

ipcc

INTERGOVERNMENTAL PANEL ON climate change

# 気候変動 2013

自然科学的根拠

よくある質問と回答

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

## よくある質問と回答

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よくある質問と回答 (Frequently Asked Questions) を、気象庁が文部科学省の協力を得て翻訳したものである。この翻訳は、IPCC ホームページに掲載されている報告書 (2014年1月30日公開) :

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

IPCC 正誤表 (2015年4月17日版)

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

国連機関である IPCC は、6つの国連公用語のみで報告書を発行する。

そのため、IPCC 報告書「気候変動 2013—自然科学的根拠」よくある質問と回答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 Frequently Asked Questions 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。
- ・ 訳注は各項目ごとに記載している。

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

# よくある質問と回答



# FAQ

## よくある質問と回答

このよくある質問と回答(FAQ)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 FAQ を引用する場合は、FAQ がもともと含まれている該当する章を引用されたい（例えば、FAQ 3.1 は第 3 章の一部である）。

## 目次

## よくある質問と回答

- FAQ 1.1 気候システムに関する理解が進んでいるのなら、なぜ気温予測の幅が小さくならないのであろうか？ ..... 5
- FAQ 2.1 どのようなことから世界が温暖化したことがわかるのか？ ..... 7
- FAQ 2.2 気候の極端現象に何か変化はあるのか？ ..... 9
- FAQ 3.1 海洋は温暖化しているのか？ ..... 11
- FAQ 3.2 地球の水循環が変化している証拠はあるのか？ ..... 13
- FAQ 3.3 人為起源の海洋酸性化は気候変動とどう関係するのか？ ..... 15
- FAQ 4.1 北極と南極で海水はどう変化しているのか？ ..... 17
- FAQ 4.2 山岳地域の氷河は消滅しつつあるのか？ ..... 19
- FAQ 5.1 太陽は最近の気候変動の主な駆動要因なのか？ ..... 21
- FAQ 5.2 現在の海面水位の変化率はどれだけ異例なのか？ ..... 23
- FAQ 6.1 永久凍土の融解や海洋の温暖化によるメタンと二酸化炭素の急速な放出は、温暖化をかなり加速するのだろうか？ ..... 25
- FAQ 6.2 大気中に放出された二酸化炭素はどうなるのか？ ..... 27
- FAQ 7.1 雲は気候と気候変動にどう影響するのか？ ..... 29
- FAQ 7.2 エーロゾルは気候と気候変動にどう影響するのか？ ..... 31
- FAQ 7.3 ジオエンジニアリングは気候変動に対抗できるか？ 副作用はどうなのか？ ..... 33
- FAQ 8.1 水蒸気は気候変動にどのように重要なのか？ ..... 37
- FAQ 8.2 大気質の改善は気候変動に影響があるのか？ ..... 39
- FAQ 9.1 気候モデルは良くなっているのか？ どうやってそれがわかるのか？ ..... 41
- FAQ 10.1 気候は常に変化している。観測された変化の原因をどのように決定するのか？ ..... 43
- FAQ 10.2 気候への人為的影響が局所的な規模で明らかになるのはいつか？ ..... 45
- FAQ 11.1 来月の天気予報ができないのに、どうやって十年後の気候を予報できるのか？ ..... 47
- FAQ 11.2 火山噴火は、気候と我々の気候予報能力にどう影響するのか？ ..... 49
- FAQ 12.1 気候変動を予測するのになぜこんなに多くのモデルやシナリオを使うのか？ ..... 51
- FAQ 12.2 地球の水循環はどう変化するのか？ ..... 53
- FAQ 12.3 排出を今すぐ停止したら将来の気候はどうなるのか？ ..... 55
- FAQ 13.1 なぜ局所的な海面水位変化は世界平均と異なるのか？ ..... 57
- FAQ 13.2 グリーンランドと南極の氷床はこれから今世紀末まで海面水位の変化に寄与するのか？ ..... 59
- FAQ 14.1 気候変動はモンスーンにどう影響するのか？ ..... 63
- FAQ 14.2 将来の地域的な気候予測結果は世界平均の予測結果とどう関係しているのか？ ..... 65



## FAQ 1.1 | 気候システムに関する理解が進んでいるのなら、なぜ気温予測の幅が小さくならないのであろうか？

IPCC の気温予測の計算に用いられたモデルは、将来起こり得る世界全体の変化の方向性については一致しているが、そうした変化の大きさについては正確に予測することはできない。将来の温室効果ガス (GHG) の排出率は、可能性のある多くの軌跡のどれを辿ってもおかしくないうえ、基礎となるいくつかの物理過程はまだ完全には理解されていないことから、それらをモデル化するのが困難としている。こうした不確実性は、自然起源の年々の気候の変動性と相まって、気温予測に「不確実性の幅」をもたらしている。

予測された温室効果ガス及びエアロゾル前駆物質の排出量(これらは将来の社会・経済状況の予測に依存する)の不確実性の幅は、実質的に削減することはできない。とはいえ、理解や気候モデルの改善は、観測に基づく制約とともに、それらの排出量の変化に対する気候の応答に影響を及ぼすいくつかの要素にかかわる不確実性の幅を減少できる可能性がある。しかしながら、気候システムの複雑さのせいで、この歩みはゆっくりしたものになる。(FAQ 1.1 図 1)

雪氷圏、大気、陸域、生物圏及び海洋の各システムにおける測定やデータ解析の改善により、気候科学は前回の IPCC 評価報告書以来多くの重要な進展を遂げている。科学者も、雲、海氷、エアロゾル、小規模の海洋混合、炭素循環や、その他の過程の役割をモデル化するうえで、よりすぐれた理解とツールを手に入れている。観測数が増えたということは、いまやモデルをより徹底して評価することを可能にし、予測をよりうまく制約できるようになった、ということの意味している。例えば、モデルや観測解析が改善するのに伴って、海面水位上昇の予測はより正確となり、現在の海面水位上昇の要因内訳と均衡するようになってきた。

こうした進展にもかかわらず、世界及び地域の気候の将来予測には、いまだにもっともらしさの幅があり、科学者はこれを「不確実性の幅」と呼んでいる。この不確実性の幅は、検討している変数(例えば、降水量か、気温か)や、空間的・時間的広がり(地域平均か、世界平均かなど)によって異なる。気候予測における不確実性は、自然の変動性、及び将来の排出率やそれに対する気候の応答に関わる不確実性とから生じる。また、ある既知の過程の表現がまだ精緻化されていないことや、ある過程がモデルに含まれていないことによっても、不確実性が生じ得る。

気候システムのカオス的性質のため、年ごとの気温をどれだけ正確に予測できるかについては根本的な限界がある。さらに、十年規模の予測は、支配的な条件(深海の水温など)に敏感であり、それらはあまりよくわかっていない。数十年にわたる自然変動には、海洋、大気、陸域、生物圏及び雪氷圏の相互作用から生じるものもあり、エルニーニョ・南方振動 (ENSO) や北大西洋振動などの現象とも結びついている(気候変動のパターンと指標の詳細については、Box 2.5 を参照)。

火山の噴火や太陽からの放出の変動は、外部からの強制力であって説明可能ではあるが、やはり自然の変動性に寄与している。この自然の変動性は、気候の記録における「ノイズ」の一部として見なすことができ、検出される人為起源の気候変動の「シグナル」に対する背景をもたらしている。

自然の変動性は、大陸や地球規模よりも、地域や局地規模での不確実性に、より大きな影響を与える。これは地球システムに内在するものであり、知識が増えても、これがもたらす不確実性が削減されることはない。とはいえ、例えば、雪氷圏あるいは海洋の状態及び諸過程のような知識の向上を活用することで、特に数年後までの予測については、ある程度の進歩は可能であろう。これは活発な研究の対象となっている分野である。気候変数を十年あるいはさらに長い期間で平均すれば、内部の変動性の相対的重要性が減少し、長期間のシグナルがより明確になる(FAQ 1.1 図 1)。この長期的な観点は、気候の一般的な定義が 30 年平均であることと整合している。

不確実性の第二の要因は、温室効果ガス及びエアロゾル前駆物質の将来の排出率がとり得る様々な軌跡と、土地利用に関する将来の動向から生じている。とはいえ、気候予測はこれらの変数からの入力データに依存する。そこで、これらの推定値を得るために、科学者は将来の人間社会について人口、経済、技術の変化及び政治的選択肢に関する、たくさんの取り得べきシナリオを検討する。そして、各シナリオにおいて可能性が高い排出量を推定する。IPCC は政策立案のための情報を提供するものであり、異なった排出シナリオによる気候予測は有用である。というのは、政策の選択によって気候にどのような結果をもたらされるかを示すことができるためである。これらのシナリオは、気候政策の有無を問わず、現在の科学文献に記載されている排出シナリオの全範囲と整合するよう意図されている。そのようなものとして、将来シナリオの不確実性を抽出するように設計されている。(次ページに続く)

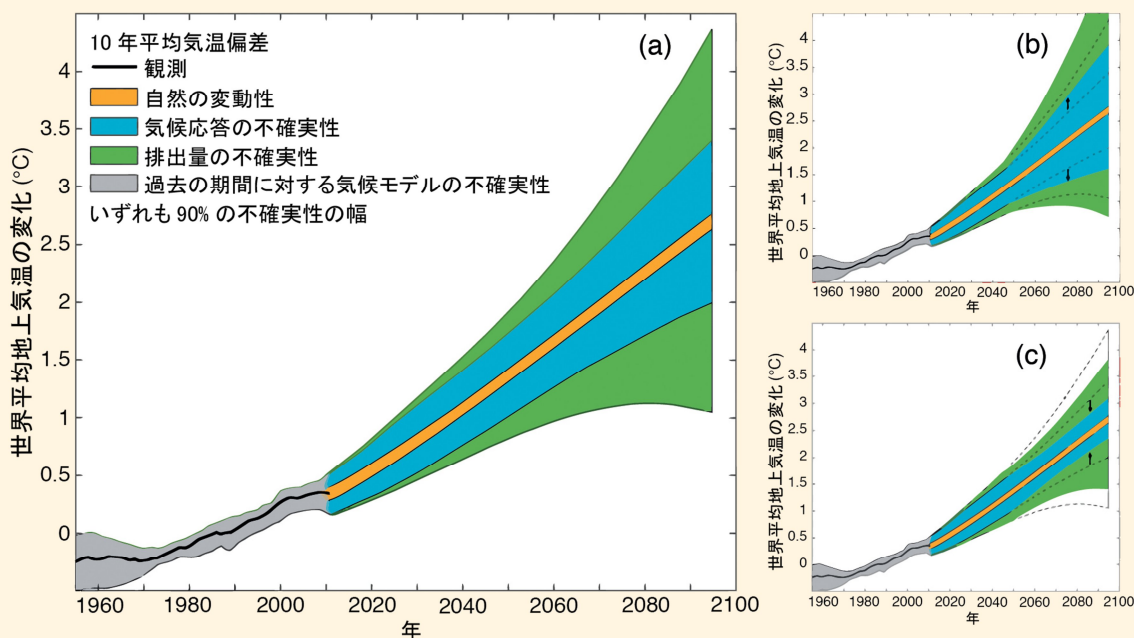
FAQ 1.1 (続き)

今後数年から数十年についての予測は、エアロゾルやメタンなどの短寿命物質の排出量に敏感である。しかしながら、より遠い将来の予測ほど、長寿命温室効果ガスの排出に関して取り得べきシナリオに敏感になる。このようなシナリオに依存した不確実性は、気候科学の進歩によって減少することはなく、より長期の時間スケール(例えば 2100 年)に対する予測においては支配的な不確実性となるだろう(FAQ 1.1 図 1)。

不確実性の幅についての最後の要因は、将来の人為起源の排出や土地利用の変化に気候がどう応答するのかに関する我々の知識が不完全なことから生じる。科学者は、主としてコンピューターを利用した全球気候モデルを用いてこの応答を推定する。世界中の様々な科学者のグループによって、数十の全球気候モデルが開発されてきた。全てのモデルは同じ物理的原理に基づいて構築されているが、気候システムは非常に複雑なため、いくつかの近似が必要になる。グループによって、大気中の特定の過程、例えば雲などを表現するための近似法について、少しずつ異なったものを選択している。こうした選択が、異なるモデルによる気候予測に差をもたらすことになる。不確実性の幅に対するこのような寄与は、「応答の不確実性」あるいは「モデルの不確実性」と言われている。

地球システムの複雑さは、将来の気候が多様なシナリオをたどる可能性があることを意味するが、それでもなお現在の理解やモデル結果と整合したものであるだろう。観測記録がより長くなり、またモデルが改善されるにつれて、研究者は、自然の変動性の幅の制約の中で、今後数十年間に起こり得る気温の予測幅を狭めることができるはずである(FAQ 1.1 図 1)。また、数年先までについてより良い予測を提示するために、海洋と雪氷圏の現在の状況に関する情報を用いることも可能であろう。

科学の進歩にともない、新しい地球物理学的過程を気候モデルに加えたり、既に含まれている過程の表現方法を向上させることができる。こうした進展は、気候応答の不確実性についてモデルに由来する見積もりを増加させるように思われるが、そうした増加は、単に、以前には測定されていなかった不確実性の因子が定量化されたことを反映しているにすぎない(FAQ 1.1 図 1)。重要な過程がどんどん追加されるにつれて、定量化されていなかった過程の影響が減少し、予測がより確かなものになると考えられる。



**FAQ 1.1 図 1** | 様々な不確実性の相対的重要性と、その時間的发展を示した模式図。(a)過去の記録による10年平均の地上気温の変化(°C)(黒線)と、過去の期間に対する不確実性の気候モデルによる推定(灰色)、及び将来の気候の予測と不確実性。値は1961年から1980年までの平均によって正規化されている。自然の変動性(オレンジ)はモデルの年々変動に基づいており、時間によらず一定であると仮定している。排出量の不確実性(緑)は、異なるシナリオによる予測値の差のモデル平均として推定している。気候応答の不確実性(青のべた塗り)は気候モデルの違いによる広がりをもとに、十分にはモデル化されていない過程による付加的不確実性の概算と、炭素循環による不確実性を加えたものに基づく。Hawkins and Sutton (2011) 及び Huntingford et al. (2009) に基づく。(b)気候応答の不確実性は、新たな過程が関連性があると判明するのに伴って増加するように見えるが、こうした増加は以前には測定されていなかった不確実性が定量化されたことを反映している。あるいは(c)気候応答の不確実性は、モデルの改良や観測による制約が加わることで減少することもあり得る。90%の不確実性の幅とは、90%の確率で気温がその範囲内に収まると推定されていることを意味する。

## FAQ 2.1 | どのようなことから世界が温暖化したことがわかるのか？

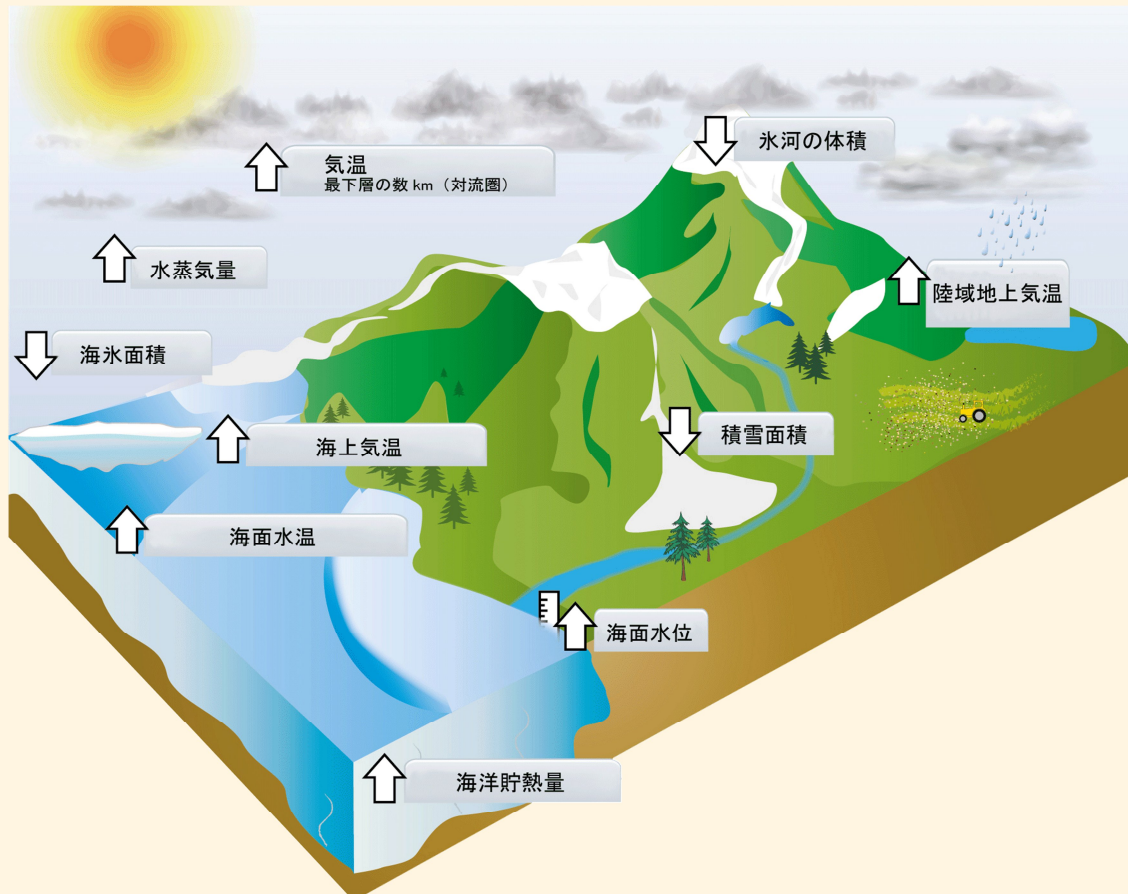
地球全体が温暖化している証拠は、大気の上層から海洋の深部までに及ぶ複数の独立した気候指標から得られている。具体的には地表面・大気・海洋の温度、氷河、積雪面積、海氷、海面水位及び大気中の水蒸気の変化が挙げられる。世界中の科学者が、こうした証拠を独自に何度も検証してきた。19世紀以降、地球全体が温暖化していることは疑う余地がない。

気候の温暖化についての議論は、陸上の気象観測所で得た気温の記録に残っているバイアスに集中することが多い。こうした記録は非常に重要だが、気候システムの変化を示す指標の一つにすぎない。気候システムにおいて強く関連し合うそのほか多くの要素について、物理的に一貫性のある独立した広範な観測結果から、地球温暖化のより幅広い証拠が得られている(FAQ 2.1 図 1)。

世界平均地上気温の上昇は、最もよく知られている気候変動の指標である。年あるいは十年単位では常に前年あるいは前の十年より昇温しているわけではないが、1900年以降、世界の地上気温は大幅に上昇している。

陸上気温の上昇は、観測された海洋上の昇温傾向と密接に対応している。また、多くの独立した解析によって裏付けられているように、船上での測定による上昇している海洋上の気温と海面水温も一致している。

大気と海洋はいずれも流体であるため、地表面の昇温は下層大気や海洋表層の深いところでも見られるはずであり、実際に観測結果からもこれを確認できる。気象観測気球のラジオゾンデや衛星による観測の解析は、大気の活動が活発な層である対流圏の昇温を一貫して示している。1950年代まで遡る世界の海洋貯熱量の記録から見て取ることができるよう、少なくとも1970年代以降に気候システムによって吸収された過剰なエネルギーの90%以上が海洋に蓄積されている。(次ページに続く)



FAQ 2.1 図 1 | 世界の温暖化とともに変化すると予想されている気候システムの各種要素に関する独立した解析は、FAQ 2.1 図 2 に示すように、温暖化と整合する変化傾向を示している(矢印の方向は変化の符号を表す)。

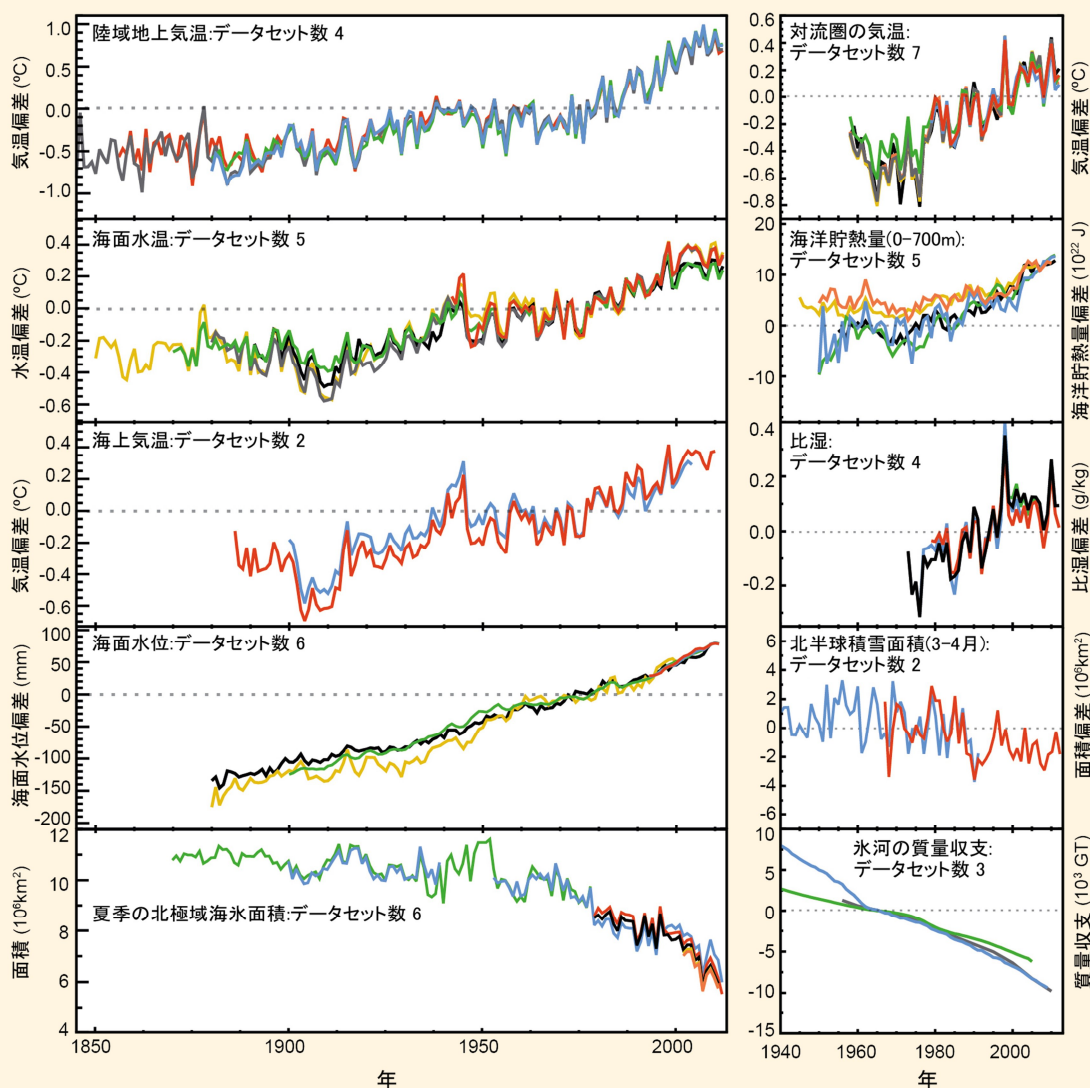
FAQ 2.1 (続き)

海洋の昇温にともない、海水そのものが膨張する。この膨張が、過去 1 世紀にわたって独立に観測された海面水位の上昇をもたらした要因の一つである。また氷河と氷床の融解も、陸水の蓄積や利用の変化と同様に、海面水位の上昇に寄与している。

空気は気温が高くなるほど多くの水蒸気を含むことができるため、世界が温暖化すると、湿潤化する。地球全体の解析によると、大気中の水蒸気量を示す比湿が、陸域及び海上ともに増加したことを示している。

地球の凍った部分(まとめて雪氷圏と呼ばれる)は、局所的な温度変化に影響するとともに、その変化の影響も受ける。世界全体で氷河に含まれる氷の量は 20 年以上にわたり毎年減少しており、質量の減少は、観測された海面水位の上昇の一部に寄与している。積雪面積は気温の変化に敏感で、雪が融解し始める春季には特に顕著となる。春季の積雪面積は、1950 年代以降北半球全域で縮小している。北極域の海水は、衛星観測が始まって以降、かなりの減少が観測されており、特に面積が最小になる時期、すなわち融解期末である 9 月に顕著である。これとは対照的に、南極域の海水はわずかではあるが増加している。

個々の解析結果だけでは説得力はないかもしれないが、これらの異なる指標の解析結果と独立したデータセットにより、多くの独立した研究グループはみな同じ結論に達している。深海から対流圏上端にまで至る、大気と海洋の昇温、氷の融解、海面上昇の証拠は全て明白に一つのことを指し示している。すなわち、19 世紀後半以降、世界は温暖化している(FAQ 2.1 図 2)。



FAQ 2.1 図 2 | 世界的な気候の変化に関する複数の独立した指標。それぞれの線は、気候要素について独立して得られた変化の推定値を示す。おのおのの図において、全てのデータセットは共通するデータ期間において正規化している。どのソースデータセットがどの図に示されているのかについて、詳細は補足資料 2.SM.5 に記載されている。【正誤表参照】

## FAQ 2.2 | 気候の極端現象に何か変化はあるのか？

20 世紀半ば以降、温暖化が気温にかかわる極端現象(熱波を含む)に変化をもたらしているという有力な証拠がある。この期間には大雨の増加もおそらく起こっていたが、地域によって異なる。もっとも、熱帯低気圧の頻度などのような他の極端現象については、一部の限られた地域を除き、観測された記録に識別できる変化があるかは、あまり明確ではない。

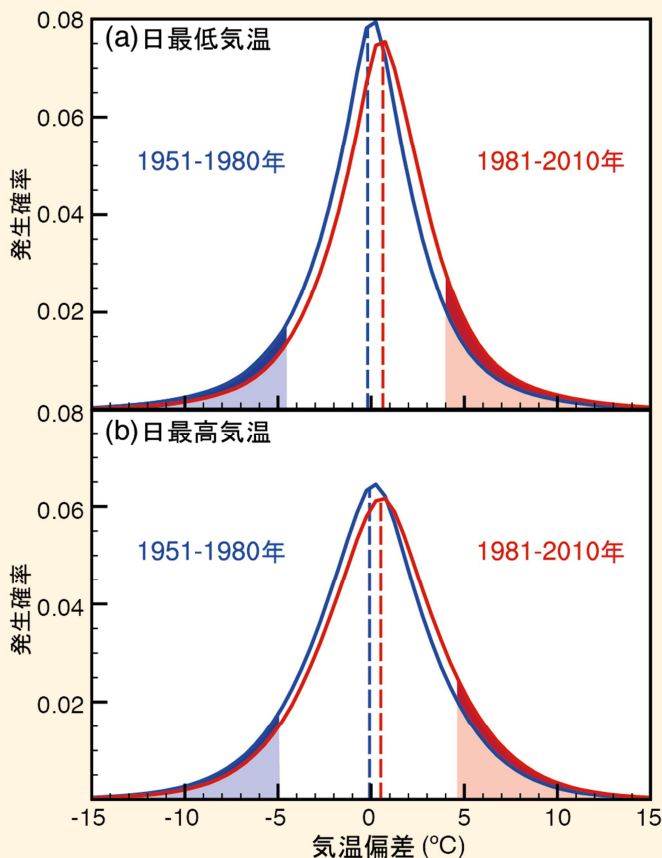
熱波から寒波まで、あるいは干ばつから洪水をもたらす豪雨まで、極端現象を記録し解析するには、特有の課題が持ち上がる。その理由は、こうした現象がまれだからというだけでなく、必ず破壊的な状況に連動して生じるためである。さらに、極端な気候現象とは何かということについて、科学文献に一貫した定義がなく、このことが地球全体の相対評価を複雑にしている。

絶対的な感覚で言えば極端な気候現象は場所によって異なる。熱帯域で暑い日の気温は、中緯度域の暑い日の気温と多分異なるだろう。そのようなものではあるが、極端現象の監視に対する国際的な監視の取り組みによって、世界的に有意な変化がいくつか明らかになっている。

例えば、寒い日や寒い夜(10 パーセンタイル未満)及び暑い日や暑い夜(90 パーセンタイルを超える)について一貫した定義を用いると、世界のほとんどの地域において暑い日や暑い夜は増加し、寒い日や寒い夜は減少しているとの結果が得られる。少数の例外として北アメリカ中部と東部及び南アメリカ南部があげられるが、大部分が日中気温にのみ関係したものである。一般にこうした変化は、例えば暑い夜などの最低気温の極値に最もはっきりと見られる。データが限られているために、平均気温の上昇との因果関係をはっきりとさせることは難しいが、FAQ 2.2 図 1 は地球全体の日別気温の極値が確かに変化していることを示している。これらの変化が単に日平均気温の平均値の上昇(FAQ 2.2 図 1 の破線)と関連しているのか、あるいは他の変化が日中や夜間の気温分布に起きているのか、まだ議論中である。

継続的な高温又は熱波、すなわち、継続した極端に暑い日や暑い夜などの期間についても評価が行われているが、熱波の特性に関する研究は、単に暑い日や暑い夜の変化を比較する研究よりも数が少ない。データが入手できる世界の陸域のほとんどで、20 世紀半ば以降、熱波が増えている。例外は米国南東部で、熱波の頻度と持続期間の指標が総じて減少している。この状況は、いわゆる「温暖化の穴」と関連している。この地域では降水量も増加しており、陸と大気の相互作用や、大西洋と太平洋での長期的変動に関係があるのかもしれない。しかしながら、特にアフリカと南アメリカをはじめとして、多くの地域では熱波の変化に関する情報は限られている。

数百年前まで遡る過去の気温復元データがあるヨーロッパ等の地域については、一部の地域ではここ数十年に極端な熱波の発生数が過度に多かった。(次ページに続く)



FAQ 2.2 図 1 | HadGHCND<sup>[脚注]</sup>データセットを用いた、1961～1990 年気候値に対する 1951～1980 年(青)と 1981～2010 年(赤)の2つの期間の(a)日最低気温偏差と(b)日最高気温偏差の分布。陰影部分は、1951～1980 年の期間における(a)夜と(b)昼の極端に寒い 10%(青)と極端に暑い 10%(赤)を示している。陰影のより濃い部分は、1951～1980 年の期間に比べて 1981～2010 年の期間に極端に寒い日と寒い夜の日数がどれだけ減少したか(濃い青)、及び極端に暑い日と暑い夜の日数がどれだけ増加したか(濃い赤)を表している。[正誤表参照]

## FAQ 2.2(続き)

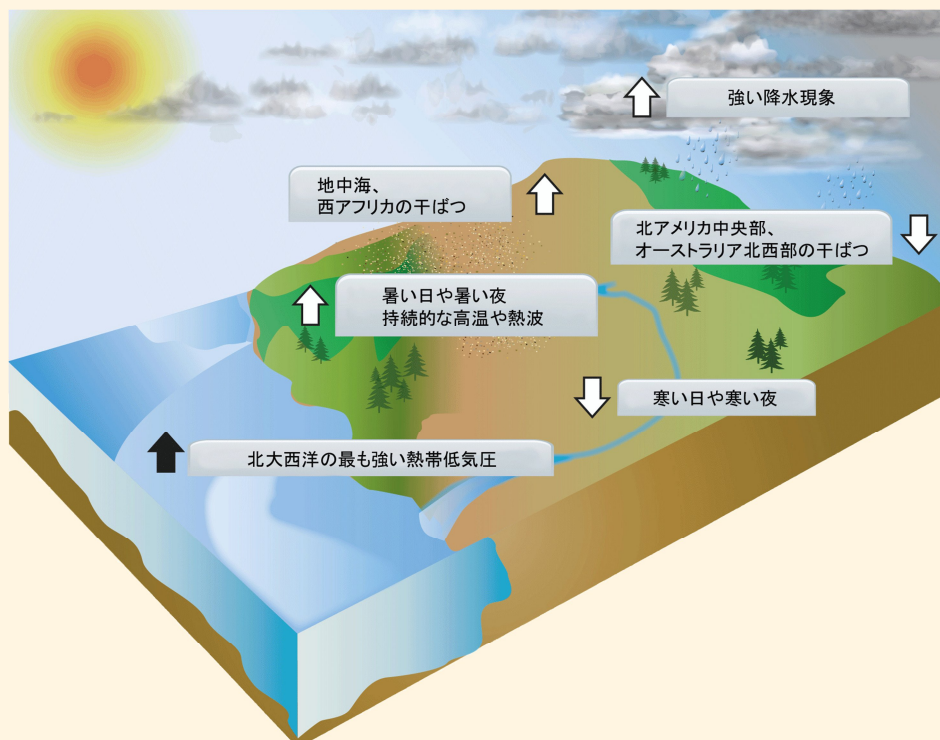
その他の気候変数に関する極端現象の変化は、気温について観測された変化よりも総じて一貫性に劣る。その原因はデータが限られていることと、研究間や、地域及び／又は季節の間で矛盾があることにある。とはいえ、例えば極端な降水現象の増加は温暖化に伴う気候と整合している。十分なデータのある陸域の解析では、最近の数十年で極端な降水現象の頻度と強度が増加していることを示しているが、結果は地域及び季節によって大きく異なっている。例えば、北アメリカ、中央アメリカ、ヨーロッパで大雨が増加していることに対する証拠はきわめて有力だが、その他のある地域(オーストラリア南部やアジア西部など)では、減少している証拠がある。同様に、干ばつの研究は、地域間で変化傾向が異なるため、世界の変化傾向の符号は一致しないが、これは干ばつがどのように定義されているかに依存している。しかしながら、20世紀半ば以降に干ばつが増加した地域もあれば(地中海など)、減少した地域もある(北アメリカ中央部など)という徴候は存在する。

熱帯低気圧など、その他の極端現象については、最新の評価では、過去の観測能力の問題のために長期的変化傾向について断定的に述べることは難しいとの結果を示している。しかしながら、1970年代以降、北大西洋で熱帯低気圧の活動が増加していることを示す極めて強い証拠がある。

