

# よくある質問と回答



# FAQ

## よくある質問と回答

暫定訳（2022年11月30日版）

**統括編集者:**

Sophie Berger (フランス/ベルギー)、Sarah L. Connors (フランス/英国)

**執筆者:**

Richard P. Allan (英国)、Paola A. Arias (コロンビア)、Kyle Armour (米国)、Terje Berntsen (ノルウェー)、Lisa Bock (ドイツ)、Ruth Cerezo-Mota (メキシコ)、Kim Cobb (米国)、Alejandro Di Luca (豪州、カナダ/アルゼンチン)、Paul Edwards (米国)、Tamsin L. Edwards (英国)、Seita Emori (日本)、François Engelbrecht (南アフリカ)、Veronika Eyring (ドイツ)、Piers Forster (英国)、Baylor Fox-Kemper (米国)、Sandro Fuzzi (イタリア)、John C. Fyfe (カナダ)、Nathan P. Gillett (カナダ)、Nicholas R. Golledge (ニュージーランド/英国)、Melissa I. Gomis (フランス/スイス)、William J. Gutowski (米国)、Rafiq Hamdi (ベルギー)、Mathias Hauser (スイス)、Ed Hawkins (英国)、Nigel Hawtin (英国)、Darrell S. Kaufman (米国)、Megan Kirchmeier-Young (カナダ/米国)、Charles Koven (米国)、June-Yi Lee (韓国)、Sophie Lewis (豪州)、Jochem Marotzke (ドイツ)、Valérie Masson-Delmotte (フランス)、Thorsten Mauritsen (スウェーデン/デンマーク)、Thomas K. Maycock (米国)、Shayne McGregor (豪州)、Sebastian Milinski (ドイツ)、Olaf Morgenstern (ニュージーランド/ドイツ)、Swapna Panickal (インド)、Joeri Rogelj (英国/ベルギー)、Maisa Rojas (チリ)、AlexC. Ruane (米国)、Bjørn H. Samset (ノルウェー)、Trude Storelvmo (ノルウェー)、Sophie Szopa (フランス)、Jessica Tierney (米国)、Russell S. Vose (米国)、Masahiro Watanabe (日本)、Sönke Zaehle (ドイツ)、Xuebin Zhang (カナダ)、Kirsten Zickfeld (カナダ/ドイツ)

このよくある質問と回答(FAQ)は、報告書本編の各章から抜き出されたものである。特定のFAQを引用する場合は、そのFAQがもともと含まれる章を引用のこと（例えば、FAQ 3.1は第3章の一部である）。

**訳注:**

**本資料は最終版ではなく、更なる編集が行われる。**

本資料は、IPCC第6次評価報告書第1作業部会報告書の用語集（Glossary）を、IPCC公式ウェブサイトから2022年5月に取得した原文\*に基づき文部科学省及び気象庁が翻訳したものであり、IPCCの公式訳ではない。

\*[https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/faqs/IPCC\\_AR6\\_WGI\\_FAQs\\_Compiled.pdf](https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/faqs/IPCC_AR6_WGI_FAQs_Compiled.pdf)



# 目次

## よくある質問と回答

FAQ 1.1   IPCC の設立時と比べて気候変動はより良く理解されているか？ .....	6
FAQ 1.2   気候変動はどこで最も明白か？ .....	8
FAQ 1.3   過去の気候から将来について何がわかるか？ .....	10
FAQ 2.1   地球の気温は過去から変化している。現在の温暖化はどのように異なるか？ .....	12
FAQ 2.2   気候変動の証拠は何か？ .....	14
FAQ 3.1   人間が気候変動を引き起こしていることはどのようにしてわかるか？ .....	16
FAQ 3.2   自然変動とは何か、また最近の気候変動にどのように影響しているか？ .....	18
FAQ 3.3   気候モデルは改良されているか？ .....	20
FAQ 4.1   今後 20 年間で気候はどのように変化するか？ .....	22
FAQ 4.2   二酸化炭素の排出削減の効果はどれだけ早く確認されるだろうか？ .....	24
FAQ 4.3   所与の地球温暖化の水準における気候変動の空間パターンはどのようなものか？ .....	26
FAQ 5.1   大気からの自然の炭素の除去は弱まっているか？ .....	28
FAQ 5.2   永久凍土の融解は地球温暖化を大幅に増大させうるか？ .....	30
FAQ 5.3   大気中から二酸化炭素を除去することで気候変動は逆転しうるだろうか？ .....	32
FAQ 5.4   カーボンバジェットとは何か？ .....	34
FAQ 6.1   短寿命気候強制因子とは何か、また気候にどのように影響を及ぼすか？ .....	36
FAQ 6.2   気候変動の抑制と大気質の改善との間の関連性はどのようなものか？ .....	38
FAQ 7.1   地球のエネルギー収支とは何か、またそれにより気候変動について何がわかるか？ .....	40
FAQ 7.2   温暖化する気候における雲の役割は何か？ .....	42
FAQ 7.3   平衡気候感度とは何か、また将来の温暖化とどのように関係しているか？ .....	44
FAQ 8.1   土地利用変化は水循環をどのように変化させるか？ .....	46
FAQ 8.2   気候変動の結果として、洪水はより深刻又はより頻繁になるか？ .....	48
FAQ 8.3   干ばつの原因は何か、また気候変動は干ばつを悪化させるか？ .....	50
FAQ 9.1   グリーンランド及び南極域の氷床の継続的な融解は逆転しうるか？ 氷床が元に戻るのにどの程度の時間がかかるだろうか？ .....	52
FAQ 9.2   海面水位は今後数十年間でどの程度上昇するか？ .....	54
FAQ 9.3   メキシコ湾流は停止するか？ .....	56
FAQ 10.1   地域の利害関係者に有用な気候情報をどのように提供しうるか？ .....	58
FAQ 10.2   なぜ都市は地球温暖化のホットスポットなのか？ .....	60
FAQ 11.1   極端な気候の変化は平均的な気候の変化と比べてどのようなものか？ .....	62
FAQ 11.2   人為起源の気候変動の結果として前例のない極端現象は発生するか？ .....	64
FAQ 11.3   気候変動は最近発生した極端現象を引き起こしたか？ .....	65
FAQ 12.1   気候影響駆動要因 (CID) とは何か？ .....	67
FAQ 12.2   気候の閾値とは何か、そしてなぜ重要なものか？ .....	69
FAQ 12.3   気候変動は気候ハザードの地域特性にどのように影響を及ぼすか？ .....	71

## FAQ 1.1 | IPCC の設立時と比べて気候変動はより良く理解されているか？

はるかに良く理解されている。1990年に公開された最初のIPCC報告書では、人為起源の気候変動がすぐに明白になるだろうと結論されたが、それが既に生じていることはまだ確認できなかった。現在、工業化以前の時代から気候が確かに変化しており、人間活動がその変化の主要因であることについて圧倒的な証拠がある。より多くのデータとより良いモデルにより、大気が海洋、氷、雪、生態系、及び地球の陸面とどのように相互作用するかについてもより良く理解している。コンピューターによる気候シミュレーションも飛躍的に改善され、より多くの自然のプロセスが組み込まれ、はるかに高い解像度の予測が提供されている。

1990年の最初のIPCC報告書以降、大気中、陸上、海、及び宇宙からデータを収集するための新たな測器が多数配備されている。これらの測器は気温、雲、風、氷、雪、海流、海面水位、大気中の煤塵、及び気候システムの他の多くの側面を測定している。新たな衛星観測機器によって、ますますきめ細かなデータも大量に提供されている。より古い観測システムからの追加的なデータや手書きの過去の記録でさえ、現在も観測データセットに組み込まれており、これらのデータセットは現在、測器及び測定技術の歴史的な変化に合わせてより良く統合及び調節されている。氷床コア、堆積物、化石、及び他の遠い過去からの新しい証拠から、地球の気候がその歴史を通してどのように変化してきたかについて多くのことがわかっている。

気候システムのプロセスの理解も向上している。例えば、1990年には深海が気候変動に対してどのように応答するかについてはほとんど知られていなかった。現在、深海の水温の復元は1871年まで遡る。温室効果ガスによって閉じ込められた余剰なエネルギーのほとんどを海洋が吸収し、深海さえも温暖化していることが知られている。別の例として、1990年にはグリーンランドと南極の巨大な氷床が温暖化に対して正確にいつどのように応答するかについては比較的わずかなことしか知られていなかった。現在は、氷床の振舞いに関するはるかに多くのデータとより良いモデルによって、想定外に大きい融解速度が明らかにされており、これは今世紀中に大幅な海面水位上昇を含む大きな変化をもたらす（FAQ 9.2）。

数十年から数百年の時間スケールで気候変動に寄与する主な自然の要因は、火山噴火と太陽のエネルギー出力の変動である。現在、入射する太陽エネルギーの1900年以降の変化は地球温暖化にわずかにしか寄与しておらず、1970年代以降はわずかに減少傾向を示していることをデータが示している。また、大規模な火山噴火がエアロゾル（微細な浮遊微粒子）を大気中に高く噴出させることによって、時として地球全体を比較的短期間（通常は数年間）寒冷化させることもデータが示している。

気候変動の主な人為的な要因は、化石燃料の燃焼、森林減少、及び農業によって排出される熱を吸収する温室効果ガス（地球を温める）と、石炭の燃焼から発生する硫酸塩などのエアロゾル（人為起源の昇温を部分的に打ち消す短期的な降温効果を持つ）である。1990年以降、これらの人為的な要因に関する観測が拡大かつ向上し、過去の記録が改善されたことで、気候システムに対する人間の影響のより正確な推定が得られている（FAQ 3.1）。

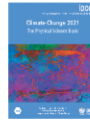
1990年時点のほとんどの気候モデルは大気に着目し、非常に単純化された海洋と陸面の表現を使用していたが、現在の地球システムシミュレーションは海洋、氷、雪、植生、及び他の多くの変数の詳細なモデルを含む。モデルの重要な試金石の一つは、測器記録の期間（おおむね1850年以降）にわたって地球の気候をシミュレーションする能力である。1990年以降このような試験が数回実施され、試験自体がはるかに厳密かつ広範になっている。これらの試験において、モデルは観測された変化を全体として大きな規模では良く予測している（FAQ 3.3）。実際の地球では制御された室内実験を実施できないため、気候モデルシミュレーションは、人間の影響なしに何が発生したのだろうかを試験するための一種の「代替地球」（alternate Earth）を提供しうる。そのような実験によると、観測された温暖化は人間の影響なしには発生しなかっただろう。

最後に、気候システムに対する人間の影響は特定の変化のパターンを生成することが物理理論により予想されており、観測と気候シミュレーションの両方でそのようなパターンが確認されている。例えば、夜間の気温は昼間の気温よりも急速に上昇しており、宇宙に逃げる熱は減少しており、下層大気（対流圏）は昇温するが上層大気（成層圏）は降温している。これらの実証された予想は全て、変化が自然の要因ではなく、主に温室効果ガス濃度の増加によって引き起こされたことの証拠である。

### FAQ 1.1: IPCCの設立時と比べて気候変動はより良く理解されているか？

はるかに良く理解されている。1990年から2021年の間に観測、モデル、及び気候に関する理解が向上し、地球温暖化における人間の影響の支配的な役割が裏付けられた。

1990年  
IPCC  
第1次評価報告書



2021年  
IPCC  
第6次評価報告書

#### 理解

##### 気候に対する人間の影響

エネルギー収支

**?** 疑いがある  
未解明  
(互いに整合しない推定)

海面水位収支

未解明  
(互いに整合しない推定)

##### 確立された事実 **✓**

解明  
(入力 = 出力 + 保持されるエネルギー)

解明  
(寄与の合計 = 観測される海面水位の上昇)

#### 観測

1800年代後半以降の地球温暖化

0.3~0.6°C

陸域の地表気温

1887地点 (1861~1990年)

地質学的な記録

500万年 (気温)  
500万年 (海面水位)  
16万年 (CO<sub>2</sub>)

世界の海洋貯熱量

1955~1981年 (二つの海域)

衛星による遠隔測定

気温、積雪、  
地球の放射収支

0.95~1.20°C

最大4万地点 (1750~2020年)

6500万年 (気温)

5000万年 (海面水位)

4億5000万年 (CO<sub>2</sub>)

1871~2018年 (世界)

気温、積雪、地球の放射収支、CO<sub>2</sub>、  
海面水位、雲、エアロゾル、他の多くの要素

#### 気候モデル

最先端技術

全球  
大気大循環モデル

典型的なモデル解像度

500 km

主要な要素

大気と海洋の循環

放射伝達

陸域の物理

海水

全球  
地球システム  
モデル

100 km

領域  
高解像度  
モデル

25~50 km

大気と海洋の循環

放射伝達

陸域の物理

海水

大気化学

土地利用/土地被覆

陸域と海洋の生物地球化学

エアロゾルと雲の相互作用

FAQ 1.1 図1 | IPCC 第1次評価報告書(1990年)及び第6次評価報告書(2021年)で評価された気候の理解、観測、及びモデルに関する要素の例。

理論的理解の重要な側面、地質記録、及び変化の人間の影響への要因特定など、1990年以降の他の多くの進展は、この単純な様式では容易に表現されないため、図に含まれない。気候の知識の歴史に関するより詳細な説明は、IPCC 第4次及び第6次評価報告書の序章に記載されている。

## FAQ 1.2 | 気候変動はどこで最も明白か？

気候変動の兆候は、地球規模では疑う余地がなく、より小さな空間規模でもますます明白になっている。北半球高緯度帯では、海水及び氷河への明瞭な影響を伴う最大の気温上昇がみられる。熱帯地域の温暖化も、気温の自然の年々変動が小さいため明白である。降雨などの他の変数及び一部の極端な気象と気候における長期的な変化も、多くの地域で明白になっている。

1930年代に初めて地球の陸域が温暖化していることが認識された。大気中の二酸化炭素濃度の増加が説明の一部として提案されたが、観測された温暖化が長期変化傾向の一部なのか自然変動なのかは、当時は不確かだった。すなわち、地球温暖化はまだ明白になっていなかった。しかし、地球は温暖化し続け、1980年代までに気温変化が明白になった。言い換えれば、シグナルが現れた。

あなたが過去150年間にわたって同じ場所で気温を監視してきたと想像してみよう。あなたは何を経験しただろうか？ あなたのデータで温暖化を確認できるようになったのはいつだろうか？ これらの質問に対する答えは、あなたが地球上のどこにいるかによって異なる。

観測と気候モデルシミュレーションはどちらも、長期的な温暖化傾向が北半球高緯度帯で最も大きく、陸域での温暖化傾向が熱帯地域で最も小さいことを示している。ただし、熱帯では気温の年々変動が最も小さく、これは過去の経験の範囲と比較して変化が明白であることを意味する（FAQ 1.2 図1）。

また、気温変化は海洋よりも陸域で明白である傾向があり、気候変動に対してより脆弱な地域でしばしば最も明白になる。将来変化は北半球高緯度帯で最も大きなシグナルを示し続けると予期されるが、最も明白な温暖化がみられるのは熱帯である。地球温暖化を抑制することは過去の経験と比較して気候がどれだけ変化するかも抑制するため、その意味で熱帯は気候変動の緩和によって最も恩恵を受ける立場にもある。

他の気候変数の変化も、より小さな空間規模で明白になっている。例えば、平均降雨量の変化は一部の地域で明瞭になりつつあるが、他の地域ではそうではない。これは主に、降水量の自然の年々変動が長期変化傾向の大きさと比較して大きい傾向があるためである。ただし、極端な降雨は多くの地域でより強くなりつつあり、潜在的に内陸部の洪水による影響が増大している（FAQ 8.2）。海面水位も多くの海岸線で明瞭に上昇しており、たとえ陸地に到達する嵐の数が増加しなくても、沿岸の高潮による浸水の影響が増大している。北極域の海氷の量の減少は、覆われた面積とその厚さの両方において明白であり、極地の生態系に影響を及ぼしている。

気候関連の影響を考慮する場合、最も重要なことは必ずしも変化の大きさと限らない。変化の大きさの代わりに、変化の速度や、生態系及び社会が適応している気候の自然変動と比較した変化の影響の場合もありうる。気候が過去の経験から更に遠く離れ、前例のない状態に入るとつれて、その影響はより大きくなり、それらに適応することがより困難になりうる。

いつどのように長期変化傾向が短期的な自然変動から区別可能になるかは、考慮される気候の側面（例えば、気温、降水量、海氷、海面水位）、考慮される地域、変化の速度及び自然変動の大きさと時期によって異なる。気候変動による局所的な影響を評価する場合、変化の大きさと自然変動の振幅の両方が重要である。



### FAQ 1.2: 気候変動はどこで最も明白か？

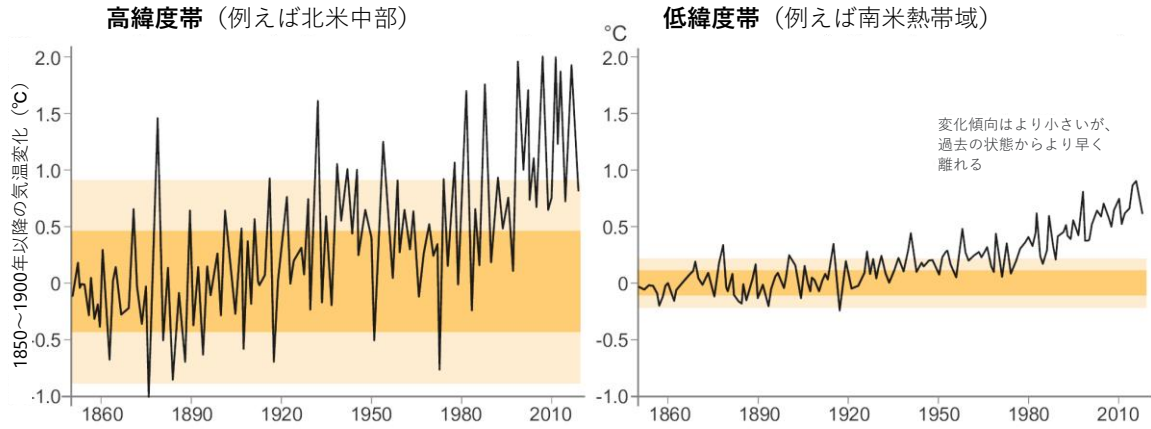
気温変化は自然変動の小さい地域で最も明白である。



推定値:

自然の年々変動の標準偏差の2倍

自然の年々変動の標準偏差



FAQ 1.2 図1 | 1850年以降に観測された地域的な気温の変動 (Berkeley Earth からのデータ)。

北米中央部 (40°N-64°N、140°W-60°W、左) などの高緯度地域は、南米熱帯域 (10°S-10°N、84°W-16°W、右) などの低緯度地域よりも温暖化の程度が大きいが、高緯度では自然変動もはるかに大きい (濃い陰影と薄い陰影部は、それぞれ自然の年々変動の標準偏差とその2倍の範囲を表す)。観測された気温変化のシグナルは、その変化の大きさはより小さいものの、北米中央部よりも南米熱帯域で早く現れた。(これらの地域は観測記録の期間が長いために選択されたことに留意すること。他の地域については図 1.14 を参照)。

### FAQ 1.3 | 過去の気候から将来について何がわかるか？

地球は世界平均気温及び海面水位の上昇を引き起こした温室効果ガス濃度の増加を過去の長期間にわたって経験している。これらの過去の温暖期を研究することで、大気中の温室効果ガスの増加による潜在的な長期的な影響に関する情報が得られる。

温室効果ガス濃度の増加は、地球温暖化、海面水位上昇、極端な気候と気象の増加、海洋酸性化、及び生態系の変化を含む、地球システムに対する深刻な変化を引き起こしている（FAQ 2.2 及び FAQ 7.1）。測器による気候観測の大部分は、人間活動からの温室効果ガスの排出が地球の気候の変化の主要な駆動要因になった時期にあたる 20 世紀中に始まった（FAQ 3.1）。

科学者が地球の気候システム及びそれが今後数十年から数百年の間にどのように変化するかもしれないかについての理解を洗練させようとするとき、過去の気候の状態は豊富な見識を提供する。これらの過去の状態に関するデータは、自然起源の気候駆動要因と、世界平均気温、世界平均海面水位、炭素循環、海洋循環、及び地域の気候パターン（極端な気候を含む）の変化の歴史との間の関係性を立証するのに役立つ。そのようなデータを指針として、科学者は地球システムモデルを用い、過去の気候状態間の遷移をもたらした一連の現象を特定する（FAQ 3.3）。過去の気候変動と同様に、現在進行している気候変動でも、地球システムのいくつかの側面（例えば地表気温）は数十年から数百年の時間スケールで温室効果ガスの変化に応答する一方で、いくつかの側面（例えば海面水位や炭素循環）は数百年から数千年にわたって応答する（FAQ 5.3）ため、このことは重要である。このようにして、過去の気候の状態は気候モデルシミュレーションの決定的な基準となり、今後数十年から数千年にわたる将来の気候変動の一連の流れ、速度、及び規模の理解を向上させる。

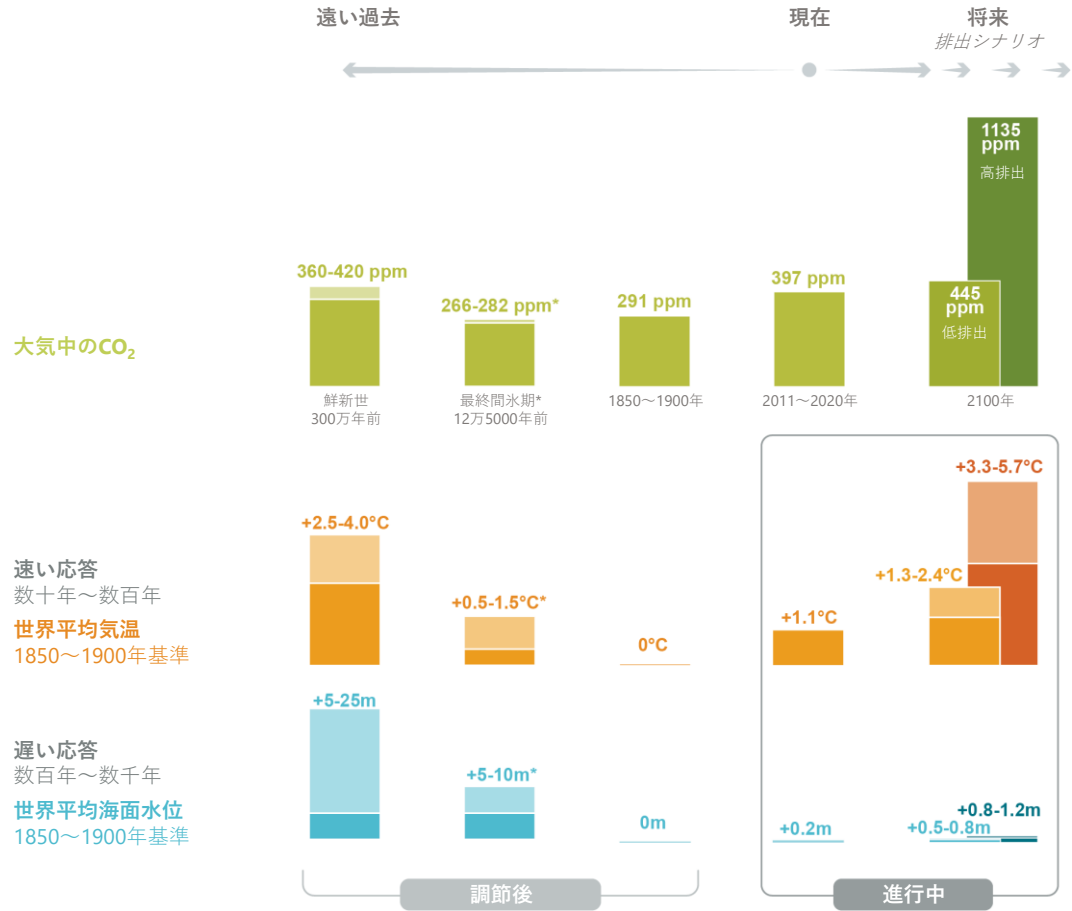
自然の要因によって引き起こされた過去の温暖期を分析することは、温暖化に応答して気候システムの主要な側面がどのように変化するかを理解するのに役立つ。例えば、前回の温暖な気候状態は最終間氷期中にあたる約 12 万 5000 年前に発生したが、大気中の二酸化炭素濃度が 1850～1900 年の値と同程度であった（FAQ 1.3 図 1）にもかかわらず、地球の軌道のわずかな変動が 1850～1900 年を基準として約 0.5～1.5°C の地球温暖化と約 5～10m の海面水位上昇を生じさせた一連の変化を引き起こした。この時期の北半球高緯度帯における夏季の加熱の増大が広範囲に及ぶ雪氷の融解を引き起こし、地球の反射率が低下して地球の表面による太陽エネルギーの吸収が増加したことが、モデリング研究により明らかにされている。これが地球規模の温暖化を引き起こし、更なる氷の減少と海面水位上昇をもたらした。このような自己強化型の正のフィードバックサイクルは地球の気候システムの広範囲にわたる特徴であり、継続的な温室効果ガスの排出の下で将来の気候変動に明瞭な影響を及ぼす。海面水位上昇の場合、このようなこれらのサイクルは数百年から数千年にわたって変化するため、21 世紀の海面水位上昇の速度と大きさは、現在の地球温暖化の水準に地球システムが完全に調節された後で最終的に発生する海面水位上昇の一部にすぎないことを示している。

約 300 万年前、鮮新世に地球は現在と同様の大気中の二酸化炭素濃度とともに長期間の高温（1850～1900 年より 2.5～4°C 高い）及び高い海面水位（1850～1900 年より 5～25m 高い）を経験した。世界平均気温と海面水位が大幅に高かった一方で、鮮新世の大気中の二酸化炭素濃度が現在と同様であったことは、自然起源の駆動要因の変化に対して完全に調節された地球システム（鮮新世）と、温室効果ガス濃度、気温、及び海面水位の上昇量が依然として増加している地球システム（現在）との差異を反映している。鮮新世の気候状態への移行については、その主要因、移行を早めたり遅らせたりしたサイクルの役割、そして海面水位などの気候指標の変化の速度など、気候観測と地球システムモデルを組み合わせる気候研究者により盛んに研究されている。そのような研究からの見識は、2300 年までの世界平均海面水位の上昇量の推定値の大きな不確実性（1850～1900 年よりも 0.3～3m の上昇（排出量が少ないシナリオ）から、1850～1900 年よりも最大 16m の上昇（排出量が非常に多いシナリオで極域の氷床の加速的な構造崩壊を含むもの）の範囲にわたる）を低減するのに役立つかもしれない。

最近の地質学的な過去の文脈に照らすと、現在の温暖化はいくつかの点で異例であるが（FAQ 2.1）、過去の温暖な気候状態をみると、現在の大気中の二酸化炭素濃度に対する長期的な調節はまだ始まったばかりであることを明確に示している。その調節は、今後数百年から数千年にわたって継続する。

### FAQ 1.3: 過去から将来について何を知りうるか？

過去の温暖期から、大気中の温室効果ガスの増加による潜在的な影響に関する情報が得られる。



\*地球の公転軌道の変化により引き起こされ、入射する太陽エネルギーが季節及び緯度間で再分配された

#### FAQ 1.3 図1 | 過去、現在、及び将来の比較。

1850~1900年、現在(2011~2020年)、及び排出量が少ないシナリオ(SSP1-2.6: 薄いカラーバー)と排出量が非常に多いシナリオ(SSP5-8.5: 濃いカラーバー)に対応する将来(2100年)の気候変動シナリオと比較した、過去の温暖期における大気中の二酸化炭素濃度、世界平均気温、及び世界平均海面水位の模式図。

**FAQ 2.1 | 地球の気温は過去から変化している。現在の温暖化はどのように異なるか？**

地球の気候は絶えず自然に変化しているが、最近の温暖化の世界的な範囲と速度はどちらも異例である。最近の温暖化は、緩やかな長期的な寒冷化傾向を逆転させており、研究によると、現在の世界平均気温は過去数千年間のものよりも高い。

気候は多くの変数によって特徴付けられうるが、気温は全体的な気候の状態の主要な指標であり、世界平均気温は地球のエネルギー収支を含む地球規模の気候変動を特徴付け理解するための基礎である。地球の歴史を通して気温が変化していることを、多様な地質学的証拠が示している。海洋及び湖の堆積物、氷河の氷及び木の年輪などの、世界中の様々な自然の記録によると、過去に地球がより寒冷な時期とより温暖な時期があった。広域的な気温変化の定量化における確信度は一般に、過去に遡るほど低くなるが、それでも科学者は最近の温暖化と過去の温暖化との間に少なくとも四つの大きな差異を識別しうる。

**温暖化はほとんど至るところで進行している。** 過去 2000 年のうち数十年から数百年の間、世界平均よりも温暖になった地域があった一方で、寒冷になった地域もあった。例えば、10 世紀から 13 世紀の間、北大西洋地域は他の多くの地域よりも温暖になった。対照的に、最近の地表付近の温暖化のパターンは、少なくとも過去 2000 年にわたり、それ以外の十年規模ないし百年規模の気候の変動に比べて世界的により均一である。

