃度は 1990 年代後半以降ほぼ 10 年間安定していた後、2007 年以降新たな増加を見せている。**何がこの新たな増加をもたらしたかについては、なお議論がなされている。2000~2009 年の 10 年間に対するメタン収支(ボトムアップ推定)は、自然の湿地からの放出が 1 年当たり 177~284 Tg(CH₄)^[訳注 3]、農業及び廃棄物(稲作、動物、廃棄物)からは 1 年当たり 187~224 Tg(CH₄)、化石燃料関連の排出量は 1 年当たり 85~105 Tg(CH₄)、その他の自然放出(地質、シロアリ、淡水からの放出ほかを含む)は 1 年当たり 61~200 Tg(CH₄)、バイオマス及びバイオ燃料の燃焼からは

¹ 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「**確信度が中程度**」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

² 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99~100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90~100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66~100%、「どちらも同程度」: 発生確率が 33~66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0~33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0~10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95~100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50~100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0~5%。可能性の評価結果は、「**可能性が非常に高い**」のように斜体字で記述する(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

1年当たり32~39 Tg(CH₄)である(数値の範囲は、文献で報告された数値の範囲を表す)。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ていなかった自然の地質学的起源のメタン放出を含めることで、現在では総メタン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%になると推定されている(中程度の確信度)。メタン排出量の世界的な年々変動の主要な駆動要因は、自然の湿地からのメタン排出量における気候由来の変動で(高い確信度)、それよりは小さいものの、火災の多い年にはバイオマス燃焼による排出の変動の寄与もある。{6.3.3、図6.2、表6.8}

一酸化二窒素濃度は過去30年間に1年当たり0.73 ± 0.03 ppb の割合で増加した。大気中への一酸化二窒素放出の大部分は、土壌中及び海洋中の反応性窒素の硝化反応と脱窒反応によって生じる。人為起源の一酸化二窒素排出量は過去20年間にわたって着実に増加し、2006年には1年当たり6.9 [2.7~11.1] TgN(N₂O) ^[訳注 4)]だった。人為起源の一酸化二窒素排出量は、農業での窒素肥料の使用によるものが1年当たり1.7~4.8 TgN(N₂O)、化石燃料の使用と工業プロセスが1年当たり0.2~1.8 TgN(N₂O)、バイオマスの燃焼(バイオ燃料を含む)が1年当たり0.2~1.0 TgN(N₂O)、大気からの窒素の沈着に起因する地上排出によるものが1年当たり0.4~1.3 TgN(N₂O)となっている(数値の範囲は、文献で報告された数値の範囲を表す)。土壌、海洋、小規模の大気中放出源から生じる自然の一酸化二窒素排出量は、合わせて1年当たり5.4~19.6 TgN(N₂O)である。{6.3、6.3.4、図6.4c、図6.19、表6.9}

2010年における人為起源による反応性窒素の生成量は、自然起源の陸域での生成量より少なくとも2倍大きかった。人為起源の反応性窒素の生成は、肥料及び工業用のアンモニア生産によるものが大半であり、またマメ類の栽培や化石燃料の燃焼による寄与も重要である。いったん形成された反応性窒素は、水中や大気中に運ばれる。一酸化二窒素に加えて、大気中に排出される重要な2種類の窒素化合物がアンモニアと窒素酸化物であり、どちらも大気化学過程を通じて対流圏オゾンとエアロゾルに影響を与える。これらの効果は全て放射強制力に寄与する。陸域での反応性窒素の沈着が自然の二酸化炭素吸収源(特に森林)を現在増やしている可能性も高いが、この効果の大きさは地域によって異なる。{6.1.3、6.3、6.3.2.6.5、6.3.4、6.4.6、図6.4a、図6.4b、表6.9、第7章}

人為起源の変化以前

工業化以前の時代以降の人為起源による二酸化炭素増加とは対照的に、氷床コアに含まれた大気中二酸化炭素からは、1750年より前の7千年間には260 ppmから280 ppmへときわめてゆっくりとした変化(増加)だけであったことが示されている。早期の人為的な土地利用から生じた二酸化炭素排出の寄与で、1750年以前の二酸化炭素の増加を十分説明できる可能性は低い。

氷床コアから得た大気中メタンは、5千年前から1750年頃までの間に約100 ppb増加した。この増加の原因を、家畜、人為的な火災、稲作などを含む、早期の人間活動に求められるか否かの可能性はどちらも同程度である。{6.2、図6.6、図6.7}

さらに時代を遡ると、1750年より前の過去80万年においては、大気中の二酸化炭素は氷(寒冷)期の180 ppmから、間氷(温暖)期の300 ppmまで変化していた。このことは、複数の氷床コア測定によって確かめられている。氷期から間氷期にかけての大気中の二酸化炭素の変動は、海洋の炭素貯蔵量の減少(500~1200 PgC)によって生じ、その一部は陸域の炭素貯蔵量の増加(300~1000 PgC)によって相殺されていた。{6.2.1、図6.5}

将来予測

非常に高い確信度で、人為起源の二酸化炭素排出に対する海洋の炭素吸収は、4つのRCPシナリオ全てにおいて2100年まで継続し、高濃度となる経路ほど吸収量も多くなる。陸域の炭素吸収が将来どう変化するかは、海洋よりはるかに不確実であり、大多数のモデルは全てのRCPシナリオにおいて正味の炭素吸収が継続することを予測しているが、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計算している。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、モデルで計算された将来の陸域での炭素の量の変化の大きさに関する確信度は低い。{6.4.3、図6.24}

大気中の二酸化炭素の増加によって生じる世界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、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では、気候に対する海洋及び陸域の二酸化炭素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、モデル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。海洋の温暖化と循環の変化は南大洋 ^[訳注 5)]と北大西洋における炭素の吸収率を低下させるが、それにもかかわらず両海域では炭素の取り込みが持続することについて、CMIP5の地球システムモデルにおける見解の一致度は高い。{6.4.2、図6.21、図6.22}

新しい実験結果{6.4.6.3}とモデリングに基づく、4つのRCPシナリオにおいて、大気中の二酸化炭素の増加が将来の陸域炭素吸収源を増す効果は、養分の不足によって抑制される可能性が非常に高い。窒素の利用可能性が低いことが、人為的な窒素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。リンが(陸域の炭素貯蔵を)制限する役割はさらに不確かである。窒素による制限と、二酸化炭素の上昇及び気温・降水量の変化とを組み合わせたモデルでは、所

与の化石燃料の排出経路に対して、予測される将来の大気中の二酸化炭素の増加が系統的に大きくなる。{6.4.6、6.4.6.3、6.4.8.2、図 6.35}

気候-炭素循環フィードバックを考慮に入ると、RCP シナリオに対応する化石燃料による排出量を定量化できる。2012 年から 2100 年の期間について、RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 の各シナリオに対応する累積化石燃料排出量は、それぞれ 270 [140~410] PgC、780 [595~1005] PgC、1060 [840~1250] PgC、1685 [1415~1910] PgC となることが示唆されている(数値は最も近い 5 PgC 単位で見積もり、範囲は CMIP5 のモデル結果から得たもの)。RCP2.6 の場合、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。また、モデルの約半数は 21 世紀末までに排出量はゼロをわずかに上回る程度になることを示唆し、あとの半数は大気中から二酸化炭素が正味で除去されることを示唆する。{6.4.3、表 6.12、図 6.25}

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、炭素減少の大きさについての確信度は低く、二酸化炭素とメタンの大気中への放出による減少は、RCP8.5 シナリオの下では 2000 年から 2100 年の期間に 50~250 PgC の範囲となる。CMIP5 の地球システムモデルには、凍結で閉じ込められた炭素のフィードバックは含まれていない。{6.4.3.4、第 12 章}

高い二酸化炭素濃度とより温暖な気候のもとでは、湿地からのメタン放出量が増加する可能性が高いことについて中程度の確信度がある。しかし、こうした変化の定量的予測についての確信度は低い。海底の温暖化にตอบสนองして海洋ガスハイドレートから将来メタンが放出される可能性については、あまり理解されていない。21 世紀末までに海底のハイドレートからメタンがかなり放出された場合には、海底から海面までの間でメタンが酸化されるために、大気中には二酸化炭素の形で排出される可能性が高い。{6.4.7、図 6.37}

飼料/食料需要の増大と農業の窒素肥料への依存により、土壌からの一酸化二窒素排出量が増加する可能性は高い。気候の温暖化は、農業及び自然の陸面の一酸化二窒素放出源を強める可能性が高いが、これらの変化の定量的予測における確信度は低い。{6.4.6、図 6.32}

海洋による炭素貯蔵の増大が将来酸性化を強め、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の二酸化炭素濃度に追従するが、二酸化炭素が深層まで広がり続けるのに伴い深海でも酸性化が進む。CMIP5 モデルは、全ての RCP シナリオにおいて、2100 年にかけて全世界で海洋酸性化が進行していく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 シナリオで 0.065 [0.06~0.07]、RCP4.5 シナリオで 0.145 [0.14~0.15]、RCP6.0

シナリオで 0.203 [0.20~0.21]、RCP8.5 シナリオで 0.31 [0.30~0.32]となっている(範囲は CMIP5 モデルの広がり幅)。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システムでは 10 年以内に、南大洋の一部では 10~30 年以内に、海面付近の海水が季節的にアラゴナイト^[訳注 6]を溶解するようになる。これらの海域の広い範囲で、大気中の二酸化炭素濃度が 500~600 ppm になるとアラゴナイトが未飽和状態になる。{6.4.4、図 6.28、図 6.29}

21 世紀中に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^[訳注 7]の弱化、温度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^[訳注 8]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ため、合意は得られていない。{6.4.5、図 6.30}

人為起源の排出がもたらす不可逆的な長期的影響

海洋及び陸域における物理的・生物地球化学的炭素循環が、21 世紀中に生じる気候変動と大気中二酸化炭素濃度の上昇にตอบสนองし続けることの確信度は非常に高い。海洋が大気中二酸化炭素を取り込む限り、海洋酸性化が将来も続く可能性は非常に高い。陸域生態系の炭素循環の不可避の変化は、21 世紀末を超えても現れるだろう。加えて、広い面積の永久凍土が数世紀にわたり融解することはほぼ確実である。しかしながら、凍結固定された炭素の大気中への放出の大きさと、二酸化炭素及びメタンの排出の相対的寄与についての確信度は低い。{6.4.4、6.4.9、第 12 章}

気候の変動性と二酸化炭素増加に対する自然の炭素貯蔵庫の応答の大きさと符号は、時間スケールによって大きく異なる。二酸化炭素増加への応答は、時間スケールに関係なく、陸域及び海洋の累積吸収量を増やすことである。気候変動への応答は、時間スケールによって内在する物理的・生物学的メカニズムの応答が異なるため、対象とする地域によってばらつきがある。{6.4、表 6.10、図 6.14、図 6.17}

人間が排出した二酸化炭素を自然過程によって大気中から除去するには、数十万年かかる(高い確信度)。どの RCP を検討するかによって違いはあるものの、排出された二酸化炭素の約 15~40%は、1000 年以上大気中に残るだろう。吸収源が人為起源の二酸化炭素を除去するにはこのように非常に長い時間を必要とするため、高い二酸化炭素濃度が原因となって生じた気候変動は人間の時間の尺度では不可逆である。{Box 6.1}

ジオエンジニアリングの手法と炭素循環

これまでにないやり方で大気中から二酸化炭素を大規模に除去する方法は、二酸化炭素除去(CDR)手法と呼ばれている。CDR は理論上は大気中の二酸化炭素濃

度を減少するために利用できる」とされているが、その潜在的利用可能性については、生物地球化学的及び技術的な限界がある。不確実性のため、人間の時間の尺度でどれだけの二酸化炭素排出量を CDR によって相殺できるのかを定量化することは難しいが、大気中の二酸化炭素を大幅に削減するには少なくとも1世紀の間は CDR を大規模に展開しなければならない**可能性が高い**。さらに、CDR による二酸化炭素除去は、海洋及び陸域生態系からの二酸化炭素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。{6.5、図 6.39、図 6.40、表 6.15、Box 6.1、FAQ 7.3}

CDR 手法が炭素及びその他の生物地球化学的循環に及ぼす副作用についての確信度は低い。CDR 手法が気候及び環境に及ぼす影響の一部は、地表面アルベドの変化(造林のため)や、脱酸素、一酸化二窒素排出量の増加(人為的な海洋肥沃化のため)と関連している。太陽放射管理(SRM)手法(第7章)は、海洋酸性化のような、増加した二酸化炭素の炭素循環への影響に直接干渉することはないが、気候への効果を通じて炭素や他の生物地球化学的循環に影響を与えるだろう。{6.5.3、6.5.4、7.7、表 6.14、表 6.15}

【訳注 1】 本体報告書の表 2.1 に示された温室効果ガスで、京都議定書の削減対象である二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類及びオゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類、ハイドロクロロフルオロカーボン類等を指す。「長寿命の温室効果ガス」とほぼ同義である。

【訳注 2】 1 PgC = 1 GtC(炭素換算で1ギガトン=10億トン=1000兆グラム)。二酸化炭素換算では36億6700万トンに相当する。

【訳注 3】 1 Tg(CH₄)はメタン換算の質量で1テラグラム=1兆グラム=100万トン。

【訳注 4】 1 TgN(N₂O)は一酸化二窒素の窒素換算の質量で1テラグラム(=1兆グラム=100万トン)。

【訳注 5】 原文では“the Southern Ocean”。南極海(“the Antarctic Ocean”)とも呼ばれる。

【訳注 6】 アラゴナイト: 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。

【訳注 7】 ベンチレーション: 海面付近の海水が海洋内部へ運ばれる過程のひとつ。

【訳注 8】 ほぼ無酸素。

第7章 雲とエアロゾル

概要

変化する地球のエネルギー収支の評価と解釈において、雲とエアロゾルは引き続き最大の不確実性の要因となっている。本章では、過程の理解に焦点を当て、観測、理論、モデルを考察して、雲とエアロゾルが気候変動にどのように寄与し、応答しているのかを評価する。以下の結論が導かれる。

理解の進展

気候モデルによって計算される温暖化した気候のもとの雲量と湿度の変化の多くは、今ではモデルのサブグリッドスケール^{〔訳注〕}の過程には強く依存しないと見られる大規模循環の変化に対する応答として理解されており、こうした変化についての信頼性は増している。例えば、現在では複数の証拠が、上層雲の高度と雲の緯度分布の両方において、循環に起因する変化から正のフィードバックの寄与があることを示している(中程度から高い確信度¹⁾)。とはいえ、雲の応答全体のうちの一部の側面ではモデル間でかなり違いが見られ、その違いは信頼性の低いサブグリッドスケールの過程に強く依存しているように見える。{7.2.4、7.2.5、7.2.6、図 7.11}

第4次評価報告書時点と比較して、気候関連のエアロゾル過程への理解は深まり、気候関連のエアロゾル特性に対する観測も向上している。しかし、関連する過程の表現は地球規模のエアロゾルモデルや気候モデルによって大きく異なっており、その気候への効果をモデル化するためにどの程度の精緻化が必要なのかについては不明なままである。地球全体では、エアロゾルの光学的厚さの20~40%(中程度の確信度)と雲凝結核濃度の4分の1~3分の2(低い確信度)が人為起源由来のものである。{7.3、図 7.12~7.15}

宇宙線は自由対流圏における新しい粒子の形成を強化するが、雲凝結核濃度に対する効果は非常に弱く、太陽活動周期又は過去1世紀の間に検出可能な気候影響はない(中程度の証拠、高い一貫度)。宇宙線と雲量の変化の間に明確な関連性は見いだされていない。そのような関連性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。{7.4.6}