観測手法における不確実性を考慮したとしても、一世紀かそれ以上の期間にわたって、北大西洋及び南太平洋では熱帯低気圧の上陸頻度がわずかに減少していることを示唆する証拠がある。他の海域では、長期的な変化傾向を示す証拠はほとんど存在しない。温帯低気圧については、この50年間に南北両半球において極方向への移動が明白であり、中緯度域における暴風の頻度の減少を示すさらなる証拠も限定的ながら存在する。いくつかの研究は強度の増大を示唆しているが、データサンプリングの問題がこうした評価の妨げになっている。

FAQ 2.2 図2は、気候の極端現象について観測された変化の一部をまとめたものである。最も確実な気候の極端現象の世界的変化は日別気温の指標に全体的に見られ、熱波の指標でもある程度見られる。降水の極端現象も増加しているように見えるが、大きな空間的変動があり、干ばつについて観測されている変化傾向には、少数の地域を除いて、まだ不確実性がある。1970年代以降、北大西洋における熱帯低気圧の頻度と活動度には確実な増加が見られるが、その理由についてはまだ議論されているところである。他の気候変数に関連した20世紀半ば以降の極端現象の変化については、証拠は限定されている。

【訳注】 HadGHCND: ハドレーセンター-世界歴史気候ネットワーク-日別データベース。本データベースは、米国海洋大気庁の気候データセンターと英国気象局のハドレーセンターによって作成された陸域における日別最高気温及び日別最低気温の地上気温データ。



FAQ 2.2 図2 | 20世紀半ば以降(観測対象の期間が1970年代以降であるため、北大西洋低気圧は除く)の様々な気候の極端現象の頻度(又は強度)の変化傾向(矢印の方向は変化の符号を表す)。

### FAQ 3.1 | 海洋は温暖化しているのか？

そのとおり。海洋は様々な海域、深さ、期間において温暖化している。ただし、いつでもどこでもというわけではない。温暖化の徴候は、10年以上にわたる期間で地球規模、あるいは海域規模の平均を検討した場合に最もはっきりと現れる。

海水温度は、どの場所であっても季節によって大きく異なる場合がある。また、海流の変動や海洋と大気との熱交換が原因となって、年ごとに、場合によっては十年規模においても、大幅に変動することもあり得る。

海水温度は何世紀にもわたって記録されているが、任意の年における水深数百メートルの海洋の世界平均水温を自信をもって推定できるだけの包括的な測定が行われるようになったのは、1971年頃になってのことだった。それどころか、国際的な海洋観測計画であるArgoの水温／塩分自動観測フロートが2005年に初めて全世界をカバーするまでは、任意の年における世界平均海洋表層水温は、どの推定方法を用いるかによって異なっていた。

世界平均海洋表層水温は、1971年から2010年にかけて十年規模の時間スケールで上昇した。年平均値には大きな不確実性があるにもかかわらず、この昇温は明確な結果である。海洋の水深75m以浅では、この期間における世界平均昇温傾向は10年当たり0.11 [0.09~0.13]°Cだった。この変化傾向は一般に海面から中層になると低減し、200m深では10年当たり約0.04°C、500m深では10年当たり0.02°C未満に低下する。

水温偏差は、上層からの混合に加えて様々な経路によって海洋表層に入り込む(FAQ 3.1 図1)。高緯度のより冷たい、したがってより高密度の水は、海面付近から下に沈んでいき、より低緯度のより暖かくより軽い水の下を赤道に向かって広がっていく。少数の場所、すなわち北大西洋北部と南極大陸周辺の南大洋<sup>[訳注]</sup>では、海水が非常に冷却されかなりの深さまで沈み、場合によっては海底まで沈んでいる。その後この水は広がって、残りの深海の大部分を満たす。海面付近の海水が暖まると、沈んでいく水も時間とともに温まり、海面からの加熱の下向きの混合だけの場合よりもはるかに迅速に海洋内部の水温を上昇させる。

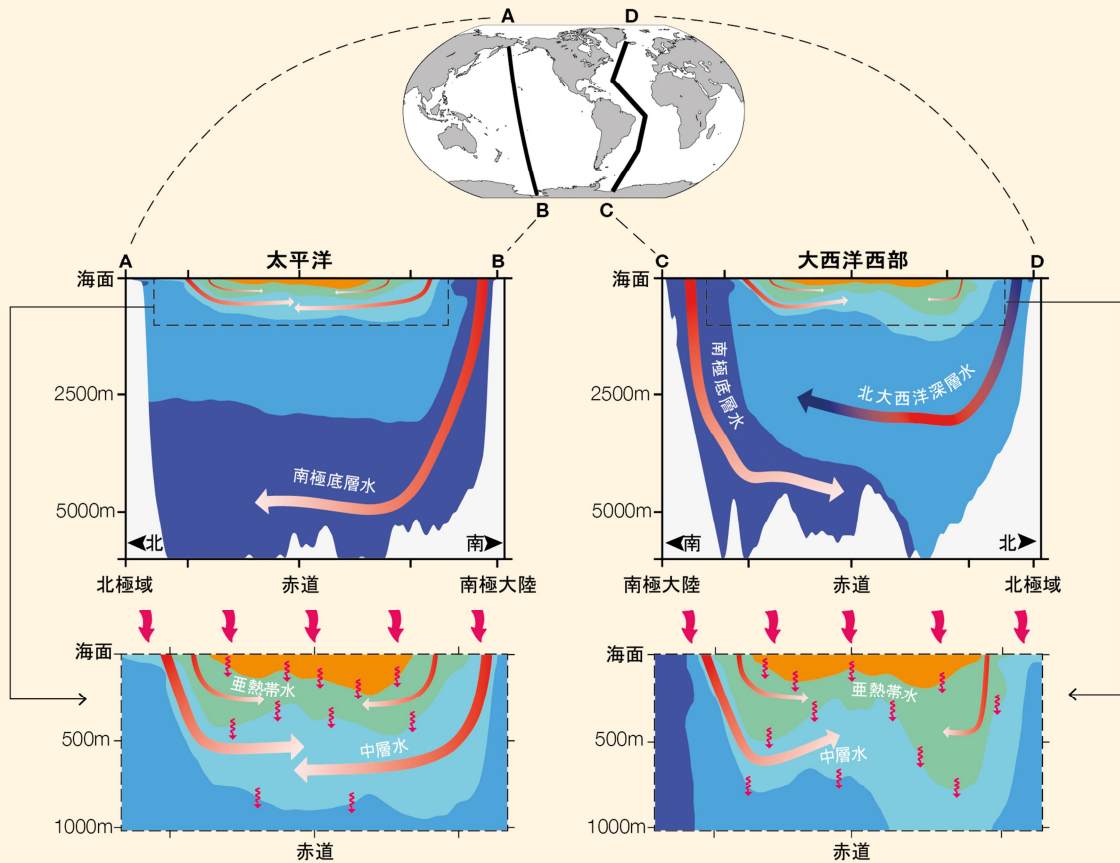
北大西洋では、こうした深層水の水温は冬季に卓越する大気循環の変動の分布に応じて十年規模で変動する—昇温するときもあれば降温するときもある。南極大陸周辺では、1992~2005年頃から底層水が検出可能な昇温を示している。この原因はおそらく、南大洋の周りの偏西風がこの数十年間にわたって強くなっていることと南方に移動していることにある。世界の海洋の中で最も深く冷たい底層水に現れたこの温暖化のシグナルは、インド洋、大西洋、太平洋で、北上するにつれて弱まりはするが、検出可能である。深層での昇温率は一般に表層ほど顕著ではない(南極大陸周辺の深層水及び底層水では1990年代以降10年当たり約0.03°Cで、その他多くの場所の昇温率はこれよりも小さい)。しかしながら、膨大な量の水の昇温になるため、深海の温暖化は海洋の熱量の総増加量に大いに寄与している。

世界平均海洋水温の過去の変化についての推定値は、主に系統的測定誤差が認知され低減されたおかげで、ここ数年で正確さを増している。正確さの劣る測定値と、隣接する場所で同じような時期に得られた数は少ないが正確な測定値とを慎重に比較することにより、科学者は過去の記録におけるみかけの測器バイアスを減らしてきた。このような向上の結果、世界平均海洋水温は2008年以前に報告されていたよりもはるかに着実に年々上昇していたことが明らかになった。とはいうものの、世界平均昇温率は、時間でみると均一ではないかもしれない。海洋が平均より早い速度で温暖化しているように見える年もあれば、温暖化の速度が遅く見える年もある。

海洋はその質量の多さと熱容量の大きさゆえに、大量のエネルギー(同等の温度上昇について大気が蓄えられるエネルギーの1000倍以上)を蓄えることができる。地球は宇宙空間に放出するよりも多くの熱を吸収しており、この過剰な熱のほぼ全てが海洋に入ってそこで蓄えられている。1971年から2010年までの間に温暖化した空気、海、陸と融解した氷によって蓄えられた熱を全て合わせた量の約93%を、海洋が吸収している。

海洋はその膨大な熱容量とゆっくりした循環によって、かなりの熱慣性をもつことになる。海面付近の水温が温室効果ガス濃度の変化のような気候の強制力(第12.5節)に回答して平衡に達するには、10年ほどかかる。したがって、温室効果ガス濃度を現在の水準で将来まで維持できるとすれば、地球の表面温度の上昇は大体10年以内に減速し始めるだろう。もっとも、深海の水温は数百年から数千年は上昇し続け(第12.5節)、したがって海面水位も数百年から数千年は上昇し続けるだろう(第13.5節)。(次ページに続く)

FAQ 3.1 (続き)



**FAQ 3.1 図 1 | 海洋が熱を吸収する経路。** 海洋は成層化しており、最も温度が低く密度が高い水は深海にある(上図: 方位は最上部の地図を参照)。冷たい南極底層水(濃い青)は南極大陸の周囲で沈んでから、海底に沿って北方向に広がり、太平洋中央部(左上図: 赤から白に薄くなっている矢印は、最近まで海面と接触していた底層水の昇温が大きいことを示す)、大西洋西部(右上図)、インド洋(図なし)に到達する。それより温度が高く、したがって軽い北大西洋深層水(水色)は、北大西洋北部で沈んでから(右上図: 深層水の赤と青の矢印は十年規模で昇温と降温を繰り返していることを示す)、南極底層水の上側を南方向に広がる。同様に、海洋表層では(左下図は太平洋、右下図は大西洋の詳細を示す)低温の中層水(青緑)が亜寒帯域で沈んでから(赤から白に薄くなっている矢印は、時間の経過にともなう昇温を示す)、より温度の高い亜熱帯水(緑)の下側を赤道方向に広がり、亜熱帯水は沈んでから(赤から白に薄くなっている矢印は、最近まで海面と接触していた中層水と亜熱帯水の昇温が強いことを示す)、三つの大洋の中で最も温度が高く軽い熱帯水(オレンジ)の下側を赤道方向に広がる。海面を通じて入ってくる過剰な熱又は冷たさ(上側の曲がった赤矢印)も、ゆっくりと下方に向かって混ざり合う(表層の波形の赤矢印)。

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



## FAQ 3.2 | 地球の水循環が変化している証拠はあるのか？

地球の水循環には、地球表面での水分の蒸発と降水が関係する。大気中の水蒸気量の変化は、水循環が気候の温暖化に既に応答している確実な証拠である。さらなる証拠は、海洋塩分の分布の変化から得られる。世界の海洋上での降雨と蒸発に関する長期的な観測が無いため、海洋塩分の分布は雨量計の重要な代替となっている。

大気は気温が上がるほどより多くの水蒸気を含むことができるため、水循環は気候が温暖化すると強まることが予想されている。気温が 1°C 上昇するごとに、大気が保持できる水蒸気は約 7% 増える。1970 年代以降の観測結果を見ると、地表面及び下層大気中の水蒸気は増加しており (FAQ 3.2 図 1a)、増加率は観測された温暖化と整合する。さらに、蒸発量と降水量は気候が温暖化すると増大することが予測されている。

最近 50 年間に記録されている海洋塩分の変化は、上記の予測を裏付けている。海水は塩と淡水をどちらも含んでおり、塩分は海水が含む溶解塩の重量の関数である。塩は岩石の風化によってもたらされるもので、その総量は人間の時間スケールでは変化しないため、数日又は数世紀の間に海水の塩分が変わるとすれば、淡水の追加や除去によってしかあり得ない。

大気は蒸発した水蒸気のある場所から別の場所へ移動させることによって、淡水が正味で減少している海域と、淡水が増加している海域を結びつける。海面の塩分分布は、蒸発量と降水量の差、陸域からの流出水、海水過程の空間パターンを強く反映している。海流があるため、このような要素相互に関連したパターンには多少のずれがある。

亜熱帯域では蒸発量が降雨量を上回るために塩分が高いが、降雨量が蒸発量を上回る高緯度域や熱帯域の海水の塩分はそれほどではない (FAQ 3.2 図 1b, d)。最も塩分の高い海域である大西洋では、降水により増加する量以上に蒸発により淡水量が減少している。一方、太平洋はほぼ中立 (すなわち、降水で増加する淡水量が蒸発による減少とほぼ等しい) で、南大洋<sup>【註 1】</sup> (南極周辺の海域) では降水量が卓越している。

海面と海洋表層の塩分の変化は、平均的な塩分パターンを強めている。蒸発が卓越している亜熱帯域は塩分がより高くなり、降水が卓越する亜寒帯及び熱帯域では塩分が低下している。500 m 以浅での変化を見ると、蒸発が卓越する大西洋では塩分が高くなり、ほぼ中立の太平洋や降水が卓越する南大洋では塩分が低下している (FAQ 3.2 図 1c)。

降水量と蒸発量の変化を直接的に地球規模で観測することは難しい。なぜなら大気と表面の淡水の交換のほとんどは、海洋で覆われている地球の表面の 70% において起きるからだ。長期にわたる降水記録が入手できるのは陸域に限られるうえ、蒸発については長期にわたる測定値がない。

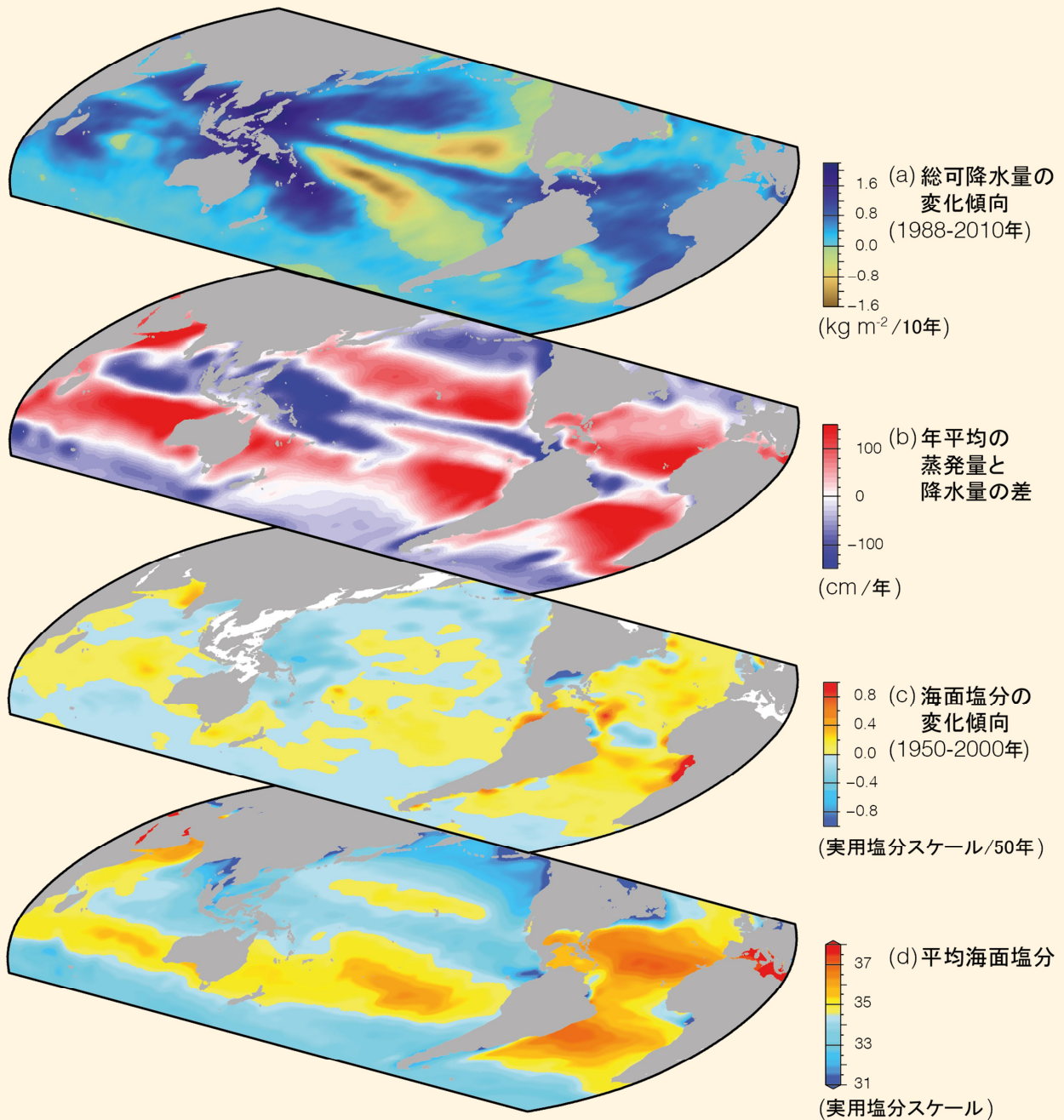
陸域の観測結果によれば、降水量は増加した地域もあれば減少した地域もあり、地球規模で統合した全体像を描くのは難しい。陸域の観測からは、極端な降雨現象の増加と、北半球の高緯度域での融雪の早まりに関連した洪水の増加が見られるが、変化傾向には強い地域性がある。干ばつの変化については、これまでのところ証拠を提供できるだけの地上観測結果は得られていない。

他方、海洋塩分は、海洋に関して感度の高い効果的な雨量計の役割を果たしている。海洋塩分は、海洋が降水から得る水と蒸発を通じて失う水 (これらはいずれも場所・時間ともにきわめて不規則に発生する) の差を自然に反映して平らにならしてくれる。海洋塩分は、大陸からの流出水や、海水又は浮遊している氷山の融解や凍結によっても影響を受ける。陸上での融氷によって追加された淡水は世界平均の塩分を変えるだろうが、現在までのところ変化はあまりにも小さいため観測できない。

FAQ 3.2 図 1 に示されるように、過去 50 年間のデータには海洋表層における広範な塩分の変化が見られ、降水量及び流出水量と蒸発量との差に系統的な変化があることを示している。

FAQ 3.2 は、第 2 章と第 3 章に報告されている観測結果と、第 9 章と第 12 章のモデル分析に基づいている。  
(次ページに続く)

FAQ 3.2(続き)



**FAQ 3.2 図 1** | 海面塩分の変化は、大気側の蒸発量と降水量の差の分布と、総可降水量の変化傾向に関係している。(a)衛星観測(SSMI マイクロ波放射計)による総可降水量(地球の表面から全大気にかけて積分した水蒸気量)における線形傾向(1988~2010年)(10年当たり kg m<sup>-2</sup>) (Wentz et al., 2007 による)(青色系:より湿潤、黄色系:より乾燥)。(b)気象再解析データによる1979~2005年の気候学的に平均した正味の蒸発量と降水量の差(1年当たり cm)(米国国立環境予測センター/米国大気研究センター; Kalnay et al., 1996)(赤色系:正味の蒸発、青色系:正味の降水)。(c)海面塩分における変化傾向(1950~2000年)(50年当たり実用塩分スケール<sup>【訳注2】</sup>【正誤表参照】(Durack and Wijffels, 2010 による)(青色系は塩分低下、黄色・赤色系は塩分上昇)。(d)気候学的平均海面塩分(実用塩分スケール)(青色系:<35、黄色・赤色系:>35)。

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

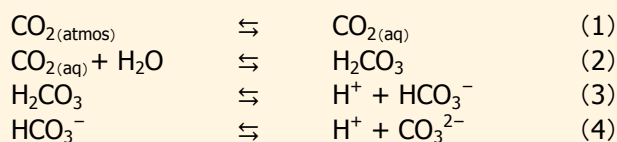
### FAQ 3.3 | 人為起源の海洋酸性化は気候変動とどう関係するのか？

人為起源の気候変動と人為起源の海洋酸性化は、どちらも大気中の二酸化炭素濃度の増加によって引き起こされる。二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)濃度の上昇は、他の温室効果ガスとともに、地球表面から反射して返ってきた熱を閉じ込めることによって間接的に気候システムを変える。現在海水は人為起源二酸化炭素の約30%を大気から吸収しており、人為起源の海洋酸性化は二酸化炭素濃度の増加がもたらす直接的な結果の一つである。

海洋酸性化とは、主に大気からの二酸化炭素の取り込みを原因として長期間、一般には数十年からそれ以上にわたって pH が低下することを指している。pH は、酸性度を表す無次元の尺度である。海洋酸性化は、pH の変化の方向を言っているのであって、終点のことを言っているのではない。すなわち、海洋 pH は低下しているが酸性(pH<7)になることは予想されていない。海洋酸性化は、他の化学物質が自然に(火山活動の増加、メタンハイドレートの放出、純呼吸量の長期的変化など)、又は人為的に(窒素や硫黄の化合物の大気中への放出など)海洋に加えられたり、海洋から取り除かれたりすることによって生じる。人為起源の海洋酸性化とは、pH 低下の構成要素のうち人間活動によって生じる部分をいう。

1750 年頃以降、工業や農業の活動により二酸化炭素が放出された結果、世界平均の大気中の二酸化炭素濃度は 278 ppm から 2011 年には 390.5 ppm に増加した。大気中の二酸化炭素濃度は、少なくとも過去 80 万年間地球上で経験したことのない高濃度に達しており、我々人類がエネルギーを化石燃料に依存しているため、今後も増え続けることが見込まれている。現在までに、海洋は大気から約 155 ± 30 PgC<sup>【訳注】</sup>の二酸化炭素を吸収しているが、これは工業化以前の時代以降の人間活動による二酸化炭素の総排出量(555 ± 85 PgC)のおよそ4分の1に相当する。この自然の吸収過程は、大気中の温室効果ガス濃度を大幅に低下させ、地球温暖化による影響の一部を最小限に抑えてきた。しかし、海洋への二酸化炭素の取り込みは海水の化学的性質に大きな影響を与えている。海面付近の海水の平均 pH は、産業革命の開始時の約 8.2 から 8.1 へと、既に約 0.1 低下している。予測されている将来の大気中及び海洋中の二酸化炭素濃度の推定値によると、今世紀末までに海面付近の海水の平均 pH は現在よりも 0.2~0.4 低くなる可能性がある。pH スケールは対数で表されているため、1 単位の変化は、水素イオン濃度になると 10 倍の変化に相当する。

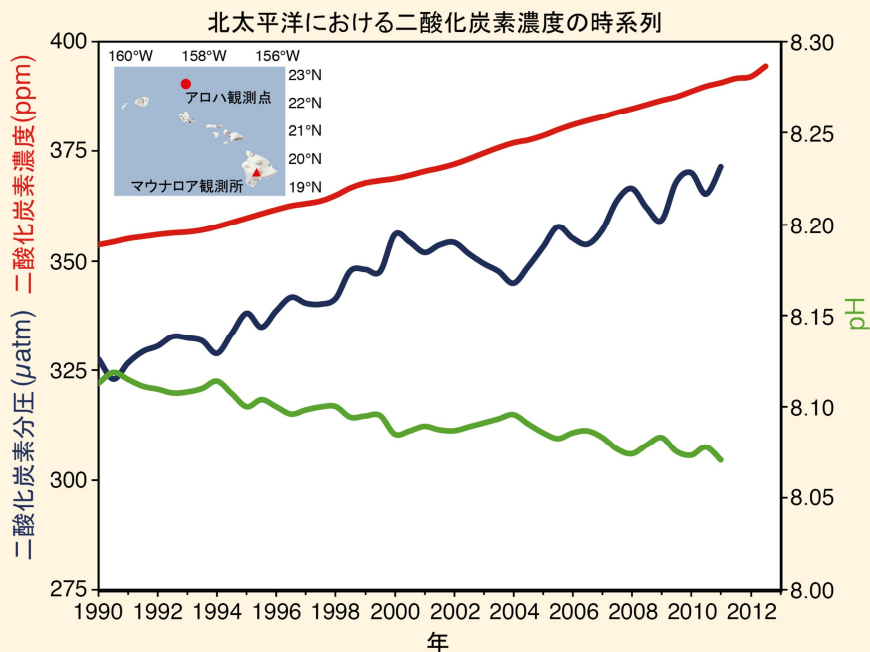
大気中の二酸化炭素が大気と海洋の境界面で交換されるとき、一連の 4 つの化学反応を通じて海水に反応する結果、以下の炭素化合物、すなわち溶存二酸化炭素(CO<sub>2(aq)</sub>)、炭酸(H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub>)、重炭酸イオン(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)の濃度が増加する。



上記の反応によって水素イオン(H<sup>+</sup>)が生成される。この海洋の水素イオン濃度の増加は、pH の低下又は酸性度の増加に相応する。通常の海水状態においては、生成される水素イオンの 99.99%以上が炭酸イオン(CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>)と結合し、さらなる重炭酸イオン(HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>)を生成する。このように、海洋に溶け込んだ人為起源の二酸化炭素は pH を低下させ、炭酸イオンを消費する。こうした反応は完全に可逆的で、海水中でのこれらの反応の基礎熱力学はよくわかっており、約 8.1 の pH のもとでは約 90%の炭素が重炭酸イオン、9%が炭酸イオンとして存在し、わずか 1%程度の炭素が溶存二酸化炭素の形で存在する。研究室、野外、モデリング研究から得た結果や地質記録の証拠は、海洋生態系が海洋中の二酸化炭素の増加とそれに伴う pH 及び炭酸イオンの減少に非常に影響を受けやすいことをはっきりと示している。

気候変動と人為起源の海洋酸性化は、互いに独立して作用するものではない。海洋に取り込まれる二酸化炭素は温室効果による温暖化には寄与しないが、海洋の温度上昇は海水中の二酸化炭素の溶解度を低下させるため、海洋が大気から吸収できる二酸化炭素の量も減ることになる。例えば、二酸化炭素濃度が工業化以前から倍増して水温が 2℃上昇した状態では、海水が吸収する二酸化炭素は温度上昇がない場合よりも 10%少なくなる(全炭酸 C<sub>T</sub>の増加分が 10%減、FAQ3.3 表 1<sup>【正誤表参照】</sup>の第 4 列と 6 列を参照)が、pH はほぼ変化せずに維持される。このように、海洋の温度が上昇すると大気から二酸化炭素を取り除く能力が減るにもかかわらず、海洋酸性化は生じる。その理由は、より温度の高い海洋では重炭酸塩が炭酸塩に変換され、水素イオンを放出することによって pH を安定化させるためである。(次ページに続く)

FAQ 3.3(続き)



**FAQ 3.3 図 1** | 1990～2011 年の期間にマウナロア観測所で観測された大気中の二酸化炭素のモル分率 (ppm) (上の赤線) と、ハワイ北の亜熱帯北太平洋のアロハ観測点で観測された海洋表面の二酸化炭素分圧 (pCO<sub>2</sub>; 中央の青線) 及び海洋表面の pH (下の緑線) の平滑化した時系列 (Doney et al., 2009 による; データは Dore et al., 2009)。この結果から、海洋表面の pCO<sub>2</sub> の変化傾向は大気中の増加とおおむね整合するが、海洋過程の大規模な年々変動のせいで大気中の増加よりも変動が大きいことが見てとれる。<sup>[正誤表参照]</sup>

**FAQ 3.3 表 1** | 大気中の二酸化炭素が工業化以前より倍増した場合の、表面水における海洋 pH と炭素系物質のパラメータの変化。海水温が 2°C 上昇した場合としない場合も比較。<sup>a</sup>

パラメータ	工業化以前 (280 ppmv) 20°C	工業化以前×2 (560 ppmv) 20°C	(工業化以前に対 する変化率 %)	工業化以前×2 (560 ppmv) 22°C	(工業化以前に対 する変化率 %)
pH	8.1714	7.9202	—	7.9207	—
H <sup>+</sup> (mol kg <sup>-1</sup> )	6.739e <sup>-9</sup>	1.202e <sup>-8</sup>	(78.4)	1.200e <sup>-8</sup>	(78.1)
CO <sub>2(aq)</sub> (μmol kg <sup>-1</sup> )	9.10	18.10	(98.9)	17.2	(89.0)
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> (μmol kg <sup>-1</sup> )	1723.4	1932.8	(12.15)	1910.4	(10.9)
CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (μmol kg <sup>-1</sup> )	228.3	143.6	(-37.1)	152.9	(-33.0)
C <sub>T</sub> (μmol kg <sup>-1</sup> )	1960.8	2094.5	(6.82)	2080.5	(6.10)

注釈:

<sup>a</sup> CO<sub>2(aq)</sub> = 溶存 CO<sub>2</sub>、H<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> = 炭酸、HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> = 重炭酸イオン、CO<sub>3</sub><sup>2-</sup> = 炭酸イオン、C<sub>T</sub> = 全炭酸 = CO<sub>2(aq)</sub> + HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> + CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>。

【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。

## FAQ 4.1 | 北極と南極で海氷はどう変化しているのか？

北極海の海氷と南極大陸をとりまく南大洋<sup>〔訳注 1〕</sup>の海氷は、全く異なる特性を有しており、時間とともに異なった変化を示している。過去 34 年間(1979~2012 年)に、北極域では年平均海氷面積が 10 年当たり 3.8%の減少傾向を示している。北極海の冬季の平均氷厚は 1978 年から 2008 年の期間で約 1.8 m 薄くなり、北極域の海氷の総体積(質量)は通年で減少した。夏季の最小海氷面積がより急速に減少しているのは、こうした変化傾向の結果である。対照的に、同じ 34 年間で、南極域の海氷の総面積は 10 年当たり 1.5%のわずかな増加を示しているが、南極周辺域の変化には大きな地域差がある。南極域の海氷厚の測定結果は数が少ないため、総体積(質量)が減少、安定あるいは増加しているのかどうか、判断することができない。

北極域の海氷域の大部分は北緯 60 度以北にあり(FAQ 4.1 図 1)、南側は陸地と、カナダ多島海、ベーリング海、バレンツ海、グリーンランド海に囲まれている。北極海盆において氷の一部は数シーズン融解せずに残り、底部における海水の凍結や変形(氷脈化<sup>〔訳注 2〕</sup>や重なり合い<sup>〔訳注 3〕</sup>)によって厚さを増していく。季節海氷は約 2 m の厚さにしかならないが、1 年以上経過した海氷(越年氷)は厚さ数メートルに達することがある。北極海盆内の海氷は風と海流により漂流する。平均的な漂流パターンは、北極海西部での時計回りの循環パターンと、シベリア海の海氷を、北極海を横断して Fram 海峡を通して流出させる、極横断流が卓越している。

海氷と開放水面を区別する能力がある衛星が、海氷の変化の実態を示してくれる。1979 年以降、北極域の年平均海氷面積は 10 年当たり 3.8%減少している。夏の終わり(9 月下旬)における面積の減少率は 10 年当たり 11%と更に大きくなり、2012 年には海氷面積は最小記録に達した。9 月の北極域の最小海氷面積の 10 年平均は、衛星観測の開始以降、10 年ごとに減少している。潜水艦と衛星の観測記録は、北極域の海氷厚、すなわち総体積も減少していることを示唆している。越年氷と季節氷の比率の変化は、海氷の体積の減少に寄与している。34 年間の観測記録を見ると、越年氷は 1979 年以降 10 年当たり約 17%が、1999 年以降は 40%が融解や北極海盆外への流出で失われている。北極域の海氷面積は、季節ごとの生成量に変動があるために年々変動するが、厚い越年氷の比率及び海氷の総体積はゆっくりとしか回復できない。

北極域とは違い、南極大陸周辺の海氷は、大陸が存在するため南緯 78 度以北に限定される。南極域の海氷は大部分が季節海氷で、海氷面積が最大になる 9 月でも平均氷厚は約 1 m しかない。海氷面積が夏季の最小になる 2 月には、海氷はわずかな部分しか残らず、二夏以上残る南極域の海氷はほとんどない。氷縁は外洋にさらされており、南極域の海氷上の降雪強度は北極域より大きい。降雪による雪の荷重が海氷の表面を海面下に押し下げるほど大きいと、海水が積雪の底部に浸透し、その結果できた雪泥が凍ると雪氷(ゆきごおり)が形成される。結果的に、雪から氷への変化は(北極域の海氷のような底部の凍結と同様に)、南極域における海氷厚と総体積の季節的成長に寄与する。雪氷の形成は降水量の変化に敏感であり、したがって地域的な気候の変化に敏感である。南極域の海氷厚及び体積に対する降水量の変化の関係は、引き続き研究の焦点となっている。

陸の境界による制約を受けないため、南極域の海氷域の緯度方向の広がりには、大きなばらつきがある。南極大陸沿岸付近では、海氷は主に東から西に漂流するが、さらに北側では西から東に漂流して広く発散する。ウェッデル海とロス海では海氷を北向きに運ぶ明瞭な時計回りの循環パターンが見られるが、東南極周辺では循環はもっと変化しやすい。海氷域の北への広がりには発散的な漂流によってある程度コントロールされている。この発散的な漂流は冬の数か月間、沿岸に持続的に存在する開放水面(氷湖<sup>〔訳注 4〕</sup>)での新しい氷の生成に寄与している。このような氷が形成される領域では、結果的に塩分がより高く、つまり海水が高密度になり、世界の海洋の最深部を占める海水の主要な供給源の一つになっている。

上記と同じ 34 年間にわたる衛星観測記録では、南極域の年間海氷面積が 10 年当たり約 1.5%増加している。しかし、この変化傾向には地域差があり、ベリングスハウゼン海とアムンゼン海では海氷面積の減少が見られるが、ロス海では大きな増加があり、この増加が全体の変化傾向を決めている。南極大陸周辺では年によっても場所によっても海氷面積のばらつきが大きいので、南極域の海氷面積が全体として小さいながらも増加していることが、気候の指標として意味を持つかどうかについては、はっきりしない。最近のある研究結果は、海氷域範囲に関するこうした対照的な変化傾向が、地域的な風の強さや分布の変化傾向に起因する可能性を示唆している。氷厚と氷体積についてより良い推定値がなければ、南極域の海氷面積が気候変動にどう応答しているのか、あるいはどの気候パラメータが最も大きな影響を与えているのかを特徴づけることは難しい。(次ページに続く)