**温暖化は急速に進行している。** 過去 200 万年にわたって、地球の気候は比較的温暖な間氷期とより寒冷な氷期との間で変動しており、氷期には氷床が北方の大陸の広大な範囲にわたって成長した。急速な温暖化の期間は主要な氷床の崩壊と同期しており、約 1 万 2000 年前に始まった現在の完新世などの間氷期の到来を告げた。最終氷期から現在の間氷期への移行する間の気温上昇の総量は約 5°C であった。その変化は約 5000 年を要し、平滑な移行ではなかったが、最大の温暖化の速度は千年あたり約 1.5°C であった。対照的に、地球の表面は 1850～1900 年以降約 1.1°C 昇温している。ただし、最終退氷期の世界平均気温を最も良く復元したものでさえも、過去 150 年という短い期間と直接比較するには解像度が粗すぎる。しかし、過去 2000 年間についてはより高い解像度の記録があり、それによると過去 50 年間の地球温暖化の速度は他のどの 50 年間の速度をも上回っている。

**近年の温暖化は長期的な寒冷化傾向を逆転させた。** 最後の大規模な氷期の後に、世界平均気温は約 6500 前にピークに達し、その後緩やかに降温した。この長期的な寒冷化傾向は、温暖な数十年及び数百年によって中断された。これらの変動は、千年規模の寒冷化傾向が逆転した 19 世紀半ばに始まった持続的かつ顕著な温暖化と比べて小規模であった。

**このような温暖な状況は長い間なかった。** 世界全体で平均すると、過去 10 年間の地表気温は、約 6500 前に長期的な寒冷化傾向が始まったときよりもおそらく高かった。その場合、数百年にわたって現在よりも高かった世界平均気温の証拠を見つけるためには、少なくとも約 12 万 5000 年前の前の間氷期まで遡る必要がある。

過去の気温の変動は広域的な自然のプロセスによって引き起こされたが、現在の温暖化は主に人為的な要因によるものである（例えば、FAQ 1.3 及び FAQ 3.1 を参照）。しかし、過去に気温がどのように、なぜ変化したのかを理解することは、現在の温暖化と、人間と自然の影響がどのように相互作用して将来に何が起こるかが決定されるのかを理解するために不可欠である。過去の気候変動と異なり、近年の温暖化の影響がこれまでに経験したことのない形で人間と自然を変化に対して脆弱にさせる負荷に重なって発生していることも、過去の気候変動の研究から明らかになっている（例えば、FAQ 11.2 及び FAQ 12.3 を参照）。

### FAQ 2.1: 現在の地球温暖化は過去とどのように異なるか？

気温は常に変化しているが、最近数十年間のような温暖化は数千年以上の間みられなかったものである。



温暖化はほとんど至るところで進行している



温暖化は急速に進行している



温暖化は長期的な寒冷化傾向を逆転させた



このような温暖な状況は長い間なかった

FAQ 2.1 図 1 | 最近の温暖化の異常さの証拠。

## FAQ 2.2 | 気候変動の証拠は何か？

気候変動の証拠は、地表気温の上昇のみに基づくのではない。我々が地球の気候の多くの側面における急速な変化を目にしているという避け難い結論は、広範にわたる指標から総合的にもたらされる。我々は大气、海洋、雪氷圏及び生物圏における変化を目にしている。我々の科学的理解は温暖化する世界の一貫した描像を与えている。

我々は変化する気候を長い間観測している。16世紀や17世紀に気象観測を行った最初期の科学者から現在に至るまで、我々は変化する気候を観測及び診断する能力の革新を目にしている。我々は現在、宇宙から、航空機及び気象観測気球から、様々な地上観測技術を使用して、そして海洋のかなりの深部まで測定しうる機器を使用して、気候システムの様々な側面を観測しうる。

観測された主要な指標の変化は陸域の温暖化を示している。陸域の世界平均気温は19世紀後半から上昇しており、様々な社会的に関連する極端な気温における変化は明白である。1950年代半ば以降、対流圏（すなわち大気の下層）は温暖化し、陸域における降水量は増加している。陸域の地表付近の比湿（すなわち水蒸気量）は少なくとも1970年代以降増加している。中緯度のストームトラックの極方向への移動を含む、大気循環の側面も20世紀半ば以降変化している。

地球規模の海洋の変化も温暖化を示している。世界平均海面水温は、19世紀後半以降に上昇している。世界の海洋貯熱量は19世紀以降増加しており、気候システムに蓄積された余剰エネルギーの90%以上が海洋に蓄えられている。この海洋温暖化は海水の膨張を引き起こし、過去1世紀における世界平均海面水位の上昇に寄与している。大気からの二酸化炭素の吸収に起因して、海洋の相対酸性度も20世紀初頭から上昇しており、1970年代以降海洋表層における酸素の減少が明白である。

大きな変化は、雪氷圏（水が季節的又は継続的に雪又は氷として凍結する地球の一部）においても明らかである。1970年代半ば以降、北極域の海氷の面積及び厚さは減少し、南極域の海氷域が変化している。北半球の春季の積雪面積は、観測された昇温及び永久凍土（通年凍結した地面）の融解とともに1970年代後半以降減少している。世界中の氷河の大部分と同様に、グリーンランド及び南極の氷床は縮小しており、観測された海面水位上昇に大きく寄与している。

生物圏の多くの側面も変化している。長期間の生態学的調査によると、前世紀にわたって多くの陸生種が一般に極方向及びより高い標高に移動している。1980年代初頭以降、緑葉の面積及び/又は量（すなわち世界全体の緑の量）が増加しており、少なくとも20世紀半ば以降北半球の温帯の大部分で生育期間が長くなっている。多くの海洋種の様々な生物季節学的指標（魚の回遊の時期など）が過去半世紀で変化しているという強い証拠もある。

変化は気候システムの多くの要素にわたって明白である。非常に幅広い技術を使用して観測され、世界中の多くのグループによって独立に分析されている。これらの変化は、気候システムが産業革命以降に急速な温暖化を経験していることを示す点で整合的である。

### FAQ 2.2: 気候変動の証拠は何か？

19世紀後半以降観測された気候システムの変化を総合すると、世界の温暖化には疑う余地がない。



FAQ 2.2 図 1 | 過去数十年にわたって気候システムに観測された大きな変化の統合的評価。

上向きの矢印、下向きの矢印、及び円を描く矢印は、それぞれ増加、減少、及び変化を示す。温暖化する世界で変化すると予期されるであろう気候システムの多くの要素の独立した分析は、温暖化と整合的な変化傾向を示す。この一覧が包括的ではないことに留意すること。

### FAQ 3.1 | 人間が気候変動を引き起こしていることはどのようにしてわかるか？

最近の気候変動の駆動における人間の支配的な役割は明確である。この結論は、地球の気候の最近の変化の直接観測、年輪、氷床、及び過去に気候がどのように変化したかを示す他の長期的な記録の分析、並びに気候システムを支配する基礎的な物理的プロセスに基づくコンピューターシミュレーションを含む、複数系統の証拠からの情報の統合に基づく。

気候は様々な要因の影響を受ける。数十年から数百年の時間スケールでの気候の変動の主要な自然起源の駆動要因は二つある。一つは太陽活動の変動であり、太陽から入射するエネルギーの量を変化させる。もう一つは大規模な火山噴火であり、太陽光を反射して地表付近を降温させる大気上層の微小粒子（エアロゾル）の数を増加させる。この影響は数年間にわたって継続しうる（FAQ 3.2 も参照）。気候変動の主要な人為起源の駆動要因は、化石燃料の燃焼、土地利用、及び他の発生源からの温室効果ガスとエアロゾルの大気中濃度の増加である。温室効果ガスは地表付近の赤外放射を閉じ込めて気候を温暖化させる。エアロゾルは火山によって自然に生成されるものと同様に、太陽光の反射を増加させることによって平均的に気候を寒冷化させる。複数系統の証拠によると、人為起源の駆動要因は最近の気候変動の主要因である。

主要な温室効果ガス（二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素）の濃度の現在の増加速度は、少なくとも過去 80 万年にわたって前例のないものである。これらの増加が人間活動の結果であることをいくつかの系統の証拠が明瞭に示している。気候に対する温室効果ガスの昇温効果の背景にある基本的な物理は 1 世紀以上にわたって理解されており、現在の理解は最新世代の気候モデルを開発するために使用されてきた（FAQ 3.3）。気象予報モデルと同様に、気候モデルは格子点上の大気の状態を表し、物理的原理に基づいて大気の状態の時間発展をシミュレーションする。それらは、海洋、海氷、及び気候と気候変動の駆動において重要となる主要なプロセスの表現を含む。

そのような気候モデルが観測された昇温（FAQ 3.1 図 1 の黒色の線）を再現しうるのは、人間活動の影響（FAQ 3.1 図 1 の灰色の帯）、特に温室効果ガスの濃度の増加を含めた場合のみであることを、結果が整合的に示している。これらの気候モデルは、温室効果ガスの増加という支配的な昇温効果（赤色の帯、温室効果ガス自体の昇温効果を示す）を示し、これは大気中のエアロゾルの増加による降温効果（青色の帯）によって部分的に相殺される。対照的に、エルニーニョ及び他の類似の変動に関連する内部変動、及び太陽活動と大規模な火山からの放出の変動（FAQ 3.1 図 1 の緑色の帯）を含む、自然のプロセスのみを考慮したシミュレーションは、観測された昇温を再現できない。自然プロセスのみを含むシミュレーションがはるかに小さな気温上昇を示すことは、自然のプロセスのみでは観測された大きな昇温の速度を説明できないことを示す。人間の影響がシミュレーションに加味された場合のみ、観測された速度が再現されうる。

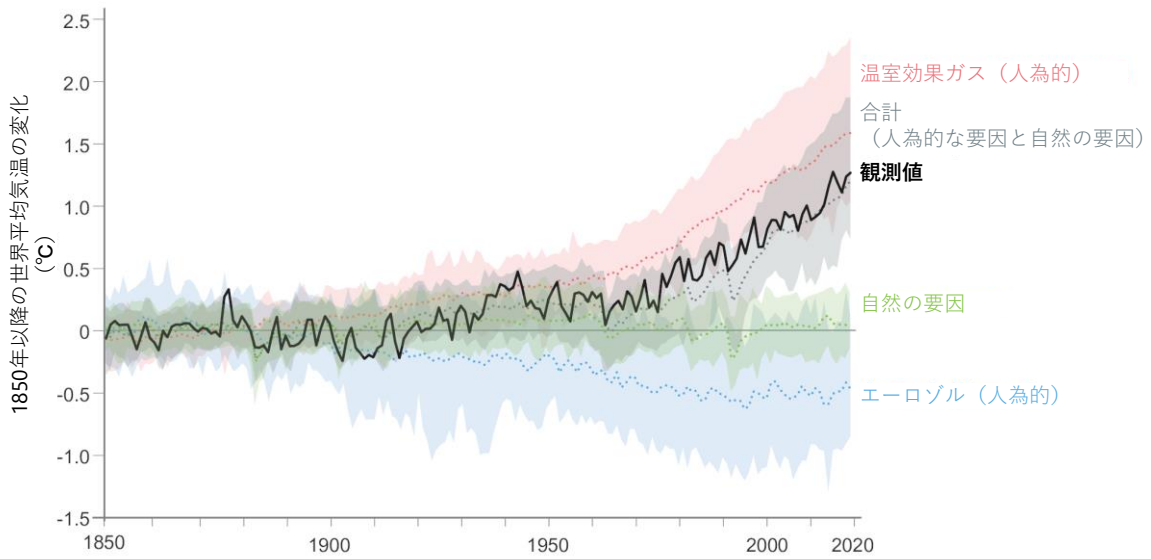
さらに、世界平均気温の上昇だけでなく、下層大気の上昇と成層圏の降温、海洋の温暖化、海氷の融解、及び他の多くの観測された変化のパターンにおいても人間活動の支配的な影響は明白である。最近数十年間にわたって観測された昇温の速度と、人間が気候に影響を及ぼす前に発生した速度とを比較することで、気候変動の駆動における人間の役割に関する追加的な系統の証拠が得られる。年輪からの証拠と他の古気候の記録からの証拠によると、過去 50 年間に観測された世界平均気温の上昇速度は、過去 2000 年間のうちどの 50 年間に生じた上昇速度をも上回っていた（FAQ 2.1）。

総じて、この証拠は人間が過去数十年にわたって観測された地球温暖化の支配的な要因であることを示す。



## FAQ 3.1: 人間が気候変動を引き起こしていることはどのようにしてわかるか？

観測された温暖化（1850～2019年）は、人間の影響を含むシミュレーションでのみ再現される。



FAQ 3.1 図1 | 観測された温暖化（1850～2019年）は、人間の影響を含むシミュレーションでのみ再現される。

世界平均気温の変化の観測値と、全ての人為起源及び自然起源の強制力（灰色の帯）、温室効果ガスのみ（赤色の帯）、エアロゾル及び他の人為起源の駆動要因のみ（青色の帯）、並びに自然起源の強制力のみ（緑色の帯）に対する応答の気候モデルシミュレーションとの比較。色付きの実線は複数のモデルの平均を示し、色付きの帯は個々のシミュレーションの5～95%の範囲を示す。

**FAQ 3.2 | 自然変動とは何か、また最近の気候変動にどのように影響しているか？**

自然変動とは、人間の影響以外のプロセスに起因する気候の変動をいう。気候システムで内的に生成される変動と自然の外的要因によって引き起こされる変動が含まれる。自然変動は、世界の地表の気候の年々の変化の主要因であり、数年又は数十年にわたる変化傾向において顕著な役割を果たしうる。しかし、数十年以上の期間にわたる変化傾向を考慮する場合、自然変動の影響は通常小さい。過去の全期間（1850～2020年）にわたって推定した場合、世界平均気温の上昇に対する自然変動の寄与は $-0.23^{\circ}\text{C}$ ～ $0.23^{\circ}\text{C}$ であり、同じ期間に観測されたほぼ完全に人間の影響に起因する約 $1.1^{\circ}\text{C}$ の温暖化と比べて小さい。




古気候の記録（数千年前まで遡りうる気候の間接的な測定）と気候モデルは全て、世界平均気温が過去の幅広い時間スケールで大幅に変化したことを示す。これらの理由の一つは自然変動であり、これは気候システムで内的に生成されるか、自然の変化によって外的に引き起こされる気候の変動をいう。内的な自然変動は気候システム内のエネルギーの再分配に対応し（例えば、日々の気象を駆動する変化と同様の大気循環の変化を通して）、地球規模よりも地域規模の地表気温の変動として最も明瞭に観測される。外的な自然変動は地球の軌道の変化、太陽から受け取るエネルギーの小さな変動、又は大規模な火山噴火によって生じうる。大きな軌道変化は過去の地球規模の気候変動に関連するが、それらは非常に長い時間スケール（すなわち数千年）で作用する。そのため、過去1世紀にわたってほとんど変化を示さず、その期間に観測された気温変化にほとんど影響を及ぼしていない。一方で、火山噴火は地球を強力に寒冷化させうるが、その影響は長続きせず、地表気温への影響は通常、噴火から10年以内に薄れる。

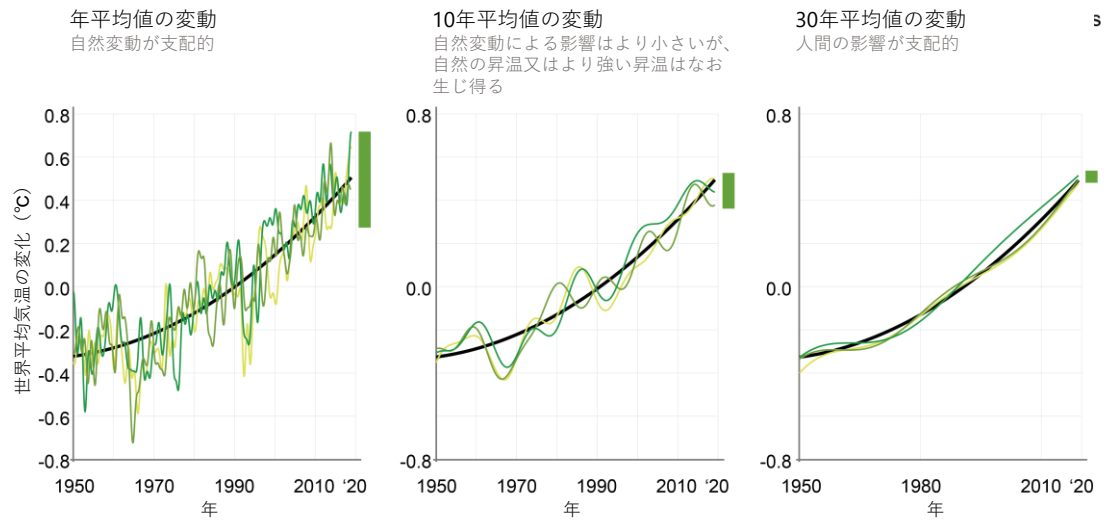
観測された最近の気候変動がどの程度自然変動によって引き起こされたかを理解するために（要因特定と呼ばれるプロセス）、科学者は気候モデルシミュレーションを使用する。気候モデルを強制するために自然要因のみが使用されている場合、結果として得られるシミュレーションは、火山噴火、太陽活動の変動、及び内的な自然変動に応答して幅広い時間スケールでの気候の変動を示す。ただし、自然変動の影響は通常、期間が長くなるにつれて減少するため、数十年より長い変化傾向に対しては軽度の影響しか及ぼさない（FAQ 3.2 図1）。

結果として、数十年以内の期間では、自然変動は人為起源の地表付近の温暖化傾向よりも支配的になり、弱い又は強い温暖化、時として寒冷化さえも伴う期間をもたらしうる（FAQ 3.2 図1 左及び中央）。ただし、より長い期間では、自然変動の影響は比較的小さい（FAQ 3.2 図1 右）。例えば、過去の全期間（1850～2019年）にわたって、自然変動は約 $1.1^{\circ}\text{C}$ の観測された地表付近の昇温のうち $-0.23^{\circ}\text{C}$ から $+0.23^{\circ}\text{C}$ の間の寄与をしていると推定される。これは温暖化の大部分がほぼ完全に人間活動、特に温室効果ガスの排出に起因していることを意味する（FAQ 3.1）。

自然変動と人間の影響を描写するもう一つの方法は、犬を散歩させている人を考えることである。散歩する人の経路は、人為起源の温暖化を表し、犬は自然変動を表している。短期間の世界平均気温の変化を見ることは、犬に着目することに似ている。犬は飼い主の前に移動することもあれば後ろに移動することもある。これは、短期的に温暖化を弱めることも増幅することもありうる自然変動に似ている。どちらの場合も、犬がどこに向かうか、あるいは近い将来に気候がどのように変化するかを予測することは困難である。しかしながら、身を引いて飼い主の緩やかで着実な歩みに着目する場合、犬は飼い主の経路をたどるため、犬の経路ははるかに明瞭かつ予測可能になる。同様に、気候に対する人間の影響はより長い期間についてははるかに明瞭である。

### FAQ 3.2: 自然変動とは何か、また最近の気候変動にどのように影響しているか？

自然変動は世界平均気温を短い時間スケール（1年間～20年間）で変化させるが、より長い時間スケールでの影響はわずかである。1850年以降、**自然変動**（ ）はこの期間にわたって**観測された**（）約1.1℃の温暖化と比べて-0.23～0.23℃の世界平均気温の変化を引き起こした。



FAQ 3.2 図1 | 世界平均気温の年平均値（左）、10年平均値（中央）及び30年平均値（右）の変動。

黒色の太線は気候モデルに基づく気温変化に対する人間の寄与の推定値であり、緑色の線は自然変動と人為起源の温暖化の複合効果を示し、異なる色合いの緑色の線は異なるシミュレーションを表し、それらは可能性がある過去の範囲を示すとみなされる。自然変動の影響は緑色の棒で示され、より長い時間スケールでは減少する。データはCESM1大規模アンサンブルによる。

### FAQ 3.3 | 気候モデルは改良されているか？

気候モデルは改良され続けており、複雑で小規模なプロセスをより良く捉え、現在の平均的な気候条件をより良く再現できるようになっている。この改良は気候シミュレーションを過去の観測と比較することによって評価しうる。現世代と前世代の両方のモデルが温室効果ガスの増加が地球温暖化を引き起こすことを示している。新世代モデルは全体として過去の温暖化をよくシミュレーションする一方で、個々のモデルの一部は過去の温暖化を観測されたものよりも低くあるいは高くシミュレーションする。モデルが過去の温暖化をどの程度良く再現するかに関する情報は、観測と理論からの他の見識とともに、本報告書の地球温暖化の予測を精緻化するために使用されている。

気候モデルは過去、現在、及び将来の気候変動を理解するための重要なツールである。大気、海洋、氷床及び陸域に関する基本的な物理法則に基づく高性能なコンピュータプログラムである。気候モデルは、幅約 100 km の小さな「グリッドセル」で構成された 3 次元格子点上で計算を実行する。モデルのグリッドセルよりも小さい規模で発生するプロセス（雲粒から雨粒への変化など）は、単純化された形で扱われる。この単純化の仕方はモデルによって異なる。他のモデルよりも多くのプロセスと複雑性を含むモデルもあれば、他のモデルよりも詳細に（より小さなグリッドセルで）プロセスを表現するモデルもある。したがって、シミュレーションされた気候及び気候変動はモデルによって異なる。

気候モデリングは 1950 年代に開始され、長年にわたって計算能力、観測及び気候システムの理解が進展するにつれてモデルはますます洗練されている。1990 年に公表された IPCC 第 1 次評価報告書で使用されたモデルは、気候の多くの側面を正しく再現した（FAQ 1.1）。シミュレーションされたシナリオと実際の排出との間の差異を説明する際に、それ以降の気候の実際の変化がこれらの初期の予測を裏付けている。モデルは改良され続け、気候に影響を及ぼす多種多様な重要なプロセスをますます良くシミュレーションするようになっている。例えば、現在の多くのモデルは陸域の植生や海洋による炭素の吸収、雲と大気汚染物質との間の相互作用などの、地球システムの様々な側面の間の複雑な相互作用をシミュレーションしている。例えば海洋の熱輸送の大部分に関与する海流中の渦をより良く表現するために、より包括的になっているモデルもあれば、より高い解像度でプロセスを表現することを目指しているモデルもある。

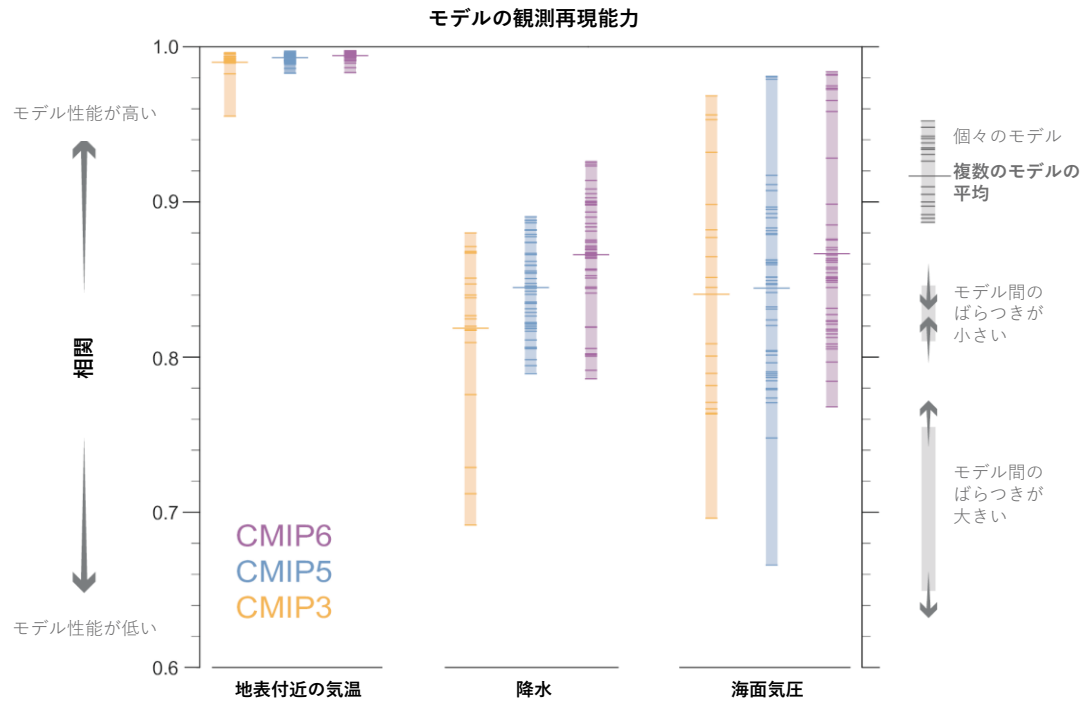
科学者は過去のモデルシミュレーションを観測と比較することによって気候モデルの性能を評価する。この評価はより詳細な地域的及び季節的な変動だけでなく広域的な平均値の比較も含む。考慮すべき重要な側面は次の二点である。すなわち、(i) モデルが個々にどのように機能するか、及び (ii) それらがグループとしてどのように機能するか。多くのモデルの平均値はしばしば個々のモデルよりも観測値と良く整合するが、これは詳細なプロセスを表現する際の誤差が、複数のモデルの平均値で互いに打ち消し合う傾向があるためである。

例として、FAQ 3.3 図 1 は、最新の 3 世代のモデル（2008 年頃、2013 年頃及び 2021 年頃）によるシミュレーションを三つの気候変数の観測値と比較している。図はシミュレーションされたパターンと観測されたパターンの相関関係を示し、1 という値は完全な一致を表す。個々の新世代のモデルの多くは、1 に近い値によって示されているように、性能が大幅に向上している。各世代は前の世代よりも全体として性能が優れており、複数のモデルの平均値（長い線で表示）は次第に 1 に近付いている。色付きの棒の垂直方向の広がり、各グループ全体のモデルの性能の範囲を示している。棒の上端は世代ごとに上昇しており、最も性能の高いモデルの性能がある世代から次の世代で改良されていることを示す。降水量の場合、最も性能の低いモデルの性能は、最近の二つのモデルの世代で類似しており、モデル間の幅が広がっている。

物理的、化学的及び生物学的プロセスの新たなより良い表現、そしてより高い解像度を含む最新世代の気候モデルの開発により、地球システムの多くの側面のシミュレーションが改良されている。これらのシミュレーションは、過去の温暖化をシミュレーションするモデルの能力の評価及び大気中の CO<sub>2</sub> の倍増に対する気温の応答の最新の評価とともに、将来の地球温暖化の範囲を推定するために使用されている（FAQ 7.3）。

### FAQ 3.3: 気候モデルは改良されているか？

気候モデルはコンピューターの性能と気候プロセス理解の向上に伴い改良されている。



**FAQ 3.3 図1 | 三つの異なる変数（地表気温、降水量、海面気圧）についてのモデルと観測値との間のパターン相関。**

結果は結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP）の直近の3世代のモデル、すなわちCMIP3（橙）、CMIP5（青）、及びCMIP6（紫）について示されている。個々のモデルの結果は対応するアンサンブル平均（長い線）とともに短い線で示されている。相関については、モデルの年平均値が1980～1999年の期間の参照観測値と比較され、1という値はモデルと観測との間の完全な相似を表す。2004～2008年に実施されたCMIP3シミュレーションはIPCC第4次評価、2011～2013年に実施されたCMIP5シミュレーションはIPCC第5次評価、2018～2021年に実施されたCMIP6シミュレーションは本報告書でそれぞれ評価されている。

## FAQ 4.1 | 今後 20 年間で気候はどのように変化するか？

ここ数十年で明瞭な増加又は減少傾向を示した気候システムのいくつかの要素は、少なくとも今後 20 年間はこれらの変化傾向を継続するだろう。例として、世界平均気温、北極域の海氷域、世界平均海面水位の変化が含まれる。ただし、20 年という短い期間では、これらの変化傾向は自然変動による大きな影響を受け、温室効果ガス濃度の更なる増加から予期される変化傾向を増幅又は減衰させうる。

20 年は人間の基準では長い時間であるが、気候の観点からは短い時間である。温室効果ガスの排出は、速度は様々であるが、本報告書で検討された全てのシナリオで仮定されているように今後 20 年間にわたって継続する。これらの排出は大気中の温室効果ガスの濃度を更に増加させ (FAQ 4.2)、世界平均気温の上昇、及び気候システムの他の部分 (北極域の海氷及び世界平均海面水位を含む) の継続的な変化傾向をもたらす (FAQ 9.2)。FAQ 4.1 図 1 は、今後 20 年間にわたって排出量が多いシナリオと少ないシナリオとの間 (すなわち、赤色の線と青色の線との間) にほとんど差がない状態で、世界平均気温の上昇及び北極域の海氷の縮小の両方が継続することを示している。