最近の研究により、強制力(放射収支における瞬間的変化)と迅速な調節メカニズム(大気及び地表面の急速な変化を通じて放射収支を間接的に変更する)をフィードバック(地上気温の変化を介して気候要素が変化することにより効果を及ぼす)と区別することの重要性が明らかになった。さらに、従来の放射強制力(RF)という考え

方と、比較的新しい、迅速な調節メカニズムも含む実効放射強制力(ERF)という考え方も区別することができる。エアロゾルについては、エアロゾル-放射相互作用(ari)とエアロゾル-雲相互作用(aci)から生じる強制過程をさらに区別することができる。{7.1、図 7.1~7.3}

モデルにおける雲と対流の効果の定量化と、エアロゾルと雲の相互作用の定量化は、引き続き難しい課題となっている。気候モデルは第4次評価報告書時点よりも多くの関連過程を組み込んでいるが、こうした過程の表現における信頼性は依然として低い。雲とエアロゾルの特性は、気候モデルの解像度よりも大幅に小さいスケールで変化し、そうしたスケールにおいて雲スケールの過程はエアロゾルに微妙な応答をする。雲及びエアロゾル-雲相互作用のサブグリッドスケールのパラメータ化によってこうした問題に対応できるようになるまでは、エアロゾル-雲相互作用及びその放射効果のモデルでの見積もりには、大きな不確実性が伴うだろう。衛星データによるエアロゾル-雲相互作用の見積もりには、雲に対する気象学的影响の取り扱いと、工業化以前の状況がどのような構成であったかという仮定に依然として敏感である。{7.3、7.4、7.5.3、7.5.4、7.6.4、図 7.8、図 7.12、図 7.16}

降水量と蒸発量は、気候が温暖化すれば平均的には増加することが見込まれるが、二酸化炭素(CO₂)及び温暖化への応答が異なるその他の強制力に対する地球規模・地域規模での調節も受ける。さらに、気候の温暖化に伴い、例えば日別時間スケールに対する極端な降水量が、(より長い)時間平均値よりも速く増加することへの確信度は高い。平均降水量の変化は、対流圏の気温だけでなく、温室効果ガス(GHGs)やエアロゾルの影響を受ける、対流圏における正味の冷却率の変化と整合した状態を保たなければならない。結果的に、地上気温の変化だけに起因する世界平均降水量の増加が気温上昇1°C当たり1.5~3.5%であるのに対し、二酸化炭素又は吸収性エアロゾルに起因する昇温では降水量への気候感度がより小さく、アルベドの増加で部分的に相殺される場合にはさらに小さくなる。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。日別及び1日未満での時間スケールにおける局所的極端現象の変化は、下部対流圏の水蒸気濃度に強く影響を受け、平均で昇温1°C当たり約5~10%増加する(中程度の確信度)。エアロゾル-雲相互作用は、個々の低気圧の特性に影響を及ぼし得るが、低気圧や降水強度に対する系統的なエアロゾル効果に関する証拠はさらに限定され、曖昧である。{7.2.4、7.4、7.6、図 7.20、図 7.21}

¹ 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の5段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

水蒸気、雲、エアロゾルのフィードバック

従来の定義による水蒸気と気温減率の変化を複合した正味のフィードバックは、正である(地球全体の気候変動を増幅する) **可能性が極めて高い**²。全ての種類の雲に起因する正味の放射フィードバックの符号は、**確実性は低くなるが正である可能性が高い**。雲フィードバックの符号と大きさについての不確実性は、主に下層雲に対する温暖化の影響に引き続き不確実性があることに起因する。水蒸気フィードバックと気温減率フィードバック³の合計は、昇温 1°C 当たり +1.1 [+0.9~+1.3] Wm⁻²、全ての種類の雲からの雲フィードバックは昇温 1°C 当たり +0.6 [-0.2~+2.0] Wm⁻² と見積もられる。この見積もりの範囲については、気候モデルでは考慮されなかったかもしれない過程に関連する不確実性を追加して考慮しているため、気候モデルで得られる範囲よりも広がっている。気候モデルで得られる平均値と範囲は第4次評価報告書から基本的には変わっていないが、現在ではより強力な間接的観測の証拠と、過程への理解の向上による裏付けがあり、特に水蒸気についてはそうである。下層雲はほとんどのモデルにおいて正のフィードバックに寄与しているが、その挙動はよく理解されておらず、観測によって効果的に制約されてもいないため、我々は現実的であるとの確信をもっていない。{7.2.4、7.2.5、7.2.6、図 7.9~7.11}

エアロゾル-気候フィードバックは、主に自然起源エアロゾルの放出強度の変化や、自然及び人為起源エアロゾルの沈着効率の変化を通じて現れる。数少ないモデル研究の結果では、**低い確信度**でフィードバック・パラメータはまとめて 1°C 当たり ± 0.2 Wm⁻² の範囲内であるとしている。硫化ジメチル排出量の変化に対する雲凝結核数の感度は弱いため、硫化ジメチル-雲凝結核-雲アルベド・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}

エアロゾルと雲に起因する気候強制力⁴の定量化

迅速な調節メカニズムを考慮に入れた「エアロゾル-放射相互作用に起因する実効放射強制力」(ERFari)は、 -0.45 [-0.95~+0.05] Wm⁻² であると評価されている。それとは別に、雪氷における吸収性エアロゾルによる放射強制力は $+0.04$ [+0.02~+0.09] Wm⁻² であると評価されている。調節メカニズムを考慮しない「エアロゾル-放射相互作用に起因する放射強制力」(RFari)は -0.35 [-0.85~+0.15] Wm⁻² であると評価される。RFari に対する評価は、エアロゾルによる吸収の効果の再評価したため、第4次評価報告書で報告されたものより負の程度は少ない。モデル、遠隔測定データ、地

上観測から得た複数の証拠に基づく、不確実性の推定の幅は広がるが、より確実になっている。化石燃料とバイオ燃料からの排出⁵[正誤表参照]は、硫酸塩エアロゾル (-0.4 [-0.6~-0.2] Wm⁻²)、黒色炭素(BC)エアロゾル ($+0.4$ [+0.05~+0.8] Wm⁻²)、一次及び二次有機エアロゾル (-0.12 [-0.4~+0.1] Wm⁻²) を介して RFari に寄与する。さらに、バイオマス燃焼による排出^[正誤表参照] ($+0.0$ [-0.2~+0.2] Wm⁻²)、硝酸塩エアロゾル (-0.11 [-0.3~-0.03] Wm⁻²)、及び、完全に人為起源ではないかもしれないが鉱物粒子 (-0.1 [-0.3~+0.1] Wm⁻²) を介した RFari への寄与も生じる。エアロゾルによる吸収の効果にตอบสนองする雲の迅速な調節メカニズムの存在については確実な証拠があるが、こうした効果は複数あり、気候モデルにおいてうまく表現されていないため、大きな不確実性をもたらしている。前回の IPCC 評価報告書とは異なり、雪氷上の黒色炭素による放射強制力には、海氷上の黒色炭素による効果が含まれたり、より多くの物理的過程が考慮されたり、あるいは、モデルと観測の両方から得られた証拠が組み込まれたりしている。この放射強制力による単位強制力当たりの世界平均地上気温の変化は、二酸化炭素の場合の変化に比べて 2~4 倍大きい。{7.3.4、7.5.2、図 7.17、図 7.18}

「エアロゾルに起因する合計実効放射強制力」(ERFari+aci、雪氷上の吸収性エアロゾルの効果を除く)は、**中程度の確信度**により -0.9 [-1.9~-0.1] Wm⁻² であると評価されている。ERFari+aci の推定には、雲寿命の変化や混合相雲、氷雲、対流雲へのエアロゾル微物理効果などの迅速な調節メカニズムを含んでいる。この推定値の範囲は、水雲に加えて混合相雲と対流雲に対するエアロゾル効果を含んだ気候モデル、衛星を用いた研究、及び雲規模での応答を許容したモデルを参考にした専門家の判断により得られたものである。この強制力は、地域的にははるかに大きくなり得るが、世界平均値としては、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が第4次評価報告書のものよりも負の程度が少ないことを示唆する新たな複数の証拠と整合している。{7.4、7.5.3、7.5.4、図 7.19}

2011 年において、持続性の飛行機雲が寄与した放射強制力は $+0.01$ [+0.005~+0.03] Wm⁻²、飛行機雲と飛行機雲から広がった巻雲を合わせた実効放射強制力は $+0.05$ [+0.02~+0.15] Wm⁻² であると評価されている。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}

² 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99~100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90~100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66~100%、「どちらも同程度」: 発生確率が 33~66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0~33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0~10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95~100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50~100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0~5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

³ 特に明記しない限り、これ以降この形式で示す範囲は 90% の不確実性の範囲である。

⁴ 特に明記しない限り、全ての気候強制力(放射強制力及び実効放射強制力)は人為起源であり、1750~2010 年に関するものである。

⁵ バイオマス燃焼からの排出による RFari は、黒色炭素による正の RFari と、有機炭素による負の RFari で構成されている。【正誤表参照】

太陽放射管理手法を用いたジオエンジニアリング

理論上やモデル研究、観測結果によれば、もし実現可能であれば、太陽放射管理(SRM)手法は世界全体の気温上昇をかなりの程度相殺し、地球温暖化のその他の影響を部分的に相殺することが示唆されるが、温室効果ガスによって引き起こされる気候変動を補正するかどうかは不明確である(高い確信度)。SRM 手法は実施も試験も行われていない。SRM は強制力に対するより一般的な気候の応答の仕方についての理解を利用するが、SRM に関する研究はまだ初期の段階にある。多くの SRM 戦略の有効性について評価が行われており、成層圏エアロゾル SRM は温室効果ガスの増加による放射強制力に対して少なくとも約 4 Wm^{-2} まで相殺するよう大きさを変えられることの確信度は中程度だが、エアロゾル前駆物質の必要注入量は非常に不確実なままである。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-雲相互作用の理解と表現における不確実性のせいで合意は得られていない。陸域アルベドを変化させる SRM が、大きな放射強制力を生み出せるとは思われない。他の SRM 手法については文献が限られているため、評価は行われていない。モデルの結果は一貫して、温室効果ガス濃度が上昇してなおかつ SRM を利用しない世界に比べて、SRM を利用すれば気候の変化を概して低減することを示唆しているが、温室効果ガスの上昇がない場合の気候に比べると、気候における地域差が残存する(気温や降雨など)ことも示唆している。{7.4.3、7.7}

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。複数の証拠によれば、世界地上気温が維持された場合には、SRM は世界平均降水量に対して、小さいが有意な減少をもたらす(地域規模では差は大きくなる)ことが示されている。いくつかの副作用も特定されている。比較的良好特徴付けられている副作用は、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。温室効果ガス濃度が増加し続ける限り、SRM も相応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スケールアップすると、SRM が何らかの理由で終了になった場合に、地上気温が温室効果ガス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 は二酸化炭素の増加による海洋酸性化は相殺しない。{7.6.3、7.7、図 7.22~7.24}

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

第 8 章 人為起源及び自然起源の放射強制力

概要

よく混合された温室効果ガス(WMGHGs)^[脚注 1]の人為起源による増加が温室効果を大幅に強化し、その結果生じる放射強制力も増加し続けていることは疑う余地がない。エーロゾルはよく混合された温室効果ガスの放射強制力を部分的に相殺し、また気候変動の人為的要因全体に関する不確実性に強く影響している。

第 5 次評価報告書では、前回までの IPCC 評価報告書と同様に放射強制力¹(RF)という概念を用いているが、同時に実効放射強制力²(ERF)という考え方も導入した。放射強制力の概念は長年用いられており、以前の IPCC 評価報告書においても、地球の放射収支に影響を与え、それによって引き起こされる気候変動の様々なメカニズムの強さを評価・比較するのに利用されている。放射強制力の概念では地上及び対流圏の条件は全て固定されているが、今回提示する実効放射強制力の計算では、海洋と海氷に関するものを除いた全ての物理変数が摂動に応答することを許容している。こうした調節を組み込むことで、実効放射強制力は最終的な温度応答のより良い指標となる。人為起源エーロゾルに対する実効放射強制力と放射強制力の数値は大きく異なるが、これは人為起源エーロゾルが雲と積雪に影響を与えるためである。こうした雲の変化は迅速な調節メカニズムであり、放射強制力に対する海洋の応答(表層に限ってさえ)よりはるかに短い時間スケールで生じる。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 年から 2011 年の間の工業化時代にわたる推定がなされている。{8.1、Box 8.1、図 8.1}

工業化時代の人為起源放射強制力

工業化時代にわたる人為起源実効放射強制力の合計は、**2.3 [1.1~3.3] Wm⁻²**である³。人為起源実効放射強制力の合計が正であることは確実である。人為起源実効放射強制力の合計は、1970 年以降はそれ以前の数十年間よりも急速に増加した。2011 年の人為起源実効放射強制力の合計は、第 4 次評価報告書での 2005 年の放射強制力の推定値より 43%高い。その理由はエーロゾルによる放射強制力の推定値が減少したことに加え、温室効果ガスによる放射強制力が増加し続けたことにもある。{8.5.1、図 8.15、図 8.16}

濃度の増加により、よく混合された温室効果ガスの放射強制力は、第 4 次評価報告書の 2005 年についての推定値から **0.20 [0.18~0.22] Wm⁻²(8%)**増加した。よく混合された温室効果ガスの放射強制力は 2.83 [2.54~3.12] Wm⁻²となっている。この第 4 次評価報告

書からの変化の大部分は二酸化炭素(CO₂)の放射強制力が 10%近く増加したためである。工業化時代における二酸化炭素単独の放射強制力は 1.82 [1.63~2.01] Wm⁻²であり、構成要素のうち二酸化炭素の世界平均放射強制力は最大となっている。最近の 10 年間では、二酸化炭素の放射強制力の平均増加率は 10 年当たり 0.27 [0.24~0.30] Wm⁻²だった。二酸化炭素の排出は、1960 年代以降の全ての 10 年間において、人為起源放射強制力の増加に最大の寄与をしてきた。よく混合された温室効果ガスの実効放射強制力に対する最良推定値は放射強制力と同じだが、不確実性はより大きい(±20%)。{8.3.2、8.5.2、図 8.6、図 8.18}

二酸化炭素以外のよく混合された温室効果ガスによる正味の放射強制力は、**2005 年についての第 4 次評価報告書での推定以降わずかに増加している**。わずかなメタン濃度の上昇により、その放射強制力は 2%増加して、第 5 次評価報告書における数値は 0.48 [0.43~0.53] Wm⁻²となった。一酸化二窒素(N₂O)の放射強制力は第 4 次評価報告書から 6%増え、現在は 0.17 [0.14~0.20] Wm⁻²となっている。一酸化二窒素濃度が上昇を続ける一方、よく混合された温室効果ガス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(CFC-12)の濃度は、モントリオール議定書とその改正に基づく段階的廃止措置の影響で減少している。2011 年以降、一酸化二窒素はよく混合された温室効果ガスの中で放射強制力への寄与が 3 番目に大きいものとなっている。全てのハロカーボン類による放射強制力(0.36 Wm⁻²)は第 4 次評価報告書の数値とほぼ同程度となっており、クロロフルオロカーボン類(CFCs)の放射強制力は減少したものの、その代替物の多くが増加している。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(CFC-11)、ジクロロジフルオロメタン、トリクロロトリフルオロエタン(CFC-113)、クロロジフルオロメタン(HCFC-22))がハロカーボンによる放射強制力の合計のうち約 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、合計した減少分はクロロジフルオロメタンの放射強制力の増加分によって相殺されている。第 4 次評価報告書以降、全てのハイドロフルオロカーボンによる放射強制力の合計はほぼ 2 倍になったが、それでもまだ 0.02 Wm⁻²にすぎない。全てがよく混合された温室効果ガスによる放射強制力の最近 10 年間の全体的増加率は、二酸化炭素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**⁴。{8.3.2; 図 8.6}