FAQ 4.1 (続き)

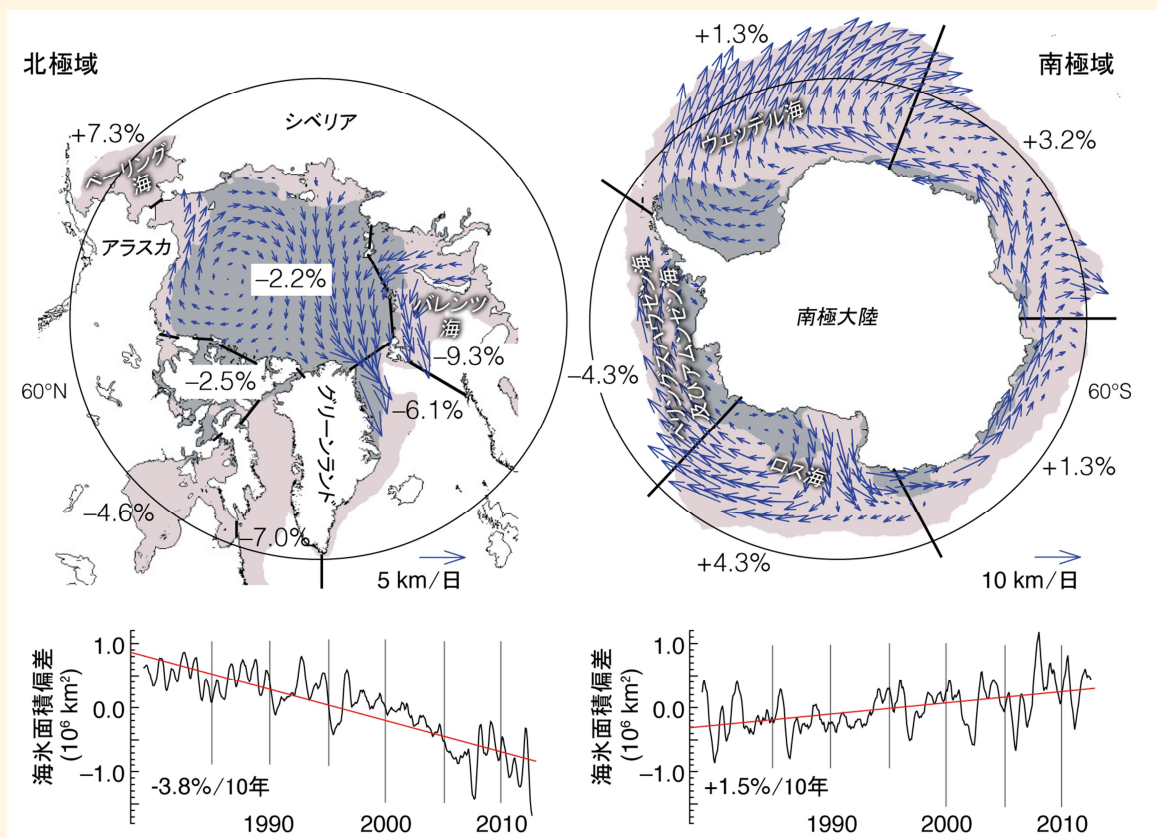
北極域と南極域の海水の状態に影響し、気候変動への応答が両者で異なる要因となる物理的環境や過程には大きな違いがある。衛星観測による長期の連続した記録は、北極域の海水域の減少の様子を鮮明に伝えてきたが、入手可能な証拠からでは、南極域の海水の全体的な変化とその原因について確実な見解を述べることはできない。

【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】 氷脈化: 圧力を受けて、氷片が不規則に積み重なり合って山脈状や壁状になること。このような部分は「氷脈」と呼ばれる。

【訳注 3】 重なり合い: 薄い海水どうしがぶつかった場合に、一方が他方の上に乗り上げること。このような変形氷は「いかだ氷」と呼ばれている。

【訳注 4】 氷湖: 氷で囲まれた直線的な形でない海水面のこと。



FAQ 4.1 図 1 | 北極域及び南極域のいくつかの区域における海水の平均循環パターンと、海水面積年偏差(季節変動は除去済み)の十年規模の変化傾向(%)。矢印は海水の漂流の方向と大きさの平均を示す。衛星観測による1979年から2012年までの期間の最大(最小)面積時の平均海水分布は、オレンジ(灰色)の陰影で表している。

## FAQ 4.2 | 山岳地域の氷河は消滅しつつあるのか？

世界の多くの山岳地帯では、この数十年間の気温上昇にตอบสนองして氷河が消滅しつつある。氷河の消滅は、カナダ北極圏及びロッキー山脈、アンデス、パタゴニア、ヨーロッパアルプス、天山山脈、南アメリカ・アフリカ・アジアなどの熱帯山地で報告されている。これらの地域ではこの数十年間で 600 以上の氷河が消滅している。たとえこれ以上温暖化が進まないとしても、更に多くの氷河が消滅するだろう。また、いくつかの山岳地帯は、全部ではないとしてもほとんどの氷河を失う可能性が高い。

現在氷河が存在する山岳地域の全てにおいて、過去 150 年間にわたり、氷河の体積はかなり減少している。この期間に、多くの小氷河は消滅している。一部の局所的な例外を除き、氷河の縮小(面積と体積の減少)は既に地球規模で広がっていて、特に 1940 年代と 1980 年代以降に激しかった。しかしながら、長さの変化に対する長期測定及び質量収支のモデリングからわかるように、1890 年代、1920 年代、1970 年代には比較的安定した時期もあった。従来からの現場測定と、増えつつある航空機及び衛星による測定は、ほとんどの氷河地域では、氷河面積の減少率は以前よりも最近 20 年間のほうが高く、氷河は縮小し続けているという明確な証拠を示している。ただし、いくつかの地域においては、異なる挙動を示している氷河もあり、その他のほとんどの氷河が後退している間に前進しているものがある(例えば、ニュージーランド、ノルウェー、南パタゴニア(チリ)の沿岸地域、アジアのカラコルム山脈など)。総じて、こうした前進は、地形や気候の特殊な条件(例えば、降水量の増加など)による。

氷河が気候の短期間の変化に応じてその規模を変化させるには数十年かかるため、現在ほとんどの氷河は、もし現在の気候と平衡状態であった場合よりも大きい。変化に要する時間は氷河の大きさに応じて増えるため、たとえ気温が安定化したとしても、より大きい氷河は今後数十年間にわたって縮小し続けるだろう。より小さい氷河も縮小し続けるが、より速く規模が変化し、その多くは最終的には完全に消滅するだろう。

個々の氷河が将来どのように発達するのか、あるいは消滅するのかどうかについては、様々な要因が影響する。例えば、氷河の大きさ、勾配、高度範囲、高度による面積分布、表面特性(例えば、岩屑被覆の量など)が挙げられる。このような要因は、地域によっても、隣接する氷河の間でも大きく異なる。周囲の地形や気候状況のような外部要因も、将来の氷河の変遷にとって重要である。より短い時間スケール(10~20 年)では、各氷河は気候変動に対し細部においてそれぞれ異なった応答をする。

約 50 年を超えるような長い期間になると、応答には一貫性が増し、局所的な環境の細かい条件への依存度は小さくなるので、氷河の発達における長期変化傾向はより良くモデル化できるようになる。このようなモデルは、基礎的な物理原則の理解の上に構築される。例えば、局所的な平均気温が上昇すると、降水量に変化がない場合、大気が 1°C 昇温するごとに平衡線高度(ELA; 用語集参照)を約 150 m 上方へ移動させることになる。こうした上方への移動と、様々な大きさや高度範囲の氷河にもたらす結果については、FAQ 4.2 図 1 で説明している。

当初は、全ての氷河には ELA の上側の涵養[かんよう]域(白色)と下側の消耗域(水色)がある(FAQ 4.2 図 1a)。ELA が上方に移行するにつれ、涵養域は縮小し消耗域は拡大するので、氷が融解を通じて減少する領域が増す(FAQ 4.2 図 1b)。この不均衡によって、氷の全体的な減少が生じる。数年後には、氷河前面は後退し、氷河が新しい気候に合うようにその面積を変化させるまで消耗域は縮小する(FAQ 4.2 図 1c)。ELA を氷河の最高地点よりも上まで永久的に引き上げるほど気候変動が大きい場合(FAQ 4.2 図 1b、右)、氷河は最終的に完全に消滅する(FAQ 4.2 図 1c、右)。より高度の高い氷河は涵養域を保持しており、縮小はするが消滅はしないだろう(FAQ 4.2 図 1c、左と中央)。大きな谷氷河は氷舌の大部分を失う可能性があり、その場合はおそらくその跡に湖が残ることになるだろう(FAQ 4.2 図 1c、左)。気温のほかにも、降水の量と季節性の変化も ELA の移動に影響する。氷河の動力学(流速など)も一定の役割を演じるが、この概略図では考慮していない。

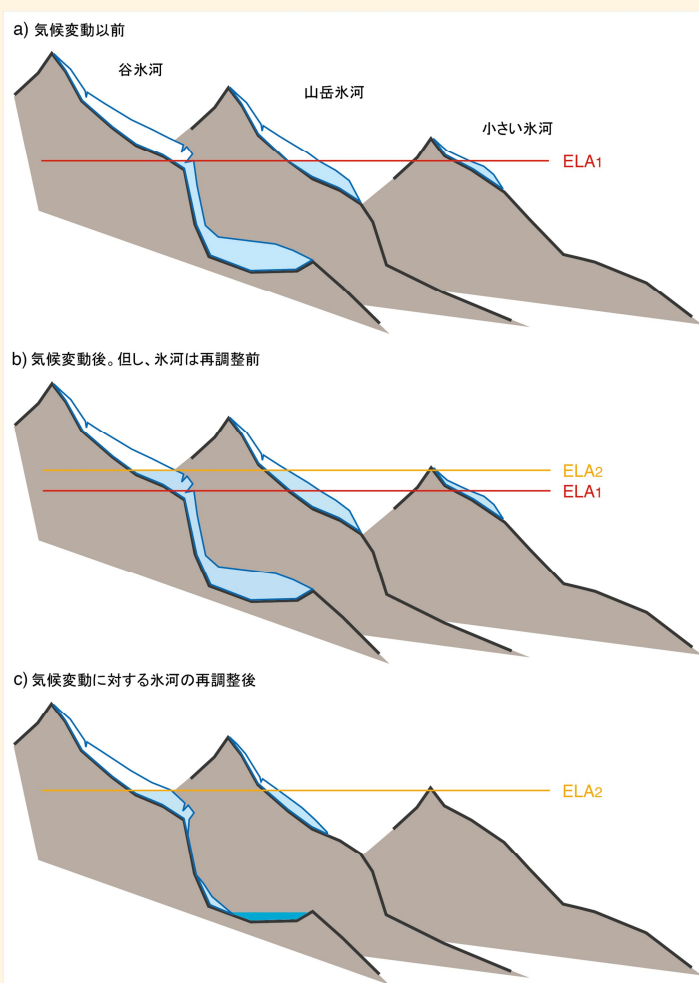
多くの観測結果から、氷河の種類の違いによって、近年の気候変動への応答も異なることが確認されている。例えば、大きな谷氷河の低地にある平坦な氷舌(アラスカ、カナダ、アルプスなどに見られる)は、外見、遮光状況、岩屑被覆にはほとんど関係なく、現在最も激しい質量減少を示している。この種の氷河は、新しい気候条件に合わせて面積を変化させる速度が遅く、終端境界を大幅に後退させること無しに、主に薄化によって応答する。これに対し、より小さな山岳氷河は、かなり持続的な勾配を持っており、消耗域の大きさをより急速に変化させることによって、新しい気候に合うよう素早く調整する(FAQ 4.2 図 1c、中央)。(次ページに続く)

## FAQ 4.2(続き)

ほとんどの種類の氷河における長期的な応答は、FAQ 4.2 図 1 に示したアプローチでかなりしっかりと判定できる。しかしながら、氷河の短期的な応答や、より複雑な種類の氷河（例えば、岩屑被覆が厚い、雪崩で雪が入り込む、涵養域が散在している、雪崩型氷河、分離して水の中に入るなど）の長期的応答のモデリングは難しい。このようなケースでは、質量収支、氷厚の分布、内部の水力学といった、他の氷河特性に関する詳細な知識が必要となる。しかし世界の氷河の大多数についてそうしたデータは入手不可能なため、気候変動に対する応答は、FAQ 4.2 図 1 の概略手法で近似させることしかできない。

例えば、カラコルム–ヒマラヤ山脈には多種多様な種類の氷河と気候条件が存在し、氷河の特性はまだごくわずかしか知られていない。このため、こうした氷河の将来の展開を決定することはとりわけ不確実なものになる。しかし、衛星データの一層の利用（例えば、氷河目録の編纂や流速の算出などにおいて）や地上の測定ネットワークの拡大のおかげで、知識のギャップは今後大幅に小さくなることが期待されている。

要約すると、氷河の運命は、個々の特性及び将来の気候条件によって変わる。より多くの氷河が消滅するが、低地部分のほとんどを失う氷河もあれば、大して変化しない氷河もあるかもしれない。ELA が既に最高高度を超えている氷河の場合、気候が寒冷化しない限り完全に消滅する運命にある。同様に、将来 ELA が最高高度以上に上昇する地域では、全ての氷河が消滅するだろう。



**FAQ 4.2 図 1** | 異なる高度に位置する 3 種類の氷河と、平衡線高度 (ELA) の上方移行に対する各氷河の応答の概略図。(a) 所与の気候に対して ELA は特定の高度にあり(ELA1)、全ての氷河が特定の大きさを持っている。(b) 気温上昇によって、ELA は上方に移行して新たな高度になり(ELA2)、その結果最初は全ての氷河において涵養域が減り消耗域が拡大する。(c) 氷河の大きさが新しい ELA に合わせて調整された後、谷氷河(左)はその氷舌を失い、小さい氷河(右)は完全に消滅した。



## FAQ 5.1 | 太陽は最近の気候変動の主な駆動要因なのか？

全太陽放射照度(TSI、第8章)は、大気の上端で太陽から受け取る全エネルギーの尺度である。その値は数十億年からわずか数日まで極めて広範囲に及ぶ時間スケールによって様々に変動するが、過去140年間の変動は比較的小さい。太陽放射照度の変化は、火山からの放出や人為起源の要因と並んで気候変動の重要な駆動要因である(第1章; 図1.1)。したがって全太陽放射照度の変化は、測器時代(FAQ 5.1 図1; 第10章)及び過去1000年間に観測されている世界平均地上気温の変化を説明する上で役に立つ。太陽変動は、20世紀初頭における世界平均地上気温の変化に識別可能な寄与をしたかもしれないが、1970年代末に衛星による全太陽放射照度の直接測定が開始された以降について観測されている気温上昇は太陽変動では説明できない(第8、10章)。

太陽の核は水素をヘリウムに変換する巨大な核融合炉である。この過程が、電磁放射として太陽系全体に放射するエネルギーを生み出す。地球の大気の上端に突き当たるエネルギーの総量は、太陽による電磁エネルギーの生成及び射出と、太陽を回る地球の公転軌道とによって変動する。

1978年以降、衛星を利用した測器が全太陽放射照度を直接測定しており、平均で約 $1361 \text{ Wm}^{-2}$ が地球の大気の上端に到達していることを示している。地球表面の一部や大気中の汚染や雲は鏡の役割を果たし、このエネルギーの約30%を反射して宇宙空間に戻している。太陽がより活発なときは、より高い水準の全太陽放射照度が記録されている。放射照度は、約11年の黒点周期に沿って変動する。前回の周期では、太陽放射照度の数値は平均で約0.1%変動した。

衛星観測以前の時代については、全太陽放射照度の変動は黒点数(1610年まで遡る)や、大気中で形成され、極氷や木の年輪に記録された放射性同位体から推定しなければならない。1645年と1715年間のマウンダー極小期のように、太陽活動が明らかに弱い50年から100年の期間は、一般に太陽活動極小期と呼ばれている。マウンダー極小期から今日までの間における全太陽放射照度の変化の推定値は、ほとんどが0.1%程度であり、11年周期の変動の振幅に近い。

太陽変動は、1870年まで遡って観測されている世界平均地上気温の記録をどのように説明できるのだろうか。この問いに答えるには、他の気候駆動要因も関与していて、それぞれが特徴的な地域の気候応答パターンを生み出していることを理解することが重要である。とはいえ、観測される気候変動を引き起こすのはそれら全ての組み合わせである。太陽変動と火山噴火は自然起源の要因である。他方、人為起源の要因には、温室効果ガス濃度の変化、目に見える大気汚染物質(エアロゾル)やその他の人間活動に由来する物質の排出が含まれる。「内部変動」とは、気候システム内での変動を指しており、例えば気象変動やエルニーニョ・南方振動などの現象に起因している。

こうした自然及び人為起源の要因の相対的な寄与度は時間とともに変化する。FAQ 5.1 図1は、ごく簡単な計算に基づいた寄与度を示している。図に示された世界平均地上気温の変動は、太陽、火山、人為起源の強制力、内部変動と線形に関連した4つの構成要素の合計を表している。世界地上気温は1870年から2010年にかけて約 $0.8^{\circ}\text{C}$ 上昇した(FAQ 5.1 図1a)。もっとも、上昇の仕方は一様ではなかった。時には、地球表面を冷やす要因(すなわち、火山の爆発、太陽活動の減退、人為起源のエアロゾル排出の大半)が、温室効果ガスのような地球表面を温める要因を上回ることもあり、また、気候システム内で生み出された変動は外部の影響力とは無関係な更なる変動を引き起こしている。

世界地上気温の変化に対する太陽の寄与は、11年の太陽周期に支配され、これにより、極小期と極大期の間の最大約 $0.1^{\circ}\text{C}$ の世界気温変動を説明できる(FAQ 5.1 図1b)。20世紀初頭における太陽活動の長期的増加傾向は、内部変動、温室効果ガスの増加、火山活動の休止とともに、この期間に記録された温暖化を増加させた可能性がある。もっとも、1970年代後半以降に観測されている気温上昇は説明できない。また、1986年から2008年にかけては、全太陽放射照度のわずかな減少トレンドすらあった(第8章、第10章)。

火山噴火は、地球の表面を冷やすエアロゾルを一時的に大気に注入することによって世界平均地上気温の変化に寄与する(FAQ 5.1 図1c)。1991年のピナトゥボ火山の噴火のような大きな火山噴火は、最大3年間にわたり地表を約 $0.1^{\circ}\text{C}$ から $0.3^{\circ}\text{C}$ 冷却し得る。(次ページに続く)

FAQ 5.1 (続き)

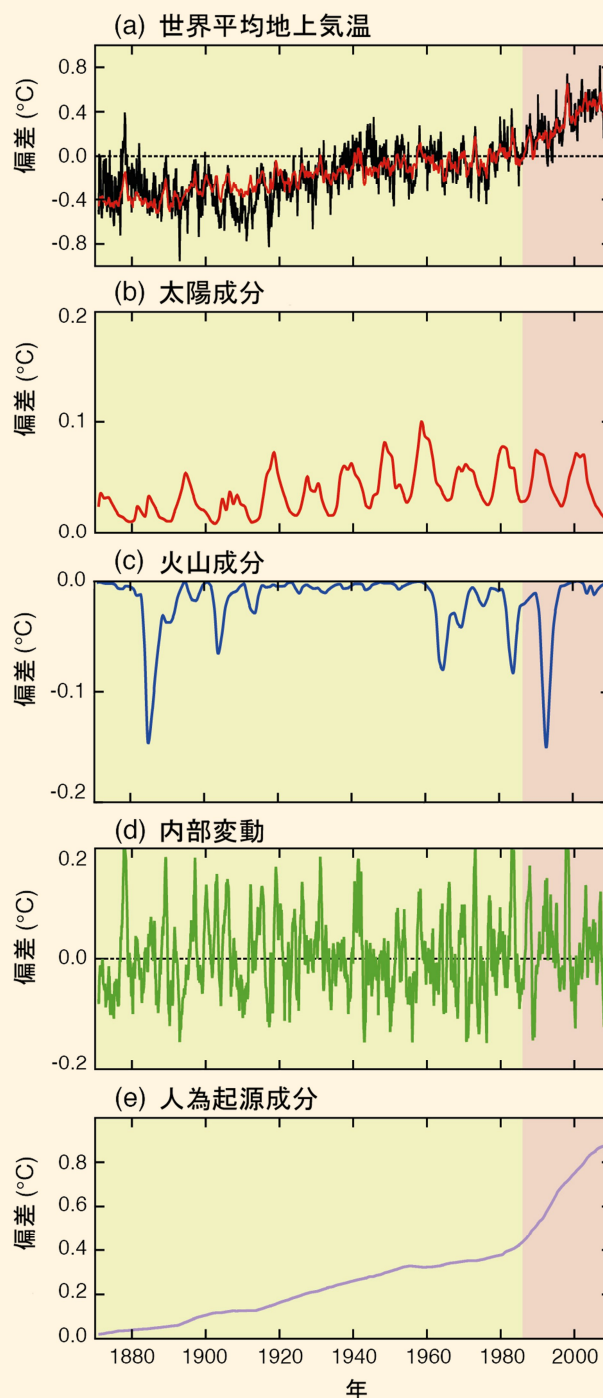
気候の内部変動性の最も重要な構成要素は、熱帯及び世界平均地上気温の年々の変動性に大きな影響を及ぼすエルニーニョ・南方振動である (FAQ 5.1 図 1d)。1997~1998 年のようなエルニーニョ現象の期間には、比較的高い年平均気温となった。

1870 年から 2010 年にかけて観測された世界平均地上気温の変動性は (FAQ 5.1 図 1a<sup>[正誤表参照]</sup>)、自然 (太陽、火山、内部; FAQ 5.1 図 1b~d) 要因の複合した影響を反映したものを、人為起源の要因による数十年規模の温暖化トレンド (FAQ 5.1 図 1e) に重ね合わせたものである。

温室効果ガスやエアロゾルの人為的排出がより少なかった 1870 年以前は、太陽及び火山の活動の変化と内部変動がより重要な役割を担っていた。ただし、これら個々の要因による世界平均地上気温への個別の寄与は、あまり明確ではない。数十年間継続する太陽活動の極小期は、寒冷状況と関連することが多かった。しかし、これらの期間は火山噴火にも影響されることが多いため、太陽の寄与を定量化することを難しくする。

地域規模では、太陽活動の変化はインド太平洋域、北アジア域、北大西洋域における地上気候や大気循環の変化と関係している。およそ 11 年の太陽周期における比較的小さな全太陽放射照度の変動の地域的効果を増幅するメカニズムは、上層大気と下層大気、あるいは海面水温と大気との力学的相互作用が関わっており、世界平均地上気温にはほとんど効果を及ぼさない (Box 10.2 参照)。

最後に、数年前の太陽極小期における太陽活動の低下は (FAQ 5.1 図 1b)、気候に対する将来の影響について疑問を投げかけている。将来の太陽活動における不確実性にもかかわらず、太陽活動極大期と極小期の範囲内での太陽活動の効果が、人為起源の効果に起因する変化よりもはるかに小さいことについては高い確信度がある。



**FAQ 5.1 図 1** | 1870~2010 年からの世界平均地上気温の偏差と、それに影響を与える自然要因 (太陽、火山、内部) と人為的要因。(a) 世界平均地上気温の 1961~1990 年平均に対する世界平均地上気温の記録 (1870~2010 年) (黒線)。自然要因 (b、c、d) と人為的要因 (e) が気温に与える影響の合計を用いて作成した世界地上気温の変化のモデル (a: 赤線)。(b) 太陽の強制力に対する推定気温応答。(c) 火山噴火に対する推定気温応答。(d) 内部変動 (ここではエルニーニョ・南方振動に起因する推定気温変動)。(e) 人為起源の強制力 (温室効果ガスによる昇温要素、大半のエロゾルからの降温要素で構成) への推定気温応答。

## FAQ 5.2 | 現在の海面水位の変化率はどれだけ異例なのか？

20世紀全体では1年当たり $1.7 \pm 0.2$  mm、1993年以降では1年当たり2.8~3.6 mm(第13章)という、世界平均海面水位の変化率は、この2千年における百年規模の変動に照らすと異例なものである。とはいえ、氷期と間氷期の間の移行期のように急速な氷床融解が起こった過去の期間には、はるかに急速な海面水位変化率が現れていた。例外的な地殻作用も非常に急速な局所的海面水位変化をもたらして、局所的な変化率が現在の世界平均変化率を上回ることがあり得る。

「海面水位」は、一般に海洋が陸地と接する位置と考えられている。地球科学者は海面水位を陸地に対する海面の位置を表す尺度と定義するが、陸地と海面はともに地球の中心に対して移動している可能性がある。したがって、海面水位という尺度は、地球物理学的要因と気候要因を合成したものを反映している。海面水位に影響を与える地球物理学的要因には、地盤の沈下や隆起、氷河性アイソスタシー(地球上、特に海水と陸水の質量分布の変化に対する地球-海洋システムの応答)が含まれる。

気候の影響には、海水温の変動(海水の膨張や収縮をもたらす)、氷河や氷床の量の変化、海流の移動が含まれる。こうした気候要因や地球物理学的要因の局所的・地域的な変化は、世界平均海面水位変化率の推定値から大きく離れた値を生じさせる。例えば、スウェーデン北部沿岸(ボスニア湾)では、最終氷期後に融解した大陸氷によって生じた継続的な隆起に起因して、局所的な海面水位が1年当たり10 mmに近い割合で低下している。これと対照的に、バンコク南部では主に地下水汲み上げによる地盤沈下に応答して、1960年から2005年にかけて1年当たり約20 mmの割合で上昇した。

海面水位の変化は、過去約150年間は検潮所で記録され、過去20年間は衛星高度計によって記録されてきた。これら2つのデータセットの結果は、重複期間において整合している。20世紀にわたる世界平均海面水位上昇率は1年当たり約 $1.7 \pm 0.2$  mm、そして最近20年間についてはこれの約2倍であり、これよりも数桁大きいこともあり得る地球全体の波浪及び潮汐振動についての観測結果と比べると小さく見えるかもしれない。しかし、この上昇率が長い期間にわたって持続すれば、その大きさは人口が密集した低地の沿岸地域には重要な結果をもたらす。こうした地域では、海面水位の小さな上昇であっても広大な陸地面積を浸水させかねない。

測器時代以前に関しては、局所的な海面水位変化率は堆積物、化石、考古学の資料に記録された間接的測定結果から推定される。こうした代替記録は空間的に限られており、局所と地球全体の両方の条件を反映している。とはいえ、多種多様な環境設定から得た個々の代替記録が共通のシグナルを示したときは、地球規模のシグナルの復元は強固なものとなる。気をつけなくてはいけないのは、地質記録、特に約2万年前以前の記録は、通常は海面水位の千年規模の変化しか捉えられないことである。したがって、百年規模の海面水位変化率の推定は千年規模の情報に基づくことになるが、そのようなデータがより急速な百年規模の海面水位変化率を必ずしも除外するわけではないことは認識されなければならない。

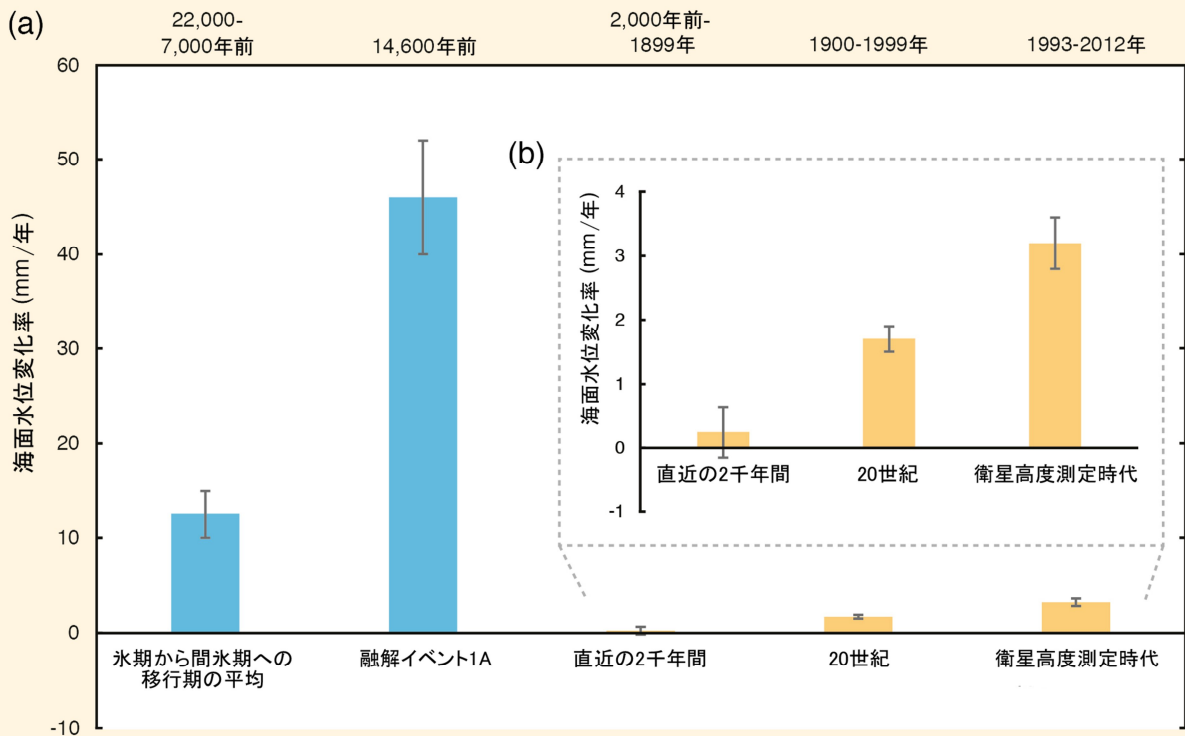
最近2千年間の海面水位の復元により、測器時代と重複する期間に加えてその先まで遡る期間について代替記録を使用する機会が得られる。最近の例として、米国大西洋岸の塩性湿地堆積物から得た記録を、潮位計データとモデル予測に基づく海面水位の復元と組み合わせることで、19世紀末以降の平均海面水位変化率として1年当たり $2.1 \pm 0.2$  mmという推定値が得られた。この1世紀にわたる上昇率は、この同じ沿岸区域に対する2000年にわたる記録全体の中で、他のあらゆる百年規模変化を上回まっている。

より長期の時間スケールについて見ると、さらに大きな海面水位の変化率と振幅が時折現れる。過去50万年にわたる氷期-間氷期の気候サイクルは、世界の海面水位に最大約120~140 mの変化をもたらした。この海面水位変化の大部分は、氷期最盛期から間氷期に移行する途中であった1万年から1万5千年の間に起きており、平均で1年当たり10~15 mmの割合であった。このような高い変化率は、地球が極端な氷期から抜けだし、巨大氷床が海洋と接触する時にしか持続できない。例えば、最終氷期最盛期(約2万1千年前)から現在の間氷期(完新世、過去1万1650年間)までの移行期の間、化石サンゴ礁堆積物は世界の海面水位が500年足らずの間に14~18 mと急激に上昇したことを示している。この現象は「融解イベント1a」として知られており、海面水位上昇率が1年当たり40 mm以上に達した。(次ページに続く)

FAQ 5.2(続き)

こうしたより長期の時間スケールで見られる例は、海面水位の変化率が今日観測されている水準を上回っていたことを示しているが、これらは全て特殊な環境下で起こっていたことを覚えておくべきである。すなわち、氷期最盛期から間氷期への移行時とか、この移行による長期的な余効がまだ出現している最中の場所とか、大きな地殻隆起が起こっている場所や、時には地下水汲み上げで影響が増幅されることもある堆積物の圧密によって地盤が沈下する主要な三角州での例であるということである。

測器及び地質データによる記録は、現在の世界平均海面水位変化率が、過去 2 千年間について観測及び／又は推定されている変化率と比べて異例であるとの結論を裏付けている。より高い変化率は地質記録において観測されていて、特に氷期から間氷期までの移行期間中において見られている。



**FAQ 5.2 図 1** | (a) 5つの時間間隔、すなわち最終氷期から間氷期への移行期、融解イベント 1A、直近の 2 千年間、20 世紀、衛星高度測定時代(1993～2012 年)、に対する世界平均海面水位変化率の推定値(単位: mm/年)。青の棒グラフは氷期から間氷期までの移行期間であることを表し、オレンジの棒グラフは現在の間氷期を表している。黒棒は、世界平均海面水位変化率について、可能性が高い幅を示している。氷期から間氷期にかけての移行時には、世界平均海面水位変化率が全般的に高いという特徴に注目。(b) 現在の間氷期の 3 つの時間間隔における世界平均海面水位変化率の拡大図。

## FAQ 6.1 | 永久凍土の融解や海洋の温暖化によるメタンと二酸化炭素の急速な放出は、温暖化をかなり加速するのだろうか？

永久凍土は永続的に凍結した土壌であり、主に北極域の高緯度域で見られる。永久凍土（北極海の浅い陸棚にある海底永久凍土を含む）は、古い有機炭素堆積物を含んでいる。その一部は最終氷期から残存したもので、現在大気中に二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)として存在する炭素の少なくとも2倍の量を保持している。この炭素のかなり大きな一部がメタンや二酸化炭素として放出されれば、大気中濃度が増加し、気温の上昇につながるだろう。そうなれば、さらに多くのメタンと二酸化炭素が放出されて正のフィードバックをもたらし、それがさらに地球温暖化を増幅することになる。