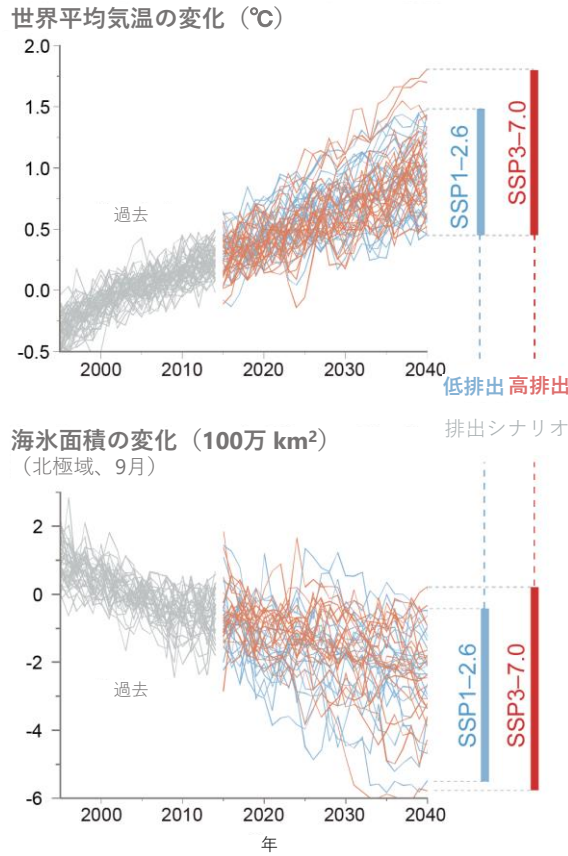
ただし、これらの予期される変化傾向には、自然変動が加わる (FAQ 3.2)。第一に、フィリピンのピナツボ山の 1991 年の噴火のような大規模な火山噴火が発生するかもしれない。そのような噴火は、数年間継続する摂氏十分の数度の地表の寒冷化を引き起こすかもしれない。第二に、大気と海洋の両方が、外部の影響なしに自発的に生じる変動を示す。これらの変動は、局所的な気象システムから、数か月、数年又は数十年にわたって変化する大陸全体と海洋全体のパターン及び振動にまで及ぶ。20 年の期間にわたって、人間活動からの温室効果ガス濃度の増加に対する応答と比較した場合、自然変動は多くの気候の量に強く影響を及ぼす。自然変動の影響は、FAQ 4.1 図 1 において黒色、赤色又は青色の線が個々にたどりうる非常に様々な軌跡によって示されている。自然変動が人間の影響を増幅するか減衰させるかは、一般的に 20 年先の将来まで予測できない。したがって、今後 20 年間の自然変動は、せいぜい正確に定量化できても低減はできない不確実性をもたらす。

局所的には自然変動の影響が更に大きくなるだろう。シミュレーション (ここには示されていない) によると、高排出シナリオの下でさえ、局所的には、今後 20 年間の降温傾向を排除できない。地球上の少数の場所ではあるが、どこにでも生じるかもしれない。しかし世界的には、全てのシナリオの下で気温が上昇するだろう。

要約すると、ここに示されている二つの重要な気候の量 (世界平均気温と 9 月の北極域の海氷面積) の将来変化の方向は明瞭である一方で、変化の大きさは自然変動のためはるかに不明瞭である。

### FAQ 4.1: 今後20年間で気候はどのように変化するか？

今後20年間で現在の気候の変化傾向は継続するが、自然変動のため正確な変化の大きさは予想できない。



**FAQ 4.1 図1 | 地球規模の気候変動の二つの重要な指標についての直近の過去と今後20年間を含む1995~2040年の期間にわたるシミュレーション。**

(上) 世界平均気温、(下) 9月の北極域の海氷面積。どちらの量も1995~2014年の期間の平均からの偏差として示される。灰色の曲線は2014年までの過去の期間のものであり、青色の曲線は排出量の少ないシナリオ (SSP1-2.6)、赤色の曲線は排出量の多いシナリオ (SSP3-7.0) を表す。

## FAQ 4.2 | 二酸化炭素の排出削減の効果はどれだけ早く確認されるだろうか？

二酸化炭素排出量の大幅な削減の効果はすぐには明白にならず、効果を検出するのに必要な時間は排出量削減の規模と速度によって異なるだろう。本報告書で考慮される低排出シナリオの下では、大気中の二酸化炭素濃度の増加は約5~10年後に目に見えて遅くなる一方で、世界平均気温の上昇の減速は約20~30年後に検出可能になるだろう。地域的な降水の変化傾向への影響は数十年後になって初めて明白になるだろう。

人間活動によって排出される最も重要な温室効果ガスである二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)の排出量を削減すると、大気中のCO<sub>2</sub>濃度の増加速度は減少するだろう。ただし、CO<sub>2</sub>濃度は正味の排出がゼロに近づいたとき、すなわち毎年大気中に排出されるCO<sub>2</sub>のほとんど又は全てが自然の及び人為的なプロセスによって除去されたときのみ減少し始めるだろう(FAQ 5.1 及び FAQ 5.3)。排出量のピークと濃度の減少との間のこの遅れは、大気中のCO<sub>2</sub>の非常に長い寿命の現れであり、人間によって排出されたCO<sub>2</sub>の一部は数百年から数千年にわたって大気中に残留する。

CO<sub>2</sub>濃度の増加速度が減少すると、世界平均気温の上昇は10年以内に減速するだろう。しかし、この温暖化の速度の減少は初め自然変動によって隠され、数十年間検出されないかもしれない(FAQ 1.2、FAQ 3.2、及び FAQ 4.1)。そのため、排出削減が始まった直後の数年間は、地表の温暖化が実際に減速したかを検出することは困難だろう。

排出量削減の効果を検出するために必要な時間は、低排出シナリオと高排出シナリオを比較することによって例示される(FAQ 4.2 図1)。排出量の少ないシナリオ(SSP1-2.6)ではCO<sub>2</sub>排出量が2015年以降に横ばいになり、2020年には減少し始めるが、排出量の多いシナリオ(SSP3-7.0)では21世紀を通して増加し続ける。気候システムにおける自然の内部変動性から生じる不確実性は、同じ気候モデルでわずかに異なる1850年の初期状態から各シナリオを10回シミュレーションすることによって表されている(細い線)。各シナリオの個々のシミュレーションの間の差異は全て、シミュレーションされた自然の内部変動性によって引き起こされる。全てのシミュレーションの平均は、所与のシナリオに対して予期される気候応答を表す。各シナリオの下で実際に展開されるであろう気候の歴史は、この予期される応答と、自然の内部変動性からの寄与及び潜在的な将来の火山噴火からの寄与(ここでは後者の影響は表されていない)との組み合わせから成るだろう。

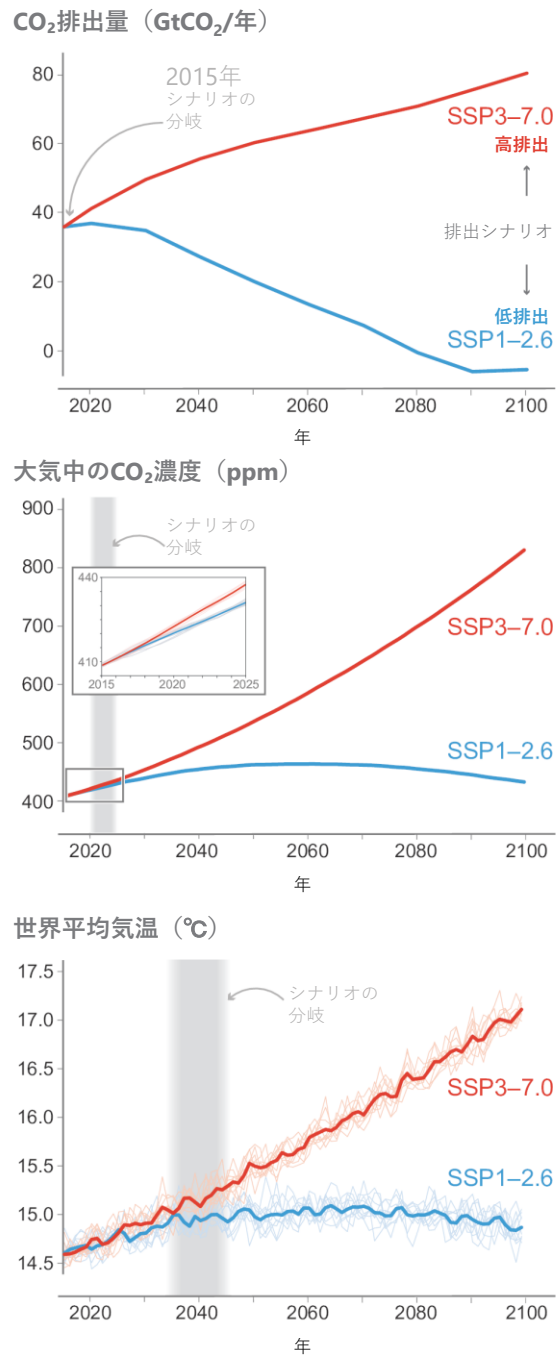
FAQ 4.2 図1は、排出量が分岐し始めた2015年の約5~10年後に二つのシナリオ間で大気中のCO<sub>2</sub>濃度に著しい差異が生じることを示す。対照的に、二つのシナリオ間における世界平均気温の差異はより後まで、この例では排出の履歴が分岐し始める約20~30年後まで明白にならない。この時間は、ここに例示されている低排出シナリオよりも緩やかに排出量が削減された場合はより長く、より大幅な削減の場合はより短くなるだろう。自然の要因によってより大きく変化する地域的な量及び降水量の変化については、検出により長い時間がかかるだろう。例えば、低排出シナリオでさえも、地域的な降水におけるCO<sub>2</sub>の排出削減の効果は21世紀後半まで顕在化しないだろう。

要約すると、世界平均気温が安定し始めていることは、CO<sub>2</sub>の排出削減の数十年後になって初めて明瞭に確認されるだろう。対照的に、COVID-19 パンデミックの間などの、CO<sub>2</sub>の短期的な排出削減は、CO<sub>2</sub>濃度又は世界平均気温のいずれにも検出可能な影響を及ぼさない。数十年にわたる持続的な排出削減のみが、気候システム全体に広範な影響を及ぼすであろう。



FAQ 4.2: CO<sub>2</sub>の排出削減の検出

持続的なCO<sub>2</sub>の排出削減の効果は、大気中のCO<sub>2</sub>濃度には5~10年後に、気温には20~30年後に明白になるだろう。



## FAQ 4.2 図1 | 排出削減による便益の観測。

(上) 二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) 排出量、(中) 大気中の CO<sub>2</sub>濃度及び (下) 排出量の少ないシナリオ (SSP1-2.6、青) 及び排出量の多いシナリオ (SSP3-7.0、赤) の二つのシナリオについての世界平均気温への影響。排出量の少ないシナリオでは CO<sub>2</sub>排出量が 2020 年に減少し始める一方で、排出量の多いシナリオでは 21 世紀を通して増加し続ける。太線は各シナリオの 10 回の個々のシミュレーション (細線) の平均である。個々のシミュレーションの違いは自然変動を反映している。

**FAQ 4.3 | 所与の地球温暖化の水準における気候変動の空間パターンはどのようなものか？**

地球が温暖化するにつれて気候変動は地球全体で均一には展開しないが、地域的变化のいくつかのパターンは世界平均気温の上昇との明瞭で直接的かつ一貫した関係性を示す。北極域は他の地域よりも、陸域は海洋表層よりも、北半球は南半球よりも温暖化する。降水は高緯度帯、熱帯、及びモンスーン地域の大部分で増加するが、亜熱帯では減少する。このような場合、所与の水準の地球温暖化について、いくつかの地域的な変化、特に気温と降水の変化の方向と大きさを推測しうる。

気候変動の強度は地球温暖化の水準によって決まる。地球温暖化の水準が上昇するにつれて、一貫して発生するが振幅が増大する地域的な気候変動のパターンを特定することが可能である。このような確固とした気候変動の空間パターンは、所与の水準の地球温暖化をもたらす特定のシナリオ（及び時間の経路）にほとんど依存しない。すなわち、異なるシナリオであっても同じ水準の地球温暖化をもたらすならば、各シナリオでこの水準に達する時期にかかわらず、この温暖化によって生じるであろう地域的な変化のパターンを推測しうる。確固とした変化のパターンの場合、地球温暖化の全ての水準、将来の全ての期間、及び全てのシナリオについて地域的な影響を評価しうる。気温と降水はそのような確固とした変化のパターンを示し、変化が特に顕著である。

北半球高緯度帯は、世界全体の温暖化の水準の2~4倍で最も温暖化すると予測される。これは北極温暖化増幅と呼ばれる現象である（FAQ 4.3 図1 左）。より温暖な世界で太陽光を反射する海氷や雪が減少することによる太陽放射の吸収の増加を含む、いくつかのプロセスがこの大きな温暖化の速度に寄与する。南半球では、南極が中緯度の南大洋よりも急速に温暖化すると予測されるが、南半球高緯度帯は地球温暖化の水準と比べて小さい振幅で温暖化すると予測される（FAQ 4.3 図1 左）。南半球高緯度帯の温暖化が比較的遅い重要な理由の一つは、南大洋の表層に大きな熱吸収を引き起こす南極深層水の湧昇である。

温暖化は一般に、海洋よりも陸域で、また南半球と比べて北半球で強く、北大西洋亜寒帯域中部と太平洋南端で温暖化が弱い。この差異は、陸域と海洋がどのように熱を吸収して保持するかの差異、南半球よりも北半球で陸域の面積が大きいこと、及び海洋循環の影響を含む、いくつかの要因の結果である。南半球では、南米亜熱帯域、アフリカ南部、及び豪州に対して比較的強い温暖化の確固としたパターンが予測される。亜熱帯アフリカ南部における比較的強い温暖化は、土壌水分と気温との間の強い相互作用、及び下降流の強化の結果としての日射量の増加から生じる。

降水の変化も地球温暖化の水準に比例するが、不確実性は気温変化よりも大きい（FAQ 4.3 図1 右）。南半球と北半球両方の高緯度帯において、地球が温暖化し続けるにつれて降水の増加が予測され、より高い水準の地球温暖化でより大きな変化が预期される（FAQ 4.3 図1 右）。同じことが熱帯とモンスーン地域の大部分で预期される降水の増加にも当てはまる。亜熱帯地域では一般に乾燥化が预期される。特に、地中海地域、アフリカ南部、豪州の一部、南米、及び北米南西部、加えて大西洋亜熱帯域並びにインド洋亜熱帯域及び太平洋の一部が当てはまる。熱帯での降水の増加と亜熱帯での降水の減少は、より高い水準の地球温暖化で増幅される。

アフリカ南部及び地中海地域などの既に乾燥して温暖な一部の地域は、より高い水準の地球温暖化でますます乾燥し、大幅に温暖化すると预期される。

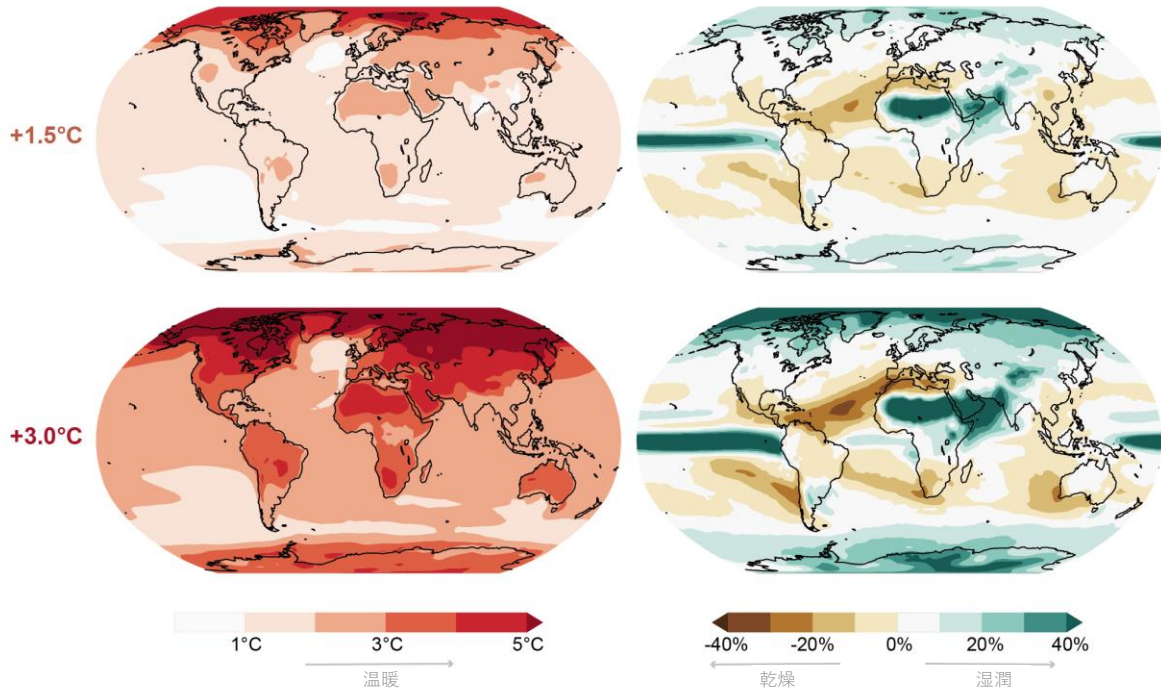
要約すると、気候変動は地球の全ての地域に均一には影響を及ぼさないわけではない。むしろ、気温と降水の変化の明確な地域的なパターンを特定しうる。そしてこのような変化は地球温暖化の水準が上昇するにつれて増幅されると予測される。

### FAQ 4.3: 気候変動と地域的なパターン

気候変動は均一ではなく、地球温暖化の水準に比例する。

昇温は北極域、陸域、及び北半球でより強くなる

降水量は高緯度帯、熱帯、及びモンスーン地域で増加し、亜熱帯で減少する



FAQ 4.3 図1 | 気温（左）と降水（右）の地域的な変化は、どのシナリオを通してその水準に達したかにかかわらず、地球温暖化の水準に比例する。

地表の温暖化と降水の変化は、1850～1900年の気候を基準として、世界平均気温の上昇がそれぞれ1.5°C（上）と3°C（下）である期間について示されている。ここに示されている変化は、排出量が多いシナリオ（SSP3-7.0）を使用した31個のCMIP6モデルに基づく。

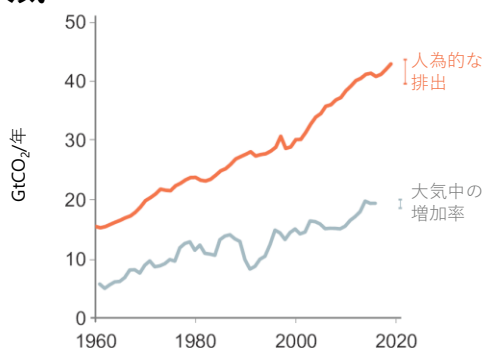
## FAQ 5.1 | 大気からの自然の炭素の除去は弱まっているか？

数十年にわたり、人間活動によって大気中に排出された二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）の約半分は植生、土壌、及び海洋の自然の炭素吸収源によって吸収されている。これらの自然のCO<sub>2</sub>吸収源は、大気中のCO<sub>2</sub>濃度の増加速度をほぼ半分にし、したがって地球温暖化を減速させている。ただし、観測によると、この吸収の背景にあるプロセスが、CO<sub>2</sub>を吸収する自然の能力を将来弱めるように大気中のCO<sub>2</sub>の増加と気候変動に応答し始めている。この変化の大きさの理解は、気候システムが将来の排出と排出削減の努力にどのように応答するかを予測するのに不可欠である。

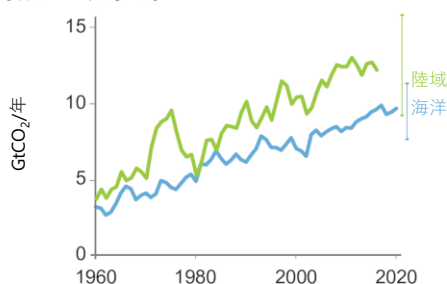
### FAQ 5.1: 大気からの自然の炭素除去は弱まっているか？

弱まっていない。自然の炭素吸収源は排出されたCO<sub>2</sub>を過去60年間にわたってほぼ一定の割合で吸収している。ただし、CO<sub>2</sub>排出量が上昇し続けると、この割合は将来減少すると予測される。

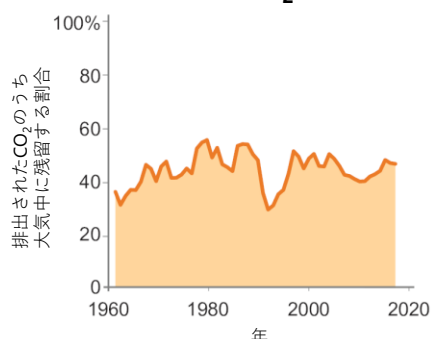
#### 大気



#### 自然の吸収源



#### 大気中に残留するCO<sub>2</sub>



1958年に始まった大気中のCO<sub>2</sub>濃度の直接観測によると、大気が化石燃料の燃焼や森林減少などの土地利用変化による人間活動によって排出されたCO<sub>2</sub>の約半分しか保持していない（FAQ 5.1 図1）。陸域と海洋における自然の炭素循環のプロセスは、これらの排出の残りを吸収している。陸域と海洋による除去、すなわち「吸収源」は、CO<sub>2</sub>排出量の増加におおむね比例して増加しており、2010～2019年の排出量のそれぞれ31%（陸域）と23%（海洋）を吸収している（FAQ 5.1 図1）。したがって、年間のCO<sub>2</sub>排出量のうち大気中に残留する平均的な割合は、人間活動からのCO<sub>2</sub>排出量の継続的な増加にもかかわらず、過去60年間にわたって44%でほぼ安定したままである。

陸域において、大気中のCO<sub>2</sub>は主に植生によって植物の光合成を通して吸収され、最終的に植生と土壌の両方に蓄積される。植物の成長が例えば栄養素の利用可能性によって制限されない地域においては、より多くのCO<sub>2</sub>が大気中に蓄積されるにつれて、植物による炭素の吸収はCO<sub>2</sub>施肥効果を通して増加する。気候変動は陸域のCO<sub>2</sub>の吸収及び放出に関与するプロセスに複数の形で影響を及ぼす。陸域のCO<sub>2</sub>の吸収は一般に、寒冷な地域での地球温暖化による生育期間の延長によって、また窒素の限られた地域での窒素沈着によって増加する。植物及び土壌生物による呼吸、火災などの自然攪乱、森林減少などの人間活動は全て大気中にCO<sub>2</sub>を放出する。これらのプロセスに対する気候変動の複合効果は、将来の陸域の吸収源を弱めることになる。特に極端な気温と干ばつ、及び永久凍土の融解（FAQ 5.2）は陸域の吸収源を地域的に減少させる傾向がある。

#### FAQ 5.1 図1 | 大気中のCO<sub>2</sub>と自然の炭素吸収源。

1960年から2019年までの（上）人間活動による世界全体のCO<sub>2</sub>排出量と大気中のCO<sub>2</sub>の増加率、（中）陸域と海洋の正味のCO<sub>2</sub>除去量（自然の吸収源）、及び（下）人間活動によって排出されたCO<sub>2</sub>のうち大気中に残留する割合。線は5年移動平均であり、エラーバーは平均推定値の不確実性を示す。図の根拠となるデータに関する更なる情報については表 5.SM.6 を参照。

海洋においては、いくつかの要因が CO<sub>2</sub>の吸収量を支配している。すなわち、大気と海面との間の CO<sub>2</sub>分圧の差、海上風速、CO<sub>2</sub>を吸収しうる量に影響する海水の化学組成（すなわち海水の緩衝容量）、及び海水微細藻類による光合成における CO<sub>2</sub>の使用である。CO<sub>2</sub>の豊富な表層水は世界中の特定の海域（北大西洋及び南大洋など）で深海に輸送され、数十年から数百年にわたって CO<sub>2</sub>を大気から隔離して効果的に貯蔵する。これらのプロセスに対する暖かい海面水温の複合効果は、将来の海洋の CO<sub>2</sub>吸収源を弱めることになる。

海洋及び大気中の炭素の直接観測のおかげで、海洋の炭素吸収源は陸域の吸収源よりも良く定量化されている。陸域の炭素吸収源は広範に異なり、地域によっても異なるため、地球規模で監視することがより困難である。現在のところ自然の吸収が減速しているという直接的な証拠はない。なぜなら、陸域と海洋に貯蔵される人為的な排出の割合の観測可能な変化が、自然の吸収源の年々及び数十年規模の変動と比べて小さいためである。それにもかかわらず、大気と気候の変化が陸域と海洋の吸収源を支配するプロセスに影響を及ぼしていることがより明白になりつつある。

陸域と海洋の吸収源は、大気中の CO<sub>2</sub>の増加と人為起源の地球温暖化に応答するため、陸域と海洋によって吸収される CO<sub>2</sub>の絶対量は将来の CO<sub>2</sub>排出量の影響を受ける。このことはまた、各国が世界の CO<sub>2</sub>排出量の大幅な削減、あるいは大気からの CO<sub>2</sub>の除去に成功した場合、炭素循環の人為起源の摂動が減少するため、これらの吸収源が吸収する CO<sub>2</sub>が減少することを意味する。将来の高温化シナリオの下では、気候変動の影響がますます増大するにつれて、今世紀後半には世界の海洋と陸域の吸収源の拡大が頭打ちになると予期される。このように、大気中に排出される CO<sub>2</sub>の総量と自然の CO<sub>2</sub>吸収源の応答の両方が、地球温暖化を特定の水準に抑制するためにどの程度の努力が必要かを決定する（FAQ 5.4）。このことは、自然の CO<sub>2</sub>吸収源の時間発展を理解することの重要性を強調している。

## FAQ 5.2 | 永久凍土の融解は地球温暖化を大幅に増大させるか？

北極域では、大量の有機炭素が永久凍土（年間を通して凍結したままの地面）に貯蔵されている。気候が温暖化するにつれて永久凍土の大きな面積が融解すると、その炭素の一部が二酸化炭素又はメタンの形で大気中に放出され、更なる温暖化をもたらすかもしれない。永久凍土の生態系のモデルによる予測によると、将来の永久凍土の融解がある程度の更なる温暖化をもたらす。これは重要だが、永久凍土の融解が地球温暖化の劇的な自己強化型の加速をもたらす「温暖化の暴走」状態に至るほどではない。

北極域は地球上で最も大きい気候に敏感な炭素プールであり、大気中に現在蓄積されている炭素の2倍の量を凍結した土壌、すなわち永久凍土に貯蔵している。北極域は地球上の他のどの場所よりも急速に温暖化するため、この温暖化によって温室効果ガスが大気中に放出され、したがって気候変動が大幅に増幅されうだろうという懸念がある。

永久凍土中の炭素は、寒さのために有機物が分解されない凍土の層に枯れた植物が埋められ蓄積されるにつれて、何千年にもわたって増加してきた。北極域が温暖化して土壌が融解するにつれて、これらの土壌中の有機物は急速に分解し始め、ともに重要な温室効果ガスである二酸化炭素又はメタンのいずれかとして大気に戻る。また、北極域の地形を再形成を伴う地中の氷の融解、湖の成長と排水、及び断熱効果を持つ表層土壌を焼き尽くす火災により、永久凍土は特定の場所で急激に融解しうる。炭素を含む永久凍土の融解は北極域で既に観測されており、気候モデルの予測によると、北極域全域で浅い永久凍土（深さ3m未満）の大部分が中程度ないし高程度の地球温暖化（2~4°C）の下で融解するだろう。

永久凍土のプロセスは複雑だが、気候と炭素循環との間の相互作用を表すモデルに含まれ始めている。これらの永久凍土炭素モデルによる予測は、二酸化炭素とメタンの両方からの炭素-気候の悪循環の推定強度について、地球温暖化1°Cあたり140億~1,750億トンの二酸化炭素放出に相当する広い範囲を示している。比較として、2019年には人間活動により約400億トンの二酸化炭素が大気中に排出された。これには二つの意味がある。第一に、永久凍土の融解に起因する更なる温暖化は十分強いため、所与の地球温暖化の水準に気候を安定させるために許容される残りの排出の総量（すなわち、残余カーボンバジェット。FAQ 5.4を参照）の推定に考慮されなければならない。第二に、永久凍土層の融解がどの程度の温暖化で「臨界点（ティッピングポイント）」、すなわち地球温暖化の暴走をもたらす気候システムの閾値に達するかについて、これらのモデルは何も特定していない。ただし、モデルの予測によると、排出は温暖化とともに継続的に増加し、この傾向は数百年間にわたって継続しうるだろう。

永久凍土は他の寒冷地（例えば山岳地帯）にもみられるが、それらの場所に含まれる炭素は北極域よりもはるかに少ない。例えば、チベット高原に含まれる炭素は北極域に貯蔵されている炭素の約3%である。浅海の堆積物中に凍結されている炭素に関する懸念もある。これらの堆積物はメタンハイドレート又はクラスレートとして知られ、氷の分子の籠に閉じ込められたメタン分子である。それらは最終氷期の後に海面水位が上昇したときに氾濫した凍土として形成された。ハイドレートが融解すると、地表に湧き立ちうるメタンが放出されるかもしれない。永久凍土に関連するメタンハイドレート中の炭素の総量は、永久凍土の土壌中の炭素よりもはるかに少ない。地球温暖化が海底の堆積物に達するには数千年かかり、そのためハイドレートはいまだに最終退氷期への応答を続けている。結果として、来世紀の間に既存のハイドレートのごく一部が不安定になりうるだろう。メタンがハイドレートから放出されたとしても、そのほとんどは大気に達する前に海中で消費され、酸化されて二酸化炭素になると予期される。これらのプロセスに関するこれまでで最も完全なモデリングによると、現在の人為的なメタン排出量の2%未満の割合が大気中へ放出される。