¹ 対流圏界面における正味の downward 放射フラックスの変化。放射平衡に対して再調節する成層圏温度は考慮した上で、地上及び対流圏の温度と状態変数は変化を受けていない数値で固定している。

² 大気の上端(TOA)における正味の downward 放射フラックスの変化。大気温度、水蒸気、雲、陸域アルベドは考慮し調節するが、世界平均地上気温又は海洋及び海氷条件は調節せずに計算する(本章で示す計算は海況固定法(fixed ocean conditions method)を用いている)。

³ 不確実性は強制力の最良推定値に関連して計算されている。不確実性の値は 5~95%(90%)の信頼区間を表している。

オゾンと成層圏水蒸気は、放射強制力にかなり寄与している。モデルで再現したオゾン変化から推算した放射強制力の合計は $0.35 [0.15 \sim 0.55] \text{ Wm}^{-2}$ で、そのうち対流圏オゾンの変化による放射強制力は $0.40 [0.20 \sim 0.60] \text{ Wm}^{-2}$ 、成層圏オゾンの変化によるものは $-0.05 [-0.15 \sim +0.05] \text{ Wm}^{-2}$ 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。対流圏オゾン放射強制力は、大部分が人為起源によるメタン (CH_4)、窒素酸化物 (NO_x)、一酸化炭素 (CO)、非メタン揮発性有機化合物 (NMVOCs) の排出に起因するが、成層圏オゾン放射強制力は、主としてハロカーボン類によるオゾンの破壊に起因する。排出成分ごとの放射強制力も推定されている。オゾン破壊物質 (ODS) によるオゾン放射強制力は $-0.15 [-0.30 \sim 0.0] \text{ Wm}^{-2}$ であり、その一部は対流圏におけるものである。対流圏オゾン前駆物質によるオゾン放射強制力は $0.50 [0.30 \sim 0.70] \text{ Wm}^{-2}$ で、その一部は成層圏で生じている。この数値は第 4 次評価報告書のものよりも大きい。対流圏オゾンは植物生理に有害な影響を与え、したがって植物の二酸化炭素取り込みにも悪影響を与えることについては **確実な証拠**があるが、この間接的効果による放射強制力の定量的推定についての **確信度は低い**。メタン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。オゾンと成層圏水蒸気に対する放射強制力の最良推定値はともに、第 4 次評価報告書における範囲と同一であるか、又は整合している。{8.2、8.3.3、図 8.7}

エアロゾルによる放射強制力の大きさは第 4 次評価報告書に比べて減少している。エアロゾル放射相互作用 (エアロゾル直接効果と呼ばれるときもある) に起因する放射強制力の最良推定値は $-0.35 [-0.85 \sim +0.15] \text{ Wm}^{-2}$ 、雪氷上に沈着する黒色炭素 (BC) による放射強制力は $0.04 [0.02 \sim 0.09] \text{ Wm}^{-2}$ となっている。エアロゾル放射相互作用に起因する実効放射強制力は $-0.45 [-0.95 \sim +0.05] \text{ Wm}^{-2}$ である。エアロゾル雲相互作用⁵の合計は、実効放射強制力の概念で定量化され、 $-0.45 [-1.2 \sim 0.0] \text{ Wm}^{-2}$ の推定値となっている。エアロゾル効果の合計 (雪氷上に沈着した黒色炭素を除く) の実効放射強制力は $-0.9 [-1.9 \sim -0.1] \text{ Wm}^{-2}$ と推定されている。エアロゾルの実効放射強制力における大きな不確実性は、工業化時代を通じた正味放射強制力の不確実性の主要な原因となっている。第 4 次評価報告書以降、より多くのエアロゾル過程がモデルに組み込まれるようになっているが、モデルと観測結果の差異は引き

続きなくなっていないため、エアロゾル放射強制力における不確実性は第 4 次評価報告書と同程度になっている。不確実性の幅が大きいにもかかわらず、よく混合された温室効果ガスの世界平均放射強制力の相当な部分をエアロゾルが相殺したことの **確信度は高い**。{8.3.4、8.5.1、図 8.15、図 8.16}

人為起源の土地利用の変化が地表面アルベドを増加させ、 $-0.15 \pm 0.10 \text{ Wm}^{-2}$ 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。自然及び人工的な地表面のアルベドや、1750 年以前の土地利用の変化の割合について異なる仮定が用いられているため、推定値にはまだ大きな幅がある。土地利用の変化は、放射過程以外に、特に水循環を通じて地上気温に影響を及ぼす変化をもたらす。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地上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**。{8.3.5}

放射強制力を排出量で評価することで、人間活動をより直接的に放射強制力に結びつけることができる。メタン排出に起因する放射強制力 (およそ 1.0 Wm^{-2}) は、メタン濃度の増加に起因する放射強制力 (およそ 0.5 Wm^{-2}) よりもはるかに大きい **可能性が非常に高い**⁶。というのは、濃度変化が、複数の物質の排出とその後の化学反応による影響を部分的に相殺した結果であるためである。加えて、一酸化炭素の排出が正の放射強制力を持っていたことは **ほぼ確実**である一方、窒素酸化物の排出は地球規模では正味で負の放射強制力を持っていた **可能性が高い**。オゾン層を破壊するハロカーボン類の排出は、それによって誘発した成層圏オゾン破壊による負の放射強制力よりも、ハロカーボン類自体の正の放射強制力のほうが上回るため、正味の正の放射強制力を生じた **可能性が非常に高い**。{8.3.3、8.5.1、図 8.17、FAQ 8.2}

エアロゾル、オゾン、陸域アルベドの変化のような強制力因子は、空間的及び時間的に非常に不均一である。これらの因子の分布は一般に経済発展に追従する。20 世紀初頭の北アメリカ東部とヨーロッパでは強い負のエアロゾル放射強制力が現れ、1980 年までにはそれがアジア、南アメリカ、中央アフリカに拡大した。その後は各種の排出規制によって北アメリカとヨーロッパのエアロゾル汚染は低減したが、アジアの大部分では功を奏していない。オゾンの放射強制力は 20 世紀を通じて増加し続け、その度合いは対流圏の汚染のため北緯 15 度から北

⁴ 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している (詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

⁵ エアロゾル雲相互作用は、エアロゾル雲相互作用によって引き起こされたエアロゾルへの迅速な調節メカニズムの部分を表し、ここでは合計エアロゾル実効放射強制力から、エアロゾル放射相互作用起因の実効放射強制力を差し引いたものと定義されている (後者はエアロゾル放射相互作用の放射強制力に対する雲の応答を含む)。

⁶ 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99~100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90~100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66~100%、「どちらも同程度」: 発生確率が 33~66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0~33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0~10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95~100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50~100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0~5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する (詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

緯 30 度の辺りで最も大きかったが、南極域では 20 世紀後半に成層圏オゾンの損失があったため減少となっている。放射強制力のパターンと空間的勾配は、水循環など気候応答の他の側面と同様に、世界的及び地域的な温度応答に影響を与える。{8.6.2、図 8.25}

自然起源の放射強制力

1978 年から 2011 年にかけての全太陽放射照度(TSI)の変化に関する衛星観測結果は、最近の太陽活動周期の極小値がその前 2 回の太陽活動周期極小値よりも低かったことを示している。このことが、1986 年から 2008 年までの間の小さな負の放射強制力 -0.04 [$-0.08 \sim 0.00$] Wm^{-2} をもたらした **可能性が非常に高い**。1750 年から 2011 年までの期間に対する全太陽放射照度の変化に起因する放射強制力の最良推定値は、 0.05 [~ 0.10] Wm^{-2} である。これは第 4 次評価報告書の推定値よりも相当小さいが、その理由は最近の太陽活動周期を加えたこと、以前の IPCC 評価報告書における太陽放射強制力の推定方法との不一致にある。将来の太陽放射強制力の推定に関する **確信度は非常に低い**が、全太陽放射照度の放射強制力変動は、今後数十年間に予測されている温室効果ガスによる放射強制力の増加よりもはるかに小さくなることの **確信度は高い**。{8.4.1、図 8.10、図 8.11}

火山性エアロゾルの放射強制力はよく理解されており、火山噴火に続く短い期間(およそ 2 年間)に最大になる。1991 年のピナトゥボ山以降に大規模火山噴火は起きていないが、いくつかの小規模な噴火は、2008~2011 年について、1750 年と比べて -0.11 [$-0.15 \sim -0.08$] Wm^{-2} 、1999~2002 年と比べて -0.06 [$-0.08 \sim -0.04$] Wm^{-2} の放射強制力をもたらした。1750 年以降の火山噴火による二酸化炭素放出量は、人為起源の排出量より少なくとも 100 倍少ない。{8.4.2、8.5.2、図 8.12、図 8.13、図 8.18}

工業化時代の自然起源の放射強制力は、大規模な火山噴火に続く短期間を除き、同時期の人為起源の放射強制力に比べて非常に小さいことの確信度は非常に高い。特に、1980 年から 2011 年にかけて人為起源の実効放射強制力は 1.0 [$0.7 \sim 1.3$] Wm^{-2} 増加したのに対し、太陽放射照度と火山性エアロゾルに関する衛星観測から得た **確実な証拠**によれば、自然起源の放射強制力の変化はゼロに近い ($-0.1 \sim +0.1$ Wm^{-2}) ことが示されている。最近 15 年間の自然起源の放射強制力は、人為起源の放射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**。{8.5.2; 図 8.18、図 8.19、図 8.20}

将来の人為起源の放射強制力と排出指標

本報告書において考慮している排出シナリオ⁷間における放射強制力の差は、**2030 年においては比較的小さいが、2100 年になると差が大きくなり、それは主に二酸化炭素の違いによる。**シナリオでは、負の合計エアロゾル実効放射強制力が相当低下することを示している。この減少の例外の 1 つが硝酸塩エアロゾルであり、相当な増加を示しており、これらのシナリオに利用可能な数少ないモデルの中で明確な特徴となっている。ただし、この評価報告書で重視しているシナリオは、特に短寿命気候強制因子について、文献における将来の排出量の範囲全てにわたったものではない。{8.2.2、8.5.3、図 8.2、図 8.21、図 8.22}

地球温暖化係数(GWP)や世界気温変化係数(GTP)^[訳注 2]などの排出指標は、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利用できる。政策に用いられてきた指標は GWP で、これは二酸化炭素の放射強制力を基準として、一定の対象期間について、ある物質の放射強制力を積算した値である。GTP は、対象となる物質がある時点の世界平均地上気温に与える変化と二酸化炭素の場合との比である。GWP と GTP の両方とも大きな不確実性があり、相対的には GTP の不確実性のほうが大きい。また、間接的な効果やフィードバックの取り扱いについても制約や不一致がある。これらの数値は指標のタイプや対象期間に強く依存する。どの指標や対象期間を選ぶかは、個々の用途や、所与の状況下で気候変動のどの側面が関連すると考えるかによって決まる。指標は政策や目標を定義するのではなく、特定の目標の達成に役立てるために、多数の要素を含む政策の評価と実施を容易にするためのものである。指標の選択は全て、検討対象の効果の種類や、時間に対する効果の重み付けなど、暗黙の価値判断を含んでいる。この評価報告書では、多くの組成に対して GWP 及び GTP の両方について最新値を提供している。{8.7.1、8.7.2、表 8.7、表 8.A.1、補足資料 表 8.SM.16}

放射強制力と温度応答は、社会経済の部門ごとでもその寄与を評価できる。この観点に立って GTP 指標を用いると、エネルギー及び工業部門による現在の 1 年分の世界排出量は、今後約 50 年から 100 年にわたる世界平均地上気温の上昇の最大の寄与因子となる。家庭における化石燃料やバイオ燃料、バイオマスの燃焼、道路交通も、上記の時間スケールにおける温暖化に比較的大きく寄与する一方で、より短期の対象期間(最大 20 年)については、大量のメタンを排出する部門(畜産、廃棄物/埋立て処分、農業)からの現在の排出量も重要である。{8.7.2、図 8.34}

⁷ 本報告書で主に考察しているシナリオは RCP シナリオであり、第 1 章で説明している。

[訳注 1] 本体報告書の表 2.1 に示された温室効果ガスで、京都議定書の削減対象である二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類及びオゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類、ハイドロクロロフルオロカーボン類等を指す。「長寿命の温室効果ガス」とほぼ同義である。

[訳注 2] 原文では“Global Temperature Change Potential”と記されている。二酸化炭素以外の温室効果ガスの排出量を同等な効果をもつ二酸化炭素の排出量に換算する係数の一種で、地上気温の上昇量に基づいて定義される。なお、翻訳時点ではまだ定着した訳語は無い。

第9章 気候モデルの評価

概要

第4次評価報告書以降、気候モデルは引続き開発、改善されており、気候変動に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に拡張されている。こうしたモデルでは、特定の気候安定化目標に適合する二酸化炭素(CO₂)排出量のような、政策関連の計算が可能になる。さらに、これまで評価されてきた気候の変数や過程の範囲が大幅に拡大されたことに加え、「性能測定基準」を用いてモデルと観測間の違いの定量化が進んでいる。本章において、モデル評価では平均的な気候、過去の気候変動、複数の時間スケールに関する変動性、地域的な変動モードのシミュレーションを含んでいる。この評価は、過去の気候及び古気候のシミュレーション、主要な気候過程やフィードバックを理解する手がかりを得る目的に特化した実験、地域的な気候のダウンスケーリングを含む、国際的な協調により行われている最新のモデル実験に基づいている。図9.44は本章で評価したモデル性能の概観を表したもので、第4次評価報告書で評価し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。章の最後は、モデルの性能と将来予測、及びモデルの性能と気候変動の検出と原因特定を関連づける最近の研究の評価で締めくくっている。{9.1.2、9.8.1、表9.1、図9.44}

第4次評価報告書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も向上している。観測された大規模な年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¹がある。ただし、特に標高の高い地形、北大西洋の氷縁付近、赤道近くの海洋湧昇域をはじめ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)になると、モデルの地上気温再現能力に対する確信度は大規模の場合よりも低くなる。しかし、地域的な偏りは平均でゼロに近く、モデル間のばらつきはだいたい±3°Cとなっている。地域規模の地上気温のシミュレーションが第4次評価報告書当時よりも向上していることの確信度は高い。現在のモデルは最終氷期最盛期(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。{9.4.1、9.6.1、図9.2、図9.6、図9.39、図9.40}

20世紀後半のより急速な昇温や、大規模な火山噴火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上昇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昇温トレンドに観測されている減少を再現していない。1998~2012年のモデル及び観測間のトレンドの差異は、かなりの程度まで内部変動によって生じており、可能性として強制力の誤差と、温室効果ガス(GHG)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、図9.8}

降水量の大規模な分布のシミュレーションは第4次評価報告書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、第4次評価報告書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、観測の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、図9.6}

気候モデルにおける雲のシミュレーションは、依然として課題が多い。モデルによる気候感度のばらつきの大部分は、雲過程における不確実性が原因であることの確信度は非常に高い。しかし、第4次評価報告書当時に利用可能だったモデルに比べれば気候モデルにおける雲のシミュレーションはわずかに改善を示しており、これは新しい評価手法と雲についての新しい観測結果による。とはいうものの、雲のシミュレーションにバイアスがあるために、雲の放射効果について1平方メートル当たり数十ワットの地域誤差が生じている。{9.2.1、9.4.1、9.7.2、図9.5、図9.43}

モデルは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、第4次評価報告書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}

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おり、マルチモデル平均^[脚注1]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幅の範囲に収まっている。モデルが海洋による熱吸収を再現できる能力(大規模火山噴火によって課せられる変動を含む)を有していることによって、地球全体のエネルギー収支の評価や、海面水位上昇の熱的な要素のシミュレーションにこうしたモデルを使用することへの信頼性が増す。{9.4.2、図9.17}

¹ 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の5段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は1.4節及びBox TS.1を参照)。