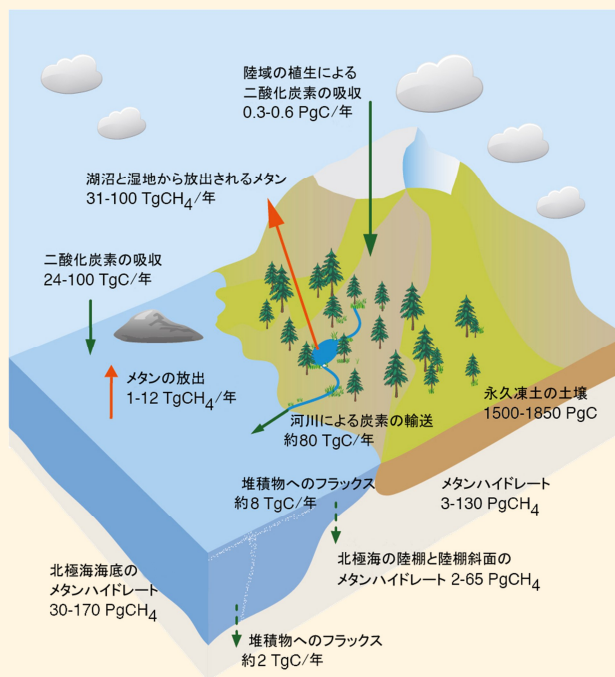
北極域は現在正味の二酸化炭素吸収源となっている。すなわち、植生の成長によって1年当たり約0.4 ± 0.4 PgC<sup>[註1]</sup>を補足し、現在の世界の陸域吸収量の約10%を占めている。北極域はメタン(CH<sub>4</sub>)の適度な大きさの放出源でもある。主として季節によって凍らない時期がある湿地から1年当たり15~50 Tg(CH<sub>4</sub>)<sup>[註2]</sup>が放出され、これは世界の湿地メタン放出源の約10%に相当する。これら2種類の温室効果ガスの現在の地球規模での収支に融解が寄与しているかどうかについては、まだはっきりした証拠はない。しかし、北極域の温暖化が持続する場合、モデル研究と専門家の判断は、中程度の一致度で、2100年までの二酸化炭素とメタンを合わせた潜在的な放出量が二酸化炭素換算で最大350 PgCになるだろうとしている。

陸上と陸棚における永久凍土の土壌は、有機炭素の大きなプールを含んでいる。この有機炭素は、大気中に(大部分は二酸化炭素として)放出されるには、まず融解して微生物によって分解されなければならない。水分を多く含む土壌のように酸素が限られている場所では、一部の微生物がメタンも生成する。

陸域では、永久凍土は「活動層」によって地表面を覆われており、この活動層が夏季に融解してツンドラ生態系の一部を形成する。春季と夏季の気温が平均で上昇した場合、活動層は厚みを増し、微生物に分解され得る有機炭素が増える。しかし、夏季の気温が上昇すると、北極域の植生による光合成を通じた二酸化炭素の吸収も増加する。つまり、北極域の正味の炭素バランスは、吸収の増加と放出の増加との間の微妙なものであることを意味する。

夏季の融解期間中の水文条件も重要である。陸上の融解が池や湖沼で水がよどむ状態をもたらす可能性があり、酸素不足の部分ではメタンの生成を誘発するだろう。気候の温暖化の下での北極域の景観は複雑であり、こうした様々な過程のうちどれが地域規模で卓越するのかについての確信度は低い。熱の拡散と永久凍土の融解には時間がかかるため(実際、北極域の永久凍土の深部は、今なおゆっくりと減退している最終氷期の残存構造とみなすこともできる)、永久凍土の土壌炭素の大きな放出が起きるとしても長い時間スケールでのことになる。

十分な酸素がある場合、土壌中の有機物の分解には(堆肥と同様に)微生物による熱の放出が伴い、このことが夏季にはさらなる永久凍土の融解を促進する可能性がある。永久凍土の炭素と氷の含有量や、水文学的状況にもよるが、このメカニズムは温暖化の下では、局所的に比較的急速な永久凍土の融解を引き起こす可能性がある。(次ページに続く)



FAQ 6.1 図1 | 北極域における現在の主要な炭素プールと炭素流動の概略図。陸域、大陸棚、海洋の永久凍土を含む。(McGuire et al., 2009 及び Tarnocai et al., 2009 から転載) TgC = 10<sup>12</sup> gC、PgC = 10<sup>15</sup> gC。

## FAQ 6.1(続き)

永久凍土の動態と温室効果ガス排出についてのモデル研究によると、数百年の時間スケールでは比較的ゆっくりとした正のフィードバックが示されている。2100 年までで、二酸化炭素として最大 250 PgC、メタンとして最大 5 Pg が放出され得る。メタンのほうが地球温暖化をもたらす潜在力が強いことから、この数値は 2100 年までに二酸化炭素換算でさらに 100 PgC が放出されることに相当する。こうした放出量は、他の生物地球化学的フィードバック(例えば、陸域土壌の世界的な温暖化によって追加的に放出される二酸化炭素など)と同程度である。しかしながら現在のモデルは、湖沼や池の形成など、永久凍土が融解するときを生じる北極域の過程の複雑さを全て含んでいるわけではない。

メタンハイドレートは凍結固定された炭素のもうひとつの形態であり、永久凍土の土壌の深い部分、陸棚、陸棚斜面、さらに深い海底の堆積物に含まれている。メタンと水分子クラスターから成っており、特定の範囲の低温高圧下においてのみ安定する。陸域と海洋では、こうしたハイドレートのほとんどが海洋又は陸域の生物起源炭素を起源とし、酸素がない状態で分解され、適した温度・圧力条件下で水環境に取り込まれる。

永久凍土の土壌、海水、堆積物の温暖化及び／又は圧力の変化が起これば、こうしたハイドレートは不安定化して、中のメタンを海洋に放出する可能性がある。さらに大規模で散発的な放出の場合には、このメタンの一部は大気中にも放出されるかもしれない。これらのハイドレートの蓄積量は大きく、北極域だけでも、ハイドレートとして貯蔵されているメタンは、全地球の大気中に現在含まれているメタンの 10 倍以上になる可能性がある。

永久凍土の融解と同様に、地中のハイドレートの遊離はゆっくりとした過程であり、数十年から数百年の時間がかかる。海洋の深部と海底の堆積物では、さらに時間がかかり、その中のハイドレートを不安定化させるほど温度が上昇するには、数百年から数千年を要する。さらに、より深い水域で放出されたメタンは、気候に影響し得るためにまず海面と大気まで到達しなければならないが、大部分はそこに達する前に微生物に消費されると予想される。北極海の東シベリア北部のような、浅い陸棚にあるハイドレートから放出されたメタンだけが、実際に大気に到達して気候に影響を与え得るだろう。

最近の複数の研究によると、北極シベリアの陸棚とシベリアの湖沼から局所的にかなりのメタン放出量が記録されている。このメタンのどれだけが有機炭素の分解に由来し、どれだけがハイドレートの不安定化に由来するのかわかっていない。また、こうした放出源が最近の地域的な温暖化に刺激されてできたものなのか、あるいは既に存在していたのかを判断するための証拠もない。このメタンの漏出が最終退氷期以来存在していた可能性もある。いずれにしても、地球全体のメタン収支に対するこうした放出源の寄与はきわめて小さく、5%に満たない。このことは、大気中メタン濃度の観測によっても確認されており、北極域では実質的な増加は示されていない。

とはいえ、モデリング研究と専門家の判断によれば、北極域が温暖化すればメタンと二酸化炭素の排出量は増加し、正の気候フィードバックをもたらすことが示されている。数世紀にわたり、このフィードバックは、他の気候—陸域生態系のフィードバックと同程度の大きさであるだろう。もっとも、数千年以上の期間については、炭素とメタンハイドレートの大きな蓄えが絡んでくるため、永久凍土と陸棚／陸棚斜面からの二酸化炭素とメタンの放出ははるかに重要となる。

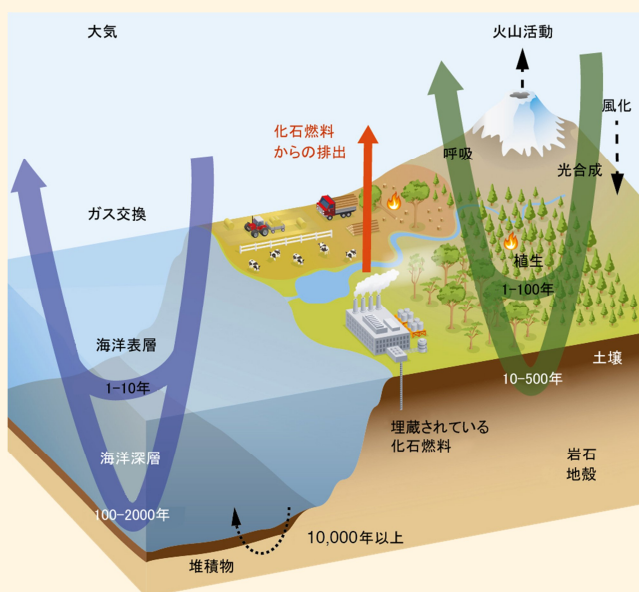
【訳注 1】 1 PgC = 1 GtC(炭素換算で 1 ギガトン=10 億トン=1000 兆グラム)。二酸化炭素換算では 36 億 6700 万トンに相当する。

【訳注 2】 1 Tg(CH<sub>4</sub>)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。

## FAQ 6.2 | 大気中に放出された二酸化炭素はどうなるのか？

大気中に放出された二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)は、まず大気、海洋表層、植生の間に急速に分配される。その後炭素は、土壌、深海、岩石といった、地球規模の炭素循環の様々な貯蔵庫の間を移動し続ける。こうした交換の中には非常にゆっくりと生じるものもある。放出された二酸化炭素の総量に応じて、その15%から40%は最大2000年間にわたって大気中に残留し、その後大気、陸域生物圏、海洋の間で新たなバランスが確立される。地質過程は数万年から数十万年、おそらくそれ以上をかけて、さらに地質学的貯蔵庫に炭素を再分配する。したがって、現在の排出による高い大気中二酸化炭素濃度と、その気候への影響は、将来非常に長い期間持続することになる。

二酸化炭素はほとんど非反応性の気体であり、1年未満で対流圏全体にわたって急速に混合される。メタンのように消失過程によって除去されて分解される大気中の反応性化合物とは異なり、炭素は地球規模の炭素循環における様々な貯蔵庫間で再分配され、最終的にはいく通りもの時間スケールで再循環して大気に戻る。FAQ 6.2 図1は地球規模の炭素循環の概略図である。矢印は、炭素原子が様々な貯蔵庫を通して移動するのに要する標準的な期間を示している。



FAQ 6.2 図1 | 地球規模の炭素循環の概略図。炭素が主要な貯蔵庫を通して循環する際の標準的な時間スケールを表す。

海洋上では、二酸化炭素分子はガス交換によって大気-海洋の境界を通過する。二酸化炭素は海水中で水分子と相互作用して炭酸を生成し、炭酸は海中に大量に貯蔵された溶存無機炭素、すなわち重炭酸イオン及び炭酸イオンと、きわめて早く反応する。海流と、(深層に)沈むような高密度水の形成が、海洋の表層と深層の間で炭素を輸送する。海洋生物相も炭素を再分配する。海洋生物は表面海水中で有機組織と石灰殻を生成し、これらは死後海中深く沈み、そこで溶解と微生物分解によって溶存無機炭素の貯蔵庫に戻る。ごく一部は海底まで達し、堆積物の中に取り込まれる。

人為起源の排出による炭素の増分は、大気中の二酸化炭素分圧を増加させる効果があり、分圧の増加が、今度は二酸化炭素分子の大気から海洋への交換量を増加させる。海洋表面では、炭酸塩化学がその二酸化炭素の増分を素早く受け入れる。その結果、浅い海洋表層水は1~2年以内に大気との平衡に達する。表層水から中層水、深層水への炭素の移動にはさらに時間がかかる(数十年から数世紀)。より長い時間スケールでは、侵入してきた二酸化炭素による酸性化が、海底の炭酸塩堆積物を溶解し、さらに海洋の吸収を強化する。とはいえ、現在の理解では、海洋循環にかなりの変化が起こらない限り、プランクトンの成長にはほとんど変化はないことが示唆されている。というのは、プランクトンの成長は、無機炭素の利用可能性ではなく、栄養素や光などの環境要因で制限されているので、人為起源の二酸化炭素の海洋吸収にさほど寄与しないためである。(次ページに続く)

FAQ 6.2(続き)

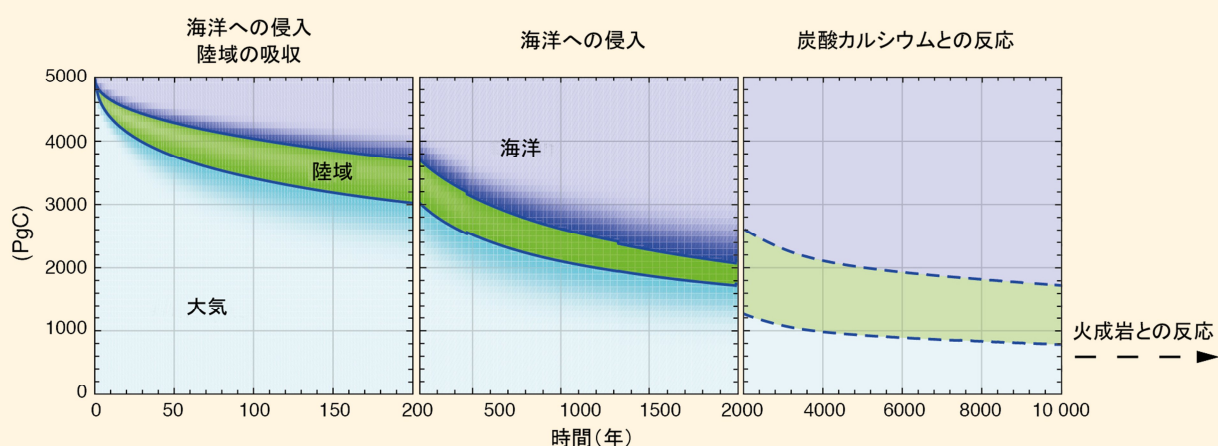
陸域では、植生が光合成によって二酸化炭素を吸収し、有機物に変える。この炭素の一部は、植物の呼吸によってすぐに二酸化炭素として大気に戻される。残りの炭素は植物が成長のために利用する。枯れた植物体は土壌に取り込まれ、最終的には微生物によって分解され、呼吸により二酸化炭素として大気中に戻される。さらに、植生と土壌の中の炭素は、火災、昆虫、草食動物のほか、植物の収穫とその後の家畜や人間による消費によっても二酸化炭素に戻される。一部の有機炭素は、水流や河川によってさらに海洋まで運ばれる。

大気中の二酸化炭素の増加は光合成を促進し、それによって炭素吸収を増進させる。さらに、高くなった二酸化炭素濃度は、乾燥地域の植物が地下水をより効率的に利用する助けになる。そうすると今度は、植生と土壌中のバイオマスが増え、陸域の炭素吸収源を発達させることになる。もっとも、この吸収源の大きさは、水や栄養素の利用可能性といった他の要因にも極めて大きく依存する。

気候－炭素循環結合モデルは、気候が温暖化すると海洋と陸域が取り込む炭素は少なくなるという、正の気候フィードバックがあることを示している。この効果には多くの異なる要因が寄与している。例えば、海水が温暖化すると二酸化炭素溶解度は低下するため、炭素の化学反応が変化した結果、大気中の二酸化炭素増分を海洋が吸収する量が減る。陸域では、気温の上昇により温帯とそれよりも高緯度側における植物の生長期間が長くなるが、土壌炭素にまつわる呼吸の過程も速まる。

新しい炭素分配バランスに到達するためにどれだけの時間を要するのかは、炭素が様々な貯蔵庫を通過して移動する時間によって異なり、多くの時間スケールが存在する。炭素はまず「速い」炭素貯蔵庫(大気、海洋表層、陸域植生、土壌など)の間で、最大数千年の時間スケールで交換される。さらに長い時間スケールにおいては、きわめてゆっくりとした二次的地質過程、すなわち炭酸塩堆積物の溶解と地殻への堆積物埋没が重要になる。

FAQ 6.2 図 2 は、大気中に排出された大量の過剰な二酸化炭素(5000 PgC<sup>[訳注]</sup>、これは工業化時代の始まりからこれまでに排出された累積二酸化炭素の約 10 倍)が減衰し、時間をかけて陸域と海洋に再分配される過程を説明している。最初の 200 年間は、海洋と陸域は同程度の量の炭素を取り込む。より長い時間スケールになると、海洋の貯蔵庫のサイズ(およそ 38,000 PgC)が陸域(およそ 4000 PgC)や大気(工業化時代以前は 589 PgC)より大きいことから、主に海洋の吸収が卓越する。海洋化学を考えると、最初の投入量の大きさが重要になる。排出量が多いということは、二酸化炭素の大気中残留部分が大きくなることを意味する。2000 年が経過した後、大気はまだ最初の二酸化炭素排出量の 15%~40%を含んでいる。炭酸塩堆積物の溶解や火成岩との反応(ケイ酸塩の風化や堆積物埋没など)によるさらなる減少には、数万年から数十万年、あるいはそれ以上の期間を要する。



**FAQ 6.2 図 2 |** ゼロ年に大気中に排出された過剰な量(5000 PgC)の二酸化炭素が、時間の関数として陸域と海洋に再分配されて減衰する過程。気候－炭素循環結合モデルにより算出。彩色面の大きさは、それぞれの貯蔵庫による炭素吸収量を表す。最初の 2 つの図はモデル相互比較実験から得られた複数モデルの平均値を示す(Joos et al., 2013)。最後の図は、より長期間にわたる再分配(炭素質堆積物の海洋溶解を含む)を示したもので、中程度に複雑な地球システムモデルによって計算している(Archer et al., 2009b に従って描画)。

【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。



## FAQ 7.1 | 雲は気候と気候変動にどう影響するのか？

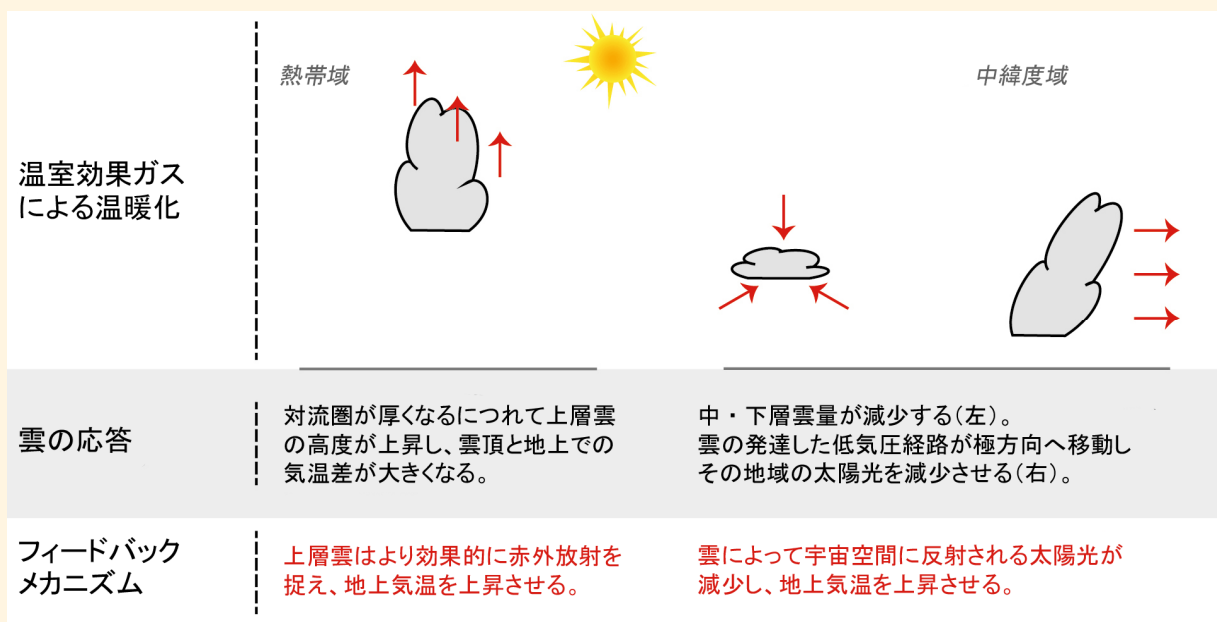
雲は現在の気候に強く影響を与えているが、将来温暖化した気候にどう影響するかについては、観測結果だけではまだわからない。雲量の変化を包括的に予測するには、全球気候モデルが必要になる。こうしたモデルは観測されているものにおおよそ似ている雲の場を再現するが、重要な誤差や不確実性は残る。温暖化する気候において雲がどう変化するかについては、気候モデルによって予測は異なる。利用可能なあらゆる証拠に基づくと、正味の雲—気候フィードバックが地球温暖化を増幅する可能性は高そうである。そうであるとしても、この増幅の強さは不確実なままである。

1970年代以降、科学者は気候システムと気候変動に対する雲の決定的な重要性を認識してきた。雲は様々な方法で気候システムに影響する。雲は陸域のほとんどの生物に必要な降水(雨と雪)をもたらす。水蒸気が凝結するときには大気を温める。凝結した水は、一部は再蒸発するが、地表面に落ちてくる降水は、正味として空気を暖めていることを意味する。雲は、大気を通過する太陽光(地球を温める)と赤外線(宇宙空間に放射されることで地球を冷やす)の両方の流れに強い影響を与える。そして、雲は地表面近くからかなりの高さまで空気を急速に運ぶことのできる強力な上昇気流を含んでいる。上昇気流はエネルギー、水分、運動量、微量気体、エアロゾル粒子を運ぶ。気候科学者たちは数十年にわたり、観測とモデルの両方を利用して、日々の天気、季節変化、エルニーニョ現象などに関係する年々の変化に対して、雲がどう変化するのかについて研究を行ってきた。

全ての雲過程には、気候状態の変化に伴って変化する可能性がある。気候変動との関連で雲のフィードバックは強い関心の的となっている。気候変動が原因となって雲過程に生じた変化は、その結果今度は気候に影響を与え、雲—気候フィードバックとなる。雲は太陽光と赤外線のどちらとも非常に強い相互作用があるため、雲量の小さな変化が気候システムに強力な効果をもつこともあり得る。

雲—気候フィードバックについては、雲量、雲頂高度、及び/又は雲反射率の変化に関連した、様々な種類があることが示唆されている(FAQ 7.1 図1を参照)。文献は一貫して、上層雲が大気と地表面によって射出される赤外線と相互作用することで地球温暖化を増幅させることを示している。もっとも、下層雲に関連するフィードバックや、一般に雲量及び反射率に関連する雲フィードバックについては、不確実性は大きくなる。

厚い上層雲は太陽光を効率的に反射し、厚い上層雲と薄い上層雲はともに、大気と地表面が宇宙空間に射出する赤外線量を大きく減少させる。この二つの効果の相殺により、地上気温の上層雲量の変化に対する感度は、下層雲量の変化に対する感度よりもやや低下する。厚い上層雲から薄い巻雲へ、あるいはその逆への  
(次ページに続く)



FAQ 7.1 図1 | 重要な雲フィードバック機構の概略図

## FAQ 7.1 (続き)

系統的变化がある場合には、この相殺は乱されかねない。ただしこの可能性は除外できないが、今のところ証拠による裏付けはない。他方、上層雲の高度の変化は(所与の上層雲量に対して)、地上気温に強い影響を与え得る。上層雲が上方に移動すれば、地表面と大気が宇宙空間に射出する赤外線を減少させるが、太陽反射光にはほとんど効果を及ぼさない。より温暖な気候において、このような雲の移動を示す、強固な証拠がある。このことは、大気と地表面から射出される追加的な赤外線の一部が気候システムから出て行くのを妨げることによって、地球温暖化を増幅する。

下層雲は多くの太陽光を反射し、宇宙空間に返すが、ある所定の大気と地表面の状態に対し、地球から宇宙空間に射出される赤外線に対しては弱い効果しか持たない。結果として、下層雲は現在の気候に正味の寒冷化効果をもたらす、程度は弱まるが中層雲も同じ効果を有する。温室効果ガスの増加によって温暖化が進んだ将来の気候において、IPCC が評価したほとんどの気候モデルは低・中層雲量の減少を予測しており、太陽光の吸収が増えて温暖化を増加させる傾向が生じることになる。しかし、この雲量の減少の程度はモデルによる差が大きい。

このほかにも、温暖化した気候で雲は様々な変化を見せるだろう。風の分布や低気圧経路の変化は、雲量と降水量の地域的・季節的分布に影響する可能性がある。一部の研究は、気候モデルに見出されたそのような変化傾向のシグナル(すなわち、中緯度域の低気圧経路に関連した雲の極方向への移動)は既に観測記録において検出できることを示唆している。この雲の動きも、受け取る太陽光が少ない地域に雲を移動させることによって、地球温暖化を増幅する可能性がある。大きさは小さいが数が多く、同質量のより大きな氷晶で形成された雲に比べてより多くの太陽光を反射して宇宙空間に返す、水滴で形成された雲が増加する可能性がある。薄い巻雲は、正味の昇温効果を発揮するが、気候モデルで再現するのが非常に難しく、未だ証拠はないがモデルでは再現できない方法で変化する可能性がある。他の過程は地域的に重要であろう。例えば、海水が融解している海洋上や、植物蒸散が減少している陸域上では、雲と地球表面の相互作用が変化することもあり得る。

雲の長期変化傾向やより短い時間スケールでの変動の観測結果から地球規模の雲フィードバックを推測するにあたり、広く受け入れられている方法はまだない。それにもかかわらず、今回の評価報告書(及び前 2 回の IPCC 評価報告書)に用いられている全てのモデルでは、正味の雲フィードバックとして、人為起源の地球温暖化を強化するか、又は全般的な影響がほとんどないかのいずれかを予測している。フィードバックはモデルに「搭載」されるのではなく、再現された大気中の雲が機能し、それが気候システムにおけるエネルギーの流れや変換に与える効果により表現される。様々なモデルにより予測された雲フィードバックの強さの違いは、主に温室効果ガス濃度の変化に対する各モデルの感度の違いによるものである。

## FAQ 7.2 | エアロゾルは気候と気候変動にどう影響するのか？

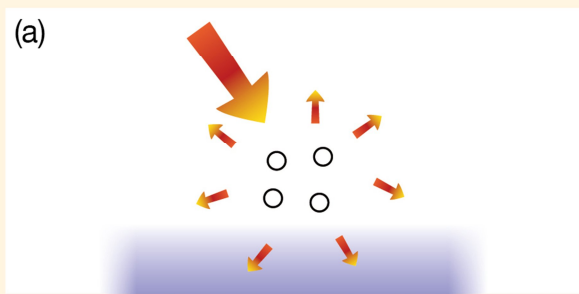
大気中のエアロゾルは、大気中に浮遊している小さな液体粒子や固体粒子から成り、より大きな雲粒や降水粒子は含まない。こうした粒子は自然起源のものや人為起源のものがあり、放射や雲との相互作用を通じて多数の複雑な方法で気候に影響を与え得る。全般的に、モデルと観測結果によると、人為起源エアロゾルは工業化以前の時代以降地球に寒冷化効果を及ぼしており、エアロゾルがなければ生じていたであろう、温室効果ガスによる世界平均気温の上昇の一部を隠してきたことを示している。将来、大気質政策により人為起源エアロゾル排出量の減少が予測されているが、この減少が実現すれば、隠されていた気温の上昇が最終的に現れるだろう。

大気中エアロゾルの典型的な寿命は対流圏では1日から2週間、成層圏では約1年である。大きさ、化学組成、形状は多種多様である。砂ぼこりや海水のしぶきのようなエアロゾルは大部分又は全部が自然起源だが、硫酸塩や煤煙などのエアロゾルは自然放出源からも人為的な放出源からも発生する。

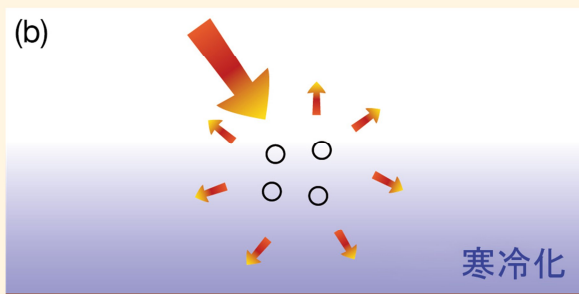
エアロゾルは気候に様々な形で影響を及ぼす。まずエアロゾルは太陽光を散乱・吸収するが、これによって地球の放射収支が変わる(FAQ 7.2 図1を参照)。エアロゾルによる散乱は一般に地球の反射率を高めて気候を寒冷化する傾向がある一方で、エアロゾルによる吸収はそれと逆の効果を持ち、気候システムを温暖化する傾向がある。寒冷化と温暖化のバランスは、エアロゾルの特性と環境条件に依存する。多くの観測による研究では人為起源と自然起源のエアロゾルによる局所的な放射効果を定量化してきたが、それが地球全体に与える影響を決定するには衛星データとモデルが必要になる。残された不確実性の一つは黒色炭素に起因する。黒色炭素は、散乱性エアロゾルよりも測定するのが難しいだけでなく、雲の複雑な応答をもたらす吸収性エアロゾルである。もっともほとんどの研究は、人為起源エアロゾルによる全般的な放射効果は地球を寒冷化させる方向に働くとの見解で一致している。(次ページに続く)

### エアロゾル-放射相互作用

#### 散乱性エアロゾル

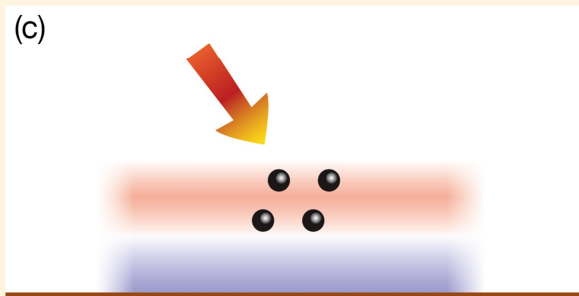


エアロゾルが太陽放射を散乱させる。地表面に到達する太陽放射が減少し、局所的な寒冷化をもたらす。

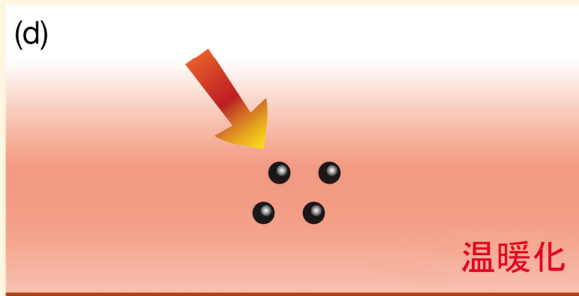


大気循環と混合過程が地域的かつ鉛直方向に寒冷化を拡大させる。

#### 吸収性エアロゾル



エアロゾルが太陽放射を吸収する。これによりエアロゾル層が加熱されるが、地表面では受けとる太陽放射が減少し、局所的に寒冷化することがある。



より大きな規模においては、大気循環と混合過程が熱エネルギーを再分配するため、地表面と大気は正味で温暖化する。

FAQ 7.2 図1 | エアロゾルと太陽放射の相互作用とそれが気候に与える影響の概観。左側の図はエアロゾルの瞬時放射効果を表し、右側の図は気候システムがその放射効果に応答した後の全般的影響を表す。

## FAQ 7.2(続き)

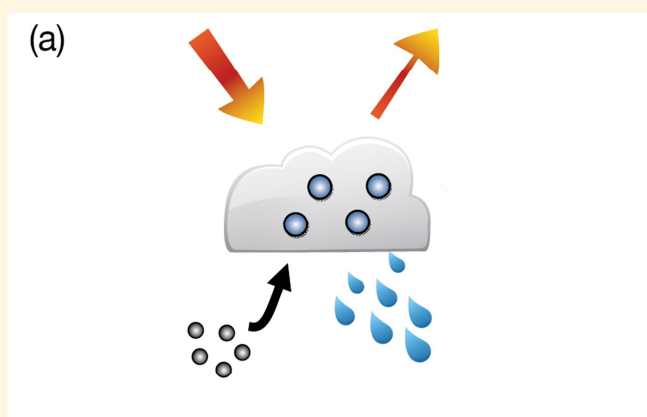
エアロゾルは凝結や氷核形成の場所としても機能し、エアロゾルの上で雲粒や氷粒子が形成し得る(FAQ 7.2 図 2 を参照)。影響するエアロゾル粒子の数が多いほど、液滴で形成された雲は、雲粒の数がより多く、大きさはより小さくなる傾向にあり、このため形成された雲はより多くの太陽放射を反射することになる。もっとも、エアロゾル-雲相互作用には他にも多くの経路がある。特に、水と氷の間の相転移がエアロゾルの濃度と特性に敏感に反応する氷雲、又は水と氷が混合した雲はその代表例である。当初はエアロゾル濃度の増加が下層雲の量を増やすと考えられていたが、いくつかの反作用過程が関与してくるため、この見解には異議が唱えられている。雲の量と特性に対するエアロゾルの全般的な影響を定量化することは、当然のことながら困難である。気候モデルや衛星観測に基づく利用可能な研究は、雲に対する人為起源エアロゾルの正味の効果は気候システムの寒冷化であることを総じて示している。

エアロゾルは大気中に一様に分布していないため、気象の変化をもたらすようなパターンで、エアロゾルが気候システムに加熱や冷却をもたらすこともある。こうした効果は複雑で現在のモデルでは再現が難しいが、複数の研究は特定の地域の降水量に重要な影響を与えることを示唆している。

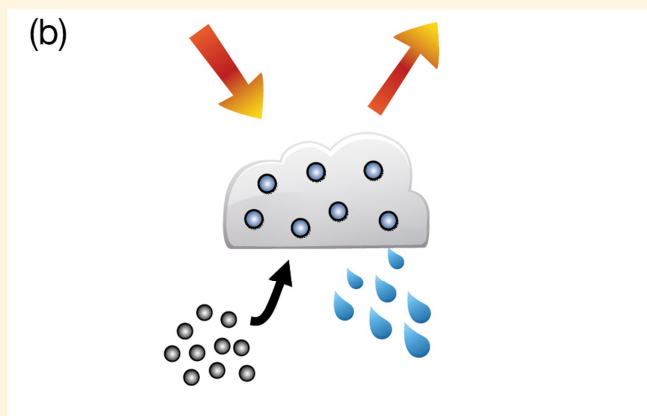
エアロゾルは短寿命なため、エアロゾルの量及びその気候への影響は時間とともに変動してきたが、大まかにはエアロゾルと、二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)や一部の揮発性有機化合物のような気体のエアロゾル前駆物質の人為起源の排出に連動していた。人為起源エアロゾルの排出量は工業化時代にわたって大幅に増加したため、よく混合された温室効果ガスの増加によって現れていたはずの温暖化の一部を相殺している。エル・チヨンやピナトウボのような大規模な火山噴火によって放出され成層圏に注入されたエアロゾルも、一般に1~2年間の寒冷化期間を生じさせた。