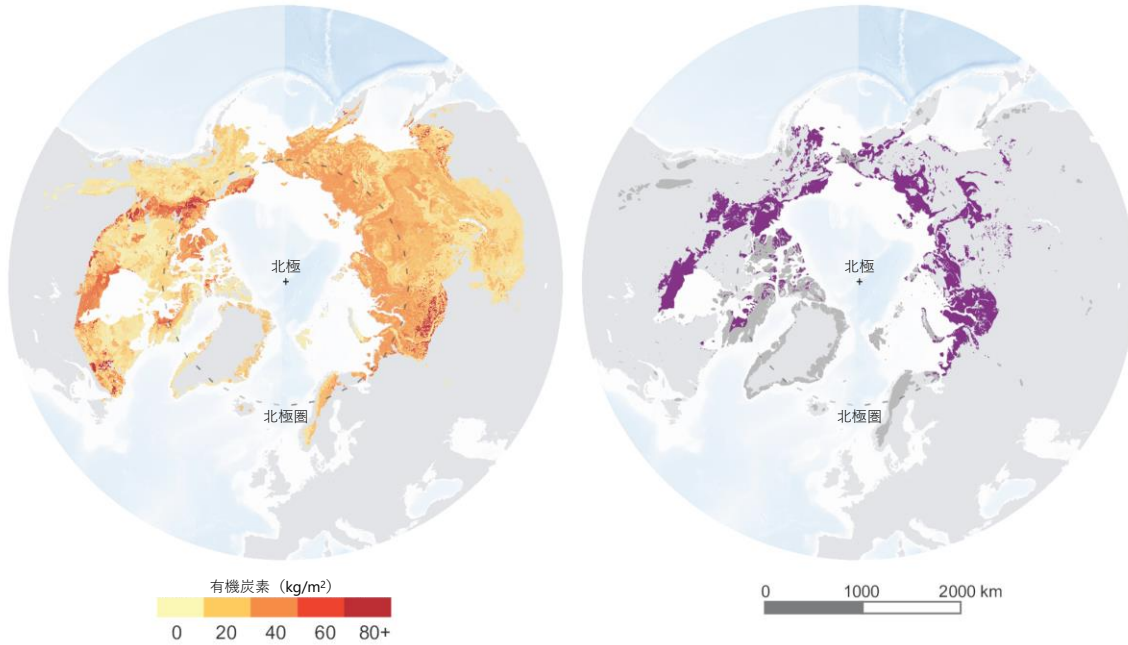
全体として、北極域の永久凍土の融解は、海底のハイドレートよりも、大気中への温室効果ガスの重要な追加放出源であるように思われる。気候及び炭素循環モデルでは、永久凍土のプロセスが考慮され始めている。これらのモデルは大気中に放出される温室効果ガスの正確な量については一致しないが、(i) 永久凍土から放出されるそのようなガスの量は、地球温暖化の量とともに増加すること、(ii) 融解する永久凍土の温暖化効果は、将来の温暖化を抑制するための残余カーボンバジェットの推定で考慮すべき重要因子であることは一致している。

### FAQ 5.2: 永久凍土の融解は世界平均気温を大幅に上昇させるか？

北極域の凍土の融解は炭素を放出することで地球温暖化を増幅するが、温暖化の暴走には至らない。

北極域の永久凍土に貯蔵されている炭素

突然の融解に対して脆弱な永久凍土



FAQ 5.2 図1 | 北極域の永久凍土は気候変動の影響を受けやすい大きな炭素プールである。

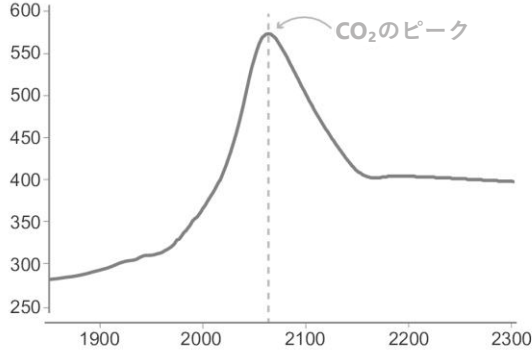
(左) 深さ 3m までの永久凍土に貯蔵されている炭素の量 (NCSCDv2 データセット) 及び (右) 急激な融解に脆弱な永久凍土地域 (Circumpolar Thermokarst Landscapes データセット)。

## FAQ 5.3 | 大気中から二酸化炭素を除去することで気候変動は逆転しうるだろうか？

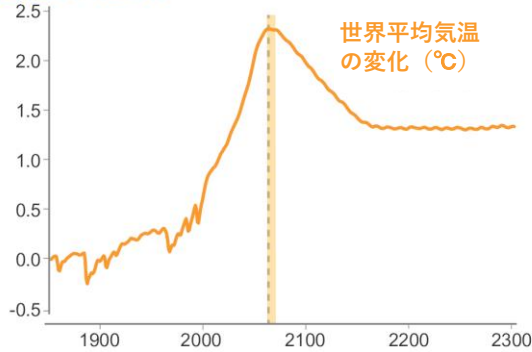
### FAQ 5.3: 大気中からCO<sub>2</sub>を除去することで気候変動は逆転しうるだろうか？

排出されるよりも多くのCO<sub>2</sub>を大気中から除去することで、気候変動のいくつかの側面は逆転しうるが、いくつかの変化は数十年から数千年にわたって現在の方向を継続するだろう。

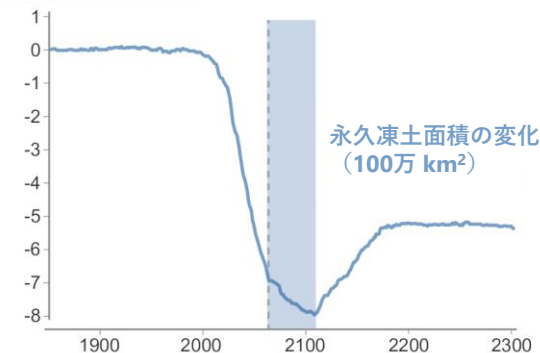
大気中のCO<sub>2</sub> (ppm)



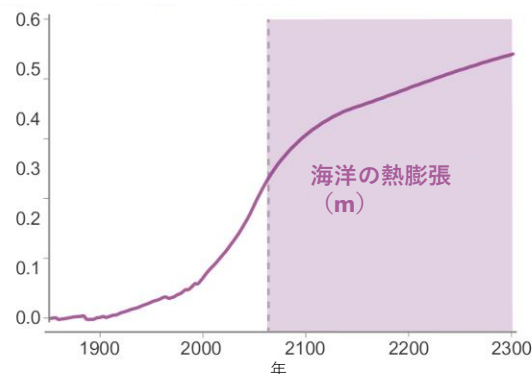
逆転するが、数年かかる



逆転するが、数十年かかる



数百年から数千年間逆転しない



大気からの二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) の意図的な除去により、気候変動のいくつかの側面を逆転 (すなわち方向を変化) させるだろう。ただし、これは大気中の CO<sub>2</sub> の総量の正味の減少をもたらす場合、すなわち意図的な除去量が排出量よりも多い場合にのみ生じる。世界平均気温の上昇などの気候変動のいくつかの変化傾向は、数年以内に逆転し始めるだろう。気候変動の他の側面は、逆転するのに数十年 (例えば、永久凍土の融解) 又は数百年 (例えば、深海の酸性化) かかり、海面水位上昇などのいくつかの側面は、方向を変化させるのに数百年から数千年かかるだろう。

負の二酸化炭素 (CO<sub>2</sub>) 排出という用語は、自然に生じる除去に加えて、人間活動による意図的な大気からの CO<sub>2</sub> の除去を指し、しばしば二酸化炭素除去と同じ意味で使用される。負の CO<sub>2</sub> 排出は、人間活動による大気中への CO<sub>2</sub> の排出を相殺しうる。それらは、陸域 (例えば、植林によって又は土壌の炭素含有量を増加させる農業慣行を通して) 及び/又は海洋 (例えば、沿岸生態系の回復によって) での自然の CO<sub>2</sub> 隔離のプロセスを強化することによって、又は大気から直接 CO<sub>2</sub> を除去することによって達成しうるだろう。世界全体で CO<sub>2</sub> 除去量が人為起源の CO<sub>2</sub> 排出量よりも多い場合、排出量は正味負と呼ばれる。CO<sub>2</sub> 除去技術は、現在の排出水準を相殺するのに必要な規模の除去を達成できないか、まだその準備ができておらず、かつそのほとんどに望ましくない副作用を伴うことに留意すべきである。

意図的な CO<sub>2</sub> 除去がない場合、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度 (大気中の CO<sub>2</sub> の量の尺度) は、人為起源の CO<sub>2</sub> の排出と陸域及び海洋での自然プロセスによる CO<sub>2</sub> の除去 (自然の「炭素吸収源」) との間の均衡のバランスの結果である (FAQ 5.1)。CO<sub>2</sub> 排出が炭素吸収源による除去を上回る場合、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度は増加するだろう。CO<sub>2</sub> 排出が除去と等しい場合、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度は安定する。そして、CO<sub>2</sub> 除去が排出を上回る場合、CO<sub>2</sub> 濃度は減少するだろう。これは正味の CO<sub>2</sub> 排出量、すなわち人為的な排出と意図的な除去の合計にも同様に当てはまる。

#### FAQ 5.3 図1 | 大気中の CO<sub>2</sub> 濃度 (上のパネル) のピークと減少にตอบสนองした気候変動の側面的変化。

全てのパネルで、灰色の縦の破線は CO<sub>2</sub> 濃度のピークの時点を示す。世界平均気温の上昇の逆転は大気中の CO<sub>2</sub> 濃度の減少から数年、永久凍土地域の減少の逆転は大気中の CO<sub>2</sub> の減少から数十年遅れ、海洋の熱膨張は数百年にわたって続くことを示す。図中の定量的情報 (すなわち縦軸の数値) は、一つのモデルのみを使用したシミュレーションの結果であり、他のモデルでは異なるため、重視されるべきではないことに注意すること。ただし、定性的な振る舞いはモデルにほとんど依存しないと予想される。



大気中のCO<sub>2</sub>濃度が減少し始めると、地球の気候はこの変化に応答するだろう（FAQ 5.3 図 1）。気候システムの一部はCO<sub>2</sub>濃度の変化に反応するのに時間がかかるため、正味負の排出の結果としての大気中のCO<sub>2</sub>の減少は、気候変動の全ての変化傾向の即時の逆転をもたらさないだろう。最近の研究によると、世界平均気温は大気中のCO<sub>2</sub>の減少の後数年以内に低下し始めるが [訳注：これは特定のシナリオを想定した研究に基づく記述である。海洋の熱慣性が関係する履歴効果や非CO<sub>2</sub>強制の効果によっては、数年以内に低下し始めるとは限らない。]、その低下は自然変動（FAQ 4.2）のために数十年間は検出できないだろう。人為起源の気候変動の他の影響には、永久凍土地域の減少など、逆転に数十年かかるであろうものもあれば、深海の温暖化、酸性化、及び酸素の減少など、大気中のCO<sub>2</sub>濃度の減少に従って逆転するのに数百年かかるであろうものもある。意図的なCO<sub>2</sub>除去の大規模な実施に成功したとしても、海面水位は数百年から数千年にわたって上昇し続けるだろう。

「オーバーシュート」シナリオは、特にパリ協定に含まれる1.5°C又は2°Cの地球温暖化の制限などの野心的な気候目標の文脈の中でますます注目を集めている将来シナリオの一種である。これらのシナリオでは、短期の排出削減の緩やかな速度が、今世紀後半の正味負のCO<sub>2</sub>排出によって埋め合わされ、それにより所与の温暖化の水準の一時的な超過、すなわち「オーバーシュート」をもたらす。気候システムのいくつかの要素が遅れて反応するため、オーバーシュートなしで目標を達成するシナリオと比べて、一時的なオーバーシュートは追加的な気候の変化をもたらすだろう。これらの変化は逆転させるのに数十年から数百年かかり、オーバーシュートの大きいシナリオについては逆転させるのにより長い時間がかかるだろう。

排出されるよりも多くのCO<sub>2</sub>を大気から除去することで、確かに気候変動のいくつかの側面は逆転し始めるだろうが、いくつかの変化は数十年から数千年にわたってなお現在の方向を継続するだろう。大規模なCO<sub>2</sub>除去が可能な方法は、まだ研究開発段階にあるか、大気中のCO<sub>2</sub>濃度の正味の減少を達成するのに必要な規模の展開が実証されていない。CO<sub>2</sub>除去の方法、特に陸域で展開されるものは、水、食料生産、及び生物多様性に対する望ましくない副作用を伴う。

## FAQ 5.4 | カーボンバジェットとは何か？

カーボンバジェットにはいくつかの種類がある。最もよくみられるのは、地球温暖化を特定の水準（例えば、工業化以前より 1.5°C 又は 2°C 高い水準）に抑えつつ、人間活動によってまだなお排出しうる正味の二酸化炭素（CO<sub>2</sub>）の総量を指す場合である。これは「残余カーボンバジェット」と呼ばれる。その量を明確に推定するためには、いくつかの選択と価値判断を行う必要がある。残余カーボンバジェットをこれまでの過去の全ての CO<sub>2</sub> 排出量と組み合わせることで、特定の地球温暖化の限度に対応する「総カーボンバジェット」も定義されうる。第三の種類のカarbonバジェットは「過去のカーボンバジェット」であり、過去及び現在の全ての CO<sub>2</sub> の排出源と吸収源を表す科学的な方法である。

残余カーボンバジェットという用語は、地球温暖化を工業化以前の気温に対して 1.5°C 又は 2°C などの特定の水準に維持しつつ、人間活動によってまだなお大気中に排出されうる正味の CO<sub>2</sub> の総量を表すために使用される。人間活動からの CO<sub>2</sub> の排出は地球温暖化の主要因である。残余カーボンバジェットは、CO<sub>2</sub> が地球システムにおいて特有の振る舞いをするために定義されうる。すなわち、地球温暖化が、人間活動によって大気中に排出される正味の CO<sub>2</sub> 排出の総量（累積人為起源 CO<sub>2</sub> 排出量とも呼ばれる）にほぼ線形に比例するというのである。その温室効果ガスは振る舞いが異なり、CO<sub>2</sub> と切り離して説明される必要がある。

残余カーボンバジェットの概念は、何らかの特定の水準で地球温暖化を安定させるために、世界全体の CO<sub>2</sub> 排出量のある時点で正味ゼロの水準まで削減する必要があることを意味する。「正味ゼロの CO<sub>2</sub> 排出」は、全ての人為的な CO<sub>2</sub> 排出が意図的な人為的な除去によって相殺され、大気中の CO<sub>2</sub> が人間活動によって平均して追加も除去もされない状況を表す。このような状況での大気中の CO<sub>2</sub> 濃度は、大気中の余剰な CO<sub>2</sub> が海洋及び陸域の吸収源に吸収されるにつれて、長期的に安定した水準まで徐々に低下するだろう（FAQ 5.1）。残余カーボンバジェットの概念は、CO<sub>2</sub> の排出削減が遅れた場合、同じ総排出量内に留まるためには、より大幅かつ急速な削減が後に必要となることも意味する。残余カーボンバジェットを超えると、より高い水準の地球温暖化がもたらされるか、世界平均気温を望ましい水準に戻すために大気から CO<sub>2</sub> を積極的に除去する必要性が生じる（FAQ 5.3）。

残余カーボンバジェットの大きさの推定は一連の選択に依存する。これらの選択は次の三点を含む。すなわち、(1) 限度として選択された地球温暖化の水準（例えば、工業化以前の水準を基準として 1.5°C 又は 2°C）、(2) どの程度の確率で温暖化がその限度未満に維持されることを確保したいか（例えば、2 分の 1、3 分の 2、又はそれ以上の確率）、及び (3) メタン又は一酸化二窒素などの気候に影響を及ぼす他の温室効果ガスの排出を制限することにどの程度成功しているか。これらの選択は科学から情報を与えられうるが、最終的には主観的な選択を代表する。それらが選択されると、どの程度地球が既に温暖化しているか、累積 CO<sub>2</sub> 1 トンあたりの昇温量、及び世界全体の正味の CO<sub>2</sub> 排出量がゼロになってもなお予期される昇温量に関する知識を組み合わせることで、所与の気温目標に対する残余カーボンバジェットが推定されうる。例えば、地球温暖化を 2 分の 1（50%）又は 3 分の 2（67%）の確率で工業化以前よりも 1.5°C 高い水準までに制限するためには、2020 年 1 月 1 日以降の残余カーボンバジェットはそれぞれ 5,000 億トン及び 4,000 億トン CO<sub>2</sub> である（FAQ 5.4 図 1）。現在、人間活動は 1 年間に約 400 億トンの CO<sub>2</sub> を大気中に排出している。

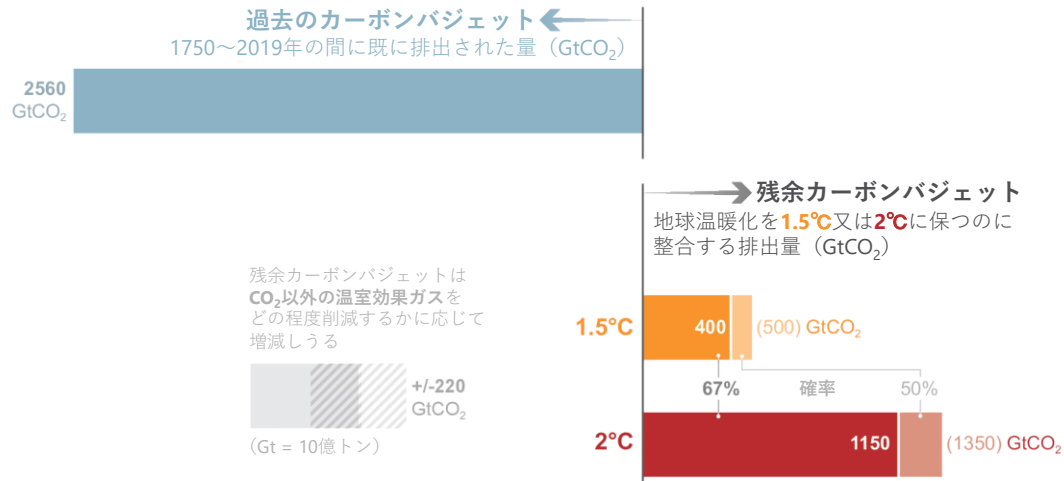
残余カーボンバジェットは、これまでに世界が既にどの程度温暖化しているかに依存する。この過去の温暖化は過去の排出量によって引き起こされ、それは過去及び現在の全ての CO<sub>2</sub> の排出源と吸収源を科学的に表現した過去のカーボンバジェットを調べることによって推定される。これは人間活動による CO<sub>2</sub> 排出量が地球システムの様々な CO<sub>2</sub> の貯留先ごとにどのように再分配されたかを表す。これらの貯留先は、海洋、陸域の植生、及び（CO<sub>2</sub> が排出された先の）大気である。海洋又は陸域によって吸収されない分の CO<sub>2</sub> が、大気中の CO<sub>2</sub> 濃度を増加させて地球温暖化を引き起こす。過去のカーボンバジェットにより、1750～2019 年の間に人間活動によって大気中に排出された約 2 兆 5,600 億トンの CO<sub>2</sub> のうち、約 4 分の 1 が海洋によって吸収され（海洋酸性化を引き起こし）、約 3 分の 1 が陸域の植生によって吸収されたことがわかる。この期間の排出量のうち約 45% が大気中に留まっている（FAQ 5.1）。これらの過去の CO<sub>2</sub> 排出量を残余カーボンバジェットの推定に加えることで、特定の地球温暖化の水準と整合的な総カーボンバジェットの推定が得られる。

要約すると、残余カーボンバジェット、すなわち世界平均気温を選択した水準未満に安定させつつ、大気中に排出されうる CO<sub>2</sub> の量を決定することは良く理解されているが一連の選択に基づく。ただし、温暖化を 1.5°C 又は 2°C

未満に抑制するには、2020年以降の残余カーボンバジェットがこれまでのCO<sub>2</sub>排出の総量よりもはるかに少ないことは明確である。

### FAQ 5.4: カーボンバジェットとは何か？

カーボンバジェットという用語は、いくつかの意味で用いられる。最もよくみられるのは、地球温暖化を特定の水準に抑えつつ、人間活動によってまだなお排出される正味のCO<sub>2</sub>の総量を指す場合である。



FAQ 5.4 図1 | 様々な種類のカーボンバジェット。

過去の累積CO<sub>2</sub>排出量は、これまでに世界がどの程度温暖化しているかの大部分を決定し、残余カーボンバジェットは、温暖化を特定の気温の閾値未満に保ちつつ、まだなお排出しうるであろうCO<sub>2</sub>の量を示す。いくつかの要因により、残余カーボンバジェットを推定しうる精度が制限される。したがって、推定においてはどの程度の確率で温暖化を意図する目標水準に抑制することを目指すかを指定する必要がある（例えば、67%の確率で温暖化を1.5°Cに抑制）。

**FAQ 6.1 | 短寿命気候強制因子とは何か、また気候にどのように影響を及ぼすか？**

短寿命気候強制因子 (SLCFs) とは、気候への影響が数十年ないし数百年以上続く二酸化炭素などの温室効果ガスよりも短い時間スケール (数日から数年) で地球の気候を暖める又は冷やす、メタン及び硫酸塩エアロゾルなどの化合物をいう。SLCFs は大気中にあまり長く留まらないため、それらの気候への影響は地域によって異なり、SLCFs の排出の変化にตอบสนองして急速に変化する。SLCFs の一部は大気質に悪影響を及ぼすため、大気質の改善のための対策は、過去数十年にわたって多くの地域でこのような SLCFs の排出及び濃度に急激な減少をもたらしている。

SLCFs はガスに加えてエアロゾルと呼ばれる微粒子を含み、気候に対して昇温効果も降温効果も持ちうる (FAQ 6.1 図 1)。昇温効果を持つ SLCFs は温室効果ガス (例えば、オゾン、メタン) 又はブラックカーボン (煤としても知られる) のような微粒子であり、エネルギーを吸収して気候を暖め、時として短寿命気候汚染物質と呼ばれる。一方で、降温効果を持つ SLCFs は主にエアロゾル粒子 (例えば、硫酸塩、硝酸塩、有機エアロゾル) から成り、入射する太陽光をより多く反射することで気候を冷やす。

一部の SLCFs は気候に直接には影響を及ぼさないが、気候に作用する化合物を生成し、前駆物質と呼ばれる。SLCFs は自然に放出されることも、農業や化石燃料の採掘などの人間活動の結果として排出されることもある。人為起源の排出源の多く、特に燃焼を伴うものは、二酸化炭素及び他の長寿命温室効果ガスと同時に SLCFs を生じさせる。工業化の開始以来排出は増加しており、一部の地域での過去数十年間にわたる大気質を改善する努力による大幅な削減にもかかわらず、人間は二酸化硫黄 (硫酸塩エアロゾルを生成) 及び窒素酸化物 (硝酸塩エアロゾル及びオゾンを生成) など、いくつかの SLCFs 及び SLCF 前駆物質の支配的な排出源となっている。

大気中の化合物の気候への影響は、次の二点によって決まる。すなわち、(i) 気候の昇温又は降温にどの程度効果的か (放射効率)、及び (ii) どの程度長く大気中に留まるか (寿命)。SLCFs は放射効率が高いため、排出されてから最長約 20 年という比較的短寿命であっても気候に強い影響を及ぼしうる。現在、SLCFs による昇温と降温は均衡しているが、これは将来変化する。

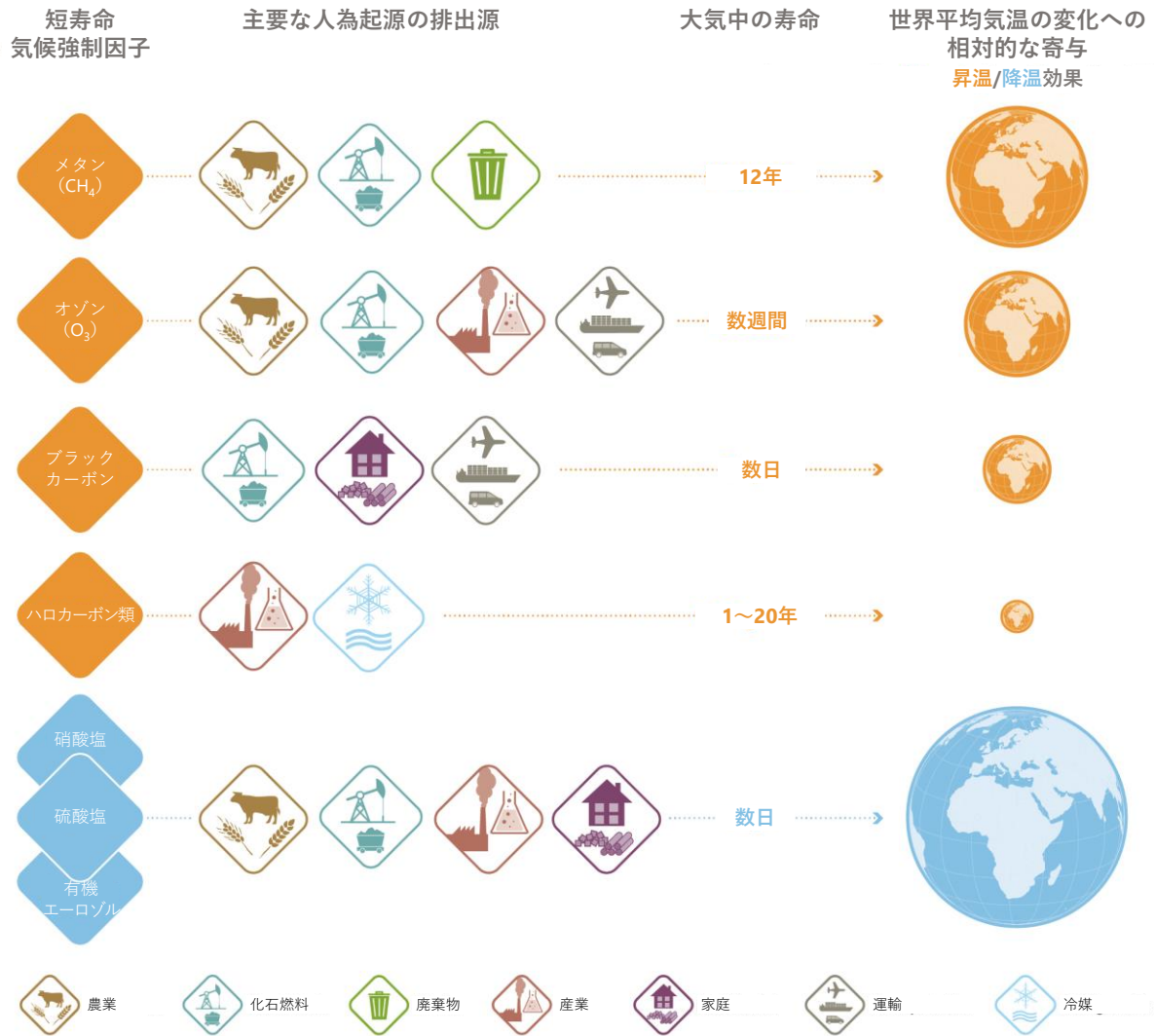
SLCFs が短寿命であることは、空間と時間の両方についてその影響を拘束する。第一に、全ての SLCFs のうち、メタンと短寿命ハロカーボン類は最も長く大気中に存在する (最長 20 年) (FAQ 6.1 図 1)。これは大気中に混合して地球規模で拡散するのに十分長い。他の SLCFs のほとんどは、大気中に数日から数週間しか留まらず、これは一般に大気に混合するには短すぎ、時には地域的にさえ混合できない。結果として、SLCFs は不均一に分布し、気候に対するそれらの影響は長寿命ガスよりも地域的になる。第二に、SLCFs の排出の急速な (しかし持続的な) 変化は急速な気候への影響をもたらす。

直接的な昇温及び降温効果に加えて、SLCFs は気候システム及び大気質に対して他の多くの影響を及ぼす (FAQ 6.2)。例えば、ブラックカーボンが雪に沈着するとその表面が暗くなり、結果としてより多くの太陽エネルギーを吸収し、融解及び昇温の増加をもたらす。エアロゾルは雲の特性も変化させ、気候に対する間接的な降温効果をもたらす、局所的な降雨の変化を引き起こす (FAQ 7.2)。気候モデルによると、SLCFs は地域的な降水だけでなく、大気循環を局所規模、そして半球規模 (例えばモンスーン) でさえ変化させている。例えば、最近の観測によると、特に南アジア及び東アジアにおいて、地域的な気象はエアロゾル濃度の変化の強い地域的なコントラストの影響を受けている。

気候変動を抑制する政策及びいわゆる残余カーボンバジェットの議論は主に二酸化炭素に着目しているが (FAQ 5.4)、SLCFs も気温変化に大きな影響を及ぼしうる。したがって、SLCFs がどのように作用するかを理解し、それらの影響を定量化することは重要である。メタンなどの一部の SLCFs の排出削減は、昇温効果と大気質への悪影響を同時に低減しうるだけでなく、持続可能な開発目標の達成にも役立つため、SLCFs の排出削減はしばしば好ましい「ウィン-ウィン」の政策の選択肢とみなされる。