熱帯太平洋の平均状態のシミュレーションは第4次評価報告書以降改善し、結合モデルで広く見られるバイアスである赤道付近における冷舌の西方向へのみかけの張り出しにおける誤差が30%減少した^{〔訳注2〕}。熱帯大西洋のシミュレーションは依然として不完全で、多くのモデルは基本的な東西方向の温度勾配を再現できていない。{9.4.2、図 9.14}

現在の気候モデルは、全ての月について約10%以下のマルチモデル平均誤差により、北極域の海水域面積の季節変化を再現する。北極域における夏季海水域面積の減少傾向のシミュレーションが第4次評価報告書当時よりも向上していることについては**確実な証拠があり、シミュレーションの約4分の1が、衛星時代(1979年以降)について観測と同程度又はより強い変化傾向を示している**。モデルには、冬季と春季における北極域の海水域面積をわずかに(約10%)過大評価する傾向がある。南極域については、マルチモデル平均の季節変化は観測値とよく一致しているが、モデル間の幅は北極域の場合よりおよそ2倍の開きがある。南極域の海水域面積については、観測結果では小さな増加傾向となっていることと対照的に、モデル間で大きなばらつきがあるものの、大半のモデルは小さな減少傾向を示している。{9.4.3、図 9.22、図 9.24}

モデルは、世界及び北半球(NH)の平均気温について、観測された年々から百年の時間スケールにおける変動の多くの特徴を再現することができ**(高い確信度)**、現在ほとんどのモデルは、熱帯太平洋のエルニーニョに関連して観測された変動のピーク(2~7年周期)を再現することができる。千年規模のシミュレーションから変動性を評価する能力は第4次評価報告書以降に新たに加わったものであり、長周期の気候変動のモデルによる推定値を定量的に評価することが可能になっている。検出と原因特定の研究(第10章)においてシグナルとノイズを分けるために気候モデルを使うときには、この能力が重要となる。{9.5.3、図 9.33、図 9.35}

気候の変動性と季節内から季節の現象までの多くの重要なモードがモデルによって再現されており、第4次評価報告書以降いくつか明らかな改善も見られる。地球規模のモンスーン、北大西洋振動、エルニーニョ・南方振動(ENSO)、インド洋ダイポール、準2年周期振動の統計値が、いくつかのモデルによって良く再現されている。ただし、これまで公表されている分析の範囲が限られていることや観測が限られていることによって、この評価は低めに考えるべきである。十分に再現されていない変動のモードもある。具体的には、第11章の近未来予測に関連する大西洋の変動のモードや、第14章に関連する熱帯太平洋以外の場所における ENSO によるテレコネクションが挙げられる。モンスーンと ENSO に関するマルチモデルによる統計が第4次評価報告書以降改善していること**の確信度は高い**。とはいえ、この改善は全てのモデルで現れているわけではなく、諸過程に基づく分析では、基準状態及び関連するフィードバックの強さにバイアスが残っていることを示している。{9.5.3、図 9.32、図 9.35、図 9.36}

極端現象のモデルシミュレーションの評価においては、第4次評価報告書以降かなりの進歩が見られる。一連の指数の評価に基づく、再現された気候の極端現象のモデル間の幅は、ほとんどの地域において観測結果に基づく推定値の幅と同程度である。さらに、20世紀後半における極端に暑い日と夜及び極端に寒い日と夜の頻度の変化は、モデルと観測結果の間で整合しており、アンサンブルした世界平均の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おり、このことは、予測されている将来における極端な降水現象の増加をモデルが過小評価している可能性を示唆している。いくつかの高解像度の気候モデルは、観測された海面水温によって強制した場合に、観測されている大西洋ハリケーン発生数の年々変動を再現することが示されているが、これまでのところこの種の研究はごく少数しか利用できない。{9.5.4、図 9.37}

第4次評価報告書以降の重要な進展の一つが、炭素循環の相互作用を含んだ地球システムモデルのさらなる普及である。こうしたモデルの過半数において、再現された20世紀後半にわたる世界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。しかしながら、炭素の取り込みと放出の地域分布はさほど良く再現されていない。特に北半球の陸域の場合、モデルは気候モデルによる逆推定法によって推定された吸収量に対し系統的に過小評価している。これらのモデルは「適合排出量」(特定の気候変動目標に適合した二酸化炭素排出経路、第6章参照)の推定に用いられるため、モデルの炭素フラックスの再現能力は重要である。{9.4.5、図 9.27}

現在、地球システムモデルの大半はエアロゾルの相互作用の表現を含んでおり、人為起源の二酸化硫黄排出と整合した仕様となっている。しかしながら、硫黄循環過程と自然の発生源及び吸収源については不確実性が残っており、このため、例えば、再現された海上のエアロゾルの光学的厚さが0.08~0.22の範囲に及び、衛星による推定値の0.12に対し過大評価したモデルと過小評価したモデルがおおよそ同数あるという状況である。{9.1.2、9.4.6、表 9.1、図 9.29}

現在、一連の最新モデルには、規定された又は相互作用計算によるオゾンの時間依存性が含まれている。一部のモデルでは、観測された気柱内のオゾン全量の変化について**中程度の一致度**しかないが、成層圏オゾンの時間依存性を含んでいることは、モデルの半数が一定の気候値を与えていた第4次評価報告書から比べると大幅な改善となっている。その結果として、成層圏オゾンによる気候強制力の表現が第4次評価報告書以降改善したことの**確実な証拠**がある。{9.4.1、図 9.10}

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のに利用されており、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の**確信度は高い**。地域モデルはどうしても、境界条件を提供するために用いられる全球モデルのバイアスを受け継いでしまう。さらに、調整された相互比較研究はまだあまり行われていないため、地域気候モデルや統計的ダウンスケーリング法を系統的に評価する能力には限界がある。とはいえ、いくつかの研究は、地形や海岸線などの静止した地物の高解像度化や、対流性降水のような小規模過程の表現が改善することによって付加価値が生じることを実証している。{9.6.4}

中程度に複雑な地球システムモデル(EMICs)は、千年規模の気候変動のシミュレーションを提供し、より包括的なモデルの結果を解釈したり、それを拡張したりする道具として利用されている。与えられる情報の範囲や解像度に限界はあるが、EMICによる20世紀の世界平均地上気温、海洋貯熱量、炭素循環応答のシミュレーションは、過去の記録やより包括的なモデルとも整合しており、長期的な過渡的気候応答や安定化についてのよく較正された予測や、多数のアンサンブル及び政策関連シナリオの選択肢の提供に利用できることを示唆している。{9.4.1、9.4.2、9.4.5、図9.8、図9.17、図9.27}

第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)モデルの平衡気候感度におけるばらつきは2.1°Cから4.7°Cの範囲にあり、第4次評価報告書の評価とほぼ同程度である。世界平均地上気温のバイアスと平衡気候感度に相関関係は見いだせないことから、平均気温のバイアスは温室効果ガスによる強制力に対するモデルの応答に明らかな影響は与えていない。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。{9.4.1、9.7.2、図9.9、図9.42、図9.43}

気候モデル及び地球システム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特徴を再現する。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、定量的な将来予報^[訳注3]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。一般に、過去の気候に関する性能の定量的尺度を、将来の気候予測の信頼性についての確かな記述に直接翻訳する手段はない。しかし、観測された変動性やトレンドの一部の側面が、北極域の夏季の海水トレンド、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予測のモデル間の差異とよく相関していることの証拠は増えている。このような関係は、原則として、観測可能な数量を将来予測に対する拘束

条件に変換する方法を提供するが、そうした拘束条件の応用はまだ新しい研究分野の域を出ない。マルチモデルアンサンブルの信頼性の評価方法において第4次評価報告書以降かなりの進歩が見られているほか、マルチモデル予測の精度を高めるための様々な手法が現在探求されている。しかし、様々なモデルから得た予測を各モデルの過去の気候に関する性能に基づいて重み付けするための普遍的な戦略はまだない。{9.8.3、図9.45}

[訳注1] マルチモデル平均: 多数のモデルの平均のこと。

[訳注2] マルチモデル平均の海面水温による評価を指していると考えられる。

[訳注3] 数十年先の近未来予報(Near-term prediction, 第11.2節)のことを指している。

第 10 章 気候変動の検出と原因特定:地球全体から地域まで

概要

大気気温

1951 年から 2010 年の世界平均地上気温(GMST)の観測された上昇の半分以上は、温室効果ガス(GHG)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¹。気候システム全体の変化(例えば、大気及び海洋の昇温、海面水位の上昇、海洋酸性化、水循環・雪氷圏・気候の極端現象の変化など)に関する観測結果とモデル結果との一致は、主に人為起源の温室効果ガス濃度の増加に起因して大規模な温暖化が生じていることを示している。太陽の強制力は、この期間で気候の温暖化に働くと思われる唯一の自然起源の強制力だが、その増加量は温室効果ガス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。大西洋数十年規模振動(AMO)が温暖化と区別できないような影響を与えた可能性はあるが、大西洋数十年規模振動に重要な役割を見出している研究は、大西洋数十年規模振動が 1951~2010 年の気温の変化傾向に強くは影響していないことを示している。{10.3.1、表 10.1}

1951 年から 2010 年の世界平均地上気温に観測された上昇の半分以上は、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明確な証拠によって裏付けられている。観測上の不確実性は以前よりもはるかに徹底して検討されており、今や、21 世紀の初めの 10 年間の観測結果と、過去の気候を再現する能力について、第 4 次評価報告書で検討された前の世代のモデルよりも多くの点で改良された、新世代の気候モデルを用いたシミュレーションによって、評価がなされた。強制力の不確実性と個々の強制力に対する気候モデルの気温応答の不確実性、そして温室効果ガスやその他の人為起源の強制力のどちらに起因する気温応答パターンかを区別することの難しさによって、温室効果ガスに原因を求めることのできる気温変化をより正確に定量化することが妨げられている。{9.4.1、9.5.3、10.3.1、図 10.5、表 10.1}

1951 年から 2010 年の期間にわたる世界平均地上気温の上昇に対する、温室効果ガスの寄与は 0.5~1.3°Cの範囲である可能性が高く、それ以外の人為起源の強制力からの寄与は-0.6~0.1°Cの範囲である可能性が高く、自然起源の強制力の寄与は-0.1~0.1°C

の範囲である可能性が高く、内部変動性の寄与は-0.1~0.1°Cの範囲である可能性が高い。これらの評価された寄与の合計は、同じ期間に観測された約 0.6°Cの昇温と整合している。{10.3.1、図 10.5}

内部変動性だけでは、1951 年以降の観測されている地球温暖化を説明することができないのはほぼ確実である。1951 年以降観測されている地球規模の温暖化は、60 年の時間スケールにおける内部変動性の気候モデルによる推定値と比較して大きい。同期間における北半球(NH)の温暖化は、過去 1000 年の復元の残りの期間において、同じような長さの期間におけるどの変化傾向の範囲からも大きくはみ出している。観測されている温暖化の空間パターンは、内部変動性に関連したものとは異なる。モデルを使った内部変動性のシミュレーションは、この評価を行うことに適していると評価されている。{9.5.3、10.3.1、10.7.5、表 10.1}

主に温室効果ガスによる人為起源の強制力は、1961 年以降の対流圏の温暖化に寄与した可能性が高く、主にオゾン破壊物質によるオゾン層の破壊による人為起源の強制力は 1979 年以降の下部成層圏の寒冷化に寄与した可能性は非常に高い。対流圏の気温の推定値における観測の不確実性は、今や第 4 次評価報告書当時よりも徹底して評価されてきている。成層圏の気温の変化傾向と数年から十年規模での変動の構造は、諸モデルによってよく表現されており、物理的理解は成層圏の気温の推移についての観測結果及びモデル結果と整合している。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に、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、大気気温変化全体の評価よりも低くなる。{2.4.4、9.4.1、10.3.1、表 10.1}

世界各地での気温の変化に対する人為起源の影響の検出と原因特定については、さらなる証拠が蓄積されている。南極大陸を除く全ての大陸域について、20 世紀半ば以降の地上気温の上昇には人為起源の影響が相当寄与している可能性が高い。大陸規模で人為的影響が明確に検出されていることは、陸域で広範に生じている温暖化の世界的な原因が人為的影響であることと整合している。過去 50 年の北極域の大幅な温暖化に対して人為起源の寄与があった可能性は高い。南極大陸については、観測の不確実性が大きいため、利用可能な気象観測点にわたる平均として観測された温暖化に対して人為的影響が寄与していたことについての確信度は低い²。人為的影響は、多くの亜大陸規模の地域におけ

¹ 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」:発生確率が 99~100%、「可能性が非常に高い」:発生確率が 90~100%、「可能性が高い」:発生確率が 66~100%、「どちらも同程度」:発生確率が 33~66%、「可能性が低い」:発生確率が 0~33%、「可能性が非常に低い」:発生確率が 0~10%、「ほぼあり得ない」:発生確率が 0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」:発生確率が 95~100%、「どちらかと言えば」:発生確率が >50~100%、「可能性が極めて低い」:発生確率が 0~5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)

² 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

る気温変化に寄与した可能性が高い。{2.4.1、10.3.1、表 10.1}

地球規模の温暖化の検出と原因特定の確実さは、モデルが内部変動性を正しく再現しているかどうかにかかっている。観測記録には外部強制力の効果も含んでいる（自然起源と人為起源の強制力が混ざり合っている）ため、世界平均地上気温の数十年規模の内部変動性の推定値は観測記録から間接的に手に入れなければならないが、観測された温暖化に人為的影響がなかったとしたら、気候モデルは内部変動性の標準偏差を少なくとも 3 倍過小評価していると考えなければならないだろう。観測結果との比較では、気候モデルと観測結果との間にそのような大きな差を示唆する徴候は見られない。{9.5.3、図 9.33、図 10.2、図 10.3.1、表 10.1}

観測されている最近の温暖化の停滞（1951～2012 年の世界平均地上気温の変化傾向に比べて 1998～2012 年の変化傾向が弱まっていることと定義される）の原因は、内部変動性をもたらす寒冷化と、外部強制力の変化傾向の弱まりがおおむね同程度に寄与している（専門家の判断、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活動が下降位相であることによる負の強制力変化傾向に起因する。しかしながら、火山由来の強制力のトレンドの大きさにおける不確実性と、エアロゾルによる強制力のトレンドの確信度が低いために、温暖化の停滞をもたらしている強制力の変化傾向の役割を定量化することについての確信度は低い。温室効果ガスに加え、対流圏及び成層圏エアロゾル、成層圏水蒸気、太陽放射の変化をはじめとする多くの因子や、内部変動の様々なモードが、世界平均地上気温の年々から十年規模の変動性に寄与している。{Box 9.2、10.3.1、図 10.6}

海水温と海面水位上昇

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 m 以浅）の温暖化にかなり寄与していた可能性が非常に高い。この人為起源の海洋の温暖化は、この期間の世界海面水位上昇に、熱膨張を通じて寄与している。第 4 次評価報告書以降、海水温データセットにおける測定誤差とそれらの補正について新たな知見が得られたことで、海洋の温暖化の程度に関する見積もりの一致度が高くなっている。海洋の温暖化の観測結果は、人為起源と火山起源の強制力を含む気候モデルによるシミュレーションとは整合するが、人為起源の強制力を除外したシミュレーションとは整合しない。人為起源と自然起源両方の強制力が与えられたシミュレーションにおいては、観測結果と整合する十年規模変動が見られる。これらの結果は、第 4 次評価報告書からの大きな前進である。{3.2.3、10.4.1、表 10.1}

1970 年代以降の世界平均海面水位の上昇にかなりの人為起源強制力の寄与があった可能性は非常に高い。海面水位上昇には、1990 年以降のグリーンランド氷床の融解と、1960 年代以降の氷河の質量損失による人為起源の寄与がある可能性が高い。1971 年以降の観測