この20年間に、一部の先進国では人為起源エアロゾル排出量が減少したが、多くの発展途上国では増加している。したがって、この期間にエアロゾルが世界平均地上気温に与えた影響は小さいと考えられている。もっとも最終的には、人為起源エアロゾル排出量は大気質政策に対応して減少することが予測されており、そうなれば地球の表面に与える寒冷化効果も抑制され、温暖化の加速につながるだろう。

## エアロゾル-雲相互作用



エアロゾルが、液滴の形成を可能とする雲凝結核の役目を果たす。



エアロゾルが増加すると、液滴は小さくなりその濃度が増加する結果、雲の輝きが増す。ただし、他にも様々なエアロゾル-雲-降水過程があると考えられ、この効果を増幅する場合もあれば減少させる場合もあるだろう。

**FAQ 7.2 図 2 |** エアロゾル-雲相互作用とそれが気候に与える影響の概観。図(a)は清浄な下層雲、図(b)は汚染された下層雲を表す。

## FAQ 7.3 | ジオエンジニアリングは気候変動に対抗できるか？副作用はどのようなのか？

ジオエンジニアリング(気候工学とも呼ばれる)は、気候変動の影響を緩和するために気候システムを意図的に改変する幅広い手法や技術と定義されている。一般にジオエンジニアリング手法は 2 つのカテゴリーに分けて考えられる。「太陽放射管理」(SRM、第 7.7 節で評価)は地球の反射率を高めることで人為起源の温室効果ガスによる温暖化を相殺することを目指し、「二酸化炭素除去」(CDR、第 6.5 節で評価)は大気中二酸化炭素濃度の低減を目指している。この二つのカテゴリーは異なる物理的原理に基づき、異なる時間スケールで実施される。モデルでは、SRM 手法が実現されれば、気温上昇の対策に効果があり、その他いくつかの気候変動の対策にも程度は下がるがなお効果的であることを示唆している。SRM は気候変動の全ての影響に対応するわけではないかも知れず、加えて提案されているジオエンジニアリング手法の全てにはリスクと副作用が伴う。SRM と CDR はともに科学的理解の水準が低いため、これ以上の結果はまだ予想できない。さらにまた、ジオエンジニアリングに関しては本報告書の範囲を超えた様々な(政治、倫理、実践上の)問題点もある。

## 二酸化炭素除去手法

CDR 手法は、炭素循環過程を意図的に改変することによって、あるいは工業的(例えば化学的)手法によって、大気中から二酸化炭素を除去することを目指している。そして大気中から抜き出された炭素は、陸域、海洋、あるいは地質の貯蔵庫に貯留されるだろう。CDR 手法の中には、大規模な植林/再植林、バイオ炭による土壌への炭素隔離、炭素回収・貯留を伴うバイオエネルギー(BECCS)、海洋肥沃化などの生物学的過程によるものもある。その他の CDR としては、陸域や海洋におけるケイ酸塩と炭酸塩岩の風化の促進などのように、地質学的過程によるものもある(FAQ 7.3 図 1 を参照)。このようにして大気中から取り除かれた二酸化炭素は、陸域貯蔵庫に有機的形態で貯蔵されるか、海洋や地質の貯蔵庫に無機形態で貯蔵されるが、CDR が効果を発揮するためには、そこで少なくとも数百年間貯蔵されなければならないだろう。(次ページに続く)



**FAQ 7.3 図 1 |** 提案されている主なジオエンジニアリング手法の概観。二酸化炭素除去手法(詳細は第 6.5 節を参照): (A) 栄養を海洋に追加すること(海洋肥沃化)によって、海洋表層における海洋生産性を高め、結果的に得られた生物起源炭素の一部を下方に運ぶ。(B) 土壌鉱物のアルカリ度を海洋に追加することによって、より多くの大気中二酸化炭素を海洋に溶解する。(C) ケイ酸塩岩の風化速度を促進し、溶存炭酸塩鉱物を海洋に運ぶ。(D) 大気中二酸化炭素を化学的に回収し、地下又は海洋のどちらかに貯留する。(E) バイオマスを発電所で燃焼して炭素を回収し、回収された二酸化炭素を地下又は海洋のどちらかに貯留する。(F) 新規植林及び再植林を通じて二酸化炭素を回収し、陸域生態系に貯留する。太陽放射管理手法(詳細は第 7.7 節を参照): (G) 太陽放射を反射するために宇宙空間に反射体を配置する。(H) エアロゾルを成層圏に注入する。(I) 反射率を上げるために海上雲に凝結核をまく。(J) 海洋表層でマイクロバブルを生成し海面の反射率を上げる。(K) 反射率の高い作物をより多く栽培する。(L) 屋根などの建造物を白くする。

### FAQ 7.3(続き)

CDR 手法は、大気中から二酸化炭素を取り除き、取り除いた炭素を大気から遠ざけておくことに有効な程度まで、二酸化炭素の放射強制力を削減するだろう。一部の手法は海洋酸性化も抑制する(FAQ 3.2 を参照)が、海洋貯蔵庫に関わるその他の手法として、炭素が溶存二酸化炭素として隔離される場合には海洋酸性化を増進する可能性もある。CDR 手法の有効性に関する主要な不確実性は、貯蔵容量と貯蔵炭素の永続性である。CDR による永続的な炭素の除去と貯蔵は、長期的には気候温暖化を低減するだろう。しかし、永続的ではない貯蔵戦略をとると、二酸化炭素は大気中に戻ることになるため、そこで再び温暖化に寄与することになるだろう。CDR 手法による意図的な二酸化炭素の除去は、大気中の二酸化炭素濃度が低下した場合、海洋・陸域の炭素貯蔵庫の応答によって部分的に相殺される。これは、一部の海洋・陸域炭素貯蔵庫が、以前に貯蔵されていた人為起源の二酸化炭素を大気中に放出するためである。したがって、過去の人為起源の二酸化炭素排出量を完全に相殺するためには、CDR 技術は工業化以前の時代以降に大気中に蓄積された二酸化炭素だけでなく、陸域生物圏と海洋によって既に取り込まれている人為起源の炭素も取り除く必要があるだろう。

生物学的 CDR 手法とほとんどの化学的風化を用いる CDR 手法は無限に拡大することはできず、競合する土地需要などの様々な物理的・環境的制約によって制限されざるを得ない。CDR 手法を組み合わせた最大 CDR 隔離率を 1 世紀当たり 200 PgC<sup>[訳注]</sup>と仮定すると、過去 50 年間に排出された二酸化炭素の除去に約 1 世紀半を要し、一連の相加的 CDR 手法であっても気候変動を迅速に緩和することは困難である。原理的に、直接空気回収法はより迅速に多くの二酸化炭素を除去できるが、エネルギー利用や環境的制約を含めて、大規模な実施は制限されるだろう。

CDR は気候及び環境面での副作用も生じかねない。例えば、植物の生産性を強化すれば二酸化炭素よりも強力な温室効果ガスである一酸化二窒素排出量が増加する恐れがある。例えば、植生面積が新規植林やエネルギー作物栽培によって大規模に増加すれば、地表面反射率や乱流フラックスなどの地表面特性を改変しかねない。いくつかのモデリング研究は、熱帯での新規植林は地球温暖化の抑制にはより効果的かもしれないが、季節的に雪で覆われた寒帯地域での新規植林は実は地球温暖化を促進する可能性があることを示している。生物学的生産(海洋肥沃化など)による海洋 CDR 手法は、海洋生態系や海洋の酸性度に非常に多くの副作用をもたらし、二酸化炭素以外の温室効果ガスを排出するおそれもある。

### 太陽放射管理手法

地球の世界平均地上気温は、地球を暖める効果を持つ大気と地表面によって吸収される太陽光の量と、温室効果ガスと雲が最終的なエネルギーの宇宙空間への放出に対して影響する過程である温室効果に大きく影響を受ける。温室効果が強まると、新たな平衡に達するまで地上気温が上昇していくことになる。地球の反射率が高められたために入射太陽光の吸収が少なくなったり、温室効果が弱まったためにエネルギーがより効率的に宇宙空間に放射できるようになったりすれば、地球の世界平均地上気温は低下するだろう。

提案されている、地球に出入りするエネルギーの流れを管理することを目的としたジオエンジニアリング手法は、この根本的な物理的原理に基づいている。これらの手法のほとんどは、地球に到達する太陽光を減らすか、大気、雲、地表面の輝度を高めることによって地球の反射率を増やすかのいずれかを提案している(FAQ 7.3 図 1 を参照)。又は、強力な温室効果を持つ巻雲と呼ばれる上層雲を抑制することを提案している手法もある。基礎物理に則って考えれば、これらの手法のどれかが期待通りにエネルギーの流れを変えたとすれば、地球の温度は下がるだろう。ところが実際には、エネルギーの流れ、大気循環、気象、及びその結果生まれる気候の間の相互作用を支配する多くの複雑な物理過程があるため、その状況は入り組んでいる。

世界平均地上温度は、地表面に到達する太陽光の量の変化や、温室効果の変化に依存するが、どこか任意の場所や時間における気温はその他多くの要因に影響されるため、一般には SRM による冷却量が温室効果ガスで生じた昇温の量と等しくなることはない。例えば、SRM が加熱率を変えられるのは日中だけだが、増加する温室効果ガスは昼も夜も温度を変えることができる。このような相殺がぴったり一致しない状況が、平均地上気温は変化しなかったとしても、地上気温の日周期に影響することがあり得る。また別の例として、モデルの計算によれば地表面に到達する太陽光が均一に減少することで、二酸化炭素に起因する世界平均気温の上昇は相殺されるかもしれないが、他の地域ほど気温が下がらない地域も出るだろう。モデルによれば、人為起源の地球温暖化が成層圏エアロゾルによって完全に相殺された場合、極域にはわずかな昇温が残存する一方で、熱帯域は工業化以前の時代よりも少し気温が下がることが示唆されている。(次ページに続く)

### FAQ 7.3(続き)

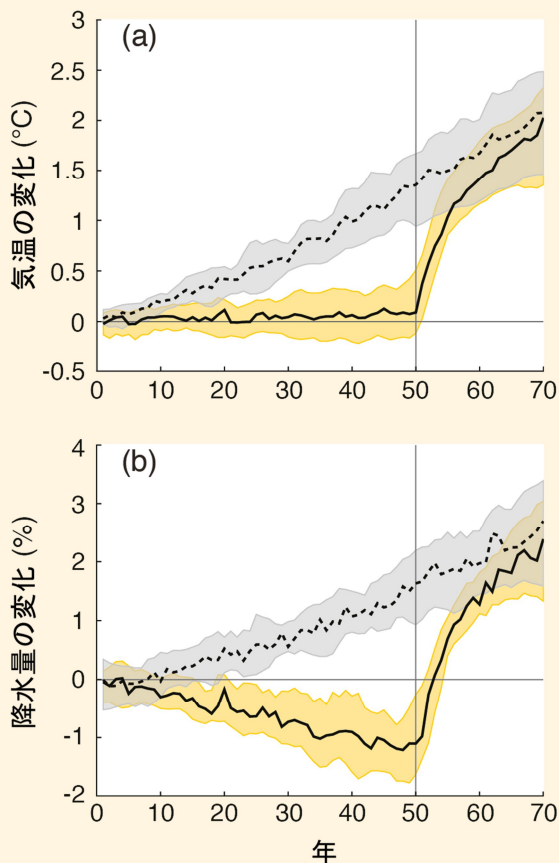
理論の上では、SRM は人為起源の気候変動を速やかに抑制でき、10~20 年以内に工業化以前の水準まで地球を寒冷化する。このことは気候モデルによって知られているだけでなく、大規模な火山噴火に関する気候の記録からもわかっている。十分な観測が行われている 1991 年のピナトゥボ山の噴火は、成層圏エアロゾルの一時的増加と、地上気温の急速な低下(約 0.5°C)をもたらした。

気候には地上気温以外にも様々な要素がある。降雨、土壌水分、河川流量、積雪、海氷など、その他の気候の特徴や、生態系への影響も重要であろう。モデルと理論はともに、増大した温室効果を SRM で相殺して地上気温を安定化させた場合、世界平均降水量が多少減少し (FAQ 7.3 図 2 の理想モデルの結果を参照)、地域的な変化も起こり得ることを示している。このように地域と世界全体とで気候パターンにおける相殺が不明確なことから、SRM が生み出す将来気候が今日経験している気候、あるいは過去に経験した気候と「そっくり」ということはありそうもない。とはいえ、利用可能な気候モデルによれば、高い大気中二酸化炭素濃度に SRM を用いてジオエンジニアリングを行った気候は、高い二酸化炭素濃度と SRM なしの将来の気候よりも、総じて 20 世紀の気候に近いことが示されている。

SRM 技術には、おそらく他にも副作用があるだろう。例えば、理論、観測、モデルの示唆するところでは、火山噴火と自然放出による成層圏硫酸塩エアロゾルは成層圏オゾン破壊し、特にクロロフルオロカーボンの排出に由来する塩素が大気中に残留する間は特にそうである。SRM のために導入する成層圏エアロゾルは、これと同じ効果をもつと予測されている。オゾン破壊は、地表面に到達して陸域・海洋生態系に害を与える紫外線の量を増やすだろう。成層圏エアロゾルはまた、地表面に到達する散乱太陽光に対する直達太陽光の比率を高め、このことは一般に植物生産性を高める。さらに、硫酸塩エアロゾル SRM は酸性雨を増やす可能性があるという懸念もあるが、モデル研究によれば、成層圏エアロゾル SRM が生み出す酸性雨の量は現時点で汚染源によって生み出されている量よりもはるかに少ないため、酸性雨はおそらく大きな懸念材料にはならないとされている。SRM は大気中の二酸化炭素濃度の増加に伴う海洋酸性化とそれが海洋生態系に与える影響についても対応しないだろう。

従来の緩和努力や考え得る CDR 手法を行わなければ、人為起源の排出による高い二酸化炭素濃度は 1000 年も大気中に留まり続け、二酸化炭素濃度が高い限り SRM を維持しなければならないだろう。二酸化炭素濃度がまだ高いうちに SRM を止めると、10~20 年で非常に急速な温暖化がもたらされ (FAQ 7.3 図 2 を参照)、生態系と人間の適応にひどいストレスをかけることになるだろう。

二酸化炭素濃度の増加がもたらす影響を多少でも回避するために SRM を利用する場合、それに伴うリスク、副作用、欠点は SRM の増加規模に応じて明らかに増加するだろう。積極的な二酸化炭素濃度削減戦略と併せて SRM を時限付き規模で利用することによって、通常の方法では避けられない気候のしきい値、あるいは転換点と呼ばれる値を超えることを避けるためのアプローチが提案されているが、そのようなアプローチには、本報告書の対象範囲をはるかに超える非常に慎重なリスク便益分析が必要になるだろう。



**FAQ 7.3 図 2** | 2 つの理想実験における (a) 地上気温 (°C) と (b) 降水量 (%) の世界平均値の変化。実線は太陽放射管理 (SRM) を用いたシミュレーションで、二酸化炭素濃度の 1 年当たり 1% 増加に対し 50 年間 SRM でバランスをとり、その後は SRM の利用を止めた場合。破線は、二酸化炭素濃度 1 年当たり 1% 増加に対し、SRM を利用しない場合。黄色と灰色の領域は、8 種類のモデルの 25~75 パーセントイル範囲を示す。

【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。





## FAQ 8.1 | 水蒸気は気候変動にどのように重要なのか？

自然の温室効果の最大の寄与因子である水蒸気は、地球の気候に不可欠な役割を担っている。しかし、大気中の水蒸気量をコントロールするのは主に気温であり、排出量ではない。このため、科学者は水蒸気を気候変動に対する強制力というより、むしろフィードバック因子とみなしている。かんがいや発電所の冷却を通じた人為起源の水蒸気の排出は、地球の気候には無視できるほどの影響しか与えない。

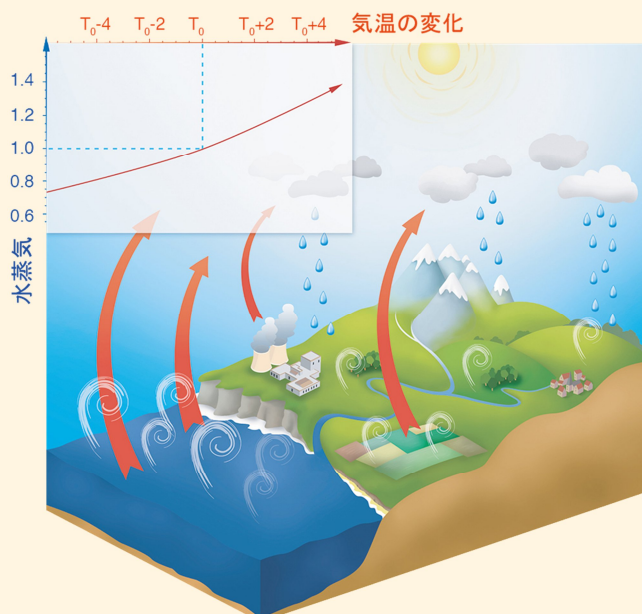
水蒸気は地球の大気中の第一の温室効果ガスである。自然の温室効果への水蒸気の寄与を二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)のそれと比較すると、計算方法によって異なるがおよそ2倍から3倍に相当すると考えることができる。人為的な活動から大気中へ排出される水蒸気は、かんがいをういた作物からの蒸発の増加によるものがほとんどだが、発電所の冷却によるものや、わずかながら化石燃料の燃焼によるものもある。であれば、なぜ気候変動への強制力としてこれほど二酸化炭素に注目し、水蒸気には目を向けないか疑問に思うかも知れない。

水蒸気は、ある根本的な部分で二酸化炭素とは異なる挙動をとる。水蒸気は凝結し、降水となることができるのだ。高湿度の空気が冷えると、水蒸気の一部が凝結し、水滴や氷晶になって降下する。水蒸気の大気中での典型的な滞留時間は10日である。人為起源の放出源から大気中に入る水蒸気のフラックスは、「自然な」蒸発によるフラックスよりもかなり少ない。したがって、全体の濃度に与える影響は微々たるもので、長期的な温室効果に大きく寄与することはない。対流圏(一般的に高度10 km以下)の水蒸気が放射強制力に寄与する人為起源のガスとみなされないのは、主にこうした理由からである。

人為起源の排出は、成層圏(大気圏の一部で高度約10 km以上)の水蒸気には大きな影響を与える。人間活動によって濃度が増加したメタン(CH<sub>4</sub>)は、酸化することで新たな水蒸気の源となる。このことは、成層圏において観測される変化を一部説明する。この成層圏における水の変化は放射に影響を与えるため、1つの強制力とみなされ、評価することができる。成層圏の水の濃度は、過去数十年に大きく変動している。この変動の全体像についてはよく理解されておらず、おそらく強制力というよりも自然変動に追加されるフィードバック過程の色合いのほうが強いだろう。成層圏水蒸気の温暖化への寄与は、強制力及びフィードバックともにメタンや二酸化炭素よりもはるかに小さい。

大気中の水蒸気の最大量は気温によってコントロールされている。極域では、地表から成層圏までにわたる標準的な気柱には、1平方メートル当たり数キログラムの水蒸気しか含まないが、熱帯域になると同様の空気柱が70 kgもの水蒸気を含んでいることもある。気温が1度上がるごとに、大気が保持できる水蒸気は約7%増加する(FAQ 8.1 図1 左上の挿入グラフを参照)。この濃度の増加は温室効果を増幅させ、よってさらなる温暖化をもたらす。水蒸気フィードバックと呼ばれるこの過程は、よく理解されており定量化されている。気候変動の推定に用いる全てのモデルでこのフィードバックは起きており、その強さは観測結果と整合している。大気中での水蒸気の増加が観測されているが、この変化は(大気温度の上昇による)気候フィードバックとして認識されており、人為起源の排出による放射強制力と解釈すべきではない。

現在、水蒸気は地球の大気で最大の温室効果をもたらしている。しかし、二酸化炭素を主とする他の温室効果ガスは、大気中に水蒸気が存在し続けるために必要である。実際、こうした他のガスが大気から取り除かれれば、水蒸気の低下を誘発  
(次ページに続く)



FAQ 8.1 図1 | 水循環及びその温室効果との相互作用の模式図。左上の挿入グラフは、気温の上昇に伴って増加する空気中に含まれる水蒸気の相対量(1°C当たり約7%)を示す。白の渦巻きは蒸発を表し、水収支が合うように降水で相殺される。赤の矢印は外向き赤外放射を表す。赤外放射は水蒸気や他のガスによって部分的に吸収される。この過程は温室効果の構成要素の一つである。成層圏の過程はこの図には示されていない。

#### FAQ 8.1(続き)

するほどに気温は低下し、温室効果は下降の一途を辿ってついには地球を凍結状態に陥らせることになる。つまり、水蒸気以外の温室効果ガスは、現在の大気中の水蒸気の水準を維持するのに必要な温度構造をもたらしているのである。したがって、二酸化炭素は気候に取り付けられた主要な人為的調節つまみであり、水蒸気は2~3種類の一般的要因によって生じた何らかの一次的な強制力を増幅する強力かつ素早いフィードバックである。水蒸気は重要な一次的な強制力ではないが、気候変動の根幹に関わる因子である。

## FAQ 8.2 | 大気質の改善は気候変動に影響があるのか？

そのとおり、影響がある。ただし、どの汚染物質を制限するかによって、気候を寒冷化する場合もあれば温暖化する場合もある。例えば、二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)の排出削減は温暖化の促進につながるが、窒素酸化物(NO<sub>x</sub>)の排出規制は(対流圏オゾンの削減による)寒冷化と(メタンの寿命とエアロゾル生成への影響による)温暖化の両方の効果を有する。大気汚染は降水パターンにも影響することがある。

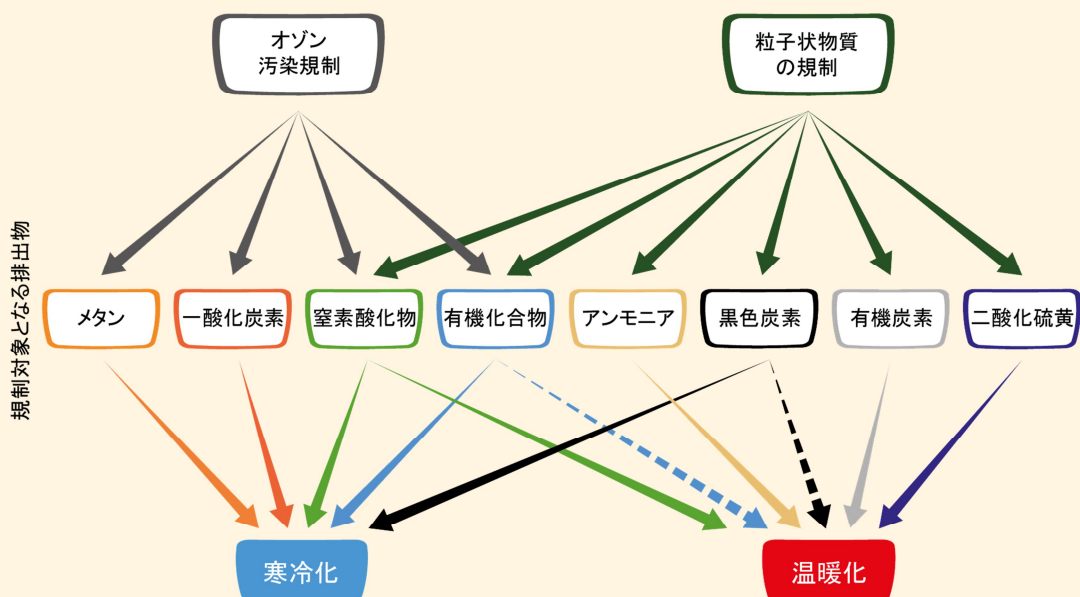
大気質とは、オゾン、一酸化炭素、窒素酸化物、エアロゾル(固体又は液体の粒子状物質)のような浮遊する地上の汚染物質の程度のことである。このような汚染物質への曝露(ばくろ)は呼吸器疾患や心血管疾患を悪化させ、植物や建造物に被害を与える。このため、ほとんどの主要な都市部では浮遊汚染物質の放出を規制しようとしている。

二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)やその他のよく混合された温室効果ガスとは異なり、対流圏オゾンやエアロゾルは大気中に数日から数週間しか滞留しない。ただし、地球システム内で間接的な相互作用があればその影響は長引き得る。これらの汚染物質は、たいていの場合排出源や生成源の近くで最も影響力があるため、世界で平均すれば効果は小さくても、そうした場所では局所的あるいは地域的な気候変動に影響を及ぼし得る。

大気汚染物質は、その物理的・化学的特性によって、異なった影響を気候に与える。汚染によって生じた温室効果ガスは、主に短波及び長波放射を通じて気候に影響を与えるが、エアロゾルはそれに加え、雲-エアロゾル相互作用を通じて気候に影響を与える。

人為起源のメタン排出を規制して(FAQ 8.2 図1)地表付近のオゾンを低減させる方法は、「ウィン・ウィン」の関係であることが明らかにされてきた。しかし、他のオゾン前駆物質の規制の結果は常にこれほど明快とは限らない。例えば、窒素酸化物排出規制は、対流圏オゾンを減らすことから寒冷化の効果があると期待されるかもしれないが、メタンの寿命やエアロゾル生成に与える影響が全体的な温暖化をもたらす可能性のほうが高い。

衛星観測によって、東アジアにおいて石炭火力発電所から出る二酸化硫黄(光を散乱する硫酸塩エアロゾルの主要な前駆物質)の大気中濃度が最近数十年間上昇していることが明確になった。最新の発電所は、そのような排出を減らすためにスクラバー(有害物質除去装置)を利用している(同時に発生する二酸化炭素排出とそれに伴う長期的な気候の温暖化には対応していないが)。これによって大気質は改善されるが、硫酸塩エアロゾルの寒冷化効果も低減されるために、温暖化は深刻化する。エアロゾルによる寒冷化はエアロゾル-放射相互作用及びエアロゾル-雲相互作用を通じて生じ、工業化以前の時代以降で-0.9 Wm<sup>-2</sup>(全てのエアロゾルの合計、8.3.4.3)と推定され、特に、人為起源の排出が急増した20世紀後半に大きく伸びている。(次ページに続く)



FAQ 8.2 図1 | 汚染物質規制が個々の排出物及び気候に与える影響の概略図。実線<sup>[正誤表参照]</sup>は既知の影響、破線は不確実な影響を表す。

## FAQ 8.2(続き)

他方、黒色炭素、つまりすすは、大気中で熱を吸収し(人為的な化石燃料及びバイオ燃料起源のもので  $0.4 \text{ Wm}^{-2}$  の放射強制力をもたらしている)、雪の上に沈着すると雪のアルベド、つまり太陽光を反射する能力を低下させる。したがって黒色炭素の排出削減は寒冷化効果を有するが、黒色炭素の雲との付加的な相互作用については不確かであり、何らかの温暖化効果をもたらす得る。

大気汚染規制では、運輸やエネルギー生産など人為的活動の特定部門を規制対象にすることもある。この場合、対象とされた部門内で規制物質と一緒に排出される物質によって、化学と気候変化が複雑に絡まり合うことになる。例えば、バイオ燃料の燃焼で生じる煙には、オゾン前駆物質に加え放射吸収性粒子と放射散乱性粒子の両方が混合されて含まれており、これに対する複合的な気候への影響を解明することは難しいかもしれない。

このように、地上における大気汚染規制は気候に何らかの結果をもたらすだろう。規制対象の排出物と気候との組み合わせの中には、大気汚染物質が降水パターンに与える影響をはじめ、まだあまり理解されていないものや特定されていないものもあり、そうした結果を完全に定量化することは難しい。また、気候変動の大気質への潜在的効果においても、重要なねじれがある。特に、汚染地域における地上オゾンと気温との間で観測されている相関関係では、気候変動による気温上昇だけで夏季の汚染が悪化しており、いわゆる「気候のペナルティー<sup>【訳注】</sup>」が生じていることを示唆している。この関係は、特定の目標を達成するためには地上オゾン規制を厳格化する必要があることを示唆している。加えて、大気汚染物質が淀む現象の頻度と持続時間について予測されている変化は、大気質の状態に影響を与えかねない。これらの特徴は地域によってばらつきがあり評価が難しいが、こうした過程の理解、定量化、モデリングが向上すれば大気汚染物質と気候との全体的な相互作用が明確化するだろう。

【訳注】 気候のペナルティー: 気温に対する大気汚染の感度 (Climate Penalty Factor; CPF) として評価されている。(参考: [http://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2013/2013\\_07\\_0019.pdf](http://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2013/2013_07_0019.pdf))

## FAQ 9.1 | 気候モデルは良くなっているのか？どうやってそれがわかるのか？

気候モデルは、気候システムに関する我々の理解を包含し、大気、海洋、陸面、雪氷、地球の生態系、そして多様な化学的・生物学的過程の複雑な相互作用を現在実行可能な限り忠実に再現する、きわめて高性能なコンピュータープログラムである。

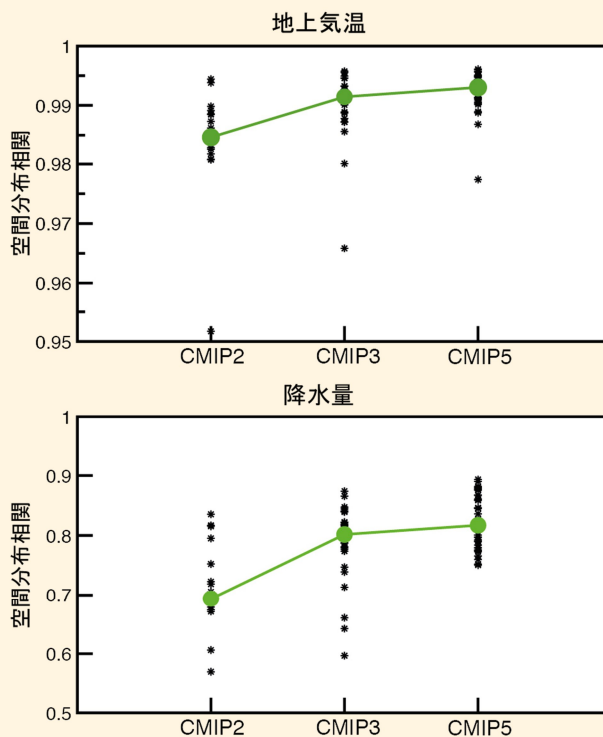
1990年のIPCC第1次評価報告書以来、気候モデルの複雑さ(すなわち、多くのモデルにおける雲や陸面の相互作用などの物理過程の表現、地球の炭素及び硫黄の循環の表現)は大幅に増しており、その意味においては、現在の地球システムモデルは当時のモデルよりもはるかに「良くなって」いる。モデルの向上には他の要因も貢献しているが、この進展は第4次評価報告書以降続いている。より強力なスーパーコンピューターのおかげで、現在のモデルは空間的により精密で細かい部分まで解像することができる。今日のモデルはまた、気候過程の仕組みに対する理解の深まり(すなわち、新しい観測結果と、改善された観測結果と合わせて、進行中の研究と分析から得た理解)も反映している。

今日の気候モデルは、基本的に先行モデルよりも優れている。しかし、再現される気候の何らかの側面を改善しようという意図によるものとはいえ、何らかの複雑さを少しでも付け加えると、誤差を生む新たな原因(例えば、不確実なパラメータを介して)や、たとえ一時的なものにすぎなくとも、そのモデルが気候システムの他の側面について行うシミュレーションを劣化させるかもしれないような、モデルの構成要素間の新たな相互作用を持ち込むことにもなる。さらに、これまでの進歩にもかかわらず、多くの過程の詳細に関する科学的不確実性は残っている。

考えておかなければならないことは、モデル性能は自然の内部変動を考慮したうえで、過去の観測結果との対比でしか評価できないことである。こうしたモデルの将来予測を信頼するためには、過去の気候、及びその変動性と変化がうまく再現されなければならない。利用可能な観測結果の種類と量、より良く調整されたモデル実験の利用可能性、そして様々な性能測定基準の幅広い使用に関して、モデル評価の範囲はモデル性能についてこれまでよりはるかに多くの量的情報を提供している。しかし、これだけでは不十分である。天気予報と季節予報は定期的に検証できるが、1世紀以上にわたる気候予測では無理である。特に、人為起源の強制力が気候システムをかつて測器記録で観察されたことのない状態へと駆動している中ではなおさら無理であり、このことは常に制約になるだろう。

モデル性能の定量化は、過去のIPCC第1作業部会報告書全てで取り上げられてきた話題である。こうした以前の評価を読み返してみると、これまで果たされてきた改善の大ききところが見つかる。多くの場合、過去の報告書はモデル性能についてかなり幅広い調査を行い、気候に関する様々な数量についてのモデル計算結果と、それに対応する観測推定値との差を示している。

特定の気候変数についてあるモデルの方が他のモデルよりも優れていることはあって当然だが、どれか1つのモデルが全部の中で明らかに「最良」であるという事例はまだない。最近では多様な性能測定基準の計算が進歩しており、こうした計算では単純な数値スコアにしたがって、一連の異なる観測結果と比較し  
(次ページに続く)



**FAQ 9.1 図 1 |** 年平均気温と降水分布のシミュレーションに関するモデル性能。最近3期の結合モデル相互比較計画(CMIP2、2000年頃のモデル；CMIP3、2005年頃のモデル；CMIP5、現世代のモデル)の結果で検証。数値は、地上気温(上図)と降水(下図)の観測値とモデル計算値との相関関係(分布の類似度を表す尺度)を表す。数値が大きいほどモデルと観測の空間分布の相関関係が良いことを示す。黒のマークは個々のモデルに対する相関係数を表し、大きな緑のマークは中央値(モデル結果の半数がこの数値より上にあり、もう半数がこの数値より下にある)を示す。モデル世代が進むごとに相関関係が増していることから、モデル性能が改善していることは明らかである。<sup>[訳注]</sup>

### FAQ 9.1(続き)

てモデル性能を統合している。もちろん、こうしたスコアの定義、計算方法、用いる観測結果(それぞれに不確実性を含む)、そして多様なスコアの組み合わせ方はどれも重要であり、最終結果に影響することになる。