### FAQ 6.1: 短寿命気候強制因子とは何か、また気候にどのように影響を及ぼすか？

短寿命気候強制因子は大気中にあまり長く留まらない。そのため、それらの排出の増減は急速に気候システムに影響を及ぼす。



**FAQ 6.1 図1 | 主な短寿命気候強制因子、それらの排出源、それらが大気中に存在する期間、及び1750年から2019年間の世界平均気温の変化へのそれらの相対的な寄与（地球の大きさで表す）。**

定義により、この寄与は寿命、昇温/降温の能力（放射効率）、及び大気中の各化合物の排出量によって決まる。青色は降温を示し、橙色は昇温を示す。1750年から2019年の間、エアロゾルによる降温の寄与（青色の菱形と地球）は、二酸化炭素による昇温の寄与の約半分であったことに留意すること。

## FAQ 6.2 | 気候変動の抑制と大気質の改善との間の関連性はどのようなものか？

気候変動と大気質は密接に関連している。長寿命温室効果ガスを発生させる人間活動の多くは大気汚染物質も排出し、このような大気汚染物質の多くは気候に影響を及ぼす「短寿命気候強制因子」でもある。したがって、大気質の改善のための選択肢の多くは、気候変動の抑制にも役立つかもしれず、逆もまた然りである。ただし、大気質の改善のための選択肢の一部は更なる気候温暖化を引き起こし、気候変動に対処する行動の一部は大気質を悪化させうる。

気候変動と大気汚染はどちらも、既に人類に影響を及ぼしている重大な環境問題である。世界保健機関は 2016 年に、世界で毎年 420 万人の死亡原因が環境（屋外）の大気汚染であるとした。一方で、気候変動は水資源、食料生産、人間の健康、極端現象、沿岸侵食、森林火災、及び他多くの現象に影響を及ぼす。

エネルギー生産、農業、運輸、工業プロセス、廃棄物管理、及び住宅の冷暖房を含む人間活動のほとんどは、大気組成を変化させる気体状及び粒子状汚染物質の排出を生じさせ、大気質の低下及び気候変動をもたらす。このような大気汚染物質は短寿命気候強制因子でもある。すなわち、気候に影響を及ぼすが、二酸化炭素のような長寿命温室効果ガスよりも短い期間（数日から数十年間）にわたって大気中に留まる物質である（FAQ 6.1）。これは大気汚染と気候変動の課題が密接に関連していることを意味するが、大気汚染物質と温室効果ガスは科学と政策の両方の領域でしばしば独立に定義、調査、及び規制される。

多くの排出源は二酸化炭素と大気汚染物質を同時に排出する。化石燃料を使用する車両を運転する、あるいは暖炉で火を燃やすとき、排出されるのは二酸化炭素が大気汚染物質の一方だけではなく、常に両方である。したがって、排出物を二つの明確に異なるグループに分けることはできない。その結果、気候変動への対処を目的とする政策は、大気質に対する便益又は副作用を伴うかもしれず、逆もまた然りである。

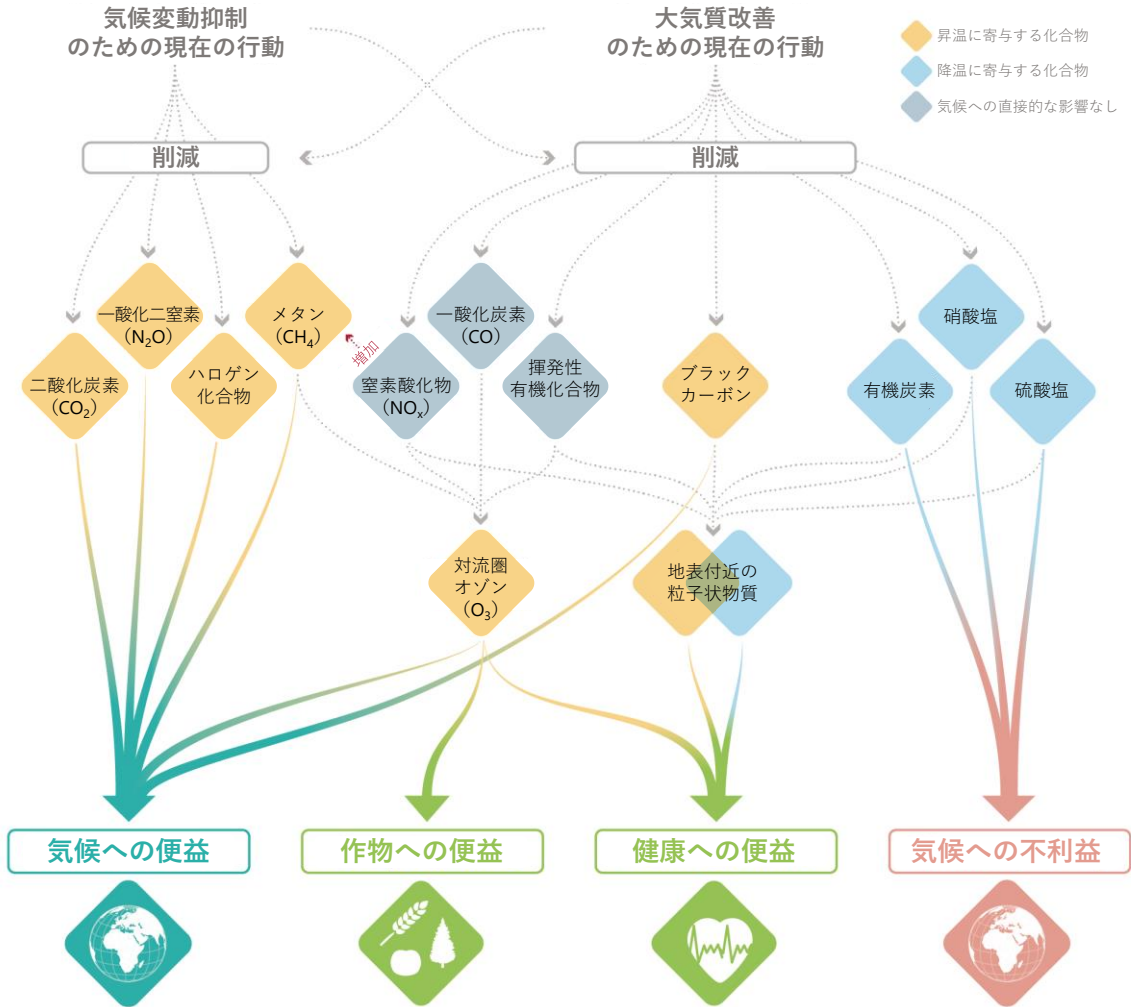
例えば、同時に大気質を改善して気候変動を抑制する短期の「ウィン-ウィン」の政策は、エネルギー効率対策の実施、固形廃棄物管理及び石油及びガス産業からのメタンの捕捉と回収、ゼロ排出車両、暖房用及び調理用の効率的で環境に優しいストーブ、ディーゼル車用の煤（粒子状物質）の濾過、より環境に優しい煉瓦窯の技術、農業廃棄物の燃焼を減少する慣行、及び照明用の灯油の燃焼の根絶を含む。

ただし、「ウィン-ルーズ」の行動もある。例えば、木材の燃焼はカーボンニュートラルと定義されるが、これは樹木からの木材を燃焼させたときに放出されるのと同量の二酸化炭素をその木材の寿命を通して蓄積するためである。しかし、木材の燃焼は、気候、人間の健康及び生態系に局所的又は地域的に影響を及ぼす一酸化炭素、窒素酸化物、揮発性有機化合物及び粒子状物質などの大気汚染物質の相当量の排出をもたらさう（FAQ 6.2 図 1）。あるいは、発電所や産業プラント、もしくは海上輸送から発生した硫酸塩エアロゾルの量を減らすと、大気質は向上するが、硫酸塩エアロゾルは入射する太陽光を遮断することにより大気の冷却に寄与するため、気候に対しては温暖化の影響をもたらす。

大気質と気候変動は表裏一体であるため、両方の課題に同時に対処することは、二つの課題の一方は軽減されるが他方を悪化させる政策を回避しつつ、大きな相乗効果と経済的便益をもたらさうだろう。

### FAQ 6.2: 気候変動の抑制と大気質の改善?

気候変動と大気質は非常に密接に関連しているため、一方が他方に影響を及ぼしうる。



FAQ 6.2 図1 | 気候変動の抑制を目的とした行動と大気質の改善を目的とした行動との間の関連性。

温室効果ガス (GHGs) 及びエアロゾル (橙色及び青色) は気候に直接影響を及ぼしうる。大気汚染物質 (下) は、人間の健康、生態系、及び気候に影響を及ぼしうる。これらの化合物は全て共通の排出源を持ち、時として大気中で相互作用するため、それらを別々に考慮することはできない (点線の灰色の矢印)。

**FAQ 7.1 | 地球のエネルギー収支とは何か、またそれにより気候変動について何がわかるか？**

地球のエネルギー収支は気候システム内のエネルギーの流れを表す。少なくとも1970年以降、エネルギーの流れに持続的な不均衡が生じており、気候システムによる余剰なエネルギーの吸収をもたらしている。このようなエネルギーの流れ、及びその変化において人間活動が果たしている役割を測定及び理解することによって、気候変動の要因をより良く理解し、将来の気候変動をより正確に予測できる。

地球は太陽光の形で毎日膨大な量のエネルギーを受け取っている。太陽光の約3分の1は、雲、エアロゾルと呼ばれる微粒子、及び雪氷などの明るい地表によって反射されて宇宙に戻される。残りは海洋、陸域、氷、及び大気によって吸収される。その後、地球はエネルギーを熱放射の形で宇宙に放出する。世界が温暖化も寒冷化もしなければ、これらのエネルギーの流れは均衡するだろう。人間活動はこれらのエネルギーの流れに不均衡を引き起こしている。

大気の上端でのエネルギーの流れに関する様々な人間及び自然の要因の影響は、放射強制力として評価されており、正の放射強制力が昇温効果を、負の放射強制力が降温効果を持つ。このような強制力にตอบสนองして、地球システムは外向きの熱放射の量の変化を通して均衡を回復するために、温暖化又は寒冷化する（地球が温暖なほど、放出される放射量が多い）。そして地球の気温の変化は気候システムの更なる変化をもたらす、当初の効果を増幅又は抑制する（気候フィードバックとして知られる）。例えば、北極域の海氷は地球が温暖化するにつれて融解することで、反射される太陽光の量を減少させ、もともとの温暖化を増大させる（増幅フィードバック）。このような気候フィードバックのうち最も不確かなものは雲である。なぜなら、熱放射の放出と太陽光の反射の両方に影響を及ぼす雲が複雑な形で温暖化にตอบสนองするためである。ただし、現在では雲の変化が総じて気候温暖化を増幅することについての確信度が高まっている（FAQ 7.2）。

人間活動は主に二つの形でこれらのエネルギーの流れに不均衡をもたらしている。第一に、温室効果ガス濃度の増加により、放出された熱放射のより多くが宇宙に放出されずに大気によって吸収されている。第二に、汚染物質の増加により、大気中の硫酸塩などのエアロゾルの量が増加している（FAQ 6.1）。これにより、エアロゾル自体によって、そして雲の反射率を増加させる雲粒の形成の増加を通して、入射する太陽光がより多く反射されている（FAQ 7.2）。

総じて、1970年代以降の地球のエネルギーの流れの不均衡は、地表1㎡あたり0.5W強である。これは小さく思われるが、不均衡が持続しているため、また地表が大きいため、1971年から2018年で比べると、人間社会によって消費された一次エネルギーの総量の約25倍になる。IPCC第5次評価報告書と比べて、衛星データ、海水温の直接測定、及び他の様々な地球システムの観測を含む複数系統の証拠によって、これらのエネルギーの流れをより良く定量化及び追跡できるようになっている（FAQ 1.1）。また、エアロゾル、雲、及び放射の間の複雑な相互作用を含む、この不均衡に寄与するプロセスの理解が向上している。

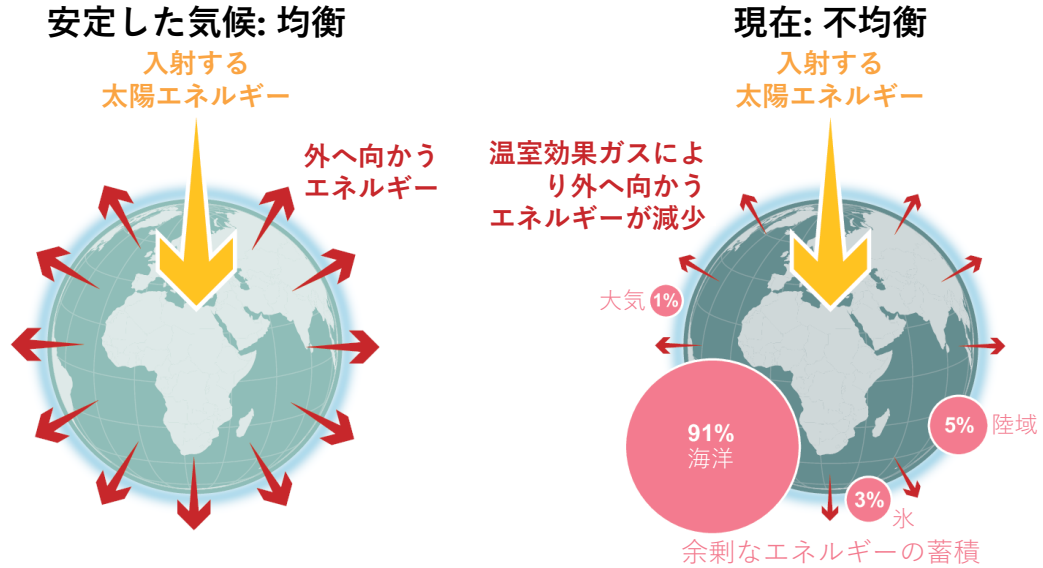
研究によると、1970年代以降の余剰なエネルギーは主に海洋の温暖化（91%）に、続いて陸域の温暖化（5%）と氷床及び氷河の融解（3%）に費やされている。大気は1970年以降に大幅に温暖化したが、大気は薄いガスで構成されるため、余剰なエネルギーの1%しか吸収していない（FAQ 7.1 図1）。海洋は特に上部2km以内で余剰なエネルギーの大部分を吸収しているため、たとえ大気中の温室効果ガス濃度が減少したとしても、深海は数百年から数千年にわたって温暖化と膨張を継続し、長期的な海面水位上昇をもたらすと予期される（FAQ 5.3）。これは氷床及び氷河の融解から予期される海面水位上昇に加えて生じる。

地球のエネルギー収支を理解することは、将来の気候予測の不確実性を狭めるのにも役立つ。地球のエネルギー収支に関する知識について気候モデルを試験することで、今世紀以降に予期されるかもしれない地表気温の変化をより高い確信度で予測しうる。



## FAQ 7.1: 地球のエネルギー収支と気候変動

少なくとも1970年以降、エネルギーの流れに持続的な不均衡が生じており、気候システムの様々な要素による余剰なエネルギーの吸収をもたらしている。



FAQ 7.1 図1 | 地球のエネルギー収支は気候システムに関連するエネルギーの流入及び流出を比較する。

少なくとも1970年代以降、流入するエネルギーよりも流出するエネルギーが少なくなり、余剰なエネルギーは海洋、陸域、氷、及び大気によって吸収されている。このうち海洋が91%を吸収している。

## FAQ 7.2 | 温暖化する気候における雲の役割は何か？

気候科学における最大の課題の一つは、温暖化する世界において雲がどのように変化するか、またその変化が温室効果ガス濃度の増加及び他の人間活動に起因する温暖化を増幅するのか、あるいは部分的に相殺するのかを予測することである。科学者は過去10年間で大幅な進展をもたらしており、雲の変化が将来の昇温を相殺するのではなく増幅するという確信を深めている。

雲は地表の約3分の2を覆っている。雲は小さな液滴及び/又は氷晶から成り、それらは水蒸気がエアロゾルと呼ばれる微粒子（塩、砂塵、又は煙など）の周囲に凝縮あるいは凝華するときに形成される。雲は大気の上端での地球のエネルギー収支において決定的な役割を果たし、したがって地表気温に影響を及ぼす（FAQ 7.1）。雲と気候との間の相互作用は複雑かつ多様である。低層雲は入射する太陽エネルギーを反射して宇宙に戻す傾向があり、このエネルギーが地球に到達して昇温させることを防ぐことで降温効果をもたらす。一方で、高層雲は地球を離れるエネルギーの一部を閉じ込める（すなわち、吸収し、その後より低い温度で放出する）傾向があり、昇温効果をもたらす。平均して、雲は地球の外へ向かうエネルギーを閉じ込める量よりも多くの入射エネルギーを反射し、現在の気候に対して全体として正味の降温効果をもたらす。工業化以前の時代以降の人間活動は、このような雲による気候への影響を二つの異なる形で変化させている。すなわち、大気中のエアロゾル粒子の量を変化させることによって、そして主に温室効果ガスの排出の増加の結果として地表を昇温させることによってである。

大気中のエアロゾル濃度は、工業化以前の時代以降著しく増加しており、このことは雲に対して二つの重要な効果をもたらしている。第一に、雲粒がより多く、より小さくなったため、雲はより多くの入射エネルギーを反射するようになった。第二に、より小さな液滴は降雨形成を遅らせるため、雲が長続きするようになったかもしれないが、この効果は依然として不確かである。したがって、人間活動によって排出されたエアロゾルは降温効果をもたらす、前世紀中の温室効果ガスの増加に起因する温暖化のかなりの部分を打ち消している（FAQ 3.1）。それにもかかわらず、大気汚染対策が世界的に進展し、大気中に排出されるエアロゾルの量が減少するにつれて、この降温効果は将来弱まると予期される。

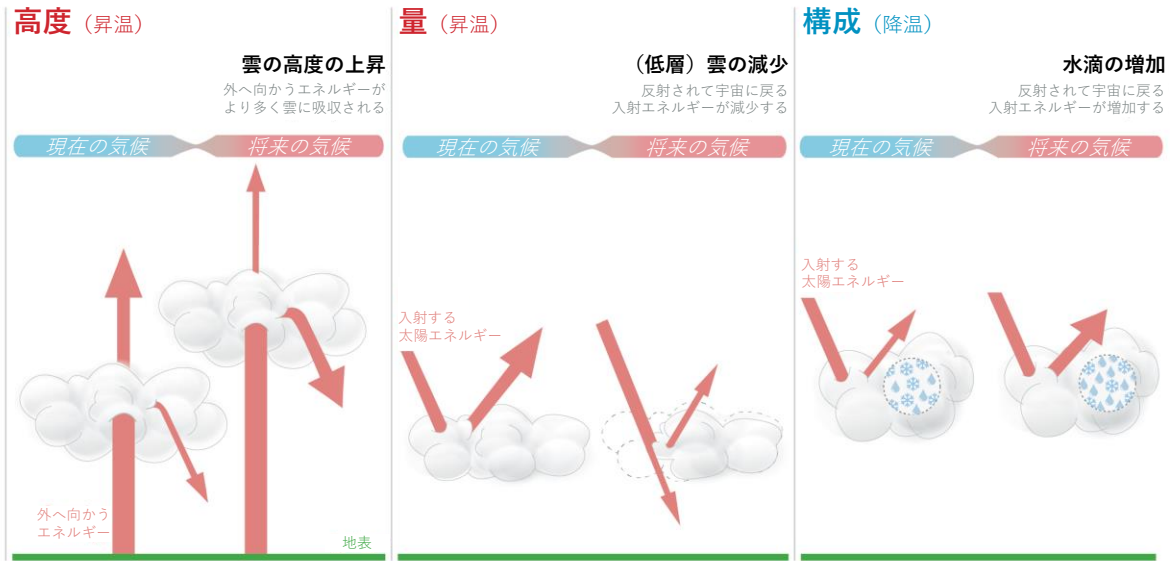
工業化以前の時代以降、地表と大気が温暖化することで、高度、量、及び構成（水又は氷）などの雲の特性を変化させ、それにより地球のエネルギー収支に影響を及ぼし、ひいては気温を変化させている。雲フィードバックとして知られる、このような雲のカスケード効果は、将来の温暖化の一部を増幅又は相殺しうるだろうから、長く気候予測における不確実性の最大の要因である。この問題は、雲が様々な形で変化しうること、そしてそのプロセスが全球気候モデルで明示的に表現しうるよりもはるかに小さな規模で生じることによって起因する。その結果、特に亜熱帯海洋上において雲が将来どのように変化するか、またその変化が地球温暖化を増幅するか抑制するかについて、全球気候モデルの間で見解が一致していない。

2013年の前回のIPCC報告書（第5次評価報告書、AR5）以降、雲のプロセスの理解は、より良い観測、新たな分析手法、及び雲を明示的に扱う高解像度数値シミュレーションによって進展している。また、計算能力とプロセスの理解の両方の進展により、現在の全球気候モデルはこれまでのモデルよりも良く雲の振る舞いをシミュレーションする。総じて、これは気候が温暖化するにつれて雲がどのように変化するかについてより完全な描像を示すのに役立っている（FAQ 7.2 図1）。例えば、亜熱帯海洋上において下層雲の量が減少することで、入射する太陽エネルギーの反射が減少する。また、上層雲の高度が上昇することで、地球の外へ向かうエネルギーをより閉じ込めやすくなる。どちらのプロセスも昇温効果をもたらす。対照的に、高緯度帯の雲はますます氷晶ではなく水滴で構成されるようになる。より少なくより大きな氷晶から、より小さいがより多い水滴への変化は、より多くの入射する太陽エネルギーを反射して宇宙に戻すことで降温効果をもたらす。温暖化に雲がどのように応答するかについての理解が向上したことで、雲の将来変化が全体として更なる温暖化を引き起こす（すなわち、現在の雲の降温効果を弱める）ことについての確信度が以前よりも高まっている。これは正味の雲フィードバックと呼ばれる。

要約すると、人間活動によって大気中に排出される温室効果ガスが増加し、エアロゾルが減少するにつれて、雲は将来の気候システムの温暖化を抑制するのではなく増幅する。

### FAQ 7.2: 温暖化する気候における雲の役割は何か？

雲は気候変動に影響を及ぼし、気候変動の影響を受ける。全体として、雲は**将来の温暖化を増幅する**と科学者は予期している。



FAQ 7.2 図1 | 現在及びより温暖な将来における雲と気候との間の相互作用。

地球温暖化は雲の高度 (左) と量 (中央) を変化させ、昇温を増幅すると予期される。一方で、雲の構成は変化し (右)、昇温の一部が相殺される。全体として、雲は将来の温暖化を増幅する予期される。

## FAQ 7.3 | 平衡気候感度とは何か、また将来の温暖化とどのように関係しているか？

所与の将来シナリオにおいて、複数の気候モデルにより世界平均気温の変化の範囲が予測される。この範囲は、気候モデルが大気中の二酸化炭素の倍増にどのように応答するかを評価する平衡気候感度（ECS）と密接に関連している。気候感度の高いモデルは、より強い将来の温暖化を予測する。新世代の一部の気候モデルは、IPCC 第6次評価報告書で評価された範囲よりも感度が高い。これにより、いくつかのシミュレーションにおける今世紀末の世界全体の昇温量は、現在のIPCCの最良推定値よりも最大で2~3°C高い。このようなより高い水準の温暖化が生じるとは予期されないが、高いECSのモデルは可能性が低くとも影響の大きい将来を調査するのに有用である。

平衡気候感度（ECS）は、二酸化炭素が工業化以前の濃度から倍増することで引き起こされる長期的な世界全体の昇温量と定義される。所与の排出シナリオに対して、将来の温暖化の予測における不確実性の多くはECSの不確実性によって説明される（FAQ 7.3 図1）。平衡気候感度の重要性は長く認識されており、最初の推定値は1896年にスウェーデンの科学者 Svante Arrhenius によって提示された。

この第6次評価報告書は、ECSが2°Cから5°Cの間である可能性が90%以上である（可能性が非常に高い）と結論している。これはECSが1.5°Cから4.5°Cの間である可能性が66%である（可能性が高い）とした第5次評価報告書と比べて、不確実性が大幅に減少したことを表す。この不確実性の低減は単一の飛躍的進歩や発見を通してではなく、多くの異なる情報源からの証拠を組み合わせ、それらの長所と短所をより良く理解することで可能になった。

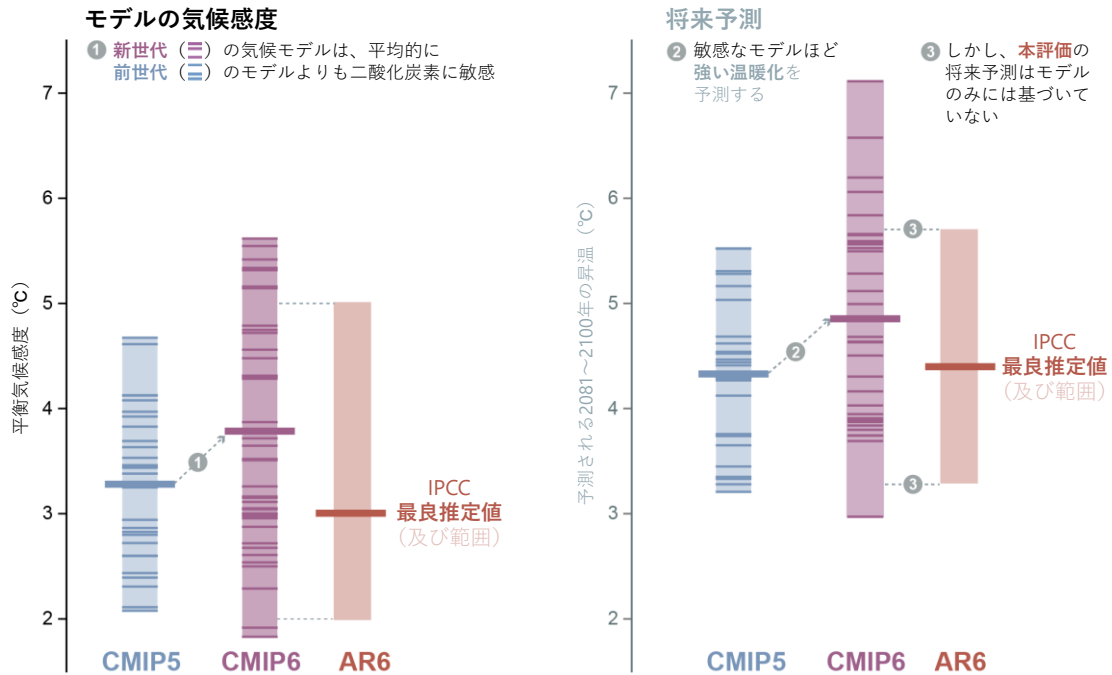
ECSには主に四つの系統の証拠がある。

- 二酸化炭素の増加に応答して温暖化を増幅又は抑制するフィードバックループと呼ばれる自己強化型のプロセスは、現在より良く理解されている。例えば、北極域の温暖化により海氷が融解し、海面が増加する。海面は海氷より暗く、したがってより多くの太陽光を吸収し、もともとの温暖化を更に強める。このようなフィードバックループに関与する全てのプロセス、特に雲に関連するものを現実的に表現することは依然として困難である（FAQ 7.2）。このように特定されたモデルの誤差が現在は考慮されており、また既知であるが概して弱く、通常はモデルに含まれない他のフィードバックループが現在はECSの評価に含まれる。
- 工業化初期以降の過去の温暖化は、気候感度が小さくないという強力な証拠を提供する。1850年以降、二酸化炭素及び他の温室効果ガスの濃度が増加し、その結果地球は約1.1°C温暖化している。ただし、この工業化時代の温暖化に基づいてECSを推定することは困難である。なぜなら、一つには温室効果ガスによる昇温の一部がエアロゾル粒子による降温によって相殺されたため、また一つには二酸化炭素の過去の増加に海洋がいまだに応答しているためである。
- 約2万年前の最終氷期の最も寒冷な時期、又は更に過去に遡った温暖な時期など、温室効果ガス濃度との平衡に達していた太古の気候からの証拠は、気候システムのECSに関する有用なデータを提供する（FAQ 1.3）。
- 1970年代以降の地球温暖化などの観測された変化にモデルのECSの値を関連付ける統計的手法は、補足的な証拠を提供する。
- 四つの系統の証拠は全て、ある程度気候モデルに基づき、証拠の解釈はしばしばモデルの多様性及びモデル化された気候感度のばらつき之恩恵を受ける。さらに、感度の高いモデルは、発生する可能性は低いが大きな影響をもたらさう将来に関する重要な見識を提供しうる。しかし、これまでの評価とは異なり、IPCC 第6次評価報告書において気候モデルはそれ自体で一つの系統の証拠とみなされない。

最新の気候モデルのECSは平均して前世代のモデルのECSよりも高く、本報告書の最良推定値である3.0°Cよりも高い。さらに、一部の新しいモデルのECSの値には、2°Cから5°Cの可能性が非常に高い範囲を上回るものも下回るものもある。ECSのみに基づいてそのようなモデルを非現実的なものとして排除はできないが、一部のシミュレーションが示す気候変動は太古の気候によって検証された場合、観測された変化と整合しない。本報告書の評価は主に観測と気候システムの理解の向上に基づくため、モデルと本報告書の評価との間のわずかな不一致は自然なものである。