結果は、高い確信度で、海洋の熱膨張と氷河（南極の氷河を除く）により、観測された海面水位上昇の 75%を説明できることを示している。{10.4.1、10.4.3、10.5.2、表 10.1、13.3.6}

海洋酸性化と酸素の変化

海洋による人為起源の二酸化炭素の吸収が、観測されている 1 年当たり 0.0014～0.0024 の pH 減少という海面付近の海水の酸性化をもたらした可能性は非常に高い。1960 年代から 1990 年代にかけて観測された海洋中の溶存酸素の地球規模での減少パターンについて、原因の一部を人為的影響に求めることができることの確信度は中程度である。{3.8.2、Box 3.2、10.4.4、表 10.1}

水循環

世界の陸域の降水量の変化、北半球高緯度域における降水量の増加、そして大気湿度の上昇に対する人為起源の影響について、新しい証拠が現れている。1973 年以降観測されている大気比湿の上昇と、1950 年以降の陸域の降水パターンにおける地球規模の変化（北半球の中・高緯度での増加を含む）に人為起源の寄与があることの確信度は中程度である。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性があるために、現時点ではこれ以上信頼できる評価を行うことはできない。{2.5.1、2.5.4、10.3.2、表 10.1}

1960 年代以降の海面及び海洋表層の塩分の変化に、人為起源の強制力が識別可能な寄与を果たした可能性は非常に高い。地域及び地球全体の海面及び表層の塩分に関する 40 以上の研究は、水循環と海洋循環における人為起源の変化に対する理解と一致するパターンを示している。気候モデルから得た気候学的塩分分布について予測されている人為起源の増幅パターンは、観測結果でも検出されているが、観測されている海面及び表層の塩分場の内部変動性に対する理解はまだ不完全なままである。{3.3.2、10.4.2、表 10.1}

1960 年以降の世界の水循環に人為的影響があった可能性が高い。陸域の降水量、大気湿度、降水と蒸発に関連した海面塩分の変化において人為的影響に起因する系統的な変化が観測されており、この評価はこのような大気と海洋の変化から得られる証拠を合わせたものに基づいている。これは第 4 次評価報告書からの大きな前進である。{3.3.2、10.3.2、10.4.2、表 10.1}

雪氷圏

1979 年以降の北極域の海氷の減少に人為起源強制力が寄与していた可能性は非常に高い。人為起源の強制力を含めたときだけ観測されている海氷面積の減少が再現されている、という一連の明確なシミュレーション結果がある。1979 年以降の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、変化の原因の科学的説明が不完全か

つ互いに競合していることと、内部変動性の大きさの見積りの確信度が低いためである。{10.5.1、表 10.1}

氷床と氷河が融解しており、1993 年以降のグリーンランド氷床の表面融解と 1960 年代以降の氷河の後退に人為的影響が寄与していた可能性は高い。2007 年以降、内部変動性は、グリーンランド氷床の融解をさらに強化した可能性が高い。氷河については、観測された質量損失、内部変動性、気候駆動要因への氷河の応答に関する確かな推定値から高い水準の科学的理解が得られている。科学的理解の水準が低いため、1993 年以降に観測されている南極氷床の質量損失の原因特定については、確信度が低い。{4.3.3、10.5.2、表 10.1}

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。大陸と地域の両方の規模において人為的影響が見いだせることについて、観測研究及び原因特定の各研究の間で一致度は高い。{10.5.3、表 10.1}

極端な気候現象

IPCC の第 4 次評価報告書及び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) 以降、人間活動が極端な気温に影響を与えている証拠が強化され続けている。20 世紀半ば以降において日別の極端な気温の頻度や程度の変化が地球規模で観測されていることに人為起源の強制力が寄与している可能性は非常に高い。気温の極端現象の変化の原因を人為的影響に特定することは、異なる手法と異なるデータセットを用いた独立の分析において確実に見られている。いくつかの場所で人為的影響により熱波の発生確率が相当引き上げられた可能性は高い。{10.6.1、10.6.2、表 10.1}

評価する上で観測の被覆率が十分である陸域においては、20 世紀後半にわたる地球規模での大雨の強まりに人為起源の強制力が寄与したことの確信度は中程度である。20 世紀半ば以降の世界の陸域における干ばつの変化の原因を人為的影響に求めることは、観測の不確実性と、干ばつの十年規模の変動と長期変化傾向の区別が難しいことから確信度は低い。{10.6.1、表 10.1}

熱帯低気圧の活動度の変化の原因を人為的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の活動度との関連に対する物理的理解の不足、内部変動性及び人為起源と自然起源の強制力の相対的な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。この評価は、SREX の評価と一致する。{10.6.1、表 10.1}

大気循環

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は高い。複数の研究において、海面気圧のパターンの変化に対する検出可能な人為的影響が見出される。大気循環の変化は、特定の地域に他よりも大き

な(あるいは小さな)気候変動をもたらす可能性があるため、局所的な気候変動にとって重要である。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半球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。この極方向への移動の大きさについては、大きな不確実性がある。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、海面気圧の高緯度域における低下及び亜熱帯地域における上昇に対応した南半球環状モードの正の変化傾向に寄与した可能性が高い。南半球の夏季におけるハドレーセルの南側境界や南半球環状モードのこうした変化傾向においては、温室効果ガスも一定の役割を演じたこととの確信度は中程度である。{10.3.3、表 10.1}

千年から数世紀の観点

より長期的な観点に立つと、20 世紀以前の半球規模での気候変動をもたらす要因において、人為起源及び自然起源の強制力が相当な役割を演じたことがわかる。1400 年から 1850 年にかけての北半球の気温の変動を、内部変動性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性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の変動性に外部強制力が寄与したことの確信度は中程度である。{10.7.2、10.7.5、表 10.1}

気候システムの特性

観測されている気候変動についての記録が拡大されたことで、将来の温暖化に密接な関係がある気候システムの基本特性について、より適切な特徴付けが可能になっている。21 世紀の観測から得た新たな証拠と、より幅広い研究から得たより有力な証拠は、過渡的気候応答 (TCR) に対する制約を強め、TCR は $1^{\circ}\text{C}\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ の範囲である可能性が高く、 3°C を超える可能性は極めて低いと、高い確信度で推定されている。累積二酸化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までの約 2000 PgC ^[訳注]未達の累積二酸化炭素排出量に対し、 1000 PgC 当たり $0.8^{\circ}\text{C}\sim 2.5^{\circ}\text{C}$ の範囲である可能性が高いと、高い確信度で推定されている。観測された気候変動から得た、複数で一部は独立した証拠に基づく平衡気候感度 (ECS) の推定値の示すところによれば、平衡気候感度が 1°C 未満である可能性が極めて低いことについて高い確信度があり、平衡気候感度が $1.5^{\circ}\text{C}\sim 4.5^{\circ}\text{C}$ である可能性が高く、 6°C を超える可能性は非常に低いことについて中程度の確信度がある。こうした評価は、第 12 章の全般的な評価と一致している。第 12 章ではさらに証拠を追加して、評価対象となった平衡気候感度の可能性が高い範囲についての信頼性を高めている。{10.8.1、10.8.2、10.8.4、Box 12.2}

証拠の組み合わせ

評価対象となった気候システムの主要な構成要素において、人為的影響が検出されている。これらを基に、証拠を組み合わせることで観測された気候変動の原因特定の確信度が高まり、単一の気候変数に基づく評価に

関連する不確実性が低減される。この複合的な証拠から、人為的影響が地球の気候システムを温暖化していることは**ほぼ確実**である。地球の地表面、すなわち大気及び海洋の表面近くの気温の変化において、また雪氷圏、水循環及びいくつか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として、太陽の強制力、火山、内部変動性を除外する強力な証拠がある。{10.9.2、表 10.1}

【訳注】1 PgC = 1 GtC(炭素換算で 1 ギガトン=10 億トン=1000 兆グラム)。二酸化炭素換算では 36 億 6700 万トンに相当する。

第 11 章 近未来の気候変動: 予測と予測可能性

概要

本章は、近未来(現在から今世紀半ばまで)の気候の見込みについて述べた科学文献を評価する。特に明記しない限り、本章にいう「近未来」の変化と予測される変化とは、1986~2005 年を基準期間とする 2016~2035 年の変化を指す。2100 年までの大気組成(二酸化炭素以外、第 12 章を参照)及び大気質予測も評価している。

十年予報^[脚注 1]

気候システムには非線形性とカオス性があるため、気候統計量を高精度で予報することには当然の限界がある。モデルに基づく「予測可能性」研究は、こうした限界に探りを入れ、対象とする気候変動の物理的機構を調査するものであるが、それらの研究では、1 年~10 年平均の気温の予報、及びややこれに比べて短期の降水量予報が高精度で実現できる可能性を裏付けている。

地球の中の広い領域及び全世界で平均した気温の予報は、観測に照らし合わせて検証したところ、10 年先まで可能性のあることを示す(確信度が高い¹⁾)。いくつかの陸域での降水量についても予報の可能性が見い出される。十年予報は気候科学の新しい試みである。1 年~10 年平均した気候統計量についての予報の品質水準は、初期化された予報と初期化されていないシミュレーション^[脚注 2]の過去気候の再現性能から評価される。{11.2.3、図 11.3、図 11.4}

現在得られている結果では、年平均気温の数年先予報や、より長期的な世界平均地上気温及び北大西洋、南太平洋地域、熱帯インド洋における気温予報を改善するには、観測に基づく初期化を行うことが最も有効である(高い確信度)。予報開始から数年を超えると、年並びに複数年平均した気温と降水量の予測は、主に気候モデルに与えられた放射強制力によって決まる(確信度が高い)。{第 11.2.3 節、図 11.3~11.5}

気候の放射強制力の予測された変化^[脚注 3]

温室効果ガス(GHG)の強制力に関して、新しい代表的濃度経路(RCP)シナリオは、近未来においてはその大きさと範囲について第 4 次評価報告書の「排出シナリオに関する特別報告書」(SRES)シナリオとあまり変わりはないが、エアロゾルとオゾン前駆物質の排出に関しては SRES シナリオより 1.2~3 倍少なくなっている。2030

年までのこれらの排出量に関する RCP シナリオ間のばらつきは、現行法令と技術的に実現可能な最大限の排出削減を考慮したシナリオ間のものよりはるかに(2 倍)狭くなっている。近未来では、SRES シナリオを用いている第 3 期結合モデル相互比較計画(CMIP3)の結果(大気汚染に関する現行法令は考慮されていない)は、RCP シナリオを用いている第 5 期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の結果よりも最大で 3 倍多い人為起源エアロゾルを含んでおり(確信度が高い)、したがって CMIP5 の世界平均気温は、SRES のエアロゾル・シナリオの強制力による場合よりも最大 0.2°C 高くなるだろう(確信度が中程度)。{10.3.1.1.3、図 10.4、11.3.1.1、11.3.5.1、11.3.6.1、図 11.25、表 AII.2.16~AII.2.22、AII.6.8}

化学反応性温室効果ガスに対する不確実性を含めると、メタンの濃度は CMIP5 モデルで用いた RCP シナリオでの濃度のもよりも 30% 広くなる(可能性が高い²⁾)。農業・林業・土地利用による発生源からの排出、大気中における寿命、化学フィードバックの不確実性を考慮すると(ただし、自然排出量の不確実性は考慮していない)、2100 年までに、この幅は RCP8.5 シナリオより 520 ppb 上と、RCP2.6 シナリオより 230 ppb 下に広がる(可能性が高い)。{11.3.5}

局所的大気汚染の低減を目指した排出削減は、近未来の気候へ影響を与え得る(確信度が高い)。短寿命の大気汚染物質は、硫酸塩と硝酸塩の降温効果に対し、黒色炭素(BC)エアロゾル、一酸化炭素(CO)、メタン(CH₄)は昇温効果を持つように、真逆の効果を及ぼすものがある。2030 年までの人為起源メタンの段階的排出削減(25%)によって地上オゾンが減少し、2036~2045 年に温暖化が平均で約 0.2°C 抑制されることになるだろう(確信度が中程度)。メタン削減(24%)に加えてさらに黒色炭素及び同時に排出される種の複合的削減(78%)により温暖化はさらに抑制される(確信度が低い)が、不確実性は増す。{第 7.6 節、第 8 章、11.3.6.1、図 11.24a、8.7.2.2.2、表 AII.7.5a}

予測された近未来気候変動

近未来気候予測は地球規模で見ると複数の RCP シナリオ間の違いはあまり大きくはないが、エアロゾルは地球規模と地域規模のいずれについても重要な不確実性の要因となっている。{11.3.1、11.3.6.1}

¹ 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

² 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99~100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90~100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66~100%、「どちらも同程度」: 発生確率が 33~66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0~33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0~10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95~100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50~100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0~5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

予測された近未来気温変化

予測された世界平均地上気温の変化は、**0.3~0.7°C**の範囲に収まる**可能性が高い(確信度が中程度)**。この予測は 4 つの RCP シナリオを根拠とするものであり、2035 年以前に大規模な火山噴火や全太陽放射照度の長期的な変化が起きないことを想定している。1991 年のピナトゥボ火山噴火と同様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十分の数°C急降下し、その後数年間で回復するだろう。将来、太陽放射照度が変化し世界平均地上気温の上昇率に影響する可能性があるが、この影響は大気中の温室効果ガス濃度の増加の影響に比べれば小さい**(高い確信度)**。{11.3.6、図 11.25}

2016~2035 年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1°C以上高く、1850~1900年の平均より1.5°C以上高くなる可能性は非常に低い。(確信度が中程度)。{11.3.6.3}

近未来では、概して、単一の気候モデルで RCP シナリオを変えて予測したときの世界平均地上気温変化のばらつきは、RCP シナリオを変えずに複数の気候モデルで予測したときのばらつきより小さい。例えば、2030 年についての予測結果を見ると、CMIP5 アンサンブルの中央値は RCP シナリオ間で最大 0.2°Cの差となっているが、各 RCP シナリオに対するモデルのばらつき(17~83%の範囲)は約 0.4°Cになる。しかしながら、シナリオ間のばらつきは予測時間の経過とともに大きくなり、2050 年までには 0.8°Cとなる一方で、各シナリオのモデルの開きは 0.6°Cに留まる。地域的に見ると、RCP2.6 と RCP8.5 シナリオ間での地上気温の違いは、北極域で最も大きくなっている。{11.3.2.1.1、11.3.6.1、11.3.6.3、図 11.24a、b、表 AII.7.5}

第 4 次評価報告書の記述と変わらず、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み、北極域における冬季の人為起源による昇温は同期間の世界平均の昇温よりも大きくなる可能性は非常に高い。自然の内部変動との比で見た季節平均及び年平均気温の近未来の上昇量は、中緯度域よりも熱帯及び亜熱帯地域で大きくなると見込まれる**(確信度が高い)**。{11.3.2、図 11.10、図 11.11}

予測された水循環と大気循環の変化

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**。地域的な降水量の変化は、おそらく人為起源のエーロゾル排出の影響を受け、自然の内部変動性には大きく左右される。{11.3.2、図 11.12、図 11.13}

陸域の地表面付近の比湿は増加する**可能性が非常に高い**。多くの地域で陸域の蒸発量が増加する**可能性が高い**。予測された土壌水分と地表面流出の変化については、**確信度が低い**。{11.3.2、図 11.14}

ハドレー循環の下降流と南半球(SH)の中緯度偏西風が極方向に移動する**可能性が高い**。南半球の夏季には、予測されている成層圏オゾンの回復と温室効果ガス濃度の増加が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、近未来には南半球夏季におけるハドレー循環の南側下降流と南半球の中緯度偏西風の極方向への移動は、最近数十年と比べればゆっくりとした速さとなる**可能性が高い**。{11.3.2}