それでもなお、測定基準が一貫性を保って計算されていれば、異なる世代のモデルを比較することができる。そのような比較の結果を見ると、世代ごとに性能の範囲に一定の幅はあるが、総じて平均的なモデル性能指数は世代間で着実に改善している。FAQ 9.1 図 1 にモデル性能の変化の例を示している。図からは、緩やかではあるが継続的に改善していることがわかる。興味深いのは、性能が最低のモデルと最高のモデルがどちらも改善を示している点と、この改善はモデルがより複雑になっていくこと及び大気と海洋の結合に対する人為的調整(いわゆる「フラックス調整」)を排除したことと並行している点である。この改善が実現した理由としては、様々な気候過程に対する理解の深まりと、気候モデルにおけるそれら過程の表現が向上したことなどがある。気候観測がより包括的になっていることも改善を推進している。

以上に述べたとおり、確かに気候モデルは良くなっており、そのことは過去の観測に基づいた定量的な性能測定基準で実証することができる。将来の気候予測を直接評価することはできないが、気候モデルは検証可能な物理的原理にかなりの程度まで基づいており、外部強制力への過去の応答の多くの重要な側面を再現することができる。気候モデルはこのようにして、異なるシナリオに沿った人為起源の強制力への気候応答について、科学的根拠に基づいた予告を見せてくれるのである。

【訳注】この図の対象領域が明記されていないが、おそらく地球全体と思われる。

## FAQ 10.1 | 気候は常に変化している。観測された変化の原因をどのように決定するのか？

観測されている気候の長期的変動(10年以上の時間スケールの変動)の原因は、気候変動の様々な原因に予想される「指紋」が過去の記録に存在しているかどうかを判断することによって評価される。こうした指紋は、個別の気候の強制力によって生じる様々な気候変動パターンをコンピューターモデルで再現することで得られる。数十年規模の時間スケールでは、こうした強制力には温室効果ガスの増加や太陽輝度の変化のような過程を含んでいる。我々は再現された指紋パターンを観測された気候変動と比較することによって、観測された変化を最も良く説明するのはそれらの指紋パターンなのか、あるいは強制力なしで生じる自然の変動性なのかを決定できる。

人為起源の温室効果ガス増加の指紋は、観測された20世紀の気候変動パターンにはっきり見えている。観測された変化は、気候モデルで再現された自然起源の強制力や自然変動性といった他の指紋では説明できない。したがって原因特定に関する研究は、「1951年から2010年の世界平均地上気温の観測された上昇の半分以上は、人間活動が引き起こした可能性が極めて高い」との結論を裏付けている。

地球の気候は常に変化しており、その変化が現れる理由はいろいろ考えられる。観測された変化の主要原因を決定するためには、観測された気候の変化が、全く強制力のない状態で現れる他の変動と違うのかどうかをまずはっきりさせなければならない。強制力によらない気候変動(内部変動と呼ばれる)は、気候システム内の諸過程の結果である。太平洋におけるエルニーニョ・南方振動(ENSO)のような大規模な海洋変動は、十年から百年規模の気候の内部変動性の主要な原因である。

気候変動は、火山噴火や太陽輝度の変化のように、気候システムの外部にある自然起源強制力によっても生じ得る。これらのような強制力は、地質記録にはっきりと示されている巨大な気候変動の原因である。人為起源の強制力には、温室効果ガスの排出や粒子状物質による大気汚染が含まれる。こうした強制力は、自然起源か人為起源かに関係なく、平均的な気候の変化を起こすだけでなく内部変動にも影響し得る。原因特定に関する研究では、観測された気候に検出された変化の原因を決定しようと試みる。過去一世紀に世界平均地上気温が上昇したことはわかっていることから、観測された変化が強制されたものであるとすれば、主要な強制力は寒冷化ではなく温暖化を引き起こすものであるに違いない。

系統的な気候変動の原因特定に関する研究は、気候モデルによる対照実験を用いて行われる。気候に対する特定の強制力についてモデルで再現された応答は、しばしばその強制力の指紋と呼ばれる。意味のある気候変動の原因特定に関する評価をもたらすためには、気候モデルが個々の強制力に関連した指紋パターン並びに強制されない内部変動のパターンを信頼できるレベルで再現しなければならない。気候の全ての特徴を完璧に再現できるモデルはないが、多くの詳細な研究からは、現行モデルを用いたシミュレーションは原因特定に関する評価を実施する信頼性が十分にあることが示されている。

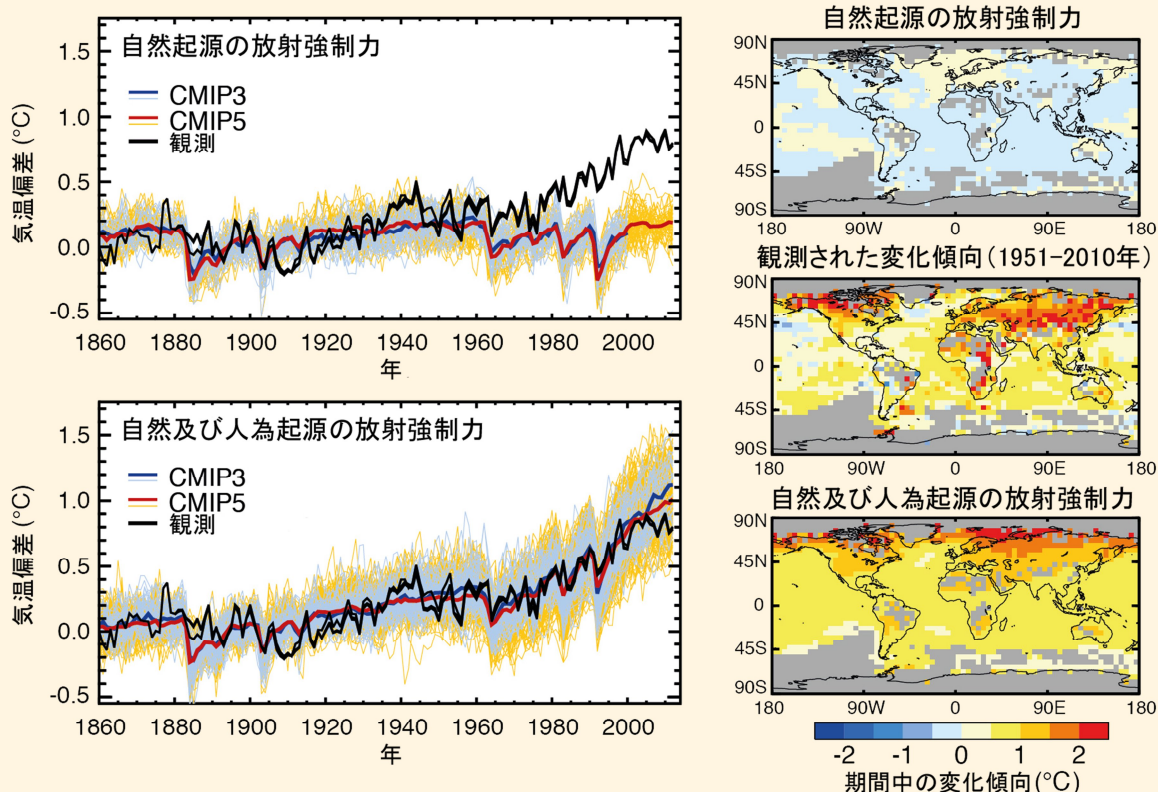
FAQ 10.1 図1は、20世紀後半における世界の地上気温変化の指紋評価の一部を説明したものである。20世紀後半に観測された変化(左の2つの図における黒線の時系列)は、内部変動性だけで予測される変化よりも大きい。自然起源の強制力だけを駆動要因としたシミュレーション(左上の図の黄と青の線)は、20世紀後半の世界全体での地上の温暖化を再現できておらず、変化の空間分布(右上図)は観測された変化分布(右中図)と全く異なっている。自然起源と人為起源の強制力を両方含んだシミュレーションは、観測された地上気温の変化の時間変化率(左下図)と空間パターン(右下図)を非常に良く表現している。

左側の上下の図を見ると、1982年や1991年に発生したような大きな火山噴火後1~2年間に観測された、自然起源の強制力による地上気温の低下を、コンピューターモデルが再現していることがわかる。自然起源の強制力のシミュレーションは噴火後の短寿命の気温変化を捉えているが、より長期にわたる温暖化傾向を再現しているのは自然+人為起源の強制力のシミュレーションだけである。

より完全な原因特定評価は、FAQ 10.1 図1に示された地上気温の結果に加え、上空の気温や、おそらく他の気候変数も検証するだろう。個々の強制力に関連する指紋パターンは、評価で考慮される変数が増えるほど区別が容易になる。(次ページに続く)

FAQ 10.1(続き)

FAQ 10.1 図 1 は全体として、観測された気温変化のパターンが、自然起源の強制力だけに対する応答パターンと有意に異なっていることを示している。人為起源を含む全ての強制力に対する応答のシミュレーション結果は、観測された地上での変化と良く一致する。温室効果ガス、成層圏オゾン、エアロゾルをはじめとする人為起源の強制力に対する応答を含めないと、最近観測されている気候変動を正しく再現できない。自然起源の変化は今までどおり気候システムに起こっているが、最近の気温変化傾向は大部分が人為起源の強制力に原因がある。



**FAQ 10.1 図 1 |** (左)1860 年から 2010 年にかけての世界平均地上気温の年平均時系列。左上の図は、自然起源の強制力だけを駆動要因とした 2 つの気候モデルアンサンブルから得た結果(青と黄の細線)と、気温変化のアンサンブル平均(青と赤の太線)を示している。3 つの異なる観測推定値は黒線で示している。左下の図は、同じモデルだが、駆動要因として自然起源の強制力と人為起源の温室効果ガス及びエアロゾルの変化を両方含んでいる。(右)1951 年から 2010 年にかけての局所的地上気温変化傾向の空間分布。上の図は、自然起源の強制力だけを駆動要因とした多数の第 5 期結合モデル相互比較計画(CMIP5)シミュレーションのアンサンブル平均から得た変化傾向のパターンを示している。下の図は、上図に相当するシミュレーションのアンサンブル平均だが、自然起源と人為起源を合わせた強制力を駆動要因に用いた結果の変化傾向を示している。真ん中の図は、この期間に観測された変化傾向のパターンを示しており、英国ハドレーセンターと気候研究ユニット<sup>【訳注】</sup>による格子化地上気温データセット バージョン 4(HadCRUT4)を用いている。

【訳注】 英国 イースト・アングリア大学の組織。



**FAQ 10.2 | 気候への人為的影響が局所的な規模で明らかになるのはいつか？**

人為起源の温暖化は、既に熱帯域の陸域の、特に一年のうちの暖かい時期において、局所的に明らかになりつつある。中緯度域では、今後数十年以内に人為起源の温暖化が(まず夏季から)明らかになるはずである。自然の気候変動性は赤道からの距離に応じて、そして寒候期に増大するため、中緯度域での、特に冬季の変化傾向が顕在化するの、よりゆっくりであることが予想される。既に多くの地域で検出されている気温の変化傾向は、人為的影響に原因があるとされてきた。北極域の海氷などの気温に敏感な気候変数においても、人為的影響に原因があるとされる変化傾向が検出されている。

地球規模の変化に関する温暖化の変化傾向は、総じて局所的気温(ここでいう「局所」とは一般に個別の場所や、小規模の地域平均を意味する)の時系列よりも、世界的な気温の平均値によりはっきりと現れている。その理由は、局所的な気候の局所変動性のほとんどが、世界平均として平均されると消されてしまうためである。多くの地域で検出されている数十年にわたる温暖化傾向は、気候システムの自然変動性から予測される変化傾向の幅より大きくなっていると考えられているが、そのような変化傾向は局所的に平均した気候が年々の変動性の「ノイズ」の中から浮かび上がってきたときに初めて明らかになる。これがどれだけ早く起きるかは、温暖化の変化率の大きさと局所変動性の大きさの両方によって決まる。将来の温暖化の変化傾向は、とりわけ局所規模において、正確に予測することができないため、将来の温暖化の変化傾向が顕在化する時期を正確に推定することはできない。

一部の熱帯域では、既に温暖化の変化傾向が局所変動性から顕在化している(FAQ 10.2 図 1)。これが熱帯域でより早く現れるのは、地球のどこよりも気温変動性が小さいためである。中緯度域では温暖化の変化傾向が熱帯域より大きいにもかかわらず予測されている温暖化は 21 世紀半ばまで顕在化しないのは、局所的な気温の変動性が熱帯域よりもかなり大きいためである。季節別では、局所的な気温変動性の変化傾向は冬より夏のほうが小さい。したがって、FAQ 10.2 図 1 のユーラシア中央部のように冬のほうが温暖化の変化傾向が大きい地域においてさえ、温暖化は一年の暖かい期間にまず顕在化する傾向がある。

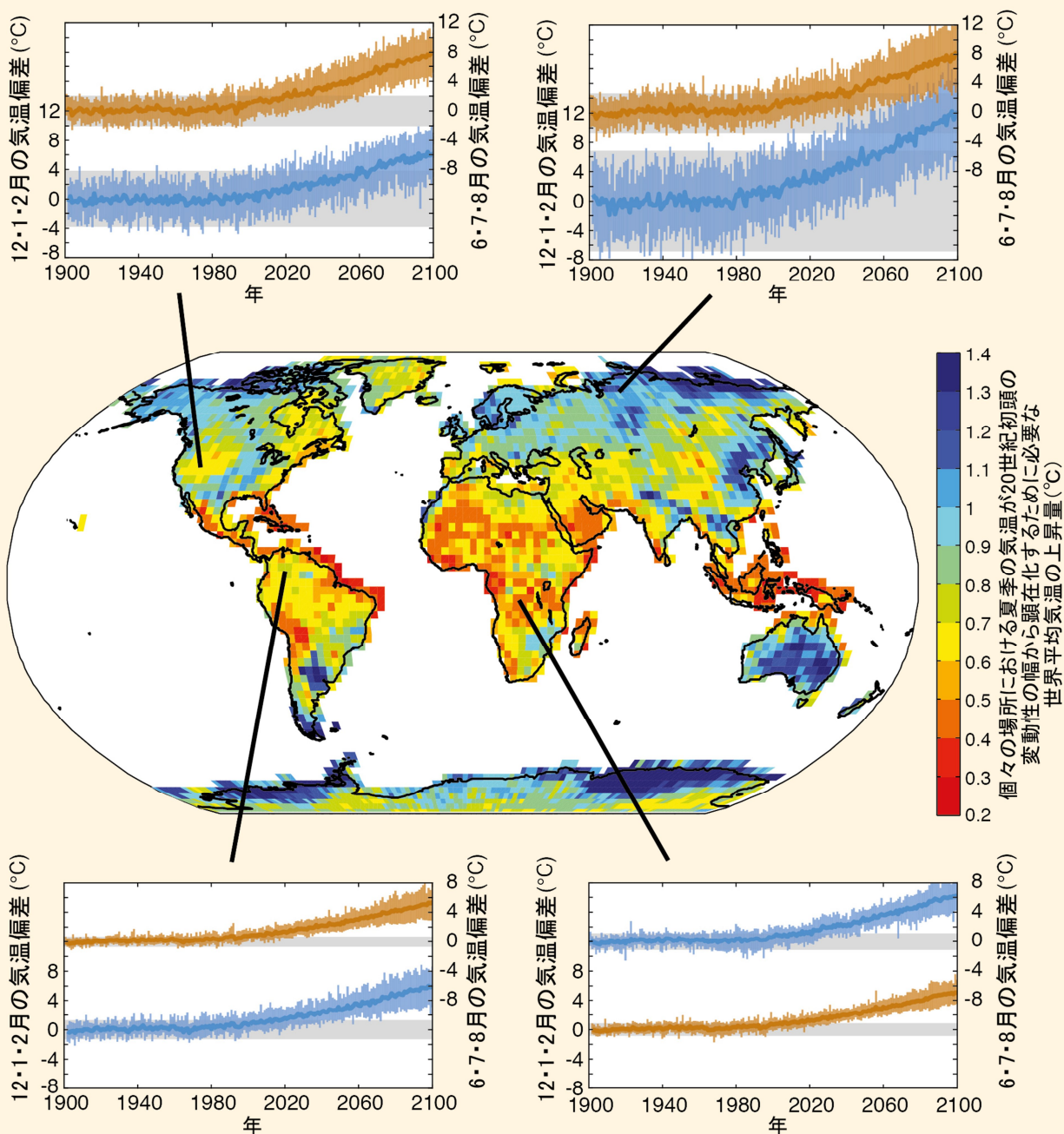
いくつかの海洋地域を含め、陸域の地上気温以外の変数も、自然の変動性とは異なる長期的な変化率を示している。例えば、北極域の海氷面積は非常に急速に減少しており、既に人為的影響があることが示されている。他方、ほとんどの場所では降水量の変動性が極めて大きいため、局所的な降水量の変化傾向の検出は非常に難しい。記録的猛暑の発生する確率は、北半球の大部分で増加している。現在極端現象とみなされている高い気温が、今後数十年間で平均に近くなっていくと予測されている。極端に寒い日が継続することなど、他の極端現象の発生する確率は減少している。

現在の気候において、個々の極端な気象現象を明確に気候変動のせいにはすることはできない。これは、このような現象は気候変動のない場合にも発生し得るからである。とはいえ、場所によってはこうした現象の発生確率が有意に変わっている可能性もある。人為起源の温室効果ガスの増加は、いくつかの熱波の発生確率に大きく寄与したと推定されている。同様に、気候モデル研究では、北半球の各所で観測されている大雨現象の激化に温室効果ガスの増加が寄与したことを示唆している。もっとも、その他多くの極端な気象現象の発生確率は、大きく変化していないかもしれない。したがって、新たな気象記録が出るたびにその原因を気候変動のせいにはすることは間違っている。

予測されている温暖化の変化傾向の将来の顕在化時期は、一時的な昇温や降温をもたらすことがある局所的な気候変動性によっても変わる。さらに、FAQ 10.2 図 1 に示した局所的気温の予想曲線は、同じ将来排出シナリオを仮定した強制力による複数の気候モデルのシミュレーションに基づいている。大気中の温室効果ガスの蓄積速度が異なれば結果として生じる温暖化の変化傾向も異なるだろうから、数値に温室効果ガス排出シナリオの幅を含めたならば、モデルの温暖化予測の幅(FAQ 10.2 図 1 の色による陰影部分)は拡大するだろう。20 世紀の局所変動性から夏季の気温変化が顕在化するために必要な昇温は(変化率に関係なく)、FAQ 10.2 図 1 の中央の地図に示されている。

局所的気候に対して人為的影響がいつ明らかになるのかという質問にしっかり答えられるかどうかは、なにかを「明らかな」ものだとみなすのに十分な証拠の強さにかかってくる。局所規模での気候変動の影響について最も説得力のある科学的証拠は、地球の全体像を分析することと、観測されている多くの変化を人為的影響に関連づける気候システムからの証拠が豊富にあることによって得られる。(次ページに続く)

FAQ 10.2(続き)



**FAQ 10.2 図 1** | 4か所の代表地点における夏季(赤の曲線、熱帯域及び北半球の地点では6・7・8月、南半球では12・1・2月を表す)と冬季(青の曲線)の気温変化予測の時系列。各時系列の周囲には、24の異なるモデルシミュレーションが出力した予測される変化の幅(各地点の暖候期はピンク、寒候期は青)を合わせて示しており、これらの時系列は20世紀初頭の条件を用いてモデルで再現された局所的な自然変動の幅(灰色)から顕在化してくる。温暖化のシグナルは、熱帯域の夏季に最初に顕在化する。中央の地図は、個々の場所における20世紀初頭の夏季の気温の変動性の幅から顕在化するために必要な世界平均気温の上昇量(°C)を示している。暖色は、必要な昇温が最も少なく、したがって最も早く顕在化することを表していることに注意。全ての計算は、代表的濃度経路のシナリオ(RCP8.5)の強制力を用いた第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の全球気候モデルによるシミュレーションに基づく。予測される変化と自然変動の幅は、標準偏差の2倍として定義した。(Mahlstein et al., 2011を改変して転載)

## FAQ 11.1 | 来月の天気予報ができないのに、どうやって十年後の気候を予報できるのか？

気象と気候は絡み合っているが、実際は別物である。気象は特定の時間と場所における大気の状態と定義され、刻一刻、あるいは日々変化する。一方、気候は一般に、10年若しくはそれ以上にわたる気象状態の統計を意味している。

気象を正確に予報しないで将来の気候を予報できるというのは、はじめは信じられないかもしれないが、さほど奇異なことではない。例えば、春の終わりには、例えばメルボルンの来る夏の平均気温はつい最近までの春の平均気温よりも高くなる可能性が非常に高いということは正確に予報できる(来る夏の日々の気象は1週間ほど先になると正確には予報できないとしても)。この単純な例が示していることは、これから訪れる期間の気象予報の精度に頼らなくとも、その期間における気候の変化の予報スキルを支える要因(この場合は、南半球に到達する太陽放射の季節変化)が存在することである。

気候を定義するために用いる気象状態の統計量には、気温や降雨量の長期的平均値のほか、降水の長期的平均値からの年々変動の標準偏差や $5^{\circ}\text{C}$ を下回る日の頻度などの変動性の統計が含まれる。長期間にわたる気候変量の平均は、気候学的平均<sup>【訳注 1】</sup>と呼ばれる。平均は個々の月、季節、あるいは1年全体について適用できる。気候予報は、「この夏の平均気温が過去の夏の長期平均値よりも高い可能性はどのくらいか？」とか、「次の10年が過去の数十年よりも暖くなる可能性はどのくらいか？」というような質問に答えるものになる。もっと具体的に言えば、気候予報では、「今後数十年間の平均気温(例えば中国の)が、過去30年間の中国の平均気温を上回る確率は？」という質問に回答することであるかもしれない。このように、気候予報は、将来の日々の詳細な気象変化の予報を提供するのではなく、将来の気候変量の統計に長期変化の確率を与えるものである。

一方、天気予報では将来の時刻を特定して日々の気象状態を予報する。予報に基づいて、「明日雨が降る？」といった質問に答えることができる。確率を付けて天気予報が提供されることもある。例えば、天気予報で「アピアの明日の降水確率は75%です」と発表するようなことである。

正確な天気予報をするためには、予報官及び予報士は大気の現状について非常に詳細な情報を求める。大気のカオス性を考えれば、「初期状態」の描写にごく微小の誤差があっただけでも、1週間ほど先の予報が不正確になるのが普通である。これはいわゆる「バタフライ効果」である。

気候研究者は、来季、来年、あるいは今後数十年における将来の気象の詳細な推移を予報しようと試みることもなければ、予報できると主張することもない。その一方で、バタフライ効果があるにもかかわらず、正確でなくとも気候の諸側面を予報できると考える背景には、確かな科学的根拠がある。例えば、長寿命の大気中の温室効果ガス濃度は今後数十年に地上気温を上昇させる傾向がある。したがって、過去からの情報は将来の気候予報に役立てることができ、また実際に役立っている。

自然に発生するいわゆる「内部」変動のいくつかのものには、少なくとも理論上は、将来の気候を予報するのに役立つ可能性が秘められている。内部の気候変動性は、気候システムにおける自然の不安定性から生じる。こうした変動が広範囲で長寿命の海洋表層水温偏差である場合、あるいはその原因となる場合、海洋上の大気に局所的な変化と遠隔的な変化を引き起こすことになる。エルニーニョ・南方振動現象は、この種の内部変動性のおそらく最も有名な例である。エルニーニョ・南方振動に関連した変動性は、部分的に予報可能である。ここでもバタフライ効果は存在するが、エルニーニョ・南方振動に関連する一部の変動性に強く影響を与えるには、天気予報に比べればずっと長い時間を要する。

気象庁などの機関では、この気候特性を予報業務に役立ててきた。これらの機関では、実証可能な予報スキルに基づいて、季節平均した気候状態の予報を業務的に行うことのできる季節～年々の予報システムを開発してきた。スキルは場所や変数によって大きく異なる。スキルは予報が将来に進むほど低下する傾向にあり、場所によってはスキルは全く存在しない。ここでいう「スキル」とは、技術的な意味において使用している。すなわち、いかにもシンプルな予測手法(例えば、最近の気候状態が予報対象期間中持続すると仮定するなど)の精度と比較してどれだけ高いかを示す尺度である。(次ページに続く)

### FAQ 11.1(続き)

天気予報、季節～年々予報及び十年予報のシステムはいろいろな意味で似通っている(例えば、これらのいずれにおいても大気には同じ数学的方程式を採用し、予報を開始するために初期状態を与える必要があり、バタフライ効果のため予報精度には限界がある)。とはいえ、天気予報や季節～年々予報とは異なり、十年予報はまだ初期の段階にある。それにもかかわらず、十年予報は、地表付近の気温を「再予報<sup>【訳注 2】</sup>」したとき地球上の多くの地域で少なくとも 9 年間は一定のスキルが得られている。「再予報」とは、過去の気候現象を対象に予報することであり、予報に際してはその現象以前の観測結果だけを予報システムに与えて予報する。このスキルの大部分は予報の際にモデルに与えた「外部強制力」からもたらされていると考えられる。「外部強制力」とは、気候研究者が気候システムに変化を引き起こす外的要因を指す際に使用する術語である。これには長寿命温室効果ガスの濃度の増加も含まれる。

理論に従えば、10 年間の降水量を予報するスキルは 10 年間の地表気温を予報するスキルよりも小さいはずであり、再予報の結果もこのとおりになっている。

十年予報システムの向上と、明らかなスキルが見られた場合はその理由についての理解を進めることを目的に、現在研究は進められている。内部変動を更に理解してスキルの向上に結びつける研究を進展させることが肝要である。予報システムは今後数十年で向上すると見込まれるが、気候システムのカオス性とその結果もたらされるバタフライ効果ゆえに、予報スキルには常に限界が伴う。他にも、不確実性の原因は存在する。例えば、火山噴火は気候に影響を与え得るが、その時期と大きさを予報することはできないため、将来の噴火は数多い不確実性の原因の一つとなる。加えて、十年予報を初期化及び評価する上で十分な海洋データの存在する期間が短いことも、大きな問題である。

最後に、十年予報システムは、外部から強制したものと内部で生成されるものを予測可能性の拠り所として活用するよう設計されている。気候研究者は十年予報と十年予測を区別している。予測は外部強制力からもたらされる予報結果が全てである。これまでの IPCC 評価報告書は専ら予測に注目していたが、本報告書では十年予報研究とその科学的根拠も評価している。

【訳注 1】若しくは単に「気候値」

【訳注 2】再予報：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](http://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2012/2012_06_0493.pdf))

## FAQ 11.2 | 火山噴火は、気候と我々の気候予報能力にどう影響するのか？

大規模な火山噴火は、二酸化硫黄ガスを上層大気(成層圏とも呼ばれる)に注入し、それが水と反応して硫酸水滴の雲を形成する。これらの雲は太陽光を宇宙に反射し、太陽エネルギーが地球表面に到達するのを妨げることによって、地球の表面を下層大気とともに冷やす。この上層大気の硫酸雲はまた、太陽、地球、下層大気からの放射エネルギーも局所的に吸収し、これにより上層大気を加熱する(FAQ 11.2 図 1 を参照)。地表面の寒冷化に関しては、例えば1991年のフィリピンのピナトゥボ山の噴火では、約2000万トンの二酸化硫黄(SO<sub>2</sub>)が成層圏に注入され、地球の温度を最大1年間にわたって約0.5°C低下させた。噴火はまた、世界的に降水量も減少させる。これは地表面での入射短波の減少が潜熱加熱の低下によって相殺されるためである(すなわち蒸発量が減少することによって降雨も減る)。

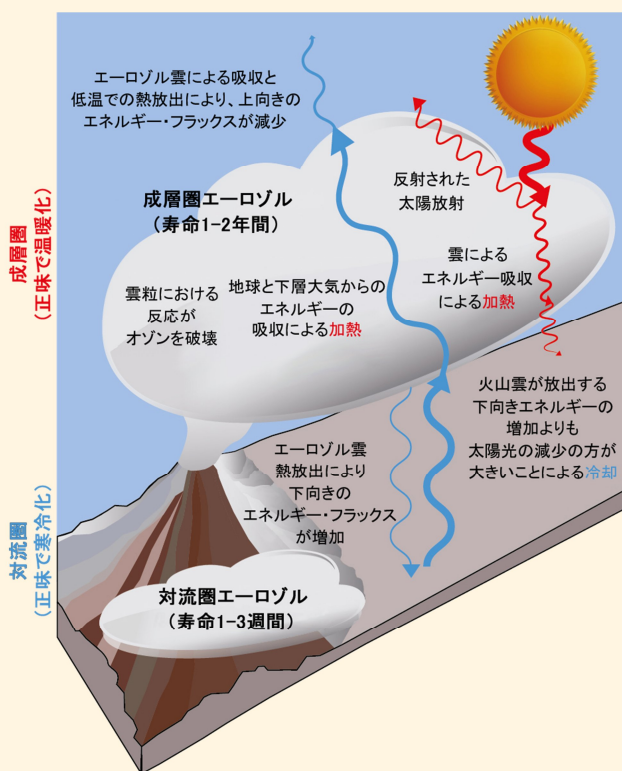
気候を予報するにあたり、今年火山が噴火していたら、来年あたりに著しい地表面の温度低下と上層大気の加熱が起きることは予期できる。問題は、活動が活発になっている火山を検出することはできるが、噴火の正確なタイミングや上層大気に注入される二酸化硫黄の量、あるいはそれがどのように分散するのかを予報することができない点である。これは気候予報における不確実性の原因の一つである。

大規模な火山噴火は、火山灰あるいはテフラと呼ばれる沢山の粒子を噴出する。しかし、これらの粒子は数日から数週間のうちにすみやかに大気から落ちてくるため、世界平均の気候に影響することはない。例えば、1980年のセントヘレンズ山の噴火は米国北西部の地上気温に数日間影響を与えたが、成層圏にはほとんど二酸化硫黄を放出しなかったため、全地球の気候に対しては検出可能な影響はなかった。高緯度での大規模な噴火により成層圏に硫黄が注入された場合、それによって形成され得る成層圏雲は数ヶ月の寿命しかないため、影響が及ぶのは噴火した側の半球だけで、期間もせいぜい1年であろう。

熱帯又は亜熱帯の火山の場合は、全世界の地表や対流圏に寒冷化をもたらす。その理由は、上層大気に形成される硫酸の雲が1年から2年の間持続し、地球を広く覆うためである。とはいえ、成層圏の硫酸塩エアロゾルの分散は噴火時点の大気の風の状況に大きく依存しているため、その地域的な気候への影響は予報は困難である。さらに、地表面の冷却効果は概して均一ではない。なぜなら、大陸は海洋よりも温度が下がるため、夏季モンスーンが弱まり、アジアとアフリカに降る雨を減らすためである。また、熱帯域での噴火で生じた上層大気の雲は太陽光と地球からの熱も吸収し、それによって熱帯域では高緯度域よりも上層大気の昇温が大きくなることから、気候の応答はさらに複雑になる。

過去250年で最大級の火山噴火は科学研究に刺激を与えた。1783年にアイスランドでラキ山が噴火した後、ヨーロッパでは夏季に記録的な高温となり、続いて非常に寒い冬となったとの記録がある。1809年の詳細不明の火山と1815年のタンボラ山による二度の大きな噴火によって、1816年には「夏のない年」が生じた。この年ヨーロッパと米国で凶作となり、食糧不足、飢饉、暴動の発生を引き起した。

50年余りの中で最大の噴火であるところの1963年のアグン山噴火を機に、観測や気候モデル計算をはじめとする多くの近代的研究が行われた。その後1982年のエル・チヨン山と1991年のピナトゥボ山の二度の大噴火は、火山噴火の気候への影響に対する我々の現在の理解につながる研究のきっかけとなった。(次ページに続く)



FAQ 11.2 図 1 | 熱帯又は亜熱帯の火山が上層大気(成層圏)に影響し、大気(対流圏)温度を低下させる状況の概略図

## FAQ 11.2(続き)

火山雲は成層圏に 2、3 年間しか残存しないため、気候に与える影響はそれに相応して短い。しかし、大きな噴火が連続すれば影響が長引くことはある。例えば、13 世紀末には 10 年に 1 回ずつ 4 回の大噴火があった。1258 年の最初の噴火は 1000 年間で最大のものだった。この一連の噴火は北大西洋と北極域の海氷を冷却した。もう一つ興味深い期間としては、3 回の大噴火とそれより規模は小さい複数の噴火が続いた 1963～1991 年がある(第 8 章にこれらの噴火が大気組成に影響し、地表面の短波放射を減少させた状況が記載されている)。

火山学者は火山活動の活発化を検出できるが、噴火するかどうかについて、あるいは噴火した場合にどれぐらいの量の硫黄を成層圏に注入するかについて予報することはできない。それにもかかわらず、火山は 3 つの点で気候予報に影響を及ぼす。第一に、火山噴火がかなりの量の二酸化硫黄を成層圏に注入した場合、その効果を気候予報に含めることができる。その際には、火山雲についての良好な観測結果の収集や、寿命が続く間に火山雲がどのように移動し変化するのかの計算など、相当な課題と不確実性の要因が関わってくる。しかし、観測や、最近の噴火についての優れたモデリングに基づけば、大噴火の効果の一部は予報に含めることができる。

第二の影響は、火山噴火は我々の予報において潜在的な不確実性要因だということである。噴火は事前に予報できないが、いずれは発生し、局所規模と地球規模の両方で短期的な気候影響を生じる。原則として、この潜在的な不確実性は無作為に起こる噴火や、我々の近未来アンサンブル気候予報における何らかのシナリオに基づいた噴火を含めることによって説明することができる。この研究分野をさらに精査していく必要がある。本報告書における将来予測には、将来の火山噴火は含まれていない。

第三に、観測に基づいて評価した硫酸塩エアロゾルの推定値と一緒に過去の気候記録を用いて、我々の気候シミュレーションの正確さを検証することができる。爆発性火山噴火への気候応答は、他の一部の気候に関わる強制力による応答と類似したものとして解釈することができ有用であるが、限界はある。例えば、1 回の噴火の影響をうまくシミュレーションすれば、季節及び年々予報に用いられるモデルの有効性の確認に役立てられる。しかしこの場合、個々の火山噴火への応答よりも長い時間スケールをもつ長期的な海洋フィードバックが関係するため、来世紀の地球温暖化に関わる全てのメカニズムを検証することはできない。