### FAQ 7.3: 平衡気候感度と将来の温暖化

平衡気候感度は気候モデルが大気中の二酸化炭素の倍増にどのように応答するかを評価する。



FAQ 7.3 図1 | 平衡気候感度と将来の温暖化。

(左) 現世代 (第6次気候モデル相互比較プロジェクト、CMIP6) の気候モデル及び前世代 (CMIP5) の平衡気候感度。本報告書 (AR6) において評価された範囲も示されている。(右) CMIP5、CMIP6 及び AR6 による排出量が非常に多いシナリオ (それぞれ RCP8.5、SSP5-8.5) についての気候予測。太い横線は複数のモデルの平均を表し、細い横線は個々のモデルの結果を表す。箱は CMIP5 及び CMIP6 のモデルの範囲、並びに AR6 において評価された範囲を表す。

**FAQ 8.1 | 土地利用変化は水循環をどのように変化させるか？**

例えば野原を都市域に転換し、あるいは森林を伐採して、人間が土地被覆を利用及び変更する方法は、水循環のあらゆる側面に影響を及ぼしうる。土地利用変化は降水パターン、またどのように水が地面に吸収され、河川へ流れ込み、あるいは地表を氾濫させるか、加えてどのように水分が蒸発して大気中に戻るかを变化させうる。相互に関連する水循環のこれらの側面のいずれの変化も、循環全体と淡水資源の利用可能性に影響を及ぼしうる。

土地利用とは、地球の大陸の表面の各領域を定義する活動と土地被覆の組み合わせをいう。土地利用を変更すると、大気、土壌、及び地下の間の水のやりとりが変化しうる（FAQ 8.1 図 1）。

例えば、土地被覆の変化は土壌が地表水を吸収する能力（浸透）に影響を及ぼしうる。土壌が水を吸収する能力を失うと、通常は浸透して地下水貯留に寄与するであろう降水が代わりに溢れ、地表水（流出）が増加して洪水の可能性が増大する。例えば、植生から都市に土地被覆が変化すると、水が地面に染み込まず、急速に建物及び道路を伝って排水管に流れ込みうる。広域にわたる森林減少は、局所的に土壌水分、蒸発、及び降雨を直接減少させうるが、降雨パターンに影響を及ぼす地域規模の気温変化も引き起こしうる。

農業、工業、及び飲料水のために地下水及び河川システムから水を採取すると、地下水が枯渇し、以前は地中にあった水が大気と直接接触して蒸発できるようになるため、地表付近の蒸発が増加しうる。

土地利用の変化は土壌の湿り具合も変化させ、地面が加熱及び冷却される迅速さと局所的な水循環に影響を及ぼしうる。土壌が乾燥すると大気中に蒸発する水が減少するが、日中の加熱が強まる。大気中に十分な水分がある場合、これはより暖かくより浮力のある大気のブルームをもたらす、雲の発達と降水を促進しうる。

土地利用の変化は大気中の微小なエアロゾル粒子の量も変化させうる。例えば、産業及び家庭活動はエアロゾル排出に寄与しうる。森林又は塩湖などの自然環境も同様である。エアロゾルは日光を遮断することで世均気温を低下させるが、雲の形成、したがって降水の発生にも影響を及ぼしうる（FAQ 7.2）。

植生は、植物が二酸化炭素を取り込むことを可能にする微細な穴（気孔）を通して、土壌水分の吸収及び大気中への水の蒸発（蒸散）において重要な役割を果たしている。植物によって保水機能に差があるため、植生の変化は、地面に浸透する、河川に流れ込む、又は蒸発する水の量に影響を及ぼしうる。

より世界的にみると、土地利用変化は現在、人間活動からの二酸化炭素排出量の約 15%を占めており、地球温暖化をもたらす、降水、蒸発、及び植物の蒸散に影響を及ぼす。加えて、人間活動による大気中の二酸化炭素濃度が増加すると、気孔をそれほど大きく開く必要がないため、植物の保水効率が高まりうる。土地及び水の管理の改善（例えば、再植林、持続可能な灌漑）も、気候変動を抑制し、その悪影響の一部に適応することに貢献しうる。

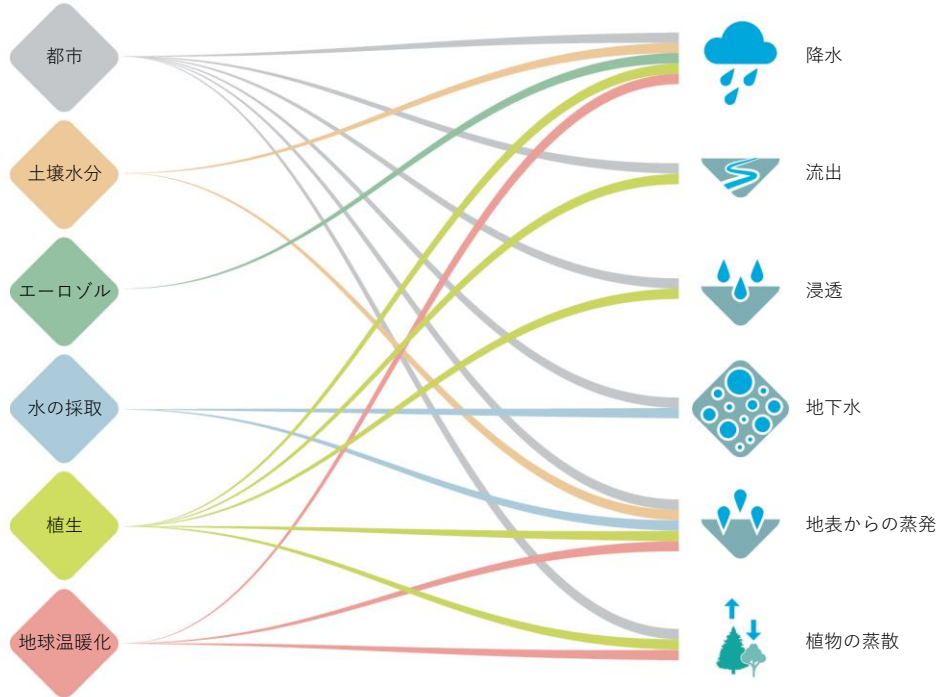
要約すると、土地利用及び土地被覆の変化が降水、蒸発、洪水、地下水、及び様々な利用のための淡水の利用可能性を変化させることで、世界的、地域的、及び局所的に水循環を変化させるという豊富な証拠がある。水循環の全ての要素が関連している（かつ炭素循環に関連している）ため、土地利用の変化は水循環及び気候システムの他の多くの要素に波及する。

### FAQ 8.1: 土地利用変化は水循環にどのように影響を及ぼすか？

土地利用変化は多くの形で水循環に影響を及ぼし、結果として循環全体に影響を及ぼす。

#### 土地利用変化と その結果生じるもの

#### 水循環への 影響



**FAQ 8.1 図1 | 土地利用変化と水循環に対する影響。**

水循環の全ての要素が密接に関連しているため、循環の一つの側面の変化は循環のほぼ全体に影響を及ぼす。

## FAQ 8.2 | 気候変動の結果として、洪水はより深刻又はより頻繁になるか？

より温暖な気候は、湿潤な現象中の降雨の量及び強度を増加させ、これは洪水の深刻さを増大させると予期される。ただし、降雨と洪水の関係は複雑であるため、最も深刻な洪水は悪化すると予期される一方で、一部の地域では洪水がより稀になりうるだろう。

洪水は水循環の自然かつ重要な一部であるが、生命と安全を脅かし、人間活動を混乱させ、インフラに損害を与えうる。ほとんどの内陸部の氾濫は、川が堤防を越えた場合（外水氾濫）又強い降雨によって水が局所的に溜まって溢れた場合（内水氾濫）に発生する。洪水は沿岸域の浸水、季節的な急速な融雪、及び植生や氷などの残骸の蓄積による排水の阻害によっても引き起こされる。

気候変動は洪水の場所、頻度、及び深刻を既に変化させている。沿岸付近では、海面水位上昇がより頻繁で深刻な沿岸浸水をますます引き起こす。このような洪水の深刻さは、大雨と相まって生じるときに悪化する。地表付近の大気は、1°C温暖化するごとに約7%多くの気相の水（水蒸気）を保有しうるため、気候が温暖化するにつれて、ほとんどの内陸部の氾濫の原因となる、持続的な大雨が多くの地域でより強くなっている。この余剰な水分は気象システムに取り込まれ、より著しい大雨をもたらす（FAQ 8.2 図1）。

温暖化する気候は風のパターン、暴風を伴う低気圧の発生と発達の仕事、及びその通常の移動経路にも影響を及ぼす。また、温暖化は凝結速度を上昇させ、余剰な熱が放出されることで、低気圧システムにエネルギーを供給して降雨を更に強めうる。一方で、このエネルギー放出は雲の発達に必要な上昇を抑制しうるが、粒子による汚染の増加は降雨を遅らせるものの嵐を活発にしうる。これらの変化は、気候が温暖化するにつれて、降水現象の特徴（頻度、継続時間、及び強度）が変化し続けることを意味する。

気候変動に加えて、最も著しい大雨と洪水が発生する場所、頻度、及び時期は風のパターンの自然変動に依存しており、一部の地域を数か月、数年、又は数十年までも異常に湿潤な状態又は乾燥した状態にする。このような自然変動は、地球温暖化の結果として大雨が局所的に変化しているかの判別を困難にする。ただし、自然の気象パターンがより温暖な気候で長期間の大雨をもたらす場合、大気中の水分が増加するためその強度は増加する。

良好な観測記録が存在する陸域の多くで記録的な降雨の強度及び頻度の増加が検出されており、これは大気中の温室効果ガス濃度の人為的な増加によってのみ説明されうる。また、大雨はほとんどの場所で将来更に強くなると予測される。そのため、異常に湿潤な気象又は季節が生じる場所では、降雨量が将来増加し、より深刻な洪水に寄与すると予期される。

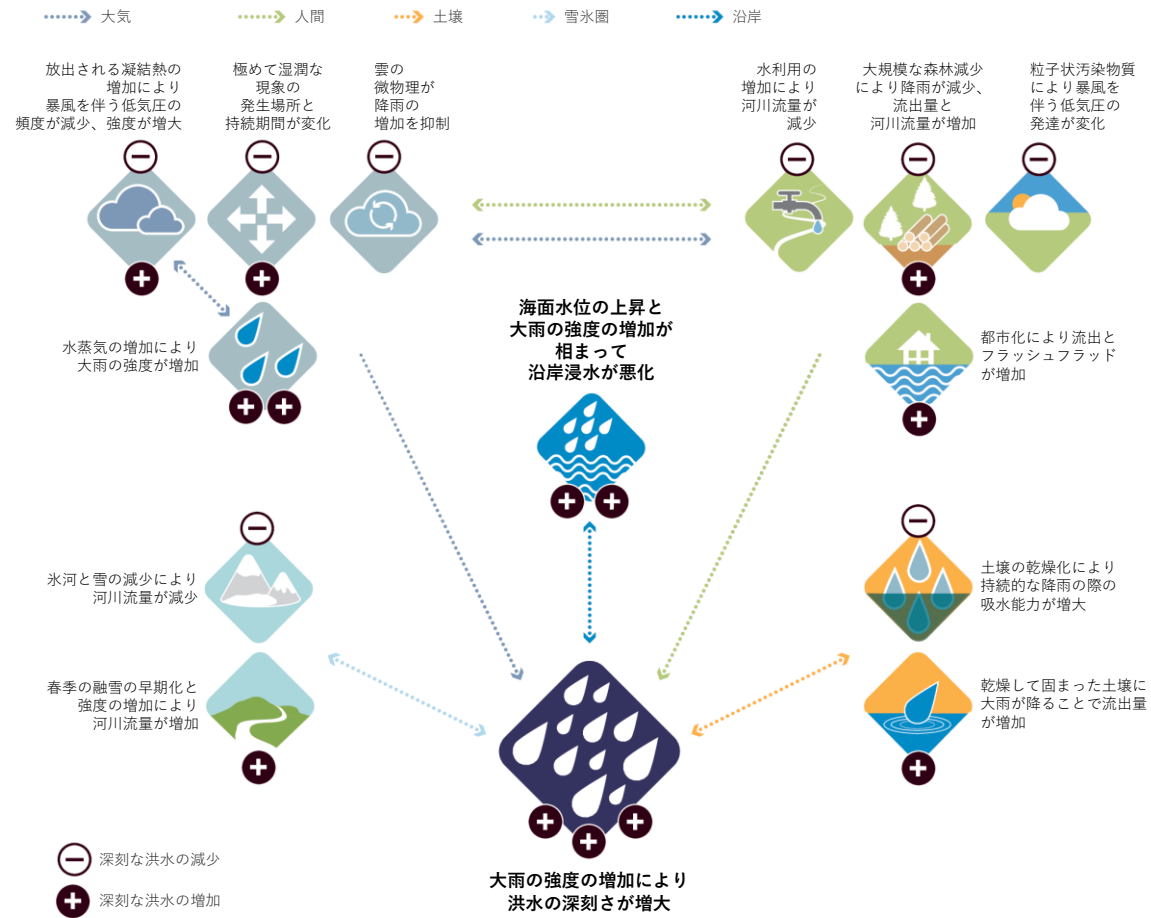
ただし、より著しい大雨が必ずしもより大規模な洪水をもたらすとは限らない。なぜなら、洪水は河川流域の種類、地表の地形、降雨の範囲と期間、及び降雨前の地面の湿り具合にも依存するためである（FAQ 8.2 図1）。一部の地域では気候が温暖化するにつれて土壌が乾燥し、特に亜熱帯気候では、地面がより多くの雨を吸収しうるため、降雨による洪水が起こりにくくなりうるだろう。一方で、頻度はより少ないがより著しい大雨は、大雨が発生した際の吸水能力に乏しい乾燥した硬い地面をもたらす、湖、河川、及び谷への流出が増加しうる。寒冷な地域では雪ではなく雨としての降水の増加と相まって、早春の融雪が洪水を引き起こしうる。対照的に、冬期の積雪が減少すると、降雨と急速な融雪の組み合わせから生じる洪水の可能性を減少させうる。温暖化する気候における氷河及び雪の急速な融解は、一部の地域で河川流量を既に増加させているが、氷の量が減少するにつれて、流量は将来ピークに達した後に減少する。洪水は土地及び河川システムの管理の変化の影響も受ける。例えば、農業のために森林を伐採し、あるいは都市を建設することで、雨水が河川や低平地により急速に流れ込むようになりうる。一方で、河川からの水の採取が増加すると、水位を低下させて洪水の可能性を低下させうる。

洪水の増加と減少の両方の混在が一部の地域で観測されており、このような変化は融雪、土壌水分、及び降雨の変化を含む複数の要因に帰せらせている。温暖化する気候が降雨を強めることが知られているが、地球温暖化は複数の、時には相反する影響をもたらすため、局所的及び地域的な変化傾向には方向と大きさの両方についてばらつきがあると予期される。ただし、たとえ洪水を発生させる多くの要因を考慮したとしても、より温暖化した将来に気象パターンが洪水を引き起こす場合、その洪水はより深刻になる。



### FAQ 8.2: 気候変動による洪水の深刻さの増大の要因

洪水はハザードをもたらすが、降雨と洪水との関係は単純でない。  
最大級の洪水は悪化すると予想される一方で、洪水の発生は一部の地域で減少するかもしれない。



FAQ 8.2 図1 | 大雨と洪水の変化の判別に重要な要素の模式図。

### FAQ 8.3 | 干ばつの原因は何か、また気候変動は干ばつを悪化させるか？

干ばつは通常降水の不足として始まるが、その後水循環の他の部分（土壌、河川、雪/氷、及び貯水池）に伝播する。それらはまた、気温、植生、及び人間による土地と水の管理などの要因の影響も受ける。より温暖な世界では蒸発が増加するため、湿潤な地域さえ干ばつの影響をより受けやすくなりうる。

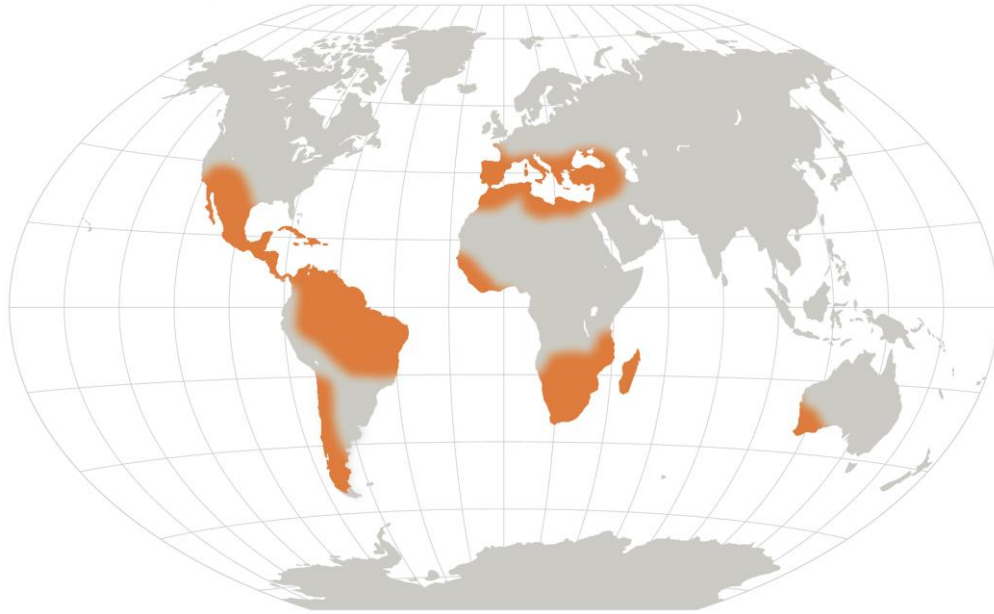
干ばつは大まかに、通常の状態よりも乾燥した状態と定義される。すなわち、所与の場所と季節における平均的な水の利用可能性に対する水分不足である。干ばつは局所的に定義されるため、湿潤な場所での干ばつは、乾燥した地域での干ばつと同量の水不足ではない。水循環のどこで水分不足が発生するかに基づいて、干ばつは様々なカテゴリーに分類される。すなわち、気象干ばつ（降水量）、水文干ばつ（流出量、河川流量、及び貯水池の水量）、そして農業及び生態学的干ばつ（蒸発と土壌水分不足の組み合わせによる植物へのストレス）である。特殊な干ばつのカテゴリーも存在する。例えば、冬季の積雪量が平均を下回ったときに雪の干ばつが発生し、その後の季節に異常に少ない河川流量を引き起こしうる。また、多くの干ばつは数か月又は数年間にわたって緩やかに進行する一方で、フラッシュ干ばつと呼ばれる現象は数日又は数週間うちに激化しうる。そのような現象の一つが2012年に北米の中西部地域で発生し、農業生産に300億米ドルを超える損失額を伴う深刻な影響を及ぼした。干ばつは通常、人々（地方自治体、産業、農業、又は航行のニーズに対して利用可能な水の減少）及び/又は生態系（自然の動植物に対する悪影響）に悪影響を及ぼすときのみ懸念事項になる。干ばつは非常に長い期間（20年以上）継続する場合、時としてメガドラウト（大規模干ばつ）と呼ばれる。

ほとんどの干ばつは、降水量が長期間にわたって通常を下回ったときに始まる（気象干ばつ）。これは通常、大気中の高気圧がある地域に停滞したときに発生し、その地域における雲の形成と降水量を減少させ、嵐の進行方向を変化させる。その後、降雨の不足は水循環全体に伝播し、土壌での農業干ばつ及び水路での水文干ばつをもたらす。他のプロセスの作用には干ばつを増幅するものも軽減するものもある。例えば、気温が異常に高い場合、蒸発が増加して土壌及び河川が干上がることで、降水の不足のみから生じるであろうものを上回るストレスが植物にかかる。植物にストレスがかかる。植生は多くの重要な水文学的プロセス（土壌水分、蒸発散、流出）を調節するため、決定的な役割を果たしうる。人間活動も干ばつの深刻さを決定しうる。例えば、農地の灌漑は干ばつの社会経済的影響を減少させうる一方で、帯水層の地下水の枯渇は干ばつを悪化させうる。

干ばつに対する気候変動の影響は地域によって異なる。地中海、アフリカ南部、豪州南西部、及び南米南西部のような亜熱帯地域、並びに中米熱帯域、アフリカ西部、及びアマゾン盆地では、世界が温暖化するにつれて降水が減少すると予期され、年間を通して干ばつが発生する可能性が上昇する（FAQ 8.3 図1）。温暖化は積雪を減少させ、雪解け水が重要な水資源である地域（南米南西部など）における干ばつを増幅する。気温が高くなると蒸発が増加するため、降水に大きな変化が予期されない地域（中欧及び北欧など）においてさえ、土壌の乾燥、植物のストレスの増大、農業への影響が生じる。温室効果ガスの排出量が削減されない場合、世界の陸域の約3分の1は2100年までに少なくとも中規模の干ばつに見舞われると予想される。一方で、一部の地域と季節（北米とアジアの高緯度地域、及び南アジアのモンスーン地域など）においては、気候変動の結果として降水が増加するかもしれない、それにより干ばつの可能性が低下する。FAQ 8.3 図1は、気候変動により干ばつの深刻さが増大すると予期される地域を強調している。

### FAQ 8.3: 気候変動と干ばつ

一部の地域において、将来の温暖化の下で干ばつが増加すると予期される。



**FAQ 8.3 図1 | 気候変動の結果として干ばつが悪化することが予期される地域を模式的に茶色で強調した地図。**  
このパターンは排出シナリオにかかわらず同様である。ただし、変化の大きさは高排出シナリオの下で増加する。

## FAQ 9.1 | グリーンランド及び南極域の氷床の継続的な融解は逆転しうるか？ 氷床が元に戻るのにどの程度の時間がかかるだろうか？

遠い過去からの証拠によると、地球システムの一部が気候の変化に完全に順応するのに数百年から数千年かかるかもしれない。これは、大気中の温室効果ガス濃度と世界平均気温がたとえ将来安定又は減少/低下したとしても、人為起源の気候変動の影響の一部は非常に長い期間にわたって継続することを意味する。このことは成長が後退よりもはるかに緩やかなグリーンランド及び南極域の氷床について特に当てはまる。これらの氷床の現在の融解は、十分長く継続した場合、人間の時間スケールでは事実上不可逆になる。融解によって引き起こされる海面水位上昇も同様である。

人間は気候を変化させており、極域（北極域及び南極域）の温暖化を増幅するメカニズムが存在する。北極域は既に他のどこよりも急速に温暖化している（FAQ 4.3）。このことが重要なのは、これらの寒冷な高緯度帯に二つの氷床、すなわち南極氷床及びグリーンランド氷床が残っているためである。氷床は凍った淡水の巨大な貯留先であり、数万年間の降雪によって形成されたものである。それらが完全に融解した場合、放出される水は世界平均海面水位を約 65m 上昇させるだろう。したがって、これらの氷床が付近の海洋及び大気の温暖化によってどのような影響を受けるかを理解することは決定的に重要である。グリーンランド氷床及び南極氷床は、最近の気候の変化に既に緩やかに応答しているが、これらの巨大な氷塊が世界平均気温の変化に順応するには長い時間がかかる。これは、温暖化する気候の完全な影響は、現れざるに数百年から数千年かかるかもしれないことを意味する。重要な疑問は、大気中の温室効果ガス濃度が人間及び自然のプロセスによって一旦安定又は減少した場合、これらの変化がやがて逆転しうるかである。過去からの記録はこの疑問に答えるのに役立つ。

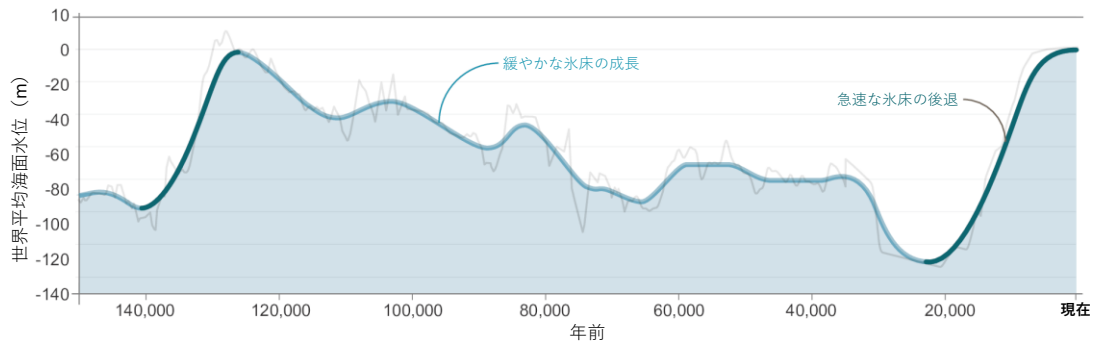
少なくとも過去 80 万年の間、地球は自然のプロセスに起因する緩やかな寒冷化の後に急速な温暖化が生じるサイクルをたどってきた。寒冷化の段階では、海水が降雪として徐々に堆積し、氷床の成長と海面水位の緩やかな下降をもたらす。温暖化の段階では、氷床がより迅速に融解し、海面水位のより急速な上昇が生じる（FAQ 9.1 図 1）。氷床の成長は降雪の着実な蓄積に依拠し、それがやがて圧縮されて氷になるため、氷床は非常に緩やかに蓄積される。気候が寒冷化するにつれて、雪が蓄積しうる面積が拡大し、反射されなければ地球をより温暖に保つたろう太陽光がより多く反射される。これは、氷期の気候は一旦始まると急速に進行することを意味する。ただし、気候が寒冷化するにつれて、大気が保持しうる水分の量は減少する傾向がある。その結果、氷期はかなり迅速に始まるにもかかわらず、より寒冷な気候とつり合うところまで氷床が成長するには数万年かかる。

氷床は成長するよりも迅速に後退する。これは、一旦誘発されると自己強化型の氷の減少を引き起こすプロセスのためである。グリーンランド氷床のように、ほとんどが海面よりも上の岩盤に載っている氷床の場合、それらに影響を及ぼす主な自己強化型ループは「高度-質量収支フィードバック」である（FAQ 9.1 図 1 右下）。この状況では、氷床が融解するにつれて氷床表面の高度が低下し、氷床がより暖かい大気にさらされる。下降した表面は更に融解し、氷床全体がやがてなくなるまで一層急速に下降する。南極氷床大部分を含む、氷床が海面よりも下にあり内陸側に深くなっている岩盤に載っている場所では、「海洋性氷床不安定」と呼ばれる重要なプロセスが急速な後退を引き起こすと考えられている（FAQ 9.1 図 1 左下）。これは氷床の海水に囲まれた部分が融解するときに発生する。これは更なる薄化をもたらす、それが今度はこのような領域に流れ込む氷河の動きを加速させる。氷床がより迅速に海洋に流れ込むにつれて、より多くの融解が起こり、更なる薄化、そしてこれまで以上に多くの氷河を海洋に運ぶ一層急速な流れをもたらす、最終的には氷床流域全体の急速な退氷を引き起こす。

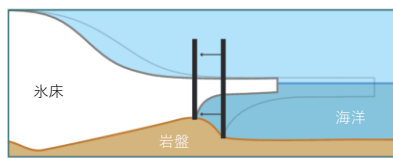
これらの（及び他の）自己強化型のプロセスは、最初に海面水位を低下させた氷床が成長するのに何万年もかかったのと比べて、過去の比較的小さな気温上昇が数百年から数千年にわたる非常に大きな海面水位上昇をもたらした理由を説明する。過去からのこれらの見識は、グリーンランド氷床及び南極氷床に対する人為起源の変化が今世紀の残りの期間も継続した場合、たとえ世界の気温が今世紀又は来世紀中に低下したとしても、その融解を逆転させるには数千年かかることを意味している。したがって、氷床の再成長には現代社会が計画できる数十年又は数百年よりもはるかに長い期間がかかるだろうから、これらの変化はその意味で不可逆である。

### FAQ 9.1: 氷床の融解は逆転しうるか？

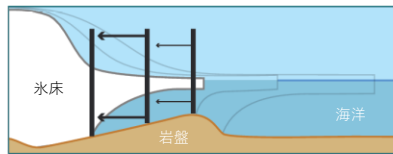
氷床は一旦**不安定**になると、再び成長するのに何万年もかかる。  
この変化は**海面水位**に強く影響を及ぼす。



海水温によって引き起こされる融解

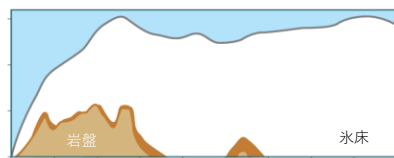


岩盤が海側に落ち込んでいるか平らな場合、昇温が止まると氷床の後退も止まる。氷床が後退するとより少ない氷が海洋に放出される

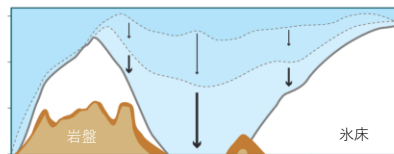


岩盤が陸側に落ち込んでいる場合、氷床の後退は急速かつ自律的に進行する。氷床が後退するとより多くの氷が海洋に放出され、氷床が更に後退する

気温によって引き起こされる融解



氷床が非常に厚いため表面が非常に高く、周囲の大気が非常に冷たい



氷床が融解するにつれて表面が下降し、ある閾値に達すると、周囲の大気がより暖かいため一層急速に氷が融解する

FAQ 9.1 図1 | 氷床の成長と崩壊。

(上) 氷床の体積変化は海面水位の変動を変調する。灰色の線はサンゴ礁などの様々な物理環境的な海面水位記録からのデータを描いたものであり、青色の線はそのデータを平滑化したものである。(左下) 南極での不安定化メカニズムの例。(右下) グリーンランドでの不安定化メカニズムの例。