北半球での低気圧経路と偏西風が北方向に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}

予測された海洋と雪氷圏の変化

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**。今後数十年にかけて塩分は熱帯及び(特に)大西洋亜熱帯域で増加し、熱帯太平洋西部では減少する**可能性が高い**。大西洋子午面循環は2050年までに弱まる**可能性が高い(確信度が中程度)**。もっとも、減退の速度と程度は非常に不確実であり、大きな内部変動性のために、数十年間規模で強まる時期もあるかもしれない。{11.3.3}

世界平均地上気温の上昇に伴い、**北極域の海水被覆域の縮小と海氷の厚みの減少がさらに進み、北半球高緯度域では春季の積雪面積と地表付近永久凍土(用語集を参照)の減少が生じる可能性は非常に高い**。RCP8.5 シナリオのように温室効果ガス排出量が多い場合、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 1×10^6 km²未満)**可能性が高い(確信度が中程度)**。この評価には、北極域の海氷面積の気候学的平均状態と1979年から2012年にかけてのトレンドを最も現実近く再現したモデル群の予測結果に基づいている。予測された南極域の海氷面積と体積の近未来での減少については、**確信度が低い**。{11.3.4}

予測された極端現象の変化

陸域のほとんどの地域において、**暑い日と暑い夜の頻度は今後数十年間で増加する一方で、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、近未来に熱波と継続的な高温の継続時間、強度、空間的広がりが増大することを予測している。これらの変化は、平均状態の温暖化とは異なる速さで進行するかもしれない。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。{11.3.2.5.1、図 11.17、図 11.18}

陸域の大雨現象の頻度と強度は、近未来では平均的に増加する**可能性が高い**。もっともこの変化傾向は、自然変動に加えて人為起源エーロゾルの影響の可能性もあるため、全ての地域で明瞭に認められるものではない。{11.3.2.5.2、図 11.17、図 11.18}

21 世紀中頃までに、熱帯低気圧(TCs)の強度と頻度に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があること、21 世紀中頃までの熱帯低気圧活動について自然変動と温室効果ガス以外の強制力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については、北大西洋のエロゾル量について予測されている減少が一部寄与していることもあり、**確信度が低い**。{11.3.2.5.3}

予測された大気質の変化

大気質(地表付近の大気中のオゾンや $PM_{2.5}$)について予測された範囲は、物理的な気候の変化よりもむしろ排出量(メタンを含む)によって主に決まる(**確信度が中程度**)。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(確信度が高い)**。温暖化により、自然界に遍在する(バックグラウンド)地上オゾンは地球規模で減少している(**確信度が高い**)。メタン濃度が高ければ(RCP8.5、SRES A2)この減少は相殺でき、メタンの変化が小さいシナリオ(RCP4.5、RCP6.0)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で約 8 ppb(現在の濃度の 25%)増加させ得る(**確信度が高い**)。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、予測された大気汚染水準は、SRES シナリオよりも新しい RCP シナリオでは低くなる(**確信度が高い**)。{11.3.5、11.3.5.2; 図 11.22、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 $PM_{2.5}$ の最大濃度を増加させるような地域規模の化学過程のフィードバックや局所的な排出を引き起こすであろう(**確信度が中程度**)。局所的排出量にバックグラウンドレベルが合わり、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ブロッキングの変化の予測については**確信度が低い**。 $PM_{2.5}$ については、気候変動は、エロゾルの降水による除去過程の変化と同様に、エ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、 $PM_{2.5}$ 分布に及ぼす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}

【訳注 1】 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。従来の温暖化予測と区別するために、ここでは「予報」と訳している。

【訳注 2】 予報は、観測に基づく現実の大気状態による初期化を行うが、気候システムの応答を確認するようなシミュレーションでは必ずしも初期化しない。

【訳注 3】 予測と予報の違いは「よくある質問と回答」の FAQ 11.1 を参照。

第 12 章 長期的気候変動: 予測、不可避性、不可逆性

概要

本章は、21 世紀末及びそれ以降の気候変動についての長期予測を評価する。これらの予測では強制によって現れるシグナルはシナリオに依存し、概して気候システムの内部変動よりも大きい。特に明記しない限り、変化は 1986～2005 年の基準期間との比較として表されている。

シナリオ、アンサンブル、不確実性

第 5 期結合モデル相互比較計画(CMIP5)は、予測の土台となるかつてない水準の情報を提示している。例えば、より完全な強制力の表現を伴う新しい地球システムモデル、新しい代表的濃度経路(RCP)シナリオ、分析に利用可能なより多くの出力データが含まれる。CMIP5 に用いられる 4 つの RCP シナリオから導き出される 2100 年の合計放射強制力(RF)の範囲は、第 4 次評価報告書で用いた 3 つの「排出シナリオに関する特別報告書」(SRES)シナリオ(B1、A1B、A2)で推定された範囲よりも幅が広がっており、RCP2.6 シナリオは SRES B1 シナリオよりも 2100 年までに 2 Wm^{-2} 近く低い値となっている。将来のエロゾル強制力の大きさは RCP シナリオのほうに急速に減少し、21 世紀中に SRES シナリオより低い値に達する。二酸化炭素(CO₂)は、21 世紀中は全 RCP シナリオにおいて人為起源強制力の合計の約 80～90%を占める。濃度駆動の CMIP5 予測の 2100 年におけるアンサンブル平均した合計有効放射強制力は、1850 年頃と比較して RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 各シナリオについてそれぞれ 2.2、3.8、4.8、7.6 Wm^{-2} となっており、相応する統合評価モデル(IAM)に基づく推定値(2.4、4.0、5.2、8.0 Wm^{-2})に近い。{12.2.1、12.3、表 12.1、図 12.1、図 12.2、図 12.3、図 12.4}

新しい実験や研究では、長期予測における不確実性のより完全かつ厳密な特徴付けを目指して引き続き取り組んでいるが、不確実性の大きさは第 4 次評価報告書から大きくは変わっていない。CMIP3^[訳注 1]に基づく予測と CMIP5 に基づく予測の間には、変化の大規模パターンと大きさの両方について全般的に整合性がある。世界気温予測の差異の原因は、大部分がシナリオの変更に起因する。予測におけるモデルの一致度と確信度は、変数と空間・時間平均の仕方に依存する。過渡実験における変化の大規模な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ることから、この種の実験で、異なる時期とシナリオにわたる変化を近

似するパターンスケージングの妥当性が示される。強い緩和策を前提としたシナリオや、局所的な強制力(エロゾルなど)が重要で時間変化するシナリオ、及び平均気温・降水量以外の変数にパターンスケージングを応用するときには、限界がある。{12.2.2、12.2.3、12.4.2、12.4.9、図 12.10、図 12.39、図 12.40、図 12.41}

気温変化の予測

温室効果ガス(GHG)排出量が衰えることなく続く場合には、世界平均地上気温は 21 世紀を通じて上昇し続けるだろう。濃度駆動の RCP シナリオの仮定に基づけば、1986～2005 年と比較した 2081～2100 年の世界平均地上気温は、CMIP5 モデルの 5～95%の範囲、0.3°C～1.7°C (RCP2.6)、1.1°C～2.6°C (RCP4.5)、1.4°C～3.1°C (RCP6.0)、2.6°C～4.8°C (RCP8.5)に収まる可能性が高い¹。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 の各シナリオでは 1850～1900 年よりも 1.5°C を超えて上昇する可能性が高く(高い確信度)、RCP6.0 シナリオと RCP8.5 シナリオでは 1850～1900 年よりも 2°C を超えて上昇する可能性が高く(高い確信度)、RCP4.5 シナリオでは 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)と予測されている。RCP2.6 シナリオでは気温変化が 2°C を超える可能性は低い(中程度の確信度)。RCP8.5 シナリオを除く全ての RCP シナリオにおいて 2081～2100 年までに昇温が 4°C を超える可能性は低い(高い確信度)。RCP8.5 シナリオについては、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、図 12.5、図 12.8}

気温の変化はどの地域でも均一ということにはならないだろう。21 世紀末には、陸域について世界平均した変化が海洋についての変化を 1.4～1.7 倍の範囲で上回る可能性が高く、その確信度は非常に高い²。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)。南極域では、深い海洋混合、海洋熱吸収、南極氷床の持続により、北極域のような極域増幅はみられない。北大西洋と南大洋^[訳注 2]においては、予測される地域的な地上気温の上昇は全てのシナリオで最小限になっている。一つのモデルは北半球の広い部分で 2081～2100 年に目立った気温低下を示し、少数のモデルは北大西洋において局所的にわずかな気温低下を示している。大気の帯状平均温度は、特に上部対流圏と北半球高緯度域を中心に、対流圏全体で上昇を示し、成層圏で低下を示している。{12.4.2、

¹ 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99～100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90～100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66～100%、「どちらか同程度」: 発生確率が 33～66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0～33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0～10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0～1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95～100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50～100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0～5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

² 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

12.4.3、表 12.2、図 12.9、図 12.10、図 12.11、図 12.12}

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 シナリオでは、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するが、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**。{12.4.3、図 12.13、図 12.14}

大気循環の変化

世界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 シナリオでは、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)**、北半球の方がその移動は緩やかである。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温室効果ガス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。北半球の低気圧経路の変化の予測には、特に北大西洋海域で、かなりの不確実性が残されているため、その**確信度は低い**。ハドレーセルは拡大する**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拡大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、図 12.18、図 12.19、図 12.20}

水循環の変化

長期的には、世界平均地上気温の上昇とともに世界平均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 以外のシナリオでは、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 シナリオの場合、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。{12.4.1、図 12.6、図 12.7}

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ことになる。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。乾燥地域と湿潤地域との年平均降水量の差異、及び雨季と乾季の間の差異は、気温の上昇

に伴って世界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、より高温となる対流圏の比湿の増加と熱帯からの水蒸気の輸送の増加により、今世紀末までに降水量は増加する**可能性が高い**。RCP8.5 シナリオにおいては、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**。世界的に、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**可能性が非常に高い**だろう。年最大日降水量増加の 20 年再現値の世界平均感度は、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、地域的には幅広い変動がある。{12.4.5、図 12.10、図 12.22、図 12.26、図 12.27}

年間地表面蒸発量は、海洋の大部分において世界平均地上気温の上昇につれて増加することが予測され、陸域では降水量と似たパターンに従って変化することが予測されている。RCP8.5 シナリオでは、年間流出量は 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 シナリオにおいて、北半球高緯度域では、年間流出量は冬季と春季の降水量の大幅な増加に対応して 21 世紀末までに増加する**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予測されている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、米国南西部、アフリカ南部地域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 世紀末までに世界気温の上昇につれてこれらの地域で地表面の乾燥化が生じる**可能性が高く**、その**確信度は高い**。地表面の湿潤化が予測されている地域では、20 年の時間スケールにおける自然変動よりも変化は一般に小さい。{12.4.5、図 12.23、図 12.24、図 12.25}

雪氷圏の変化

21 世紀中には、世界平均地上気温の上昇に伴い、北極域の海氷面積が一年を通して縮小し薄くなり続ける**可能性が非常に高い**。同時にまた、南極域では海氷面積と体積の減少が見込まれるが、**確信度は低い**。CMIP5 マルチモデルアンサンブルに基づく、1986~2005 年と比較した 2081~2100 年における北極域の海氷面積の予測平均減少率は、2 月では RCP2.6 シナリオの 8% から RCP8.5 シナリオの 34%、9 月では RCP2.6 シナリオの 43% から RCP8.5 シナリオの 94% までの範囲となっている(中程度の確信度)。北極域の海氷面積について、その気候学的な平均状態と 1979 年から 2012 年の変化傾向を現実にかなり近く再現したモデルによる評価では、

RCP8.5 シナリオにおいて今世紀半ばまでに 9 月の北極海で海水がほとんど存在しない状態(海水面積が少なくとも 5 年連続で 1×10^6 km² 未満)となる可能性が高い(中程度の確信度)。一部の気候予測では、5~10 年の期間に夏季の北極域の海水が急減(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遷移する中で、そこを超えると海水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)があることを示す証拠はほとんどない。南極域においては、CMIP5 マルチモデル平均では 1986~2005 年と比較した 2081~2100 年の海水面積減少率として 2 月が RCP2.6 シナリオの 16%から RCP8.5 シナリオの 67%、9 月が RCP2.6 シナリオの 8%から RCP8.5 シナリオの 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水面積の平均年周期、年々変動、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、上記の予測値の確信度は低い。{12.4.6、12.5.5、図 12.28、図 12.29、図 12.30、図 12.31}

今後 100 年にわたり世界平均地上気温の上昇に伴い、北半球の積雪面積が減少する可能性は非常に高い。世界平均地上気温の上昇とともに、永久凍土面積が減少することはほぼ確実である。降水量と積雪の消耗の変化(これらは増減が逆になることがある)の結果、積雪面積が変化する。21 世紀末までの北半球の春季の積雪面積の予測は、7%の減少(RCP2.6)から 25%の減少(RCP8.5)まで幅広いが、パターンはモデル間でかなり一致している。永久凍土について予測される変化は温度上昇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)の間で減少することが予測される(中程度の確信度)。{12.4.6、図 12.32、図 12.33}

海洋の変化

世界の海洋は全ての RCP シナリオにおいて温暖化するだろう。亜熱帯域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。海洋の昇温の最良推定値は、21 世紀末までに、表層 100 m で約 0.6°C(RCP2.6)~2.0°C(RCP8.5)、水深約 1 km で約 0.3°C(RCP2.6)~0.6°C(RCP8.5)となっている。RCP4.5 シナリオにおいては、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 700 m 以浅、85%が水深 2000 m 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ため、温室効果ガス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くだろう。{12.4.7、12.5.2~12.5.4、図 12.12}

21 世紀の間に大西洋子午面循環(AMOC)が弱まる可能性は非常に高いが、21 世紀中に AMOC が突然の遷移又は停止する可能性は非常に低い。CMIP5 による弱化的最良推定値と範囲は、RCP2.6 シナリオで 11%(1~24%)、RCP8.5 シナリオで 34%(12~54%)である。21 世紀より先になると AMOC の変化に対する評価の確信度は低い。{12.4.7、図 12.35}

炭素循環

RCP8.5 シナリオの二酸化炭素濃度ではなく、RCP8.5 シナリオの二酸化炭素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 の 11 個の地球システムモデルによるシミュレーションは、平均で、2100 年までに大気中の二酸化炭素濃度が(濃度シナリオに比べて)50 ppm(最小値と最大値の幅は-140~+210 ppm)大きくなり、世界地上気温の上昇が 0.2°C(最小値と最大値の幅は-0.4~+0.9°C)大きくなる。{12.4.8、図 12.36、図 12.37}

長期気候変動、不可避性、不可逆性

放射強制力が安定化されると、数世紀から数千年後によりやく地球の温度が平衡に到達する。RCP8.5 延長シナリオで想定するように温室効果ガス排出が 2100 年以降も続く場合、2300 年までに 12 Wm^{-2} を超える合計放射強制力がもたらされる。RCP2.6 シナリオのように 2100 年以降の排出が持続する場合には、2300 年までに合計放射強制力は 2 Wm^{-2} を下回る。1986~2005 年と比較した 2281~2300 年における昇温は、RCP2.6 シナリオで 0.0°C~1.2°C、RCP8.5 シナリオで 3.0°C~12.6°C と予測される(中程度の確信度)。急速な強制力の増加に対して温暖化が遅れて生じるのとほぼ同様に、放射強制力が減少した後の寒冷化も遅れて生じる。{12.5.1、図 12.43、図 12.44}

気候変動の大部分は、正味の人為起源二酸化炭素排出量が継続して大きな負の値とならない限り、人間の時間スケールで多くの場合不可逆である。二酸化炭素だけを駆動要因とするシナリオの場合、排出の完全停止後何世紀もの間、世界平均気温はほぼ一定を保つと予測される。二酸化炭素による不可避的な気温上昇は、エーロゾル排出を急激に停止することの効果(これは温暖化の原因となる)によって強化されるかもしれない。対照的に、短寿命温室効果ガスの排出停止は、寒冷化に寄与するだろう。{12.5.3、12.5.4、図 12.44、図 12.45、図 12.46、FAQ 12.3}