**FAQ 12.1 | 気候変動を予測するのになぜこんなに多くのモデルやシナリオを使うのか？**

将来気候は、将来の温室効果ガス排出、エアロゾル、その他の自然起源及び人為起源の強制力の大きさによって一部は決定される。こうした強制力は気候システムの外部のものだが、気候システムのふるまいを変える。将来気候は、気候システムに内在する内部変動に加えて、こうした強制力に対する地球の応答によって形作られる。科学者は将来の排出の大きさとペースについてのある幅を持った仮定を利用し、気候モデル予測の前提となる幾通りかの排出シナリオを策定する。一方、異なる気候モデルは、こうした強制力に対する地球の応答と自然の気候変動を異なって表現した選択肢を提供する。全体として、モデルのアンサンブルは、異なるシナリオの幅に対する応答を計算し、ある幅を持った起こり得る将来を詳しく描くことで、我々がその不確実性を理解する助けとなる。

社会経済的発展の予測は、物理システムの変化の予測よりもさらに難しいと言えよう。社会経済的発展の予測は人間の行動、政策の選択、技術の進歩、国際的な競争と協調の予測を必要とする。通常のアプローチは、もっともらしい将来の社会経済的発展のシナリオを用いることである。温室効果ガスやその他の強制力要因の将来の排出量はこのシナリオから導き出される。個別の強制力シナリオに定量的な可能性を振り当てることは、一般にはできない。そうではなく、可能性を一定の範囲に広げるために一連の選択肢が用いられる。異なる強制力シナリオから得られた結果は、考慮すべき選択肢と起こり得る将来の幅を政策立案者に提供する。

気候の内部変動は、大気や海洋などの構成要素間の相互作用によって自発的に生み出される。近未来気候変動においては、こうした内部変動が温室効果ガスの増加のような外部摂動による効果を覆い隠すかもしれない(第11章を参照)。もっとも、より長期になると今度は外部強制力の効果が卓越することが見込まれる。気候モデルのシミュレーションは、将来の人為起源の温室効果ガスとその他の強制力要因についての異なるシナリオ、及びそれに対する気候システムの応答が、数十年後に世界平均気温の変化に異なった影響を及ぼすことを予測する(FAQ 12.1 図 1 左図)。したがって、こうした様々なシナリオの結果や応答を評価することは、とりわけ政策決定が関わっている場合には、何にもまして重要である。

気候モデルは、地球の気候システムを支配する物理的原理と経験的理解を土台として構築され、過去と将来における気候と気候変動をシミュレートするために必要な、複雑で相互に作用する諸過程を表現する。将来は必ずしもこれまで我々が見てきたものが単純に続いていくものではないため、過去の観測からの類似形や、最近の変化傾向からの外挿では、予測を生み出す方策として不十分である。

大気と海洋の挙動を決定する流体運動の方程式を書くことは可能だが、航空工学が似たような種類の方程式の数値シミュレーションに頼っているのと同様に、コンピューターによるモデルシミュレーションを通じて数値アルゴリズムを用いることなしに、それを解くことは不可能である。また、雲過程のような多くの小規模の物理・生物・化学過程はそういう方程式では記述できない。それは我々にそうした過程を直接再現するのに十分な高解像度でシステムを表現する計算能力が欠けているか、あるいはまだそうした過程を駆動するメカニズムについて部分的な科学的理解しかないためである。そこでこれらの過程は、気候モデル内でいわゆるパラメータ化によって近似する必要がある。パラメータ化を通じて、多くの場合は観測された挙動に基づいて、直接表現された数量と近似された数量との数学的関係を確立するのである。

与えられた計算と観測の制約のもとで、気候システムをモデル化する数値表現、解、近似には、同程度にもっともらしい様々な選択肢がある。この多様性は、気候モデル界の健全な側面と考えられており、世界及び地域規模で一定の幅をもつ妥当な気候変動予測を生み出している。この幅が予測における不確実性を定量化する根拠を与えるが、モデルの数が比較的少なく、また公開アーカイブへのモデル結果の提供も自主的なものであるため、起こり得る将来のサンプリングは系統的でもなく包括的でもない。また、全てのモデルに共通して多少の不十分さは根強く残る。それぞれのモデルによって強みも弱点も異なる。観測によって評価できるシミュレーションの質のどの面を、将来のモデルシミュレーションを評価する際の指針とすべきかまだはっきりしない。(次ページに続く)

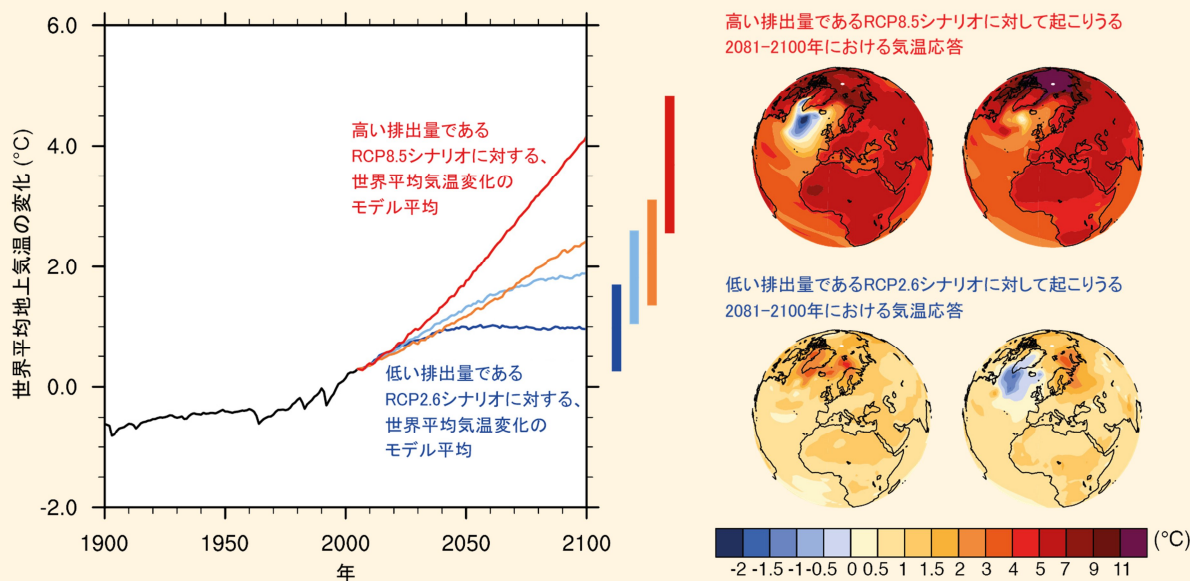
FAQ 12.1(続き)

予測対象の問題が異なれば、普通用いられるモデルの複雑さも様々に異なる。数世紀に及ぶ長期のシミュレーションが求められる場合や、複数の再現化が必要な場合は、低解像度でより速く実行できるモデルや、一部の気候過程について簡素化したモデルを利用してもよいかもしれない。簡素化モデルは、世界平均気温などの大規模な平均量を適切に表現することができるが、地域的降水量のように細かい事柄は、複雑なモデルでしか再現できない。

モデル実験と、結合モデル相互比較計画(CMIP)、世界気候研究計画及びその気候モデルに関する作業部会などのグループによる作業成果を調整することで、科学界はモデルの過去及び現在の気候再現能力を評価し、将来の気候の変動予測を比較するための取り組みを強化した。この「マルチモデル」のアプローチは、今や気候科学界が特定の気候変数の予測を評価するために用いる標準的な手法になっている。

FAQ 12.1 図1の右図は、2個の例示的モデルと排出量が最高及び最低のRCPシナリオについて、21世紀末までの気温応答を示している。モデルは地表面の大規模な温暖化パターンに関して、例えば陸域が海洋よりも温暖化が速く進み、北極域は熱帯域よりも速く温暖化することで一致している。しかし、同一シナリオに対する地球規模の応答の大きさ、及び小さな規模では、応答の地域的側面について、両モデルはいずれも異なっている。例えば、北極域での増幅の大きさは異なるモデル間でばらつきがあり、一部のモデルは、深層水形成の減少と海流の移動の結果として、北大西洋における弱めの温暖化又はわずかな寒冷化を示している。

将来の外部強制力と、それに対する気候システムの応答においては、避けられない不確実性があり、それが内部で生じる変動によってさらに複雑化している。複数のシナリオとモデルの利用は、不確実性を評価して特徴付けるための標準的な選択肢となっており、これによって将来地球の気候に生じ得る幅広い変化を説明することが可能になる。



**FAQ 12.1 図1** | 代表的濃度経路(RCP)シナリオについて第5期結合モデル相互比較計画(CMIP5)の全モデルで平均した世界平均地上気温の変化(1986~2005年との比較)。RCP2.6(濃い青)、RCP4.5(薄い青)、RCP6.0(オレンジ)、RCP8.5(赤)の4シナリオに対しそれぞれ32、42、25、39個のモデルを使用。21世紀末までの世界平均地上気温の変化の**可能性の高い**範囲は縦のバーで表示している。これらの範囲は二つの20年平均値の差(1986~2005年に対する2081~2100年)に適用されることに注意。バーの中心が年変化の線の終点より小さい値になっているのはこのためである。例示図では、排出量が最も高い(RCP8.5)シナリオと最も低い(RCP2.6)シナリオについて、2個のCMIP5モデルに対する21世紀末の地上気温変化(1986~2005年と比較した2081~2100年)を表している。これらのモデルはかなり広い範囲の応答を示すために選んでいるが、このセットがモデル応答の不確実性の尺度を代表するものではない。



## FAQ 12.2 | 地球の水循環はどう変化するのか？

地球の気候システムにおける水の流れと貯蔵は変動が大きいですが、自然変動に起因する以上の変化が今世紀末までに予想されている。温暖化した世界では、降雨、表面蒸発、植物蒸散が正味で増加するだろう。しかし、場所によって変化に相当な違いがあるだろう。降水量と陸域への水の蓄積が増える所もあれば、地域的な乾燥や雪氷面積の減少により水量が減る場所もある。

水循環は、全ての相で地球に蓄えられている水と、地球の気候システムを通じた水の移動で成り立っている。大気中では、水は主に気体(すなわち、水蒸気)として現れるが、雲の中では氷や液体の水としても現れる。海洋はいうまでもなく主に液体の水だが、海洋もまた極域では氷によって一部覆われている。液体の陸水は、表面水(湖沼や河川など)、土壌水分、地下水として現れる。固体の陸水は、氷床、氷河、地表の雪氷、永久凍土や季節的に凍結する土壤に現れる。

将来気候についての報告では水循環が加速化すると述べられていることが時折あるが、これは誤解を招きかねない。厳密に言えば、このように言うてしまうと水の循環が時間とともに全ての場所においてどんどん速さを増して現れるということ暗に意味してしまうからである。確かに、世界のある部分では水循環が強まり、水の輸送が増えて貯水場所を出入りする水の動きが加速化するだろう。しかし、気候システムの他の部分では、相当な水の枯渇が生じ、よって水の動きも減ることになる。貯水場所の中には消えてなくなるものさえある。

地球が温暖化すると、温暖化した気候にตอบสนองして一般的な特徴の変化がいくつか現れる。こうした変化は、地球温暖化が気候システムに追加するエネルギー量によって左右される。あらゆる形態の氷はより速く融解し、いまほど広い範囲では見られなくなる。例えば、本報告書で評価の対象となっているいくつかのシミュレーションでは、北極域の海水は今世紀半ばまでに消滅する。大気中の水蒸気は今後増加し、観測やモデルの結果は既に増加が始まっていることを示している。21 世紀末までに、大気中の平均水蒸気量は、温室効果ガスやばい煙などの放射効果を持つ粒子の人為的排出量に応じて 5~25%増加する可能性もある。水は表面からより素早く蒸発することになる。海面水位は、昇温する海水が膨張することと融解する陸氷が海洋に流れ込むことによって上昇するだろう。(FAQ 13.2 を参照)。

しかし、このような一般的な変化は気候システムの複雑さによって変えられてしまうため、全ての場所で均等に生じる、あるいは全て同じペースで生じると考えるべきではない。例えば、大気中、陸域、海洋での水の循環は、気候の変動に伴って変化し、一部の場所に水が集中することもあれば、別の場所では枯渇することもある。変化は 1 年の間でも違いがあり、ある季節は他の季節よりも雨が多くなりがちということもあり得る。例えば、本報告書で評価しているモデルシミュレーションによれば、アジア北部では冬季降水量は 50%以上増加する可能性があるが、夏季降水量はほとんど変化しないと予測されている。人間もまた、水管理や土地利用の変化を通じて、水循環に直接介入する。人口分布や水利用法の変化は、水循環にさらなる変化をもたらすだろう。

水循環過程は、分単位、時間や日単位、あるいはそれ以上の期間にかけて、数メートルから数キロメートル、あるいはそれ以上の範囲で生じ得る。こうした様々な規模での変動は一般に温度の場合よりも大きいため、降水に現れる気候変動はより識別しにくい。このような複雑さにもかかわらず、将来の気候変動の予測では、多くのモデルや気候強制力シナリオの間に共通する変化が示されている。第 4 次評価報告書にも似たような変化は報告されていた。これらの結果を合わせると、その大きさはモデルや強制力によって異なるとはいえ、しっかりと理解された変化のメカニズムがあることが示唆される。ここでは、水循環における変化が人間と自然のシステムに最大の影響を与える陸域での変化に焦点を当てる。

本報告書で評価されているシミュレーションによる気候変動の予測では(FAQ 12.2 図 1 の概略図を参照)、全般に熱帯域の中央と極域で降水量が増加し、最も排出量の多いシナリオでは 21 世紀末までに増加率が 50%を超える可能性も示している。これに対し、亜熱帯域の大部分では 30%以上減少することもあり得る。熱帯域では、このような変化は、大気中の水蒸気の増加と、水蒸気を更に熱帯域に集中させ、それによって熱帯域の降雨量の増加を促進する大気循環の変化に支配されているようである。亜熱帯域においては、地域の温暖化にもかかわらず、こうした循環の変化が同時に降雨量の減少を促進する。亜熱帯域には世界の砂漠の大部分が位置しているため、こうした変化は既に乾燥した地域の乾燥を増進し、砂漠が拡大する可能性を暗示している。(次ページに続く)

## FAQ 12.2(続き)

より高緯度域における増加は気温の上昇によって支配される。気温が上昇すると大気中により多くの水を含むことが可能になり、したがってより多くの降水をもたらす。さらにまた、気候が温暖化すると、典型的な風の強さの大幅な変化を必要とせずに、温帯低気圧系がより多くの水蒸気を高緯度域に輸送することも可能になる。上述したように、高緯度での変化はより寒い季節ほど顕著になる。

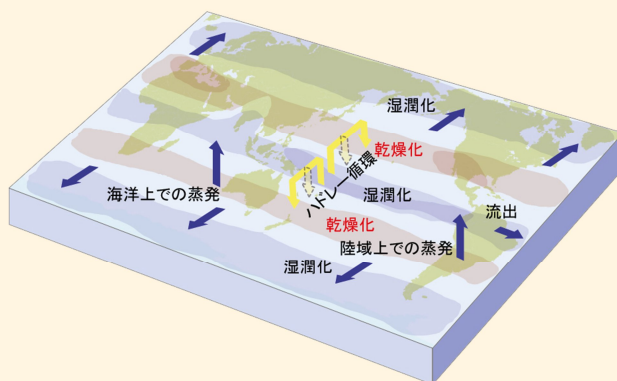
陸域が乾燥化するか湿潤化するかは降水量の変化による部分もあるが、地表面蒸発量と植物からの蒸散(合わせて蒸発散量という)の変化にも依存する。大気の温度が上昇するとより多くの水蒸気を含むことができるため、陸水が十分にあれば蒸発散量の増加を引き起こすこともあり得る。もっとも、大気中の二酸化炭素が増加すれば植物が大気中に水蒸気を発散させる傾向を抑制し、温暖化効果の一部を相殺する。

熱帯域では、蒸発散量の増加は土壤水分に対する降水量増加の効果を弱める傾向があるが、亜熱帯域では既に土壤水分量は少ないため、蒸発散量にほとんど変化が生じる余地はない。より高緯度域においては、予測されている気候では降水量の増加が蒸発散量の増加を全般に上回り、年間平均流出量の増加をもたらすが、土壤水分における変化は一様ではない。FAQ 12.2 図 1 に示す循環の変化が示唆しているように、高湿潤地域と低湿潤地域の境界も移動するかもしれない。

さらに状況を複雑にする要因が、降雨特性である。モデル予測によれば、大気中に存在する水分が増えることもあり、降雨はいつそう激しくなる。例えば、本報告書で評価しているシミュレーションでは、陸域の大部分で、現在は平均すると 20 年に 1 度現れている強度の日降水量の現象が 21 世紀末までには 10 年に 1 度かそれ以上の頻度で現れる可能性が示されている。同時にまた予測では、降水現象全般に発生頻度が減る傾向にあることも示している。こうした変化は、一見矛盾する 2 つの効果を生み出す。すなわち、激しさを増す大雨は洪水の増加をもたらすが、降雨現象の間の乾燥期間が長くなり干ばつの増加をもたらす。

高緯度域及び標高の高い地域においては、凍結水の減少によってさらなる変化が現れる。そうした変化の中には今の世代の全球気候モデル(GCM)によって解像されているものもあるが、一般にモデルによって解像されていないか表現対象に含まれていない氷河のような特徴が関係するため、推測しかできないものもある。気候が温暖化することは、秋季の積雪開始が遅くなり、春季の融解が早まる傾向を意味する。本報告書で評価しているシミュレーションは、北半球の 3 月から 4 月にかけての積雪面積が、温室効果ガスのシナリオによるが、今世紀末までに平均で約 10~30%減少することを予測している。春季の融解が早まると、雪解け水が流れ込む河川の春季流量が最大になるタイミングが変わる。その結果、後の流量が減少して、水資源管理に影響を与える可能性がある。こうした特徴は、全球気候モデルシミュレーションに示されている。

永久凍土が減少すると、水分はより地中深く浸み込むことが可能になるが、地面の温度上昇も可能になり、蒸発散を強めることにもなるだろう。しかし、現在の全球気候モデルのほとんどは永久凍土の変化を十分再現するために必要な過程の全ては含んでいない。土壤の凍結の解析や全球気候モデルの出力データを利用してより詳細な陸域モデルを駆動している研究は、今世紀末までに永久凍土がかなり減少することを示唆している。さらに、現在の全球気候モデルが氷河の変化を明示的には含んでいないとしても、氷河が後退し続けることと、氷河の消失に伴い夏季に氷河の融解により河川に供給される水の量も徐々に少なくなることは予想できる。氷河の減少は、春季の河川流量の減少にも寄与するだろう。とはいえ、雪であれ雨であれ、年平均降水量が増加する場合は、こうした結果が必ずしも年平均河川流量の減少を意味するわけではない。



**FAQ 12.2 図 1 |** 水循環の主要な構成要素に予測される変化の概略図。青の矢印は、地球の気候システムを通じた水の動きの変化の主な種類を示している。すなわち、温帯の風による極方向への水の輸送、表面からの蒸発、陸域から海洋への流出である。陰影をつけた地域は、乾燥化又は湿潤化が進む可能性の高い地域を表す。黄の矢印は、ハドレー循環による重要な大気循環の変化を表す。ハドレー循環の上昇運動は熱帯降雨を促進する一方で亜熱帯での降雨を抑制する。モデル予測によると、ハドレー循環は南北両半球において下降流を極方向に移動させ、関連した乾燥化を伴う。高緯度域では、大気の温暖化により、これらの地域へのより大きな水の動きがもたせられるとともに、より大きな降水が可能となるため、湿潤化することが予測されている。

## FAQ 12.3 | 排出を今すぐ停止したら将来の気候はどうなるのか？

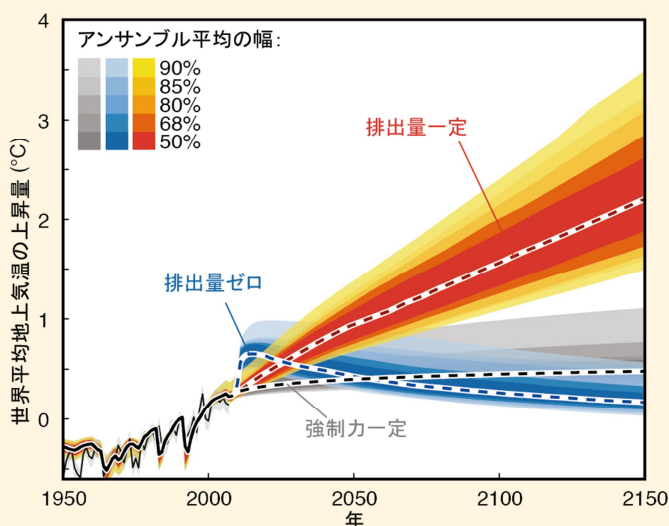
今すぐ排出を止めることはもっともらしいシナリオではないが、気候システムと炭素循環への応答を知る上で手がかりとなるいくつかの理想的なケースの一つではある。気候システムには複数の時間スケールがあるために、結果として排出量の変化と気候応答との関係は非常に複雑になり、変化によっては排出が停止したずっと後に現れるものもある。モデルと諸過程に対する理解によれば、海洋の慣性が大きいうえに、主に二酸化炭素であるが、多くの温室効果ガスの寿命が長いことの結果、温暖化の大部分は温室効果ガス排出の停止後数世紀にわたり持続することが示されている。

温室効果ガスが大気中に排出されると、他の反応性の気成分との化学反応を通じて取り除かれるか、あるいは二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の場合には、海洋や陸域と交換される。こうした過程が、濃度パルス<sup>【訳注 1】</sup>が e(2.71)分の1に減少するまでに要する時間で定義される、大気中のガスの寿命を特徴付ける。温室効果ガスとエアロゾルが大気中で存続する期間は、数日から数千年まで大きな開きがある。例えば、エアロゾルは数週間、メタン(CH<sub>4</sub>)は約10年、一酸化二窒素(N<sub>2</sub>O)は約100年、六フッ化エタン(C<sub>2</sub>F<sub>6</sub>)は約10,000年の寿命を持つ。二酸化炭素は海洋と陸域で複数の物理的・生物地球化学的過程を経て大気から取り除かれ、しかもその過程全てが異なる時間スケールで作用するため、はるかに複雑である。約1000 PgC<sup>【訳注 2】</sup>の排出パルスに対し、約半分は数十年以内に取り除かれるが、残りの部分ははるかに長い間大気中に残留する。二酸化炭素パルスの約15~40%は、1000年後もまだ大気中に存在している。

主要な人為起源温室効果ガスの寿命が長い結果として、過去の排出に起因する大気中濃度の増加は排出が止まった後も長い間持続するだろう。排出が停止されても、温室効果ガス濃度が工業化以前の水準にすぐに戻ることはないだろう。メタン濃度は、約50年で工業化以前の水準に近い値まで戻り、一酸化二窒素濃度は数世紀を必要とする一方で、二酸化炭素は、我々の社会に関係する時間スケールで工業化以前の水準に戻ることは基本的にない。他方、エアロゾルのような短寿命種の排出の変化は、その濃度にほぼ瞬間的な変化をもたらすだろう。

温室効果ガス及びエアロゾルによる強制力への気候システムの応答は、主に海洋を駆動要因とする慣性を特徴とする。海洋は熱を吸収する容量が非常に大きく、海面と深海との間でゆっくりと混合する。このことはすなわち、海洋全体が暖まり、変えられた放射強制力との平衡に達するには数世紀かかるだろうということである。海洋表面(したがって大陸も)は、この新しい放射強制力と平衡する表面温度に達するまで、昇温し続けるだろう。第4次評価報告書は、温室効果ガス濃度が現状水準で一定に保たれれば、地球表面は21世紀の間に2000年に比べて約0.6°C昇温<sup>【訳注 3】</sup>することを示している。これが、現在の濃度に関する気候変動の不可避性<sup>【訳注 4】</sup>(又は一定組成に関する気候変動の不可避性)であり、FAQ 12.3 図1の灰色部分で示している。排出量を現状水準で一定に保った場合には大気中濃度はさらに増加し、これまで観測されているよりもはるかに大きな温暖化をもたらすだろう(FAQ 12.3 図1 赤線)。

たとえ人為起源の温室効果ガス排出を今すぐ停止したとしても、これら長寿命の温室効果ガスの濃度に起因する放射強制力は、そのガスの寿命(上記を参照)に応じて決まる速度において、将来ゆっくりとしか減少していかないだろう。さらには、その放射強制力に対する地球システムの  
(次ページに続く)



FAQ 12.3 図1 | エネルギーバランス炭素循環モデルの「温室効果ガスに起因する気候変動評価のためのモデル」(MAGICC)に基づく予測。2010年を開始年として、大気組成を一定にする(一定放射強制力、灰色)、排出量を一定に保つ(赤)、将来排出量をゼロにする(青)場合を不確実性の推定値を用いて表示。数値は Hare and Meinshausen (2006) より編集したもので、簡易炭素循環気候モデルを全ての第3期結合モデル相互比較計画(CMIP3)モデルと気候・炭素循環結合モデル相互比較計画(C4MIP)モデルに合わせて調整した数値に基づく(Meinshausen et al., 2011a; Meinshausen et al., 2011b)。結果は、工業化以前の時代から開始し、放射強制力の全ての構成要素を用いた詳細な過渡的シミュレーションに基づく。細い黒線と彩色部分は観測された昇温と不確実性を表す。

### FAQ 12.3(続き)

気候応答は、それよりもなおさらに遅いものになるだろう。地球の温度は温室効果ガス濃度の変化にすぐ応答することはない。二酸化炭素の排出量を削減しても、何世紀にもわたってほぼ同じ程度の温度が保たれるにすぎない。同時に硫酸塩エアロゾルによる短寿命の負の強制力を削減排除すれば(例えば大気汚染削減対策によって)、FAQ 12.3 図 1 に青で示すとおり 10 分の数°C の一時的昇温を生じる。したがって、全排出をゼロに設定すれば、短期間の昇温の後、数世紀にわたる気候の安定化がほぼもたらされることになる。これを、過去の排出に関する不可避性(又は、将来のゼロ排出に関する不可避性)と呼ぶ。温室効果ガス濃度は減少し、ゆえに放射強制力も減少するが、気候システムの慣性が気候応答を遅らせるだろう。

気候と炭素循環における大きな慣性の結果として、地球の長期的な温度は、排出時期に関係なく時間とともに蓄積された二酸化炭素の総排出量によって主に制御される。したがって、地球温暖化を所定の水準(例えば、工業化以前の時代の 2°C 上)未満に抑制する場合、一定の二酸化炭素収支は既に与えられているということになる。つまり、より早い時期により多くの排出があった場合には、後になってより強力な削減が必要になる。気候目標の数値を高くするということは、二酸化炭素濃度のピークがより高くなり、したがって累積二酸化炭素排出量がより多くなることを許容する(例えば、必要な排出削減が遅れることを容認する場合など)。

世界平均地上気温は気候変動の大きさを表現するのに便利な集約的数字だが、全ての変化を地球の温度で線形に測れるわけではない。例えば、水循環の変化は強制力の種類(温室効果ガス、エアロゾル、土地利用の変化など)にも依存しており、海面水位の上昇や氷床のように地球システムの構成要素の中でもより動きの遅いものは応答により長い時間がかかるほか、気候システムには重大なしきい値や、突発的又は不可逆的な変化が存在するかもしれない。

【訳注 1】瞬間的な濃度の増加分を意味する。

【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】第 4 次評価報告書では、温室効果ガス濃度を 2000 年時点で一定にした場合、1980~1999 年平均に対する 2090~2099 年平均の昇温量が約 0.6°C であることが示されている。この FAQ12.3 図 1 に示される強制力一定の計算結果は、温室効果ガス濃度を 2010 年時点で一定にした場合である。第 4 次評価報告書と比べると、気温変化の基準年が異なるが、2000 年から 2010 年にかけて温室効果ガス濃度も増加しているため、21 世紀中の昇温量に大きな差はない。

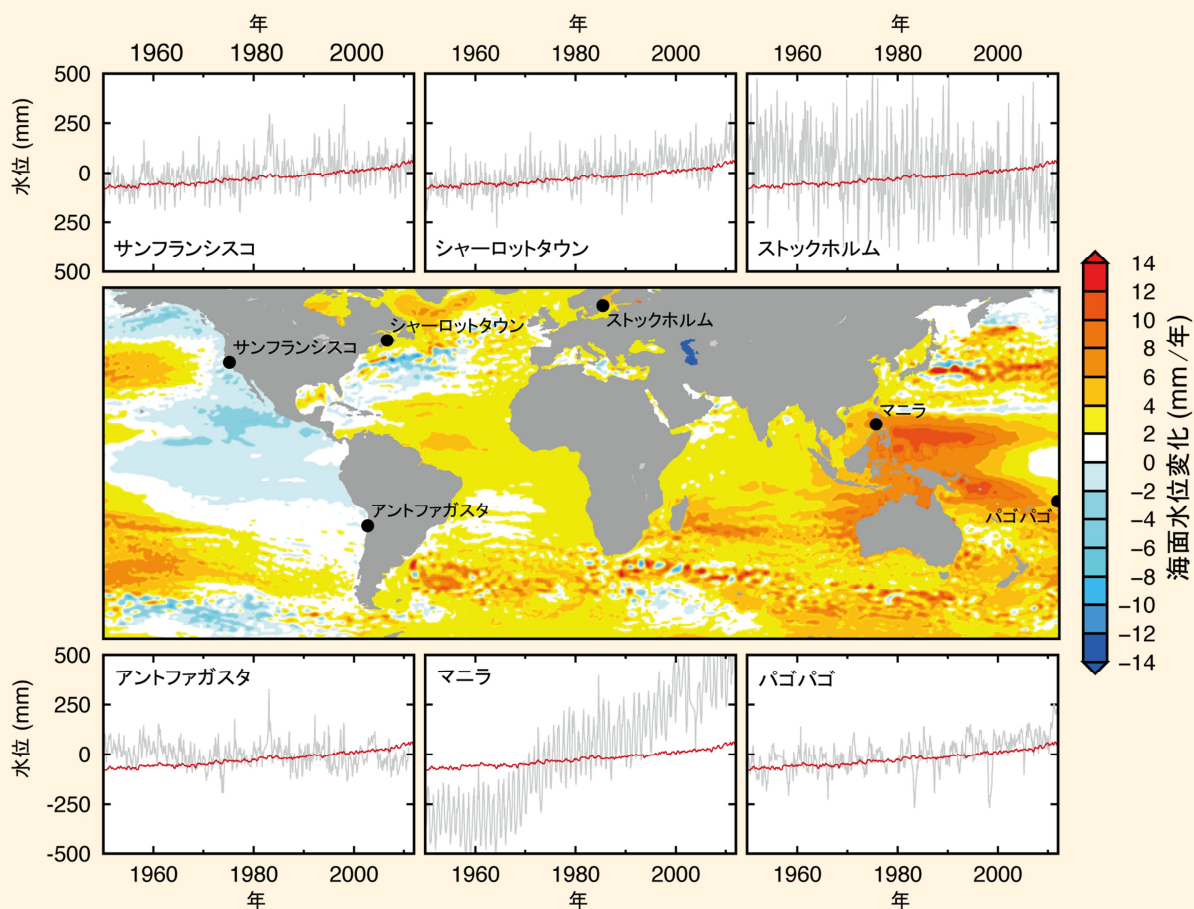
【訳注 4】原文では“climate commitment”と記されている。“commitment”という用語は、気候変動研究の分野で、所定の条件の下で不可避的に生じる気候の変化を指すものとして使用されている。本報告書「政策決定者向け要約」(気象庁訳)の訳注 1 を参照。

## FAQ 13.1 | なぜ局所的な海面水位変化は世界平均と異なるのか？

海上風の移動、温暖化した海水の拡大、融解氷の増加は海流を変化させることがあり、それが場所によって異なる海面水位の変化をもたらす。陸域の氷の分布における過去と現在の変動は、地球の形と重力場に影響し、そのことがまた海面水位の地域的な変動の原因にもなる。堆積物の圧縮や変動などのより局所的な過程の影響によって、海面水位の更なる変動が引き起こされる。

あらゆる沿岸において、海面又は陸地の上下変動は、陸地に対する海面水位(相対的海面水位)の変化を起こすことがある。例えば、海面の上昇あるいは地盤の沈下によって、局所的な変化が起こり得る。比較的短い期間(数時間から数年)では、潮汐、暴風、エルニーニョなどの気候の変動の影響が海面水位の変動において卓越する。地震と地滑りも、地盤の上下変動に変化をもたらし、時には津波を引き起こすことによって影響を及ぼし得る。より長い期間(数十年から数世紀)では、結果として海水と陸氷の量を変化させる気候変動の影響が、ほとんどの地域において海面水位変化の主要な原因である。これらのより長い時間スケールにおいては、様々な過程も地盤の上下変動を起こす可能性があり、そのことが相対的海面水位の大きな変化をもたらし得る。

20世紀末以降、地球の中心に対する海面の高さ(地心海面水位<sup>[訳注]</sup>)として知られている)の衛星測定は、地心海面水位の変化率が世界各地で異なっていることを示している(FAQ 13.1 図1を参照)。例えば西太平洋では、1993年から2012年にかけての変化率は世界平均の1年当たり約3mmと比べて約3倍大きかった。対照的に、東太平洋の上昇率は世界平均の値よりも低く、同期間にわたって、アメリカ西海岸の大部分は海面高度が低下している。(次ページに続く)



FAQ 13.1 図1 | 衛星高度測定による1993~2012年の海面高度(地心海面水位)変化率の分布図。特定の検潮所における1950~2012年の相対的海面水位の変化(灰色の線)も示す。比較のために、各潮位計の時系列には世界平均海面水位変化の推定値も併せて示してある(赤線)。局所的な海面水位(灰色の線)に見られる相対的に大きな短周期の振動は、本文で説明している自然の気候変動性によるもの。例えば、バゴバゴにおける大きく定期的な偏差は、エルニーニョ・南方振動に関連している。

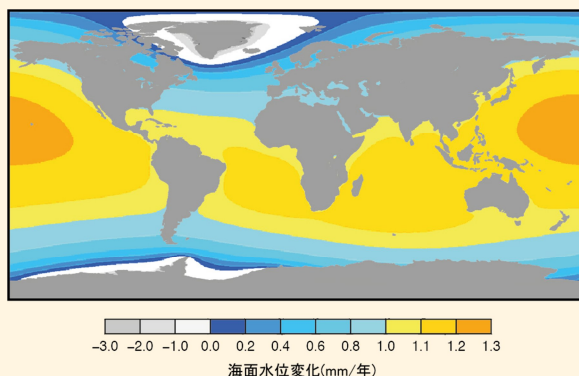
### FAQ 13.1(続き)