## FAQ 9.2 | 海面水位は今後数十年間でどの程度上昇するか？

2018年時点で、世界平均海面水位は1900年よりも約15～25 cm高く、1971年よりも7～15 cm高かった。海面水位は2050年までに更に10～25 cm上昇し続ける。この継続的な海面水位上昇の主な理由は、海水温の上昇に伴う海水の熱膨張と氷河及び氷床の融解である。局所的な海面水位の変化は世界平均よりも大きくも小さくもなりうるが、かつて氷河に覆われていた地域では変化が最小、低平地の河川デルタ地域では変化が最大である。

海面水位は世界中で上昇しており、その上昇速度は加速している。海面水位は2006年から2018年にかけて1年あたり約4 mm上昇し、20世紀中の平均速度の2倍以上であった。1900年代初頭の上昇は、1800年代に北半球で発生した温暖化に氷河が追いつくなどの自然要因によるものであった。しかしながら、少なくとも1970年以降、人間活動が世界平均海面水位の上昇の支配的な要因であり、今後数世紀にわたってそうあり続ける。海面水位は、海水の昇温又は氷の融解と陸域の水塊からの水の追加のいずれかを通して上昇する。昇温による海水膨張は、1971年から2018年までに観測された上昇の約50%を引き起こした。氷河の融解は、同期間の上昇の約22%に寄与した。グリーンランド及び南極の二つの大きな氷床の融解は、1971年から2018年までの上昇にそれぞれ約13%及び7%寄与したが、最近数十年間で融解が加速しており、2016年以降はそれらの寄与が22%及び14%に増加している。もう一つの要因は陸域の貯水量の変化である。すなわち、陸域の貯水池と帯水層が減少し、海面水位上昇の約8%に寄与した。

温室効果ガスの排出量が削減されるか否かにかかわらず、海面水位は2050年までに更に10～25 cm上昇すると予期される（FAQ 9.2 図1）。2050年以降の海面水位の上昇量はより不確かである。今後数十年間の温室効果ガスの累積総排出量は2050年以降、特に海面水位上昇及び氷床の変化がやがて横ばいになるところが決定される際に大きな役割を果たす。

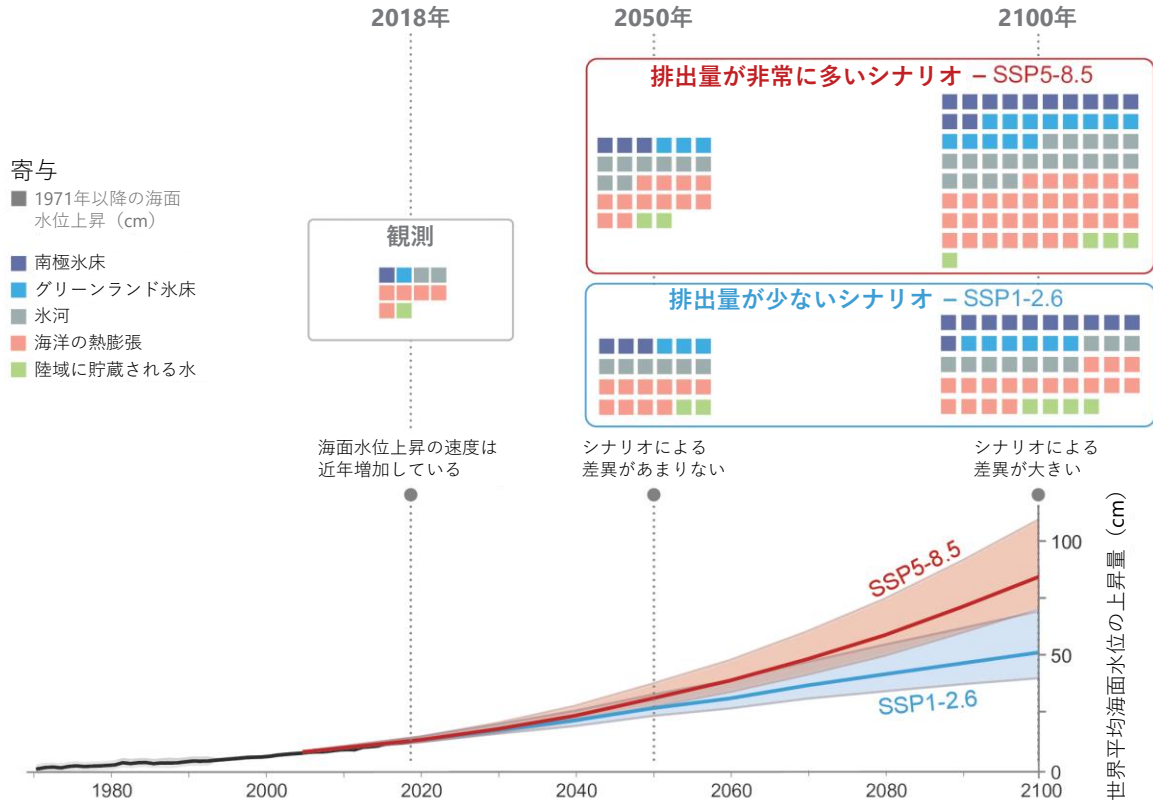
正味ゼロの排出が達成されたとしても、深海は温暖化し続け、氷床が過去及び現在の排出に起因する温暖化に追いつくのに時間がかかる。すなわち、海洋と氷床は環境変化への応答が遅いため、海面水位上昇は継続する（FAQ 5.3）。低排出の下で、正味ゼロの達成に近づくにつれて現在と同程度の速度で海面水位上昇が継続する（2015年の年間3～4 mmに対して2100年までは年間3～8 mm）ことを示す予測がある一方で、特に高排出が続き、南極氷床の後退を加速させるプロセスが広く発生した場合、2100年までに現在の速度の5倍を超える大幅な加速を示す予測もある（FAQ 9.1）。

海面水位上昇は、高潮、波浪による浸水及び潮汐による洪水など、沿岸における極端な海面水位の頻度と深刻さを増加/増大させる（FAQ 8.2）。すなわち、世界平均海面水位の小さな変化によってさえリスクは増加しうる。科学者の予測によると、一部の地域において最近まで100年に1回発生すると予期された極端な海面水位が、2050年までには排出量にかかわらず20～25%の場所で毎年発生するが、2100年までには排出量の選択が重要になり、低排出シナリオについては60%の場所で、高排出シナリオの下では80%の場所で毎年発生する。

多くの場所で、局所的な海面水位の変化は世界平均よりも大きくも小さくもなる。年ごと及び場所ごとに、海洋循環と風の変化は局所的な海面水位の変化をもたらしうる。ユーラシア大陸のフェノスカンジア氷床、北米大陸のローレンタイド氷床及びコルディレラン氷床などの大きな氷床が最終氷期に陸地を覆っていた地域では、氷床の余剰な重量がなくなったために陸地がいまだに緩やかに隆起している。この局所的な隆起はこれらの地域で世界平均海面水位の上昇を相殺しており、海面水位の局所的な低下さえもたらしうる。かつての氷床が到達して陸地が上向きに膨らんだところのすぐ外側の地域では、陸地が現在下降しており、結果として局所的な海面水位の上昇速度が世界平均よりも大きい。低平地のデルタ地域（ニューオーリンズやガンジス-ブラマプトラデルタなど）内の多くの地域では、ダムの建設、又は地下水及び化石燃料の採掘などの人間活動のため、陸地が急速に沈降している。さらに、氷床が融解すると、重力によって付近の海水を引く力が小さくなる。この重力の減少は（軽くなった）氷床の近くで海面水位の低下を引き起こす一方で、より遠くで海面水位の上昇を引き起こす。したがって、極域の氷床の融解は反対側の半球又は低緯度帯で最も海面を上昇させ、2100年までの上昇量に数十 cm の地域差をもたらす。

### FAQ 9.2: 海面水位は今後数十年間でどの程度上昇するか？

排出シナリオは今後数十年間の海面水位上昇にほとんど影響しないが、今世紀末には多大な影響を及ぼす。



FAQ 9.2 図1 | 観測及び予測された世界平均海面水位の上昇と主要要素からの寄与。

### FAQ 9.3 | メキシコ湾流は停止するか？

メキシコ湾流は北大西洋の二つの循環パターン、すなわち大西洋子午面循環（AMOC）と北大西洋亜熱帯循環の一部である。モデル及び理論に基づく科学研究によると、温暖化する気候においてAMOCは減速すると予測されるが、メキシコ湾流はあまり変化せず、たとえAMOCが停止したとしてもメキシコ湾流が停止することはないだろう。ほとんどの気候モデルは、ほとんどの排出シナリオの下で21世紀後半にAMOCが減速すると予測しており、一部のモデルはより早い時期に減速することを示している。メキシコ湾流は気象と海面水位に影響を及ぼすため、メキシコ湾流が減速した場合、北米では海面水位が上昇し、欧州の気象と相対的な温暖化の速度が影響を受ける。

メキシコ湾流は北大西洋で最大の海流である。北米東岸を通過して北向きに毎秒約300億kgの海水を運んでいる。水温が周囲の海水よりも5~15°C高い暖流であるため、南方の発生源から暖かい海水（熱エネルギー）を運び、大気と周囲の海水に熱を放出する。

メキシコ湾流は二つの主要な循環パターン、すなわち大西洋子午面循環（AMOC）及び北大西洋亜熱帯循環の一部である（FAQ 9.3 図1）。地球の自転によって両方の循環の大規模な海流が大洋の西側にとどまるが、これは北大西洋において二つの循環が結合してメキシコ湾流を形成することを意味する。北太平洋の黒潮や南太平洋の東オーストラリア海流など、亜熱帯循環に寄与する他の大規模な海流もあるが、メキシコ湾流はその二元的役割において特殊である。北太平洋にはAMOCに匹敵する深い子午面循環がないため、黒潮は亜熱帯循環の一部としての役割のみを果たしている。

亜熱帯循環は表層水を循環させ、主に循環を引き起こす風によって生じる。このような風はあまり変化しないと予測されるため、亜熱帯循環もあまり変化しない。これはメキシコ湾流のうち亜熱帯循環を構成する部分と黒潮が、現在と同様に赤道から極方向に熱エネルギーを輸送し続けることを意味する。メキシコ湾流に対する亜熱帯循環の寄与は、AMOCの寄与の2~10倍である。

AMOCにおけるメキシコ湾流の役割は、鉛直循環の起点となる表層水の供給である。この表層水は冷えて密度が高くなって沈み、赤道方向に戻る冷たい深層水となる。この深層水は海底の地形を越えて流れ、他の大西洋の深層水と混ざってメキシコ湾流の下方約1,500mの深さで南向きの海流を形成する。このような鉛直循環がAMOCであり、上層の1kmではメキシコ湾流が北向きに流れ、より冷たい深層水が南向きに流れている。

AMOCは今後数世紀にわたって減速すると予測される。AMOCの減速の理由の一つは海水の塩分の減少であり、それはグリーンランドからの融解水、北極域の海水の変化、及び北方の海域の温暖化に伴う降水量の増加によるものである。2004年以降、大西洋を横断するように配置された一連の係留ブイがAMOCを監視しており、監視機能が最近拡張されている。AMOCの監視期間は、変動から変化傾向を浮かび上げ、進行中かもしれない長期的な変化を検出するのに十分な長さではない（FAQ 1.2）。鉛直循環の減速を示しているかもしれない他の間接的な兆候もある。例えば、メキシコ湾流の表層水が沈み込む海域では温暖化が遅い。気候モデルによると、AMOCが弱まるにつれて、このような平均よりも温暖化の遅い「コールドスポット」が発生し、そしてこれが継続すると予測される。古気候の証拠によると、AMOCは過去、特に寒冷な気候から温暖な気候への移行中に大幅に変化した。過去8000年間は安定していた。

温暖化する世界でAMOCが減速すると何が起こるか？ 大気がより多くの熱を運ぶことによってある程度の調節が働き、AMOCによって運ばれていた熱の減少を部分的に相殺する。しかし、「コールドスポット」は欧州の一部の気温上昇をより緩やかにする。モデルによると、グリーンランド及び大西洋周辺の気象パターンが影響を受け、中緯度帯で降水量が減少し、熱帯及び欧州で強い降水のパターンが変化し、北大西洋のストームトラックでより強い嵐が発生する。この海流の減速は、地球の自転と組み合わせることにより、メキシコ湾流に対するAMOCの寄与が遅くなるにつれて、北米沿岸で海面水位が上昇することを意味する。

北大西洋は、影響を受けやすい子午面循環が存在する唯一の場所ではない。南極周辺では、海水形成によって高塩分の冷たい水が残されることで、世界で最も密度の高い海水が形成される。この海水は海底に沈み、北向きに広がる。最近の研究によると、南極氷床の融解と南大洋上の風の変化はこの南方の子午面循環に影響を及ぼし、地域的な気象に影響を及ぼしうる。



### FAQ 9.3: メキシコ湾流は停止するか？

暖流であるメキシコ湾流は、弱くはなるが停止はしないと予期される。この減速は地域的な気象及び海面水位に影響を及ぼす。

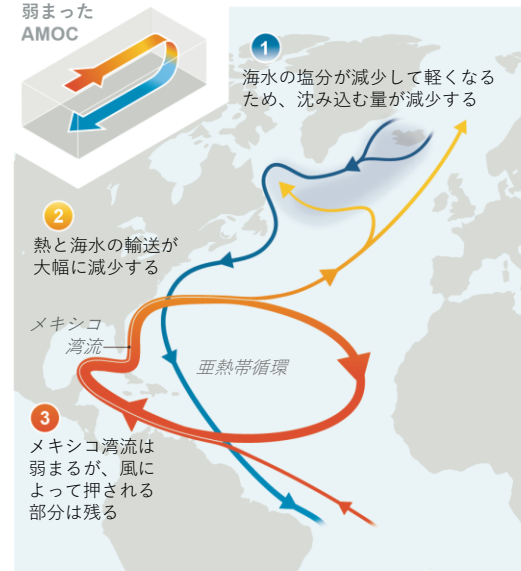
#### 現在

メキシコ湾流は、水平方向の亜熱帯循環と鉛直方向の大西洋子午面循環 (AMOC) から成る



#### より温暖な世界

気候変動によりAMOCが弱まり、メキシコ湾流が減速する



FAQ 9.3 図1 | 現在 (左) 及びより温暖な世界 (右) の大西洋における水平方向 (亜熱帯循環) 及び鉛直方向 (大西洋子午面循環、AMOC) の循環。

メキシコ湾流は両方の循環で構成される暖流である。

## FAQ 10.1 | 地域の利害関係者に有用な気候情報をどのように提供しうるか？

世界は物理的及び文化的に多様であり、気候変動がもたらす課題は地域や場所によって異なる。気候変動は人々の日々の仕事や生活の非常に多くの側面に影響を及ぼすため、気候変動情報は意思決定に役立ちうるが、それは情報が意思決定に関与する人々にとって適切である場合に限られる。気候情報の利用者は、人間の健康、農業、又は水管理などの分野の専門家から、変化する気候の影響を経験するより広いコミュニティまで、非常に多様であることがある。したがって、対応行動を支援する情報の提供には、関連する全ての利害関係者及び彼らの知識と経験の関与、適切な情報の策定、そしてその情報の有用性と限界に関する相互理解の進展が必要である。

気候変動情報の作成、配信、及び利用には全ての関係者の関与が必要である。すなわち、気候データ及び関連知識を生み出す人々、それを伝える人々、及びその情報を気候変動が影響を及ぼすかもしれないコミュニティ、地域、又は活動に関する知識と組み合わせる人々である。成功のためには、これらの関係者が協力して気候データを調査し、意思決定又は問題解決に必要な気候情報を共同作成し、気候の知識に関する様々な情報源からのアウトプットを蒸留して適切な気候情報にすることが必要である。効果的なパートナーシップとは、特に文化的に多様なコミュニティとその気象、気候、及び社会に関する先住民と地方固有の知識が関与する場合に、全ての関係者の多様性（価値観、信条、及び関心を含む）を認識してそれに対応するものである。このことは、地球規模の問題でありながら地域によって異なる課題をもたらす気候変動について特に当てはまる。このような多様性を認識することによって、気候情報は適切かつ信頼できるものとなり、特に人間社会のシステムや生態系に関するリスクの複雑さを伝え、レジリエンスの構築をもたらす。

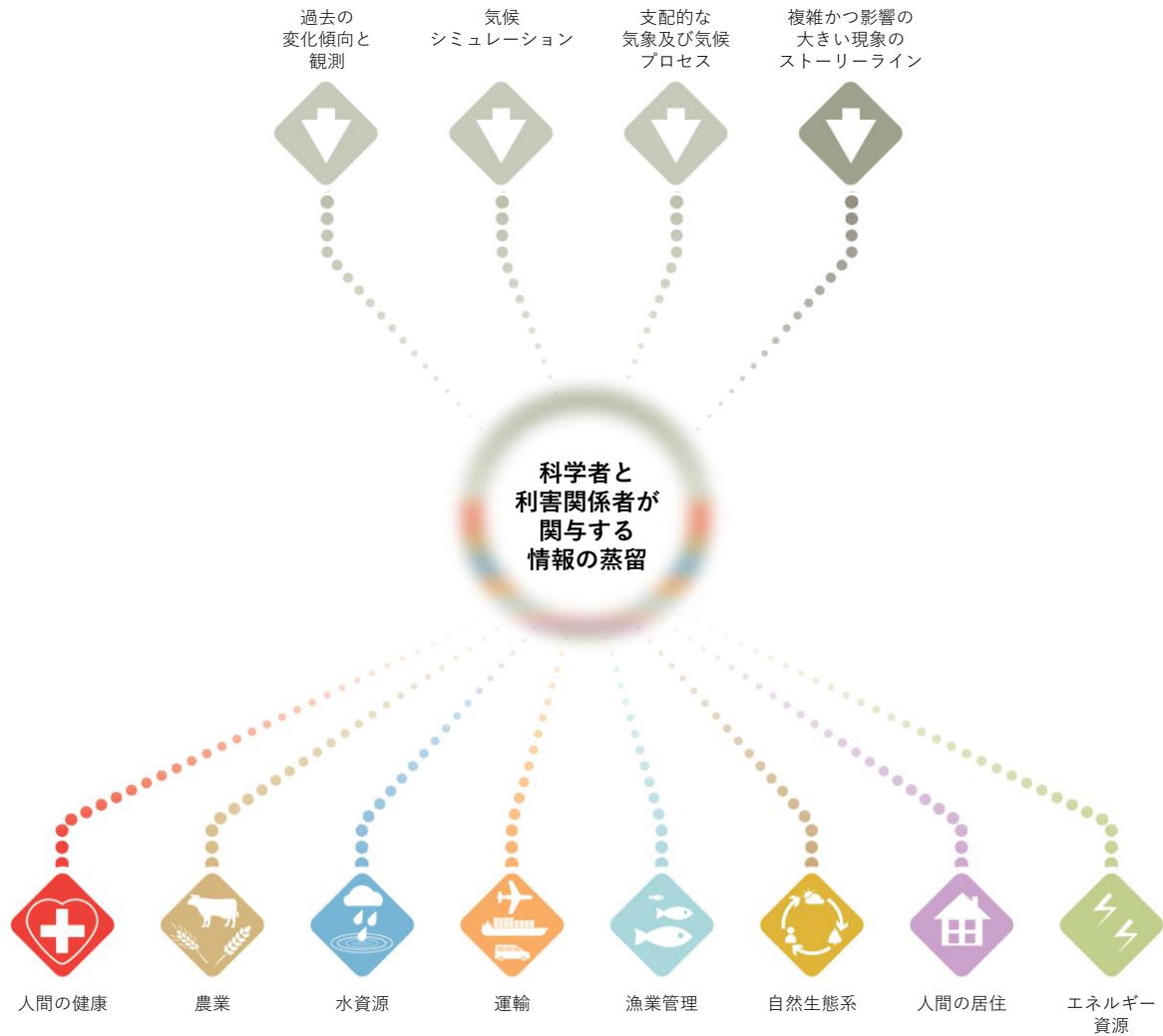
有用な気候情報の構築には、予測される変化のできる限り完全な表現を取り込むために利用可能な全ての情報源を考慮し、変化による影響を受ける利害関係者及びコミュニティのニーズを満たす形で情報を蒸留することが必要である。例えば、気候科学者は地球規模及び/又は地域規模の気候のシミュレーションを用いて、そして地域に影響を及ぼす気象の振る舞いの変化を推測することによって、将来変化に関する情報を提供しうる。効果的な蒸留プロセス（FAQ 10.1 図 1）には、想定される情報の受け手、特に人間の健康、農業、又は水資源などの非気候的要素に関する業種の利害関係者が関与する。蒸留において、全ての情報源（観測、シミュレーション、専門家の判断）の精度を評価し、矛盾する可能性のある情報の信頼性を比較し、利用者が持つべき確信度の推定を含む気候情報に到達する。気候データの作成者は、利害関係者が関心を持つ地理的領域及び期間（例えば農業地帯の生育時期）が利用可能な気候データの時間及び空間解像度と良く整合しないかもしれないことを一層認識すべきである。したがって、有用な気候情報の抽出には、更なるモデル開発又はデータ処理が必要であるかもしれない。

複雑な情報を利害関係者が利用するために蒸留する方法の一つは、利害関係者の経験に関連する気象及び気候現象のストーリーラインを通じた信憑性のある展開として、複雑な情報と利害関係者のこれまでの経験とを結び付けることである。利害関係者と気候科学者との間の対話により、起こりうる将来の振る舞いを評価するのに最も適切な経験を見出しうる。ストーリーラインの作成には、水資源管理者及び医療従事者など、適切な対応策の策定に努める利害関係者の経験と専門知識が用いられる。したがって、ストーリーラインは気候情報をより利用しやすくかつ物理的に理解しやすくしうる蒸留プロセスの道筋である。例えば、あるストーリーラインは、利用可能な水の枯渇及び作物の被害を伴う長期間の干ばつのような一般的な経験を取り上げ、干ばつが将来どのように変化し、降水が更に不足する又は長期化するかもしれないかを示すことがある。選択が適切であれば、ストーリーラインによって一般的な経験を踏まえた有意義な形で気候情報の微妙なニュアンスを伝えることができ、したがって、情報の有用性を高めることができる。

気候データの作成、調査、及び蒸留による気候情報の創出に関与する全ての関係者の間でパートナーシップを構築することは、利害関係者に関連する情報の作成の中心にある。このようなパートナーシップは、気候科学者と利害関係者との間の直接的な交流を通して、また気候サービス、国及び地域の気候フォーラム、並びに専門的な気候情報を提供するコンサルティング企業など、このプロセスを促進するために生まれた組織を通して実現しうる。これらのいわゆる「境界組織」は、気候情報を意思決定プロセスに組み込むであろう全ての関係者の様々なニーズに応えうる。このようなパートナーシップは全て、物理的及び文化的多様性に対応した気候情報を提供し、世界中の地域ごとに異なる気候変動がもたらす課題に対応するために不可欠である。

### FAQ 10.1: 科学者は地域の有用な気候情報をどのように提供しうるか？

意思決定において世界中の物理的及び文化的多様性が考慮されると、気候情報はより有用になる。



**FAQ 10.1 図1 | 世界中の物理的及び文化的多様性が考慮される場合、意思決定者向けの気候情報はより有用になる。**

この図は、関連性と信頼性のある情報を蒸留するために、利用者の多様性と混和されるべき幅広い知識を模式的に示している。この混和又は蒸留には、利害関係者と科学者の両方の価値観と知識が関与すべきである。下の行は利害関係者の関心の例を含むが、包括的ではない。蒸留の一環として、その成果はこれらの例によって部分的に扱われている国連の持続可能な開発目標（SDGs）を推進しうる。

## FAQ 10.2 | なぜ都市は地球温暖化のホットスポットなのか？

都市域では、特に夜間に周辺地域よりも気温が摂氏数度高くなりうる。この「ヒートアイランド」効果は、高層建築物の近接による風通しの悪化と熱の閉じ込め、人間活動から直接発生する熱、コンクリート及び他の都市建築材料の熱吸収特性、及び限られた量の植生を含む、いくつかの要因によって生じる。継続的な都市化と気候変動の下でますます深刻化する熱波は、この効果を将来更に増幅する。

現在、都市には世界の人口の55%が暮らしている。この数字は増加しており、都市は毎年6700万人の新たな居住者を迎えており、その90%が発展途上国で都市に移動している人々である。2030年までに、世界の人口の約60%が都市域に居住すると予期される。都市域は既に局所的なホットスポットであるため、都市とその居住者は極端な気象と気候、特に熱波に対して非常に脆弱である。都市は一般に周囲よりも暖かい（夜間で最大摂氏数度）。ヒートアイランドと呼ばれるこの昇温効果が発生するのは、都市が周辺の田園地域よりも多くの熱を受け取り保持するため、また都市では農村域に比べて自然の降温プロセスが弱まっているためである。

三つの主な要因が都市域の昇温の増幅に寄与している（FAQ 10.2 図1の橙色の棒）。最も大きな寄与をするのは都市形状であり、これは建築物の数、大きさ、及び近接性によって決まる。相互に近接する高層建築物は熱を吸収して蓄え、自然の風通しを悪化させる。家庭用及び産業用の冷暖房装置、エンジンの稼働、及び他の発生源から放出される熱のため、都市に非常に集中している人間活動も局所的に大気を直接暖める。最後に、コンクリート建築物、アスファルト道路、及び暗色の屋根を含む、都市を構成する材料の保温特性によっても都市の昇温が直接生じる。これらの材料は熱を吸収して保持し、それから夜間にその熱を再放出する性質に非常に長けている。

ヒートアイランド効果は、局所的な降温に大きく寄与しうる植生と水域が不足している都市では更に増幅される（FAQ 10.2 図1の緑色の棒）。このことは、十分な植生と水域が都市構造に含まれている場合、ヒートアイランド効果を相殺し、一部の近郊地域においてはヒートアイランド効果を打ち消しさえしうることを意味する。

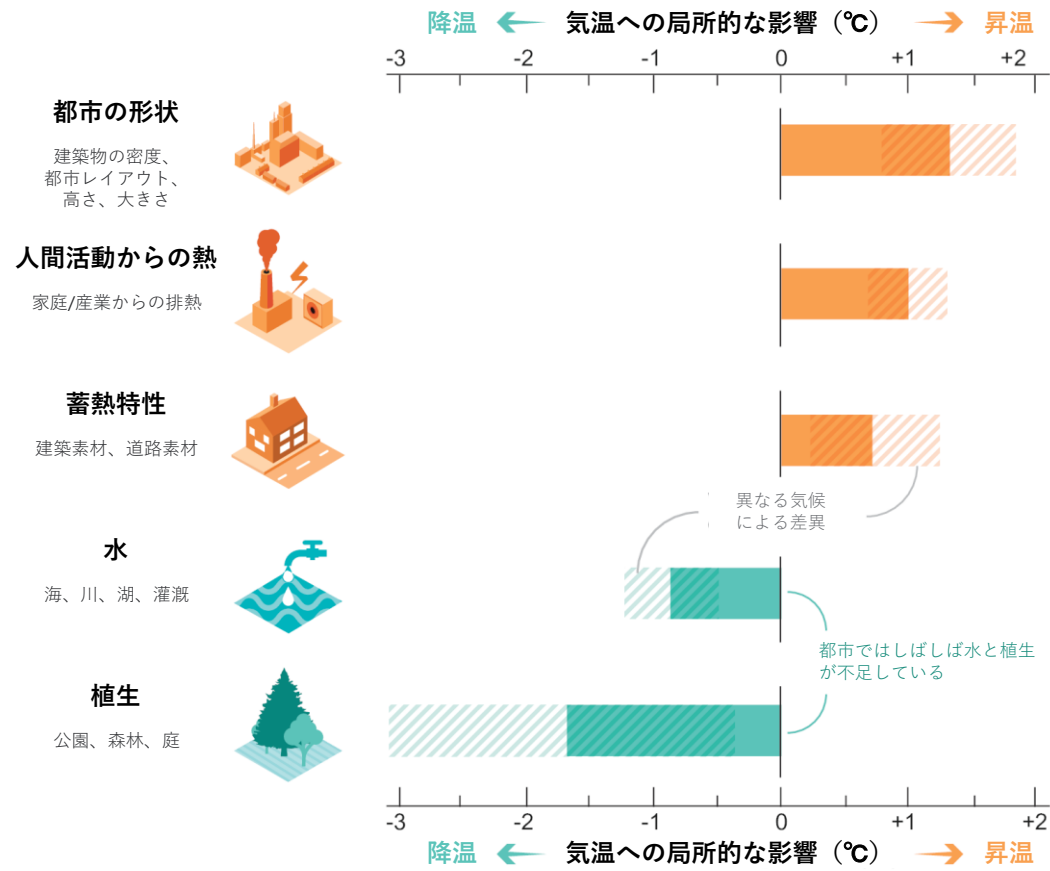
ヒートアイランド現象はよく知られており、理解されている。例えば、地球温暖化の変化傾向を計算する際、都市に設置された温度計からの気温測定値は、この効果を考慮して補正される。それにもかかわらず、ヒートアイランド効果の長期測定を含む観測は現在のところ非常に限定的であるため、ヒートアイランドが世界中で、また様々な種類の都市及び気候帯でどのように異なるか、あるいはこの効果が将来どのように変化するかについて完全には理解されていない。