平衡気候感度と過渡的気候応答

観測された気候変動、気候モデル、フィードバック分析、並びに古気候の証拠に基づく平衡気候感度(ECS)の推定値によれば、ECS の範囲は高い確信度により 1.5°C~4.5°C である可能性が高く、1°C未満である可能性は極めて低く(高い確信度)、6°Cを上回る可能性は非常に低い(中程度の確信度)。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)の範囲は 1°C

~2.5°Cである**可能性が高く**、3°Cを上回る**可能性は極めて低い**。{Box 12.2 図 1、図 2}

気候の安定化

長期的昇温の主要な駆動要因は二酸化炭素の総排出量であり、この二つの数量はほぼ比例関係にある。**1000 PgC^[訳注 3] 当たりの世界平均地上気温の上昇量 (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 未満の場合に 1000 PgC 当たり 0.8°C~2.5°C である可能性が高い。**人為起源の二酸化炭素排出のみによって生じる昇温を 1861~1880 年に比べて**高い可能性**で 2°C未満に抑えるには、全ての人為的発生源からの二酸化炭素の総排出量について、前述期間以降の累積収支を約 1000 PgC に抑える必要がある。この収支の約半分 [445~585 PgC] は 2011 年までに既に排出された。予測されている二酸化炭素以外の強制力の温暖化効果、永久凍土又はメタンハイドレートから放出される可能性がある温室効果ガス、あるいは気温が 2°C未満にとどまる可能性をより高くする必要性を考慮すると、これらは全て収支がより小さくなることを示唆する。{12.5.4、図 12.45、図 12.46、Box 12.2}

気候のいくつかの側面は、気温が安定化されても変化し続けるだろう。植生の変化に関連する過程、氷床の変化、深海の昇温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つけるような潜在的フィードバックは、それぞれ固有の長い時間スケールを持っており、地球の気温が安定化されてから数百年から数千年後に大きな変化がもたらされているかもしれない。{12.5.2~12.5.4}

急激な変化

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があるものもあり、いくつかは過去に現れたことが知られている。**例を挙げると、AMOC、北極域の海氷、グリーンランド氷床、アマゾン森林、モンスーン循環がある。一部の現象については生じ得る結果に関する情報があるが、一般には**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、表 12.4}

【訳注 1】 第 3 期結合モデル相互比較計画

【訳注 2】 原文では“the Southern Ocean”。南極海(“the Antarctic Ocean”)とも呼ばれる。

【訳注 3】 1 PgC = 1 GtC(炭素換算で 1 ギガトン=10 億トン=1000 兆グラム)。二酸化炭素換算では 36 億 6700 万トンに相当する。

第 13 章 海面水位の変化

概要

本章は、世界平均海面水位、地域の海面水位、海面水位の極端現象、そして波浪の変化について考察する。世界平均海面水位の上昇予測についての確信度は、海面水位変化をもたらす個々の要素についての物理的理解の進展、諸過程に基づくモデルと観測の整合性の改善、氷床の力学的変化を考慮したことによって、第 4 次評価報告書 (AR4) 以降高まってきている。

過去の海面水位の変化

過去 300 万年間の温暖期における海面水位の古記録は、世界平均気温が工業化以前よりも最高で 2°C 高かった時代には (中程度の確信度)¹、世界平均海面水位が現在を 5 m 上回っていたことを示している (非常に高い確信度)。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°C 高かった (高い確信度)。{5.3.4、5.6.1、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 世紀末から 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)。世界平均海面水位の上昇率は 20 世紀初頭以降増加し続けている可能性が高く²、世界平均海面水位上昇の加速率の推定値は 0.000 [-0.002～0.002] mm/年² から 0.013 [0.007～0.019] mm/年² の範囲にわたっている。世界平均海面水位の平均上昇率は、1901 年から 2010 年の期間で 1 年当たり 1.7 [1.5～1.9] mm であり、総海面水位上昇量は 0.19 [0.17～0.21] m だった可能性が非常に高い。1993 年から 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 年から 1950 年の期間には、1993 年から 2010 年の期間と同程度の高い上昇率となっていた可能性が高い。{3.7.2、3.7.4、5.6.3、13.2.1、13.2.2、図 13.3}

海面水位の変化に関する理解

海洋の熱膨張と氷河の融解は、20 世紀の世界平均海面水位の上昇の主要な原因だった。1971 年以降の観測結果によると、観測された上昇の 75% は熱膨張と氷河 (氷床周辺の南極氷河を除く) によって説明される (高い確信度)。1990 年代初頭からグリーンランドと南極の氷床による寄与が増えているが、その一部は、直接隣接する海洋の温暖化に誘発されて流出が増えたことによる。自然及び人為起源の陸域の貯水量の変化による寄与は、ごくわずかである。地下水の減少率による寄与は増えており、現在では貯水池による貯水率による寄与を上回っている。海面水位変化の全ての原因の観測結果が利用可能になった 1993 年以降は、これらの寄与の合計と観測された世界平均海面水位上昇は不確実性の範囲内で等しい (高い確信度)。{第 3、4 章、13.3.6、図 13.4、表 13.1}

熱膨張とグリーンランドの表面質量収支についての予測には高い確信度があり、氷河の質量損失と南極の表面質量収支についての予測には中程度の確信度がある。氷床のモデリングについては、特にグリーンランド氷床をはじめとして大幅な進歩があった。海洋の熱膨張、氷河の質量損失、グリーンランド氷床の表面質量収支による過去の海面水位変化への寄与を諸過程に基づいてモデル計算した結果は、これらの寄与について利用可能な最近数十年間の観測による推定値と整合している。氷床の流線のモデリングにより、グリーンランド氷床において観測された主要な流出氷河の加速を再現できているので、21 世紀の力学的応答の推定値を得ることができ (中程度の確信度)。終端が海洋にある氷河と南極氷床の海洋を基部とする部分の力学的応答に対する諸過程に基づく予測には、かなりの課題が残っている。他の手段による南極氷床の寄与の予測 (統計的枠組み内での外挿及び十分な情報に基づいた判断) では、可能性の高い範囲において中程度の確信度がある。南極氷床の海洋を基部とする部分において大規模な接地線の不安定化がおこることの予測について、現在確信度は低い。{13.3.1～13.3.3、13.4.3、13.4.4}

第 5 期結合モデル相互比較計画 (CMIP5) の全球大気海洋結合モデル (AOGCMs) によって再現された熱膨張、CMIP5 の気候変動シミュレーション結果を用いた全球氷河モデルによって計算された氷河の質量損失、及び陸域の貯水量の推定値の合計は、観測された 1901～1990 年の世界平均海面水位の上昇の 65% と、1971

¹ 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している (詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

² 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99～100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90～100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66～100%、「どちらも同程度」: 発生確率が 33～66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0～33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0～10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0～1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95～100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50～100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0～5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する (詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

～2010年及び1993～2010年の上昇の90%を説明できる(高い確信度)。氷河モデルに観測された気候パラメータを使用すると、氷河モデルでは20世紀前半におけるグリーンランド周辺の氷河による寄与が(気候モデルによるパラメータを使った場合に比べて)更に大きくなり、その結果、熱膨張、氷河の質量損失、陸域の貯水量、及び小規模な継続的南極氷床の変化の寄与を合わせると、20世紀全体の観測結果の20%以内に収まる。モデルに基づく海洋熱膨張と氷河の寄与の推定値によると、1993年以降の世界平均海面水位の上昇率の高まりは放射強制力(人為起源と自然起源の両方)と氷床質量損失の増大への応答であり、自然の周期的変動の一部ではないことを示している(中程度の確信度)。(13.3.6、図13.4、図13.7、表13.1)

地球のエネルギー収支

気候システムの実効放射強制力、観測された蓄熱、及び地上気温の上昇の独立した推定を合わせると、地球のエネルギー収支は不確実性の範囲内で収支は合っており(高い確信度)、可能性の高い気候感度の範囲と整合している。最近数十年間に気候システムにおいて蓄熱量が最も増加したのは海洋においてであり、このことは気候変動の検出と原因特定のための非常に有力な観測結果となっている。(Box 3.1 及び 13.1)

世界平均海面水位上昇の予測

海洋の温暖化と氷河及び氷床の質量損失の増大により、全てのRCPシナリオについて、21世紀中の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。海面水位上昇の予測値は第4次評価報告書の予測値よりも大きい。これは主に、陸域の氷の寄与に関するモデリングの向上に起因する。1986～2005年を基準とした、2081～2100年の世界平均海面水位上昇は、諸過程に基づくモデルによる予測の5～95%の信頼幅で、RCP2.6シナリオで0.26～0.55 m、RCP4.5シナリオで0.32～0.63 m、RCP6.0シナリオで0.33～0.63 m、RCP8.5シナリオで0.45～0.82 mの範囲となる可能性が高い(中程度の確信度)。RCP8.5については、2100年までの上昇量は0.52～0.98 mで2081～2100年の上昇率は1年当たり8～16 mmとなっている。さらに水位が高くなる予測について証拠を検討したが、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可能性を評価するには、現在のところ証拠は不十分であるとの結論に至った。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。(13.5.1、表13.5、図13.10、図13.11)

半経験的モデルには、諸過程に基づいたモデルによる可能性の高い範囲と重なる範囲を予測しているものもあれば、諸過程に基づくモデルの約2倍の大きさの中央値と95パーセンタイルを予測するものもある。ほぼ全てのケースにおいて、半経験的モデルの95パーセンタイルは、諸過程に基づくモデルの可能性の高い範囲より高い。観測された20世紀の海面水位記録に対する半経験的モデルの較正と評価はうまく行われているにもかかわらず、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、図13.12)

熱膨張に起因する海面水位上昇が何世紀にも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。より長期的な海面水位の上昇幅は、将来の排出量に依存する。2100年以降の予測結果が利用できる少数の諸過程に基づくモデル予測によると、RCP2.6シナリオのように温室効果ガス濃度がピークに達した後減少し二酸化炭素換算で500 ppm未滿を維持するような場合には、工業化以前と比べた2300年までの世界平均海面水位の上昇は1 m未滿であることが示されている。RCP8.5シナリオのように2100年において^[正誤表参照]二酸化炭素換算濃度が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)。この評価は、中程度の確信度のモデル化した熱膨張からの寄与と、低い確信度のモデル化した氷床からの寄与に基づいている。海洋の熱膨張の量は地球温暖化とともに増加する(1°C当たり0.2～0.6 m)が、氷河の寄与率は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0.41 m)が減少するので、減少する。長期的な氷床の質量損失により数メートルの海面水位上昇が生じ得る(より高温の期間には海面水位がより高いとの古気候データの観測結果と整合)が、このような予測の確信度は低い。温暖化が数千年間続く場合、1°C昇温するごとに1～3 mの海面水位上昇が予測されている(低い確信度)。(13.5.4、図13.4.3、図13.4.4)

利用できる証拠は、工業化以前に比べて世界平均気温の上昇が特定のしきい値を超えて持続した場合、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。氷床の地形を固定させた研究では、そのようなしきい値は、工業化以前に比べて世界平均地上気温の上昇として、2°Cを超えるが4°C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一つの研究では、そのしきい値は、工業化以前に対する世界平均気温の上昇として約1°Cより大きい(低い確信度)とされている。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質量損失による減少が不可逆的か否かは、しきい値を超える期間の長さや程度による。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。{5.8、13.3、13.4}

地域的な海面水位変化の予測

21 世紀及びそれ以降において、海面水位変化は強い地域パターンを示す可能性が非常に高く、場所によっては、局所的・地域的な海面水位変化が世界平均の変化からかなり大きな偏差となる。十年規模の期間にわたり、気候の変動の結果生じる地域的な海面水位変化率が、世界平均変化率からその 100%以上異なることもあり得る。21 世紀末までに、世界の海洋の約 95%において、地域的な海面水位上昇は正とな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。世界の海岸線の約 70%で、世界平均の海面水位変化の±20%以内の大きさの海面水位変化が起こると予測されている。{13.6.5、図 13.18~13.22}

21 世紀の海面水位の極端現象と波浪の予測

一部の地域では、**2100 年までに、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。**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 世紀末までに著しい海面水位の極端現象が起きる頻度が 1 桁あるいはそれ以上増加する。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、図 13.25}

風速が速くなる結果、南大洋^{【訳注】}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、隣接する海域における波の高さ、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**可能性が非常に高い**。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**信頼度は低い**。{13.7.3; 図 13.26}

【訳注】原文では“the Southern Ocean”。南極海(“the Antarctic Ocean”)とも呼ばれる。

第 14 章 気候現象及びそれらの将来の地域的な気候変動との関連性

概要

本章では、世界平均気温が上昇し続けることに伴って、主要な気候現象において予測される変化及びそれらの現象の地域的な気候の将来変化とのより具体的な関連性について扱った科学文献を評価する。

地域気候は、場所によって大きく変動する諸過程の複雑な結果であり、地球規模の影響の変化に対して異なる応答をする。以下に挙げる大規模な気候現象については、気候モデルによる再現性がますます向上しており、将来の地域的な気候変動を理解し、信頼性を構築するための科学的根拠を提供している。ある現象が地域気候に影響を及ぼすという確信及び特に RCP4.5 シナリオやそれより高濃度シナリオのもとで、その現象が変化するという確信があるならば、その現象は地域気候変動に関連すると考えられる。{表 14.3}

モンスーンシステム

世界全体のモンスーンの気候学的な特徴の再現において、気候モデルの能力が向上しているという証拠が増加している。将来変化に関して認識されたモデル間での一致した見解をまとめると、モンスーン循環は弱まるものの、全てのモンスーンシステムを総計した世界全体のモンスーンは、21 世紀には面積と強度の増加を伴って強まる**可能性が高い**¹。モンスーンの入りの日は早まるか、又はあまり変化しない**可能性が高く**、モンスーンの明けの日が遅くなる**可能性が高い**。その結果、多くの地域でモンスーン期が長期化する。{14.2.1}

南アメリカ、アフリカ、東アジア、南アジア、東南アジア、オーストラリアでは、モンスーンに関連した極端な降水が将来増加する**可能性が非常に高い**。モンスーン関連の降水の年々変動が将来大きくなるという点については、モデルの一致度はそれより低く、**確信度は中程度**²である。{14.2.1、14.8.5、14.8.7、14.8.9、14.8.11、14.8.12、14.8.13}

モデルの地域ごとのモンスーンを再現する能力は、世界的なモンスーンに比べて低く、モンスーンシステムごとにばらつきがある。**中程度の確信度**でアジア・オーストラリアモンスーンに関連した全降水量は増加するが、南北の非対称性を伴う。すなわち、インド及び東アジアモンスーンの降水量は増加する一方でオーストラリア夏季モンスーンの降水量変化は小さいと予測されている。インド夏

季モンスーンの循環は弱まるが、大気中の水蒸気量の増加によって補われて降水の増加をもたらすであろうことの**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、モンスーン循環及び降水量は増加すると予測されている。インド夏季モンスーンの降水量及び極端な降水の 21 世紀を通じた増加が、あらゆるモンスーンの変化の中で最大のものであることの**確信度は中程度**である。{14.2.2、14.8.9、14.8.11、14.8.13}

北アメリカ及び南アメリカモンスーンの降水量変化の予測についての**確信度は低い**が、年周期の中で、北アメリカモンスーンが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、14.8.4、14.8.5}

西アフリカの雨季の発達が少し遅れ、雨季末期の降雨が強まるとの予測の**確信度は低い**。西アフリカモンスーンの主要な特徴を再現することに関してモデルに限界があるため、将来予測の**確信度は低く**なっている。{14.2.4、14.8.7}