FAQ 13.1 図 1 に示された空間的変動の大部分は、1 年から数十年間の時間スケールにかけてのエルニーニョや太平洋十年規模振動など自然の気候変動性の結果である。こうした気候の変動は海上風、海流、水温、塩分を変化させ、それによって海面水位に影響を与える。こうした過程による影響は 21 世紀中も継続し、より長期間の気候変動に関連した海面水位変化の空間パターン(海水の体積の変化に加え、海上風、海流、水温、塩分の変化からも生じる)に重ね合わされることになる。しかしながら、自然の変動性とは対照的に、より長期の変化傾向が時間の経過とともに累積し、そのため 21 世紀にわたって卓越することが見込まれている。このため、結果としてこの長期間にわたる地心海面水位の変化率は、FAQ 13.1 図 1 で示されたものとは全く異なる分布になる可能性がある。

潮位計は相対的海面水位を測定しており、その測定には陸地と海面の両方の上下変動に起因する変化が含まれる。多くの沿岸地域では地盤の変動は小さいため、沿岸及び島に設置された潮位計によって記録された海面水位の長期的な変化率は世界平均値に近いものとなる(FAQ 13.1 図 1 のサンフランシスコとパゴパゴの記録を参照)。一部の地域では、地盤の上下変動は重要な影響を及ぼす。例えば、ストックホルムで記録された海面水位の定常的な低下は(FAQ 13.1 図 1)、約 2 万年前から約 9 千年前までの最終氷期末期に大きな(1 km より厚い)大陸氷床が融解した後に、この地域が隆起していることによって生じている。大昔の氷床の融解に応答した、このような継続的な地殻変動は、最終氷期の最盛期に大きな大陸氷床で覆われていた北米と北西ユーラシアにおける地域的な海面水位の変化の重要な原因となっている。

また、この過程が地盤沈下を招く地域もある。つまり、例えばシャーロットタウンなどで世界平均上昇率に比べて相対的に大きな海面上昇が観測されているように、地盤沈下は相対的海面水位を引き上げている。(FAQ 13.1 図 1)。地球の地殻プレートの動きに起因する鉛直方向の地盤変動も、一部の地域で世界平均海面水位のトレンドからの偏差を引き起こすことがある。最も顕著なものは、ある地殻プレートが別のプレートの下に滑り込んでいる活発な沈み込み帯の近くに位置している地域である。アントファガスタの場合(FAQ 13.1 図 1)、このことが定常的な地盤の隆起をもたらし、その結果、相対的海面水位の低下をもたらしているようである。

地盤の上下変動が相対的海面水位の変化に与える地域的影響に加え、急速だがきわめて局所的な地盤変動をもたらす過程もある。例えば、マニラでは海面水位上昇率が世界平均に比べて大きい(FAQ 13.1 図 1)、その主な原因は集中的な地下水汲み上げによって生じた地盤沈下である。地下水や炭化水素の汲み上げ・採掘のような自然及び人為的な過程に起因する地盤沈下は、多くの沿岸地域でよく見られ、大川川のデルタで顕著である。



FAQ 13.1 図 2 | グリーンランド氷床と西南極氷床がそれぞれ 1 年当たり 0.5 mm の上昇率(世界平均海面水位の上昇は 1 年当たり 1 mm)で融解した場合の相対的海面水位の変化を示したモデル結果。モデル化された海面水位変化は融解した氷床に近い地域では世界平均値よりも小さいが、遠く離れると大きくなる。(Milne et al., 2009 から転載)

氷河あるいはグリーンランドや南極の氷床から融解した氷は、浴槽に水を張るように全世界に均一な海面水位上昇をもたらすと一般には思われている。ところが実際には、そうした融解は、海流、風、地球の重力場、地盤の変化を含む様々な過程により、海面水位に地域差をもたらす。例えば地球の重力場と地盤の変化を再現するコンピューターモデルは、氷と海水の間の引力が減少すること、氷が融解すると陸地が上昇する傾向にあることから、融解する氷床の周囲では相対的海面水位が地域的に低下することを予測している(FAQ 13.1 図 2)。しかしながら、氷床の融解域から遠く離れたところでは、世界平均の値に比べて、海面水位の上昇が大きくなる。

要約すると、様々な過程が海面と海底の上下変動をもたらす、局所から地域の規模で海面水位の変化にはっきりとした空間分布をもたらす。こうした過程の組み合わせが、全てを合わせた海面水位の変化に複雑なパターンを生み出す。このパターンは、各過程の相対的な寄与度が変化するにつれて、時間とともに変動する。世界平均の変化は、単一の数値で気候の諸過程(陸域の氷の融解や海洋の温暖化など)の寄与を反映し、多くの沿岸域における海面水位の変化の適切な推定値を示す便利な指標である。しかし同時にまた、地域に関係する様々な過程が強力なシグナルをもたらす地域では、世界平均値から大きな偏差をもたらすこともある。

【訳注】原文では“geocentric sea level”と記されている。翻訳時点で定着した訳語は無く、ここでは直訳した。

## FAQ 13.2 | グリーンランドと南極の氷床はこれから今世紀末まで海面水位の変化に寄与するのか？

グリーンランド、西南極及び東南極の氷床は、地球最大の淡水貯蔵庫である。このため、これらの氷床は地質時代から近世にかけて海面水位の変化に寄与してきた。これらの氷床は涵養[かんよう](降雪)によって質量を増やし、表面消耗(大部分は氷の融解)と海洋境界での流出(浮遊棚氷になるか、氷山の分離を通じて直接海洋に流出)によって質量を失う。涵養量が増えれば世界平均海面水位は低下し、表面消耗と流出が増えれば水位は上昇する。こうした質量フラックスの変動は、氷床内と氷床外(すなわち大気と海洋)の双方における様々な過程に依存している。しかしながら、今世紀中は質量損失の原因のほうが質量増加の原因を上回る方向に向かいそうであり、世界の海面水位には引き続き正の寄与が予想されている。この「よくある質問と回答」では、この話題に関する現在の研究について要約し、詳細な評価から得た世紀末(1986~2005年の平均)に対する2081~2100年平均)の原因ごとの海面水位変動の規模を提示する。この評価は、全ての排出シナリオにわたって3分の2の確率水準として報告されている。

数千年にわたり、氷床のゆっくりとした水平の流れが、正味の涵養域(概して内陸の高地)から正味の損失域(概して、外縁の低地と沿岸周辺)に質量を運ぶ。現在、グリーンランドは堆積した氷の約半分を表面消耗によって失い、半分を氷塊分離によって失っている。一方、南極域は、涵養量のほぼ全てを氷塊分離と周縁氷床からの海中融解によって失っている。棚氷は浮いているので、その損失が海面水位に直接与える影響はほとんど無視できる程度のものであるが、その母体の氷床の質量収支を変えることで間接的に海面水位に影響を与え得る。(下記参照)。

東南極では、衛星高度計を使っただけの研究によると降雪が増えていることが示唆されているが、最近の大気モデリングと重力変化についての衛星測定によると、有意な増加は見つかっていない。この明らかな不一致は、おそらく比較的小さな長期変化傾向が、降雪の大きな年々の変動性に隠されてしまっているからだろう。予測結果では、主に温暖化した大気がより多くの水分を極域に運び込むことができるために、21世紀の南極域の降雪がかなり増加することを示唆している。また大気循環の地域的変化は、おそらく二次的な役割を果たすだろう。南極氷床全体に対しては、この過程は海面水位の低下に0~70 mm 寄与することが予測されている。

現在、南極大陸周辺の気温は低すぎて、実質的な表面消耗には至らない。それでも現場観測と衛星観測は、氷の表面の高度の低下に見られるように、いくつかの局所的な沿岸地域で流出が強まっていることを示している。これらの地域(西南極のパインアイランド氷河とスウェイツ氷河、東南極のトッテン氷河とクック氷河)は全て、南極大陸棚の縁辺に向けて深さ1キロメートルほどのくぼんだ岩盤に位置している。この流出の増加は、海流の地域的変化が引き金となり、より高温の海水が浮遊氷棚と接触したためと考えられている。

より北に位置する南極半島では、棚氷の崩壊についてしっかりした記録があり、それによれば棚氷の崩壊は、最近数十年間の大気温度の上昇によって生じた表面融解の増加に関係しているようである。これらの棚氷への流出に引き続いて起こる氷河の浅薄化は、海面水位に対して微小ではあるが正の効果を与えており、南極半島でこのような現象が今後さらに発生すれば同じ効果を与えるだろう。21世紀の気温変化に関する地域規模の予測は、それらの棚氷が将来の海洋変化によって脅かされることはあるかも知れないが、この過程は西南極及び東南極の大きな棚氷の安定性にはおそらく影響しないということを示唆している(下記参照)。

最近数十年間に南極氷床が海面水位にどのくらい寄与したかについての推定には大きなばらつきがあるが、近年は観測結果との一致に関して大きな進歩が見られている。流出の増加(主に西南極)が積雪による涵養量の増加(主に東南極)を現在のところ上回っていることを示す強い徴候があり、海面水位上昇に向かう傾向を示唆している。21世紀にわたる流出についてより高い確信度をともなった信頼できる予測を行うには、特に、浮氷と岩盤に載っている氷とを分ける接地線のいかなる変化や、棚氷と海洋との相互作用といった、氷の流れを再現するモデルを改善する必要がある。「海洋性氷床の不安定性」という概念は、接地線における氷がより厚く、したがってより速く流れている場合、海面下の岩盤に載っている氷床からの流出が増加するという考え方に基づいている。岩盤が氷床の内部に向かって下方に勾配している場合、流出の増大の悪循環が生まれ、接地線における氷は薄くなって浮き始める。すると接地線が勾配に沿って下方により厚い氷の下に後退し、今度はその厚い氷が更に流出の増大を駆動する。接地線が氷床の内部に向かって深くなるくぼみや盆地に沿って後退するにつれて、このフィードバックは氷床の一部の急速な損失を招く可能性がある。

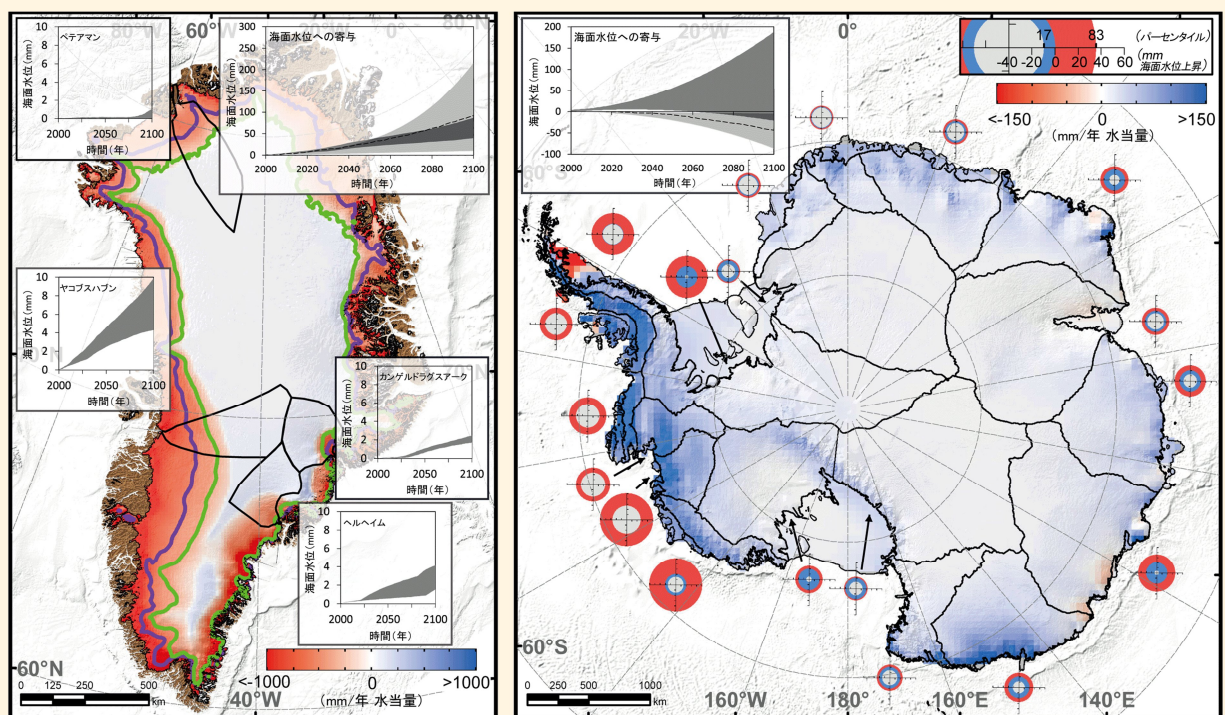
(次ページに続く)

FAQ 13.2(続き)

将来の気候の強制力はこうした不安定な崩壊の引き金を引きかねず、その後、その崩壊は気候とは無関係に継続するかもしれない。西南極や東南極のいくつかの部分の個々のくぼんだ岩盤では、この潜在的な崩壊が何世紀にもわたって展開するかもしれない。多くの研究では、この理論上の概念がそうした氷床にどれだけ重要なのかを理解することに焦点を当てている。海洋不安定性の効果が無視できなくなれば海面水位は上昇するかもしれないが、現在のところそのような不安定な後退の前兆を明確に特定できるだけの証拠は十分に揃っていない。流出の変化は、2100年までに海面水位上昇に $-20$  (水位の低下を意味する)  $\sim 185$  mm の範囲で寄与すると予測されているが、海洋性氷床の不安定性のはっきりしない影響のために、この値が数十 cm 増える可能性もある。全体として、降雪の増加は、流出の増加によって生じた海面水位上昇を部分的に相殺するだけにとどまりそうである。

グリーンランドでは、表面消耗と流出の増加による質量損失が、近年では増加している可能性のある内陸での涵養量を卓越している。表面消耗に起因する質量損失の推定値は、1990年代初頭以降 2 倍に増えている。より長期にわたり表面消耗を生じる氷床が増えるのに伴い、この変化傾向は来世紀も継続することが予想されている。実際、21世紀についての予測では、質量損失の増大が涵養の小さな増加を卓越することを示唆している。氷床の高いところにある雪塊内での融水の再凍結は、大気温暖化と質量損失との関係に重要な(おそらく一時的ではあるが)抑制効果を与える。

観測されている流出氷河の応答は複雑で大きなばらつきがあるが、グリーンランドにある主要な流出氷河の多くからの氷山の分離はこの10年間にかなり増加し、相当な追加的質量損失をもたらしている。このことは、温かい海水がグリーンランド周辺の沿岸海域に入ってきていることと関係がありそうに見えるが、この現象が  
(次ページに続く)



**FAQ 13.2 図 1 |** (a)グリーンランドと(b)南極の氷床の、2100年までの表面質量収支(SMB)と流出について予測されている変化を説明する総合図。地図の色は、将来の温暖化に関する[SRES]A1B シナリオ(南極)と RCP4.5 シナリオ(グリーンランド)の下で、RACMO2<sup>[訳注]</sup>地域大気気候モデルを用いて 21 世紀の初めと終わりの間に予測される表面質量収支の変化を表す。グリーンランドの場合、この両期間中の平均した平衡線の位置は、それぞれ紫と緑で示してある。氷床の縁と接地線は、氷床の区分と同様に黒線で示している。グリーンランドについては、4 か所の主要な流出氷河についての流線モデルの結果を挿入図で、南極大陸については、観測された変化傾向の確率的外挿に基づいて予測された流出の変化を色付きの円で表している。各円の外半径と内半径は、寄与の 3 分の 2 の確率範囲の上限と下限をそれぞれ示している(尺度は右上に表示)。赤は質量損失(海面水位上昇)、青は質量増加(海面水位低下)を意味する。最後に、それぞれの氷床について海面水位への寄与が示されており(地図上側の挿入図)、薄い灰色は表面質量収支(表面質量収支図の作成に用いたモデル実験値は破線で表示)を、濃い灰色は流出を表している。全ての予測はあらゆるシナリオについて 3 分の 2 確率範囲を示している。

**[訳注]** RACMO2: オランダ王立気象研究所により開発された領域気候予測モデル Regional Atmospheric Climate Model version 2 の略。



### FAQ 13.2(続き)

北大西洋振動のような数十年規模の変動や、温室効果ガスに起因する温暖化に伴うより長期変化傾向に関係しているかどうかはまだ不明である。したがって、この現象が 21 世紀の流出に与える影響を予測することは難しいが、見たところ流出が海洋温暖化に敏感であることは確かに明らかである。表面融水の増加が氷床基部の潤滑化に与える影響と、温度が上昇した氷が変形しやすくなることは、流出率を増加させるかもしれないが、最近の流出の増大との関連は不明である。表面消耗と涵養量との正味の差における変化は、1986～2005 年平均と比較した 2081～2100 年平均での海面水位上昇に 10～160 mm の範囲で寄与することが予測されているが、流出の増大は更に 10～70 mm の寄与をすると予測されている(表 13.5)。

グリーンランド氷床は、最近数十年間における世界平均海面水位の上昇に寄与しており、この傾向は今世紀も増大すると見込まれている。南極大陸とは異なり、グリーンランドの場合 21 世紀中に海面水位上昇の急激な増大を生み出し得るような大規模な不安定性は知られていない。ただし、かりに百年規模の時間スケールで気候が工業化以前の状態に戻ったとしても、数百年規模の時間スケールで継続した氷床減少が不可逆となってしまうようなしきい値があるかもしれない。氷山の分離による質量損失は今後数十年間に増えるかもしれないが、この過程は最終的に、氷床の大部分が載っている海面上の岩盤まで氷縁が後退する時に終わることになる。



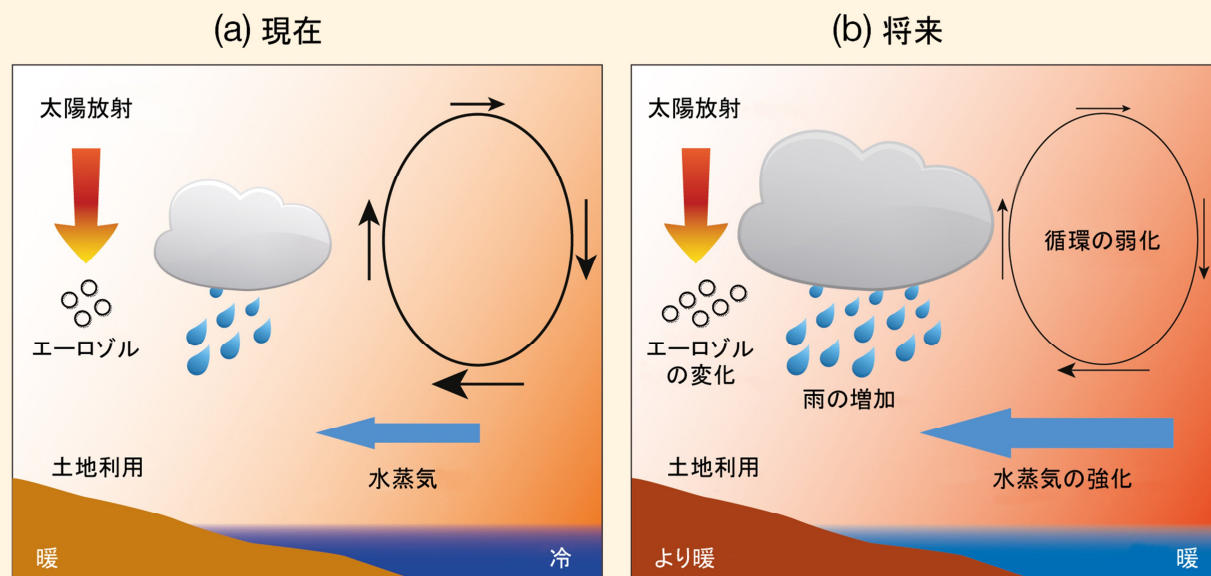
## FAQ 14.1 | 気候変動はモンスーンにどう影響するのか？

モンスーンは熱帯域における季節変動の最も重要なモードであり、多くの地域において年降水量の大部分をもたらしている。モンスーンの強さと時期は大気中の水蒸気量、海陸の温度差、土地の被覆と利用、大気中エアロゾルによる負荷などの要因に関係している。大気中の水蒸気量は気温とともに増加するため、一般的に、モンスーンに伴う降水は将来もっと強くなり、より広い面積に影響を与えることが予測されている。しかし、地域的なモンスーンの強さと変動性に対する気候変動の局所的な影響は複雑であり、より不確実である。

モンスーンの雨は熱帯域にある全ての大陸(アジア、オーストラリア、アメリカ、アフリカ)で降る。モンスーン循環は海陸の温度差によって駆動され、この温度差は太陽加熱の分布に応じて季節的に変動する。降水の継続時間と量は、大気中の水蒸気量及び大気循環の位置と強さによって決まる。陸と海の地域的な分布も、地形と同様に一定の役割をもつ。例えば、チベット高原は、積雪面積と地表面加熱における変動を通じて、複雑なアジアモンスーンシステムの強さを調節する。インド南西部のように湿った海風が山に沿って上昇する場所では、モンスーンの降水が強化される。そのような山地の風下では、降水は減少する。

1970年代後半以降、大気循環の変化の結果、東アジアの夏季モンスーンは弱まっており、以前のようにかなり北方まで拡大することはなくなっている。これにより、中国北部では干ばつが増加する一方で、はるか南方の長江流域では洪水の増加をもたらしている。これとは対照的に、インド・オーストラリア及び西太平洋モンスーンシステムは20世紀半ば以降一貫した変化傾向は示していないが、エルニーニョ・南方振動(ENSO)によって強く変調されている。同様に、南アメリカモンスーンシステムにおいて最近数十年間にわたって観測された変化は、ENSOの変動に強く関連している。北アメリカモンスーンシステムにおける変化傾向の証拠は乏しいが、主要なモンスーン域の北側でより大雨となる傾向が観測されている。インドやアフリカのモンスーンの振る舞いには、系統的な長期変化傾向は観測されていない。

地表面は海面よりも急速に暖まるため、ほとんどの地域で表面の温度差が拡大している。しかし、熱帯大気におけるエネルギーバランスの制約によって、気候の温暖化に伴い、熱帯大気の子午面循環は平均的には弱まっている。こうした大気循環の変化は、モンスーンの強度、範囲、時期に関して地域的な変化をもたらす。気候変動がどのようにモンスーンに影響を与え得るのかについては、他にたくさんの効果がある。地表面加熱は太陽放射の吸収の強度によって変化し、太陽放射の吸収それ自体は、地表面の反射率(アルベド)を変えるよう  
(次ページに続く)



FAQ 14.1 図 1 | 人間活動がモンスーン降水量に主にどう影響を与えるのかを示した概略図。気候が温暖化すると、より暖かい空気はより多くの水蒸気を含むため、海洋から陸域への水蒸気の輸送が増える。これによって、大雨の可能性も高まる。温暖化に関連した大規模循環の変化は、モンスーン循環全体の強さと広がりにも影響する。土地利用の変化と大気中エアロゾル負荷は、大気と陸によって吸収される太陽放射量にも影響し、海陸の温度差を潜在的に和らげる。

#### FAQ 14.1(続き)

な土地利用の変化の影響を受ける。また、大気汚染のような大気中エアロゾル負荷の変化も、太陽放射がどれだけ地表面に到達するかに影響し、そのことが夏の太陽光による地表面の加熱を変えることによって、モンスーン循環を変化させ得る。他方、エアロゾルによる太陽放射の吸収は、大気を暖め、大気中の加熱分布を変化させる。気候変動がモンスーンに与える最も強い影響は、大気の昇温にともなう大気中の水蒸気の増加であり、このことは、たとえモンスーン循環の強さが弱まるか又は変化しない場合でも、モンスーンに伴う総降水量の増加をもたらす。

21 世紀を通じた気候モデル予測によると、モンスーンに伴う降水の総量の増加が示されており、それは主に大気中の水蒸気量の増加による。熱帯域の全般的な極方向への拡大に伴って、モンスーンの影響を受ける総地表面積は増加すると予測されている。気候モデルは、世界全体のモンスーン降水量がシナリオに応じて5%から約15%増加すると予測している。熱帯のモンスーンに伴う降水の総量は増加するが、いくつかの地域では、熱帯の風循環が弱まることによってモンスーン降水量が減るだろう。モンスーン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、また、モンスーン明けの日は遅くなる*可能性*が高く、結果としてモンスーン期は長期化する。

モンスーンの強度と時期に関する将来の地域的な変化傾向は、世界の多くの地域において不確実なままである。多くの熱帯域におけるモンスーンの年々変動は ENSO による影響を受ける。ENSO が将来どう変化するか、そして、それがモンスーンに与える影響がどう変化するかについても不確実なままである。しかし、予測されているモンスーン降水量の全般的な増加は、ほとんどの地域において、極端な降水現象のリスクが降水量の増加に対応して増加することを示している。

**FAQ 14.2 | 将来の地域的な気候予測結果は世界平均の予測結果とどう関係しているのか？**

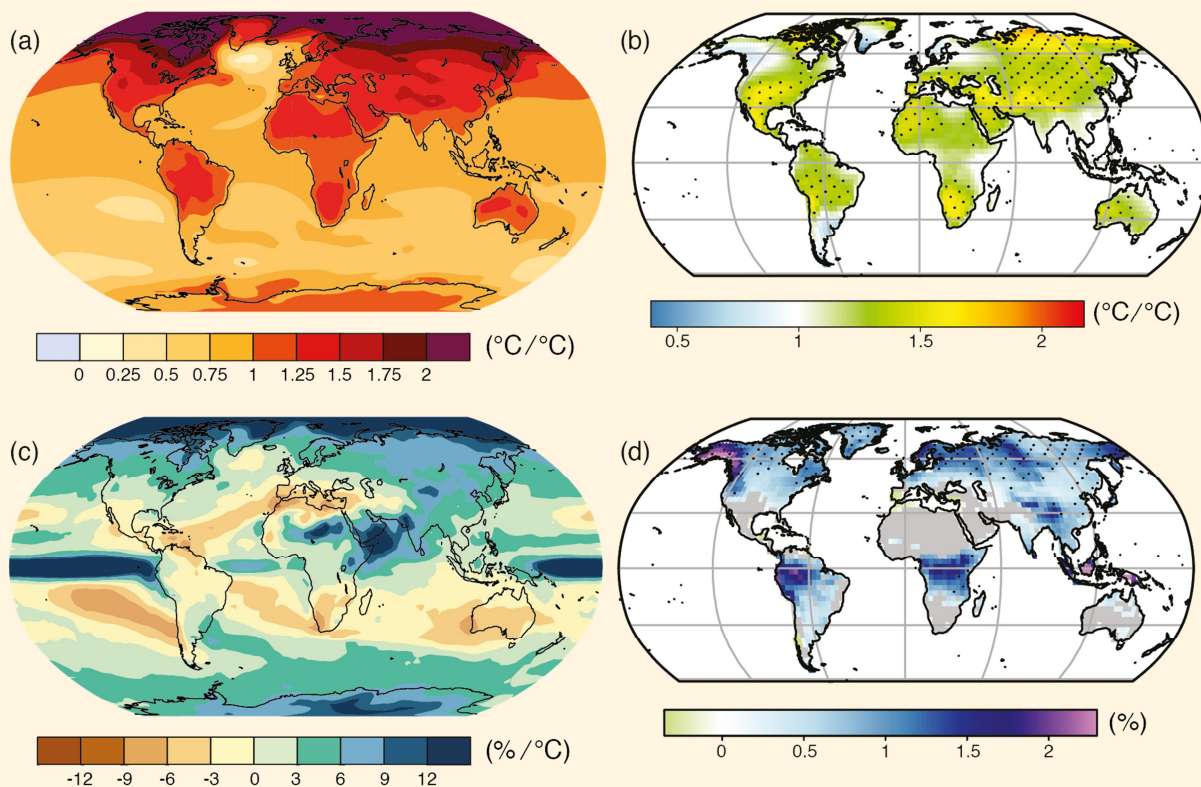
地域的な気候変動と世界平均の変化との関係は複雑である。地域的な気候は場所によって大きく異なり、地球規模の影響の変化に対して異なった応答をする。世界平均の変化は事実上、多くの多様な地域気候の応答を簡便に要約したものである。

熱と水蒸気、そしてそれらの変化は以下のいくつかの理由で世界全体で均一には分布しない。

- 外部強制力は空間的に異なる(例えば、太陽放射は緯度に依存し、エアロゾル放出には局所的な発生源があり、土地利用は地域的に変化するなど)。
- 地表面状態は空間的に異なる(例えば、海陸のコントラスト、地形、海面水温、土壌水分量など)。
- 気象システムと海流が熱と水分をある地域から別の地域へと再分配する。

気象システムは、モンスーン、熱帯収束帯、低気圧経路、重要な気候変動モード(例えば、エルニーニョ・南方振動(ENSO)、北大西洋振動(NAO)、南半球環状モード(SAM)など)のような地域的に重要な気候現象と関連している。地域的な温暖化の変調に加えて、いくつかの気候現象もまた将来変化すると予測されており、それらは地域気候にさらなる影響をもたらし得る(表 14.3 を参照)。

地上気温と降水量の変化についての予測は、大きな地域差を示している(FAQ 14.2 図 1)。より強い地表面の昇温は、高緯度の大陸域と北極海で予測されているが、他の大洋や低緯度域での変化は世界平均に近く  
(次ページに続く)



**FAQ 14.2 図 1 | 21 世紀に予測されている地上気温と降水量の年間平均と年極値(陸域)の変化。(a)世界平均変化 1°C 当たりの平均地上気温、(b)世界平均最高気温 1°C 当たりの日別最高気温の 90 パーセントイル、(c)平均降水量(世界平均気温変化 1°C 当たりの%)、(d)降水量が 95 パーセントイルを超える日の割合。出典:図(a)及び(c)は、RCP4.5 シナリオに基づく CMIP5 シミュレーションによる 1986~2005 年と 2081~2100 年の間に予測される平均値の変化(第 2 章、図 12.41 を参照)。図(b)及び(d)は、1980~1999 年と 2081~2100 年の間に予測される陸域の極値の変化(Orlowsky and Seneviratne, 2012 の図 7 及び図 12 より)。**

#### FAQ 14.2(続き)

なっている(FAQ 14.2 図 1a)。例えば、北アメリカの五大湖付近の昇温は世界平均よりも約 50%大きいと予測されている。同様の大きな地域差は、より極端な気温の変化予測においても見られる(FAQ 14.2 図 1b)。予測される降水量の変化は、気温の変化よりさらに地域差が大きく(FAQ 14.2 図 1c、d)、モンスーンや熱帯収束帯などの気候現象の変調に起因する。赤道付近の緯度帯では平均降水量の増加が予測されているが、亜熱帯の極側の端に位置する地域では平均降水量の減少が予測されている。より高緯度域では、平均降水量の増加と、特に温帯低気圧による極端な降水の増加が予測されている。

極域は、地域的な気候変動に関わる諸過程の複雑性を示す良い例となる。北極域の温暖化は世界平均を上回ると予測されているが、それは主に、雪氷の融解によって太陽からより多くの熱を吸収できるようになることで、地域的なフィードバックを生み出すことによる。これによってさらなる温暖化を引き起こし、それがさらなる雪氷の融解を助長する。しかし、南極大陸と周辺海域において予測される温暖化は、南半球環状モードのより強い正のトレンドにもより、北極域ほど顕著ではない。中緯度の南大洋<sup>【訳注】</sup>上の偏西風は、南極大陸上空の成層圏オゾンの減少と、温室効果ガス濃度の増加に関連する大気気温の構造の変化との複合効果により、ここ数十年間に強くなった。南半球環状モードにおけるこの変化は、気候モデルによって十分に捉えられており、南極大陸への大気による熱の輸送を減少させる効果を示している。それにもかかわらず、南極半島は依然として急速に温暖化している。というのは、この半島が偏西風帯の暖気団による影響を受けるほどに北方方向に広がっているためである。

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

# 気候変動 2013: 自然科学的根拠

## 気候変動に関する政府間パネル 第5次評価報告書 第1作業部会報告書 正誤表(抜粋版)

ページ	項目	日本語版のページ	修正内容
199	第2章 FAQ 2.1 図2	よくある質問と回答 8 ページ	FAQ 2.1 図2 氷河の質量収支の単位 誤: $10^{15}$ Gt 正: $10^3$ Gt (注: 日本語版は反映済み)
218	第2章 FAQ 2.2 図1	よくある質問と回答 9 ページ	FAQ 2.2 図1 水平軸(気温偏差)のラベル 誤: -15 -10 -5 0 10 5 15 正: -15 -10 -5 0 5 10 15 (注: 日本語版は反映済み)
270	第3章 FAQ 3.2 図1	よくある質問と回答 14 ページ	図cのカラーバースケールの単位 誤: (実用塩分スケール/10年) 正: (実用塩分スケール/50年) (注: 日本語版は反映済み)
297	第3章 FAQ 3.3	よくある質問と回答 15 ページ	FAQ 3.3 第6パラグラフ 5行目 誤: ... (全炭酸 $C_T$ の増加分が 10%減、表1の第4列と6列を参照)が、.. 正: ... (全炭酸 $C_T$ の増加分が 10%減、FAQ 3.3 表1の第4列と6列を参照)が、..
298	第3章 FAQ 3.3 図1	よくある質問と回答 16 ページ	FAQ 3.3 図1 水平軸(年)のラベル 誤: ...1994 1998 1996 2000 ... 正: ... 1994 1996 1998 2000 ... (注: 日本語版は反映済み)
393	第5章 FAQ 5.1	よくある質問と回答 22 ページ	FAQ 5.1 第10パラグラフ 2行目 誤: 1870年から2010年にかけて観測された世界平均地上気温の変動性は(図1a)、自然.. 正: 1870年から2010年にかけて観測された世界平均地上気温の変動性は(FAQ 5.1 図1a)、自然...
684	第8章 FAQ 8.2 図1	よくある質問と回答 39 ページ	図FAQ8.2 図1 キャプション 1行目 誤: ...影響の概略図。黒の実線は... 正: ...影響の概略図。実線は...

- ・ 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](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）



## 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。)