熱帯現象

インド洋ダイポールの一般的特徴を再現するモデルの能力と将来予測における見解の一致度に基づくと、熱帯インド洋は、将来、東部において昇温量は抑えられて降水量は減少し、西部において昇温量が増加して降水量が増加するという、東西のパターンで変化するという特徴を持つ**可能性が高く**、東アフリカ及び東南アジアの降水量に直接影響する。{14.3、14.8.7、14.8.12}

海洋における熱帯域の降水のモデルシミュレーションにおいて新たに特定された明確な特徴は、年間降水量の変化が「温暖化するほど湿潤化する」(warmer-get-wetter)パターンに従い、海面水温の上昇が熱帯域の平均を上回る場所で増加し、その逆の場所で減少することについて**中程度の確信度**を与える。多くのモデルは熱帯収束帯(ITCZ)の再現において欠陥はあるが、中央アメリカ、カリブ海地域、南アメリカ、アフリカ、西アジアの一部に影響を与える熱帯収束帯の赤道側における季節平均降水量が増加するという予測の**確信度は中程度**である。南太平洋収束帯(SPCZ)が平均的な位置よりもかなり北東側にずれて位置し、SPCZ が東西方向を指向する現象の頻度が増加し(SPCZ を現実的に再現できるモデルに共通する特徴である)、結果として南太平洋

¹ 本報告書では、成果あるいは結果の可能性の評価を示すために、次の用語が用いられる。「ほぼ確実」: 発生確率が 99~100%、「可能性が非常に高い」: 発生確率が 90~100%、「可能性が高い」: 発生確率が 66~100%、「どちらも同程度」: 発生確率が 33~66%、「可能性が低い」: 発生確率が 0~33%、「可能性が非常に低い」: 発生確率が 0~10%、「ほぼあり得ない」: 発生確率が 0~1%。適切な場合には追加で以下の用語を用いることがある。「可能性が極めて高い」: 発生確率が 95~100%、「どちらかと言えば」: 発生確率が >50~100%、「可能性が極めて低い」: 発生確率が 0~5%。可能性の評価結果は、「可能性が非常に高い」のように斜体字で記述する(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

² 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」といった用語を用いる。確信度は、「非常に低い」、「低い」、「中程度の」、「高い」、「非常に高い」の 5 段階の表現を用い、「確信度が中程度」のように斜体字で記述する。ある一つの証拠と見解の一致度に対して、異なる確信度が割り当てられることがあるが、証拠と見解の一致度の増加は確信度の増加と相関している(詳細は 1.4 節及び Box TS.1 を参照)。

の多くの島嶼国の降水量を減少させるであろうことの**確信度は中程度**である。同様に、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、そのすぐ北側での降水量の減少をもたらすことの**確信度は中程度**である。{14.3、14.8.4、14.8.5、14.8.7、14.8.11、14.8.14}

マッデン-ジュリアン振動の将来変化の予測については、この現象のモデルによる再現性が乏しく、海面水温の昇温パターンに敏感であるため、**確信度は低い**。したがって、西アジア、南アジア、東南アジア、オーストラリアにおける地域的な極端現象の将来予測については、マッデン-ジュリアン振動と関連する場合には不確実性が大きい。{14.3、14.8.10、14.8.11、14.8.12、14.8.13}

熱帯大西洋の将来変化の予測については、現在気候のモデルシミュレーションに系統誤差があるため、平均場及び年々変動のモードのどちらも**確信度は低い**。したがって、大西洋のハリケーンと南アメリカ熱帯域及び西アフリカの降水量における将来変化に与える影響は不確実である。{14.3、14.6.1、14.8.5、14.8.7}

気候モデルにおけるエルニーニョ・南方振動(ENSO)の再現性の現実性が増しており、それらのモデルは、現在の ENSO の変動が将来も続くことを示している。したがって、ENSO は将来も主要な年々変動であり続ける**可能性が非常に高く**、大気中の水蒸気量が増加することによって地域規模での ENSO に関連する降水変動が強まる**可能性が高い**こと**の確信度は高い**。エルニーニョとラニーニャに関連した北太平洋と北アメリカでの気温と降水量の変動の分布(テレコネクション)は、モデル間で一致して、将来東へ移動すると予測されているが、**確信度は中程度**である。一方、中央及び南アメリカ、カリブ海地域、アフリカ、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、他の地域に与える影響は、より不確かである。とはいえ、モデルでは ENSO の変動や空間分布の自然変動が非常に大きいため、21 世紀における ENSO の変動の変化についての具体的な予測の**確信度は依然として低い**。{14.4、14.8.3、14.8.4、14.8.5、14.8.7、14.8.9、14.8.11、14.8.12、14.8.13、14.8.14}

低気圧

21 世紀の予測における過程の理解と一致度に基づくと、世界全体での熱帯低気圧の発生頻度は減少するか、又は本質的には変わらないままである**可能性が高く**、それと同時に、世界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**。将来、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**可能性が高い**が、変化の具体的な特徴はまだ十分に定量化されておらず、地域を特定した頻度と強度の予測における**確信度は低い**。とはいえ、特定の地域における過程の理解とモデルの一致度が向上していることから、オーストラリア及び多くの太平洋諸島のほか、北・中央アメリカ、東アフリカ、西・東・南・東南アジアに上陸する熱帯低気圧の中心付近では、より極端な降水が起こるであろうこと**の確信度は中程度**である。モデルの解像度とダウンスケーリ

ング技術の進歩によって、激しい暴風雨の予測に対する**確信度が増**しており、**どちらかと言えば一部の海域では最も激しい暴風雨の発生頻度が大幅に増加する**だろう。{14.6、14.8.3、14.8.4、14.8.7、14.8.9、14.8.10、14.8.11、14.8.12、14.8.13、14.8.14}

低気圧経路のシミュレーションには系統的な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将来の温帯低気圧の数の変化において一致している。世界全体の温帯低気圧の数は数パーセント以上減少する**可能性は低い**。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**。予測に基づけば、**どちらかと言えば北太平洋の低気圧経路は極方向に移動することの確信度は中程度**である。しかし、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**。北極、北ヨーロッパ、北アメリカ、南半球における 21 世紀末(2081~2100 年)までの冬季降水量の増加は、暴風雨による降水がより極端になることに伴った、温帯低気圧による降水の増加によってもたらされている**可能性が非常に高い**。{14.6、14.8.2、14.8.3、14.8.5、14.8.6、14.8.13、14.8.15}

ブロッキング

モデルでブロッキングを再現する能力が向上し、予測に関する**一致度が高まっている**ことから、南北両半球のブロッキングの頻度は増加しないこと**の確信度は中程度**である。一方、ブロッキングの強度と持続性の変化傾向は不確実なままである。したがって、北アメリカ、ヨーロッパ及び地中海、中央及び北アジアにおけるブロッキング関連の地域的な変化も不確実である。{14.8.3、14.8.6、14.8.8、Box 14.2}

環状モードと双極子モード^[脚注 1]の変動

モデルは一般に、環状モードと双極子モードの大体の特徴を再現することができている。予測におけるモデルの**一致度によれば**、将来の北半球冬季の北大西洋振動は大きな自然変動と、過去に観測されたものと同程度の大きさの変化傾向を示す**可能性が非常に高く**、平均すると**わずかに正の変化傾向が強まり**、北極、北アメリカ、ユーラシアにおける冬季の気象条件に対して**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、南半球環状モードにおける南半球の夏季/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**。{14.5.1、14.5.2、14.8.2、14.8.3、14.8.5、14.8.6、14.8.7、14.8.8、14.8.13、14.8.15}

大西洋数十年規模振動

古気候の復元とモデルシミュレーションから得た複数の証拠によれば、大西洋数十年規模振動(AMO)は、平

均的な気候の変化につれて将来その挙動を変化させる可能性は低い。しかし、今後数十年にわたる大西洋数十年規模振動の自然変動は、大西洋の大型ハリケーンの数、西アフリカの雨季、北アメリカ及びヨーロッパの夏季の気象条件などの地域の気候に対して、人為起源の変化と少なくとも同程度の大きさで影響する可能性が高い。{14.7.6、14.2.4、14.6.1、14.8.3、14.8.6}

PSA パターン^{【訳注 2】}

インド洋・太平洋赤道域における基本的な物理的メカニズム及び予測される海面水温についての理解によれば、南半球夏季の平均的な大気循環における将来の変化はこの太平洋－南アメリカパターンとなり、それゆえ南アメリカ収束帯と南アメリカ南東部における降水量に影響を与えると予測されることの確信度は中程度である。{14.7.2、14.8.5}

【訳注 1】 本節での Dipolar Modes はインド洋ダイポールモードとの区別を図るために、「双極子モード」と表記している。

【訳注 2】 Pacific South American Pattern: テレコネクションモードのひとつ。

各章の引用時の表記方法：

第1章

Cubasch, U., D. Wuebbles, D. Chen, M.C. Facchini, D. Frame, N. Mahowald and J.-G. Winther, 2013: Introduction. 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.

第2章

Hartmann, D.L., A.M.G. Klein Tank, M. Rusticucci, L.V. Alexander, S. Brönnimann, Y. Charabi, F.J. Dentener, E.J. Dlugokencky, D.R. Easterling, A. Kaplan, B.J. Soden, P.W. Thorne, M. Wild and P.M. Zhai, 2013: Observations: Atmosphere and Surface. 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.

第3章

Rhein, M., S.R. Rintoul, S. Aoki, E. Campos, D. Chambers, R.A. Feely, S. Gulev, G.C. Johnson, S.A. Josey, A. Kostianoy, C. Mauritzen, D. Roemmich, L.D. Talley and F. Wang, 2013: Observations: Ocean. 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.

第4章

Vaughan, D.G., J.C. Comiso, I. Allison, J. Carrasco, G. Kaser, R. Kwok, P. Mote, T. Murray, F. Paul, J. Ren, E. Rignot, O. Solomina, K. Steffen and T. Zhang, 2013: Observations: Cryosphere. 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.

第5章

Masson-Delmotte, V., M. Schulz, A. Abe-Ouchi, J. Beer, A. Ganopolski, J.F. González Rouco, E. Jansen, K. Lambeck, J. Luterbacher, T. Naish, T. Osborn, B. Otto-Bliesner, T. Quinn, R. Ramesh, M. Rojas, X. Shao and A. Timmermann, 2013: Information from Paleoclimate Archives. 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.

第6章

Ciais, P., C. Sabine, G. Bala, L. Bopp, V. Brovkin, J. Canadell, A. Chhabra, R. DeFries, J. Galloway, M. Heimann, C. Jones, C. Le Quééré, R.B. Myneni, S. Piao and P. Thornton, 2013: Carbon and Other Biogeochemical Cycles. 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.

第7章

Boucher, O., D. Randall, P. Artaxo, C. Bretherton, G. Feingold, P. Forster, V.-M. Kerminen, Y. Kondo, H. Liao, U. Lohmann, P. Rasch, S.K. Satheesh, S. Sherwood, B. Stevens and X.Y. Zhang, 2013: Clouds and Aerosols. 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.

第8章

Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura and H. Zhang, 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. 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.

第9章

Flato, G., J. Marotzke, B. Abiodun, P. Braconnot, S.C. Chou, W. Collins, P. Cox, F. Friouech, S. Emori, V. Eyring, C. Forest, P. Gleckler, E. Guilyardi, C. Jakob, V. Kattsov, C. Reason and M. Rummukainen, 2013: Evaluation of Climate Models. 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.

第10章

Bindoff, N.L., P.A. Stott, K.M. AchutaRao, M.R. Allen, N. Gillett, D. Gutzler, K. Hansingo, G. Hegerl, Y. Hu, S. Jain, I.I. Mokhov, J. Overland, J. Perlwitz, R. Sebbani and X. Zhang, 2013: Detection and Attribution of Climate Change: from Global to Regional. 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.

第11章

Kirtman, B., S.B. Power, J.A. Adedoyin, G.J. Boer, R. Bojariu, I. Camilloni, F.J. Doblas-Reyes, A.M. Fiore, M. Kimoto, G.A. Meehl, M. Prather, A. Sarr, C. Schär, R. Sutton, G.J. van Oldenborgh, G. Vecchi and H.J. Wang, 2013: Near-term Climate Change: Projections and Predictability. 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.

第12章

Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein, X. Gao, W.J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A.J. Weaver and M. Wehner, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. 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.

第13章

Church, J.A., P.U. Clark, A. Cazenave, J.M. Gregory, S. Jevrejeva, A. Levermann, M.A. Merrifield, G.A. Milne, R.S. Nerem, P.D. Nunn, A.J. Payne, W.T. Pfeffer, D. Stammer and A.S. Unnikrishnan, 2013: Sea Level Change. 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.

第14章

Christensen, J.H., K. Krishna Kumar, E. Aldrian, S.-I. An, I.F.A. Cavalanti, M. de Castro, W. Dong, P. Goswami, A. Hall, J.K. Kanyanga, A. Kitoh, J. Kossin, N.-C. Lau, J. Renwick, D.B. Stephenson, S.-P. Xie and T. Zhou, 2013: Climate Phenomena and their Relevance for Future Regional Climate Change. 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.

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
162	第 2 章 概要	概要 9 ページ	極端現象 第 3 パラグラフ 10 行目 誤: ...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。{2.6.2.2} 正: ...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。{2.6.2.3}
320	第 4 章 概要	概要 16 ページ	淡水氷 第 1 パラグラフ 8-9 行目 誤: 北アメリカの五大湖では、平均結氷期間は 1973~2010 年の期間に 71%減少した。 正: 北アメリカの五大湖では、平均結氷面積は 1973~2010 年の期間に 71%減少した。
574	第 7 章 概要	概要 28 ページ	エアロゾルと雲に起因する気候強制力の定量化 第 1 パラグラフ 14 行目 誤: ...バイオ燃料からの排出 ⁴ は、硫酸塩エアロゾル... 正: ...バイオ燃料からの排出 ⁵ は、硫酸塩エアロゾル... 18 行目 脚注番号 5 を削除し、以下の脚注を挿入する。 バイオマス燃焼からの排出による RF_{aer} は、黒色炭素による正の RF_{aer} と、有機炭素による負の RF_{aer} で構成されている。
956	第 11 章 概要	概要 44 ページ	予測された水循環と大気循環の変化 第 4 パラグラフ 2 行目 誤: 北半球での低気圧経路と偏西風が北方向に移動するという近未来予測については、確信度は中程度である。{11.3.2} 正: 北半球での低気圧経路と偏西風が北方向に移動するという近未来予測については、確信度は低い。{11.3.2}
1140	第 13 章 概要	概要 52 ページ	世界平均海面水位上昇の予測 第 3 パラグラフ 11 行目 誤: RCP8.5 シナリオのように二酸化炭素換算濃度が 700 ppm を超えるが 1500 ppm には達しない場合に相当する... 正: RCP8.5 シナリオのように 2100 年において二酸化炭素換算濃度が 700 ppm を超えるが 1500 ppm には達しない場合に相当する...

- ・ 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、よくある質問と回答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 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】

2014年9月30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、用語の修正・統一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]の本文への反映及び訳文の一部修正）

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る。

青木 茂 北海道大学 低温科学研究所 准教授
秋元 肇 一般財団法人 日本環境衛生センター アジア大気汚染研究センター 所長
東 久美子 大学共同利用機関法人 情報・システム研究機構 国立極地研究所 准教授
阿部 彩子 東京大学 大気海洋研究所 准教授
江守 正多 独立行政法人 国立環境研究所 地球環境研究センター
気候変動リスク評価研究室 室長
河宮 未知生 独立行政法人 海洋研究開発機構
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 地球環境力学部門 准教授
筒井 純一 一般財団法人 電力中央研究所 環境科学研究所 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(2014年9月30日)のもの。)