その結果、気候変動がヒートアイランド効果にどのように影響を及ぼすかを評価することは困難であり、様々な研究で見解が一致していない。ただし、次の二点については非常に明確である。第一に、将来の都市化はヒートアイランドの地域を拡大し、それにより世界中の多くの場所で将来の昇温が増幅される。一部の場所では、ヒートアイランド効果による夜間の昇温は、人為起源の気候変動から予期される昇温と同程度にさえなりうるだろう。第二に、ヒートアイランド効果による追加的な昇温が気候変動の影響を悪化させるため、気候変動に起因するより強くより長くより頻繁な熱波は、都市とその居住者により強い影響を及ぼす。

要約すると、都市の構造、材料、及び活動が熱を閉じ込めて放出し、自然の降温プロセスを低減するため、都市は現在局所的なホットスポットである。気候変動が将来ヒートアイランド自体の規模に及ぼす影響は平均して限定的であるが、進行中の都市化に加えて、より頻繁でより長くより高温の熱波により、都市は地球温暖化の影響をより強く受けるようになる。

## FAQ 10.2: なぜ都市は地球温暖化のホットスポットなのか？

熱を閉じ込めて放出する要因と、水域及び植生などの自然の降温の影響の不足のため、都市の気温は通常周辺地域よりも高い。



FAQ 10.2 図1 | 都市域の近郊を昇温又は降温させる様々な要因の効率。

全体として、都市はその周辺よりも暖かい傾向がある。これは「ヒートアイランド」効果と呼ばれる。棒の斜線部分は、各要因の昇温又は降温効果の強さが局所的な気候によってどの程度異なるかを示す。例えば、植生は温帯及び温暖な気候でより強い降温効果をもたらす。データソースの詳細は、当該章のデータ表（表 10.SM.11）に記載されている。

**FAQ 11.1 | 極端な気候の変化は平均的な気候の変化と比べてどのようなものか？**

人為起源の気候変動は様々な形で気候変数（例えば地表気温）及び現象（例えば熱帯低気圧）の頻度及び強度を変化させる。平均的な状態と極端な状態がどのように変化してきたか（そして今後も変化し続けるか）は、考慮される変数及び現象に依存することが現在知られている。局所的な極端な地表気温の変化は、対応する局所的な平均地表気温の変化によく呼応している。一方で、極端な降水（大雨）の変化は、一般に平均的な降水の変化に呼応せず、反対方向にさえなりうる（例えば、平均的な降水は減少し、極端な降水は増加する）。

気候変動は関心のある地域、季節、及び変数に応じて現れ方が大きく異なる。例えば、北極域の一部では冬季に気温が夏季と比べて約3~4倍の速度で上昇する。また、夏季に北欧のほとんどで、南米南東部及びオーストラレーシアのほとんどの場所よりも大きく気温が上昇し、地球温暖化の水準に応じて1°Cよりも大きな差異を伴う。一般に、地域及び季節による差異は、背景にある物理的プロセスが大幅に異なるために生じる。

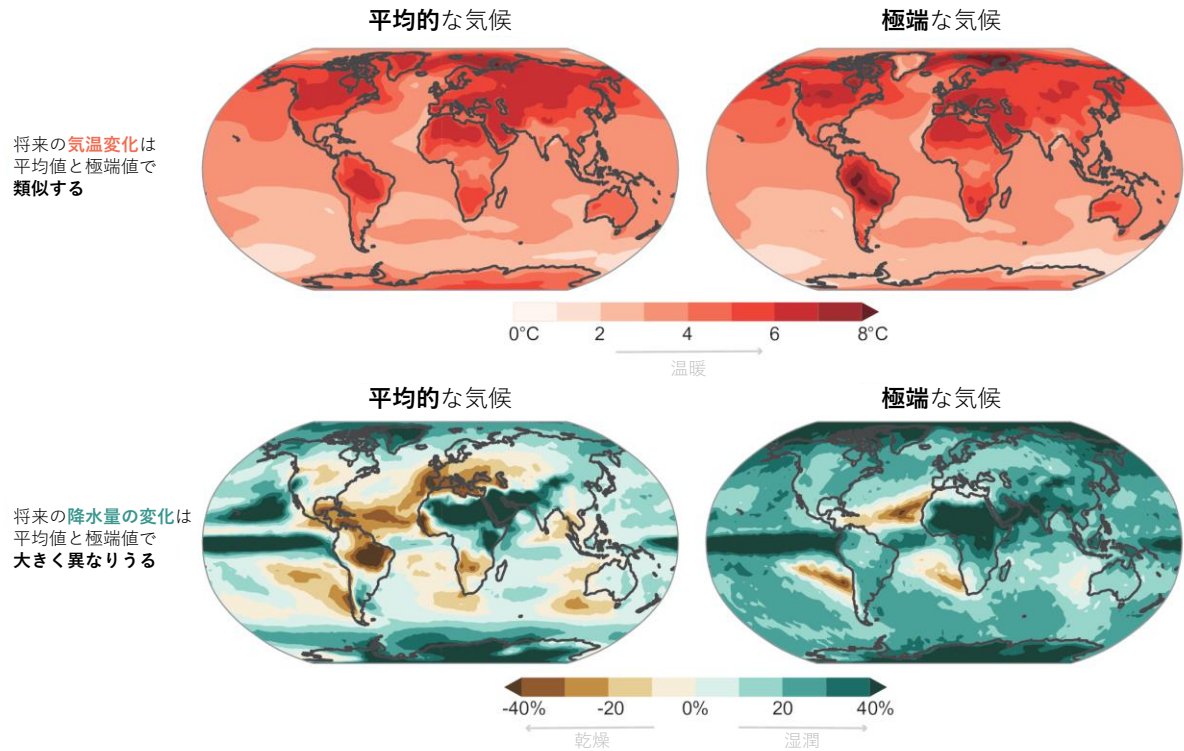
気候変動は気象のレジームによっても現れ方が異なり、平均的な状態と極端な状態に対照的な変化をももたらしうる。近年の観測及び気候モデルの予測によると、日々の気温の変化はほとんどの場所で、気候学的平均値と極値が高温側にシフトする一般的な温暖化によって支配され、極端な高温の頻度が増加し、極端な低温の頻度が減少する。FAQ 11.1 図1の上のパネルは、暖かい季節（中高緯度帯の夏季）の地表気温に予測される変化を、長期の平均的な状態（左）と極端な高温の日（右）について示している。長期の平均気温に予測される上昇は場所によって大幅に異なり、南アジア中央部と南米南部の一部の場所における3°C未満から、北米、アフリカ北部及び中東の一部の場所における7°C超まで様々である。極端な高温の日の変化は平均的な状態の変化にかなりよく呼応しているが、一部の場所では極値の昇温速度が平均値と比べて大きくも（例えば南欧及びアマゾン盆地）小さくも（例えばアジア北部及びグリーンランド）なりうる。

最近の観測と全球及び地域気候モデルの予測は、平均的な降水の変化と大幅に異なる極端な降水（極端な降雨と極端な降雪の両方を含む）の変化を指摘している。FAQ 11.1 図1の下のパネルは、長期の平均降水量（左）と大雨（右）に予測される変化を示している。平均的な降水の変化には顕著な地域差があり、南欧や南米北部などの場所では大幅に乾燥化し、中東や南米南部などの場所では湿潤化する。極端な降水の変化ははるかに均一であり、ほぼ全ての陸域で系統的に増加する。平均的な降水と極端な降水の異なる応答の背景にある物理的理由は現在よく理解されている。極端な降水の増加は大気中の水蒸気量の増加（地表付近の温暖化1°Cあたり約7%）によって引き起こされるが、これは様々な力学的変化によって調節される。対照的に、平均的な降水の変化は水分の増加だけでなく、より緩やかなプロセスによっても引き起こされ、世界全体の将来変化は地表付近の温暖化1°Cあたりわずか約2~3%に抑えられる。

要約すると、平均的な状態の変化と極端な状態の変化との間の特定の関係性は、考慮される変数又は現象に強く依存する。局所規模では、平均的及び極端な地表気温の変化は関連性が強いが、平均的及び極端な降水の変化はしばしば関連性が弱い。両方の変数について、局所的及び地域的なプロセスの影響のため、平均的及び極端な状態の変化は様々な場所にわたって大きく異なる。

### FAQ 11.1: 極端な気候の変化は平均的な気候の変化と比べてどのようなものか?

極端な気候と平均的な気候の将来変化の方向と大きさは考慮される変数に依存する。



**FAQ 11.1 図1 | 長期の平均的な状態（左）及び極端な状態（右）の地表気温（上図）及び降水（下図）の将来変化の地球全体のマップ。**

変化は全て、1850～1900年の気温を基準とした4°Cの地球温暖化を伴うシナリオのCMIP6アンサンブル平均を用いて推定された。平均的な地表気温は最も暖かい3か月間（中高緯度帯の夏季）を指し、極端な気温は年間で最も暑い日を指す。降水の変化（降雨と降雪の変化の両方を含む）は1850～1900年の値で規格化され、パーセントで示される。極端な降水は年間の最大日降水量を指す。

## FAQ 11.2 | 人為起源の気候変動の結果として前例のない極端現象は発生するか？

気候変動は既に極端な高温の規模及び頻度を増加させ、極端な低温の規模及び頻度を減少させており、一部の地域で極端な降水の強度を増加させている。気候が過去及び現在の状態から離れるにつれて、規模、頻度、時期、又は場所のいずれにおいても前例のない極端現象を経験する。このような前例のない極端現象の頻度は地球温暖化の進行とともに増加する。さらに、複数の前例のない極端現象が組み合わせられて発生すると、大規模で前例のない影響をもたらすかもしれない。

人為起源の気候変動は既に気候システムの多くの側面に影響を及ぼしている。世界平均気温の上昇に加えて、多くの種類の極端な気象と気候が変化している。ほとんどの地域で極端な高温の頻度及び強度が増加しており、極端な低温の頻度及び強度が減少している。地球規模及び陸域の大部分で、大雨の頻度及び強度が増加している。陸域及び海洋の熱波、大雨、干ばつ、熱帯低気圧、並びに関連する森林火災及び沿岸浸水などの極端現象は、過去に発生しており将来も発生し続けるが、より温暖な世界においてしばしば規模及び頻度が変化して発生する。例えば、将来の熱波はより長く続きより高温になり、将来の極端な降水はいくつかの地域でより強くなる。極端な低温などの極端現象の強度及び頻度は、温暖化の進行とともに減少する。

前例のない極端現象、すなわち過去に経験したことのない現象は、将来五つの異なる形で発生する (FAQ 11.2 図1)。第一に、現在の気候で極端であると考えられる現象が、将来前例のない規模で発生する。第二に、将来の極端現象が前例のない頻度でも発生する。第三に、ある種の極端現象が、その種の現象を経験したことのない地域で発生するかもしれない。例えば、海面水位が上昇すると沿岸浸水が新たな場所で発生するかもしれず、森林火災は北極域の一部など、そのような現象の確率が以前は低かった地域において既に発生している。第四に、極端現象の発生時期が前例のないものになるかもしれない。例えば、極端な高温は過去と比べて年間のより早い又はより遅い時期に発生するかもしれない。

### FAQ 11.2: 気候変動は前例のない極端現象を引き起こすか？

変化する気候において、極端現象は以下を伴って発生すると前例のないものになるかもしれない。



規模の増加



頻度の増加



新たな場所



異なる時期



新たな組み合わせ (複合)

最後に、異なる又は類似する種類の複数の極端現象が同時に及び/又は連続して発生する複合現象が、将来より起こりやすく又は深刻になるかもしれない。このような複合現象はしばしば、そのような現象が単独で発生する場合よりも生態系及び社会に大きな影響を及ぼしうる。例えば、極端な暑熱を伴う干ばつは、森林火災及び農業の損害又は損失のリスクを増大させる。気候変動の結果として個々の極端現象がより深刻になるにつれて、このような現象の複合的な発生は前例のない複合現象を生み出す。これは極端現象の強度及び関連する影響を悪化させるだろう。

20世紀の気候を基準として、前例のない極端現象が近年既に発生している。最近の極端な高温の一部は、気候に対する人間の影響がなければ発生する確率がほとんどなかっただろう (FAQ 11.3)。将来、気候が温暖化し続けるにつれて前例のない極端現象が発生する。そのような極端現象は過去に経験したものよりも大きな規模と高い頻度で発生する。極端現象はまた、新たな場所で、新たな時期に、又は前例のない複合現象として現れるかもしれない。さらに、前例のない現象はより高い水準の温暖化で、例えば 2°Cの地球温暖化と比べて 3°Cの地球温暖化で、より頻繁になる。

FAQ 11.2 図 1 | 気候変動の結果として発生する新たな種類の前例のない極端現象。



### FAQ 11.3 | 気候変動は最近発生した極端現象を引き起こしたか？

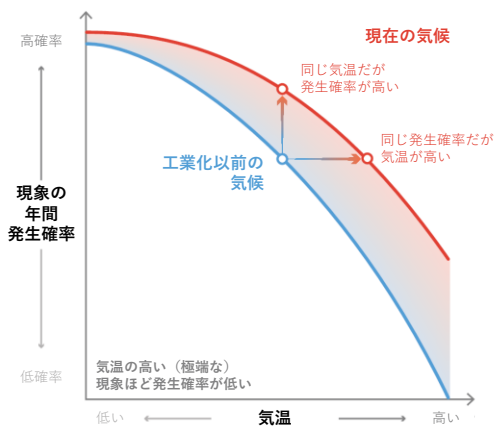
個々の極端現象の正確な要因を特定することは困難だが、比較的新しい科学であるイベントアトリビューションは、いくつかの種類の極端な気象と気候の確率及び規模の変化における気候変動の役割を定量化できる。人間が引き起こした気候システムの変化のために、多くの個々の極端現象の特徴が既に変化しているという強い証拠がある。このような人間の影響によって、いくつかの種類の非常に影響の大きい極端な気象はより頻繁に発生し、より深刻になっている。気候が温暖化し続けるにつれて、このような現象に対する人間の影響が増大するため、一部の極端な気象の確率及び/又は規模に観測された変化は継続する。

人為起源の気候変動が気象及び気候に関連する大規模な災害を引き起こしたかという疑問を持つことはよくある。極端な気象と気候が発生した場合、結果として生じる災害の規模と影響の決定において曝露と脆弱性の両方が重要な役割を果たす。そのため、特定の災害の要因を直接気候変動に帰することは困難である。しかしながら、比較的新しい科学であるイベントアトリビューションは、科学者が個々の極端な気象と気候の側面を特定の要因に帰することを可能にする。極端現象は自然に発生し、特定の気象及び気候は人間と自然の要因の複雑な組み合わせの結果であるため、科学者は個々の現象が気候変動によって引き起こされたか直接答えることはできない。代わりに、科学者は特定の極端な気象の規模及び/又は確率に対する人間と自然の影響の相対的な重要性を定量化する。そのような情報は災害リスクを低減する計画にとって重要である。なぜなら、関連する極端現象の確率及び規模の変化に関する知識の改善は、災害リスクのより良い定量化を可能にするためである。

科学者は現在、多くの極端現象の規模及び発生確率に対する人間の影響の寄与を個別の場合に応じて定量化している。これは、温室効果ガス濃度の増加及び他の人間の影響を含む現在の気候と、大気中の温室効果ガスが工業化以前の水準のままである別の世界との間で、同種の現象の発生確率又は規模を推定及び比較することによ

#### FAQ 11.3: 気候変動と極端現象

極端現象はより起こりやすく、より強くなっている。  
これらの変化の多くは気候に対する人間の影響に帰せられる。



#### FAQ 11.3 図1 | 気候の変化は極端現象の規模及び発生確率に変化をもたらす。

ある代表的な地域における、工業化以前の温室効果ガス濃度の気候（青色）及び現在の気候（赤色）との間で極端な気温がどのように異なるかの例。横軸は極端な気温の範囲を示し、縦軸はそれぞれの気温の現象が発生する年間の確率を示す。右に移動するほど、より稀で（より起こりにくく）、より極端な高温を示す。極端な高温について、工業化以前の気候における特定の極端な気温は、現在の気候においてより起こりやすくなるだろう（垂直方向の矢印）。工業化以前の気候における特定の発生確率の現象は、現在の気候においてより気温が高くなるだろう（水平方向の矢印）。工業化以前の水準の温室効果ガス濃度の下での気候は様々な極端な高温を経験するが、そのような現象は現在の気候においてより高温で、より頻繁である。

て実行される。FAQ 11.3 図1は、例として二つのシナリオ間の気温及び発生確率の差異を用いてこの手法を示している。工業化以前（青色）と現在（赤色）の両方の気候が極端な高温を経験するが、その発生確率及び規模は異なる。所与の気温の極端な高温は、より冷涼な工業化以前の気候よりもより温暖な現在の気候において発生する確率が高い。さらに、特定の確率の極端な高温は、工業化以前の気候よりも現在の気候において気温が高い。気候モデルシミュレーションは、両方の気候における特定の現象の発生を推定するためにしばしば使用される。工業化以前の気候と比べた現在の気候における極端現象の規模及び/又は発生確率の変化は二つのシナリオ間の差異、すなわち人間の影響に起因する。

人間の影響に帰せられる発生確率及び規模の増加は、多くの極端な高温について整合的に特定されている。そのような増加は、ハリケーンによる降雨を含む一部の極端な降水についても確認されているが、結果は現象によって異なりうる。いくつかの事例では、気候システムの大きな自然変動のため、特定の極端現象の発生確率又は規模の変化の要因を人間の影響に帰することができない。さらに、ある種の極端な気象（竜巻など）の要因特定は、現在のモデリング及び理論の能力を超えている。気候が温暖化し続けるにつれて、発生確率及び規模により大きな変化が予期され、結果として多くの場所において将来の極端な気温と降水を人間の影響に帰することが可能になる。温暖化のシグナルが増大するにつれて、人間の

影響に帰せられる変化は他の種類の極端現象にも現れるかもしれない。

人間の影響に帰せられる発生確率及び規模の増加は、多くの極端な高温について整合的に特定されている。そのような増加は、ハリケーンによる降雨を含む一部の極端な降水についても確認されているが、結果は現象によって異なりうる。いくつかの事例では、気候システムの大きな自然変動のため、特定の極端現象の発生確率又は規模の変化の要因を人間の影響に帰することができない。さらに、ある種の極端な気象（竜巻など）の要因特定は、現在のモデリング及び理論の能力を超えている。気候が温暖化し続けるにつれて、発生確率及び規模により大きな変化が予期され、結果として多くの場所において将来の極端な気温と降水を人間の影響に帰することが可能になる。温暖化のシグナルが増大するにつれて、人間の影響に帰せられる変化は他の種類の極端現象にも現れるかもしれない。

結論として、人為的な地球温暖化は様々な最近の極端な気象に変化をもたらしている。人間の影響に帰せられる発生確率及び規模大幅な増加は、世界中の多くの熱波と極端な高温について確認されている。

## FAQ 12.1 | 気候影響駆動要因（CID）とは何か？

気候影響駆動要因とは、社会又は生態系に直接影響を及ぼす物理的な気候条件である。気候影響駆動要因は、長期にわたる平均的な状態（屋内の暖房の必要性に影響を及ぼす冬季の平均気温など）、日常的な現象（暖かい季節の植物を枯らす霜など）、又は極端現象（家屋を破壊する沿岸浸水など）を表すことがある。単一の気候影響駆動要因は、社会のある部分には有害な影響を及ぼし、別の部分には便益をもたらす、他の部分は全く影響を受けないことがある。したがって、気候影響駆動要因（又は気候変動に起因するその変化）は普遍的に危険又は有益なものではないが、特定のシステムに有害であると専門家が判断した場合、それは「ハザード」と呼ばれる。

気候変動は気候システムの多くの側面を変化させるが、影響とリスクを特定する努力は通常、社会の関心事に影響を及ぼす、又は潜在的に影響を及ぼす可能性があることが知られている、より小さな一連の変化に着目する。このような気候影響駆動要因（CIDs）は、「社会や生態系の要素に影響を及ぼす物理学的な気候システムの状態（例えば、平均、現象、極端現象）である。CIDs とその変化は、システムの許容範囲に応じて、相互に作用するシステムの構成要素と地域にわたって有害にも有益にも中立にも、それらが混合した状態にもなりうる」と本報告書で正式に定義されている。人々、インフラ、及び生態系は周辺の環境と直接相互作用するため、気候の専門家は CIDs を局所的及び地域的に評価する。CIDs は、気温、水循環、暴風雨、雪氷、海洋及び沿岸プロセス、又は気候システムの化学及びエネルギー収支に関連することがある。将来の影響とリスクは、システムの脆弱性又は曝露を変化させることがある気候と無関係の要因（社会経済開発、人口増加、又はウイルスの大流行など）によって直接影響を受けることがある。

CIDs は社会と自然を形成する平均的な気候、及び日常的な現象と極端現象の両方の重要な特性を捉えている（FAQ 12.2）。一部の CIDs は、例えば、種の分布、農業システム、観光地の場所、水資源の利用可能性、及び平年に予期される建物の冷暖房のニーズを決定する平均的な気候の側面（気温と降水の季節進行、平均風、又は海洋の化学的性質など）に着目している。CIDs は、春季に植物の成長を誘発しうる融雪、果実作物の低温要求に重要な寒波、又は冬季になると夏季の植生を枯らす霜など、システムに特に重要な日常的な一過性の現象も含む。最後に CIDs は、車両に損害を与える雹を伴う嵐、海岸線沿いの資産を破壊する沿岸浸水、インフラに損害を与える竜巻、水資源の競争を激化させる干ばつ、屋外労働者の健康に負荷をかけうる熱波などの影響に関連する極端現象を含む。

日常生活、ビジネス、及び自然システムの多くの側面は気象と気候に依存し、我々の関心事に対する気候変動の影響を予想することに大きな関心が寄せられている。このようなニーズに応えるため、科学者は企業や省庁と協働して気候サービスを提供している。これは意思決定を支援するように策定された、有意義かつ場合により実用的な気候情報である。より広範なリスク管理手法を支援するため、気候科学と気候サービスはシステムを大きく混乱させる CIDs に着目しうる。単一の CID の変化は、異なる分野又は同一の分野の複数の要素にさえも大幅に異なる影響を及ぼしうるため、来たる気候変動の状況を説明するために気候科学者と利害関係者との間の連携が重要である。活動の計画及び最適化に対応する気候サービスは、運用上の気候条件のより緩やかな変化に着目しうる。

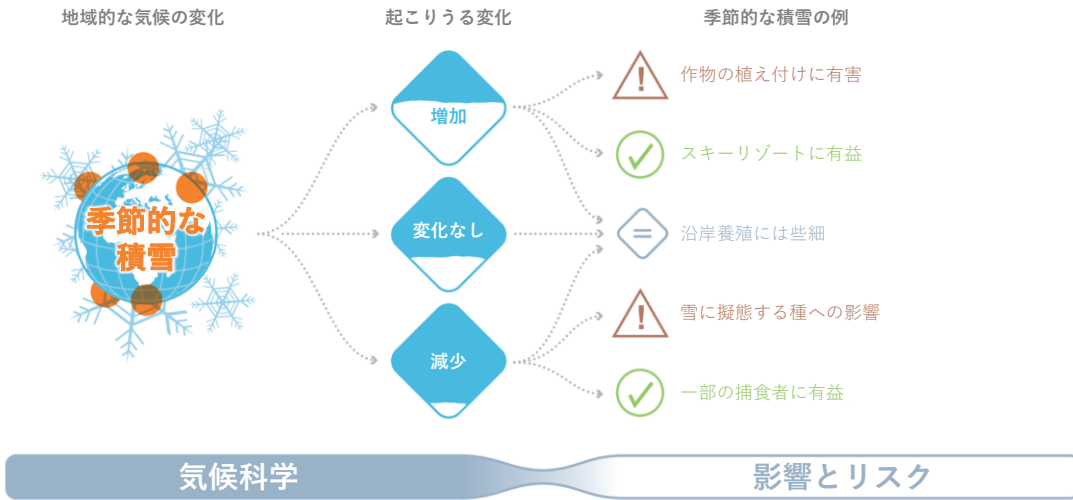
FAQ 12.1 図 1 は、気候科学を緩和、適応、及び地域的なリスク管理の必要性に結び付ける季節的な積雪の変化に関する結果の例を示す。地面に雪がある季節の長さは、将来変化するかもしれない多くの地域的な気候状態の一つにすぎないが、予期される積雪の季節性に依拠する社会と生態系の要素が多くあるため CID の一つとなる。人為起源の気候変動を調査している気候科学者と気候サービスの提供者は、積雪のある季節の長さが延長、短縮、又は比較的影響を受けないままでありうるだろう様々な地域を特定することがある。沿岸養殖などのシステムは比較的影響を受けないままであるが、季節的な積雪の変化は各地域において様々なシステムに有益又は有害な形で影響を及ぼすかもしれない（後者の場合、季節的な積雪の変化は「ハザード」になるだろう）。季節的な積雪の CID におけるこのような変化に関連する便益及びハザードの変化する特性は、その地域の利害関係者が気候変動に対応するために取り組む影響、リスク及び便益の特性に影響を及ぼす。

### FAQ 12.1: 気候影響駆動要因 (CID) とは何か？

気候影響駆動要因 (CID) とは、社会又は生態系の要素に直接影響を及ぼす気候条件をいう。気候影響駆動要因とその変化は、正の結果、負の結果、又は些細な結果 (又はそれらの混合) をもたらしうる。

#### 気候影響駆動要因

#### 社会と生態系への影響



FAQ 12.1 図1 | 単一の気候影響駆動要因が様々な形で生態系及び社会に影響を及ぼしうる。

地域の季節的な積雪の例で示された、同一の気候影響駆動要因の変化による様々な影響。

## FAQ 12.2 | 気候の閾値とは何か、そしてなぜ重要なのか？

気候の閾値は、我々の関心事に影響を及ぼすと予期される気候変動の種類をより良く精査できるように、社会及び生態系の許容範囲を示す。多くのシステムには自然の又は構造的な閾値がある。状態がこれらの閾値を超えた場合、結果として健康、生産性、有用性、又は振る舞いが突然変化、あるいは破綻さえしうる。適応及びリスク管理の努力はこれらの閾値を変化させ、問題となるであろう気候状態の特性を変化させ、全体的なシステムのレジリエンスを向上させうる。

意思決定者は、特定の気象や気候の状態が関心事（すなわち、社会経済的、文化的、又は本質的価値を持つもの）にとって問題又は危険でありうるかを長く観察してきた。社会及び生態系の多くの要素は自然に選択された、又は予期される気候状態を考慮して利害関係者によって選択された適切な気候帯で作用している。ただし、気候変動が予期される範囲を超えて状態を変化させると、気候の「閾値」を超えるかもしれない。ここで「閾値」とは、それを超えた場合にシステムの振る舞いの緩やかな変化、又は突然の非線形かつ潜在的に不可逆な影響のいずれかが生じる水準をいう。

気候の閾値は自然の又は構造的な許容範囲の水準のいずれかと関連しうる。自然の閾値は、例えば、それを超えると人間が汗で体温を調節できない高温多湿の状態、種間の競争を激化させる干ばつの持続期間、及び害虫又は病気を運ぶ媒介生物種にとって致命的な冬季の気温を含む。構造的な閾値は、排水システムの工学的限界、風力タービンの動作を制限する極端な風速、沿岸を保護するインフラの高さ、及び灌漑インフラ又は熱帯低気圧に対する避難施設の場所を含む。

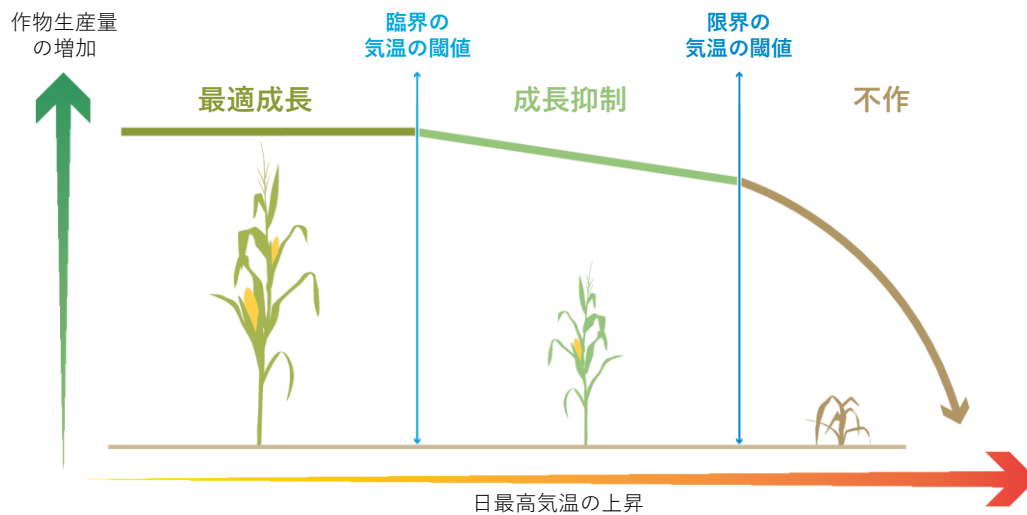
閾値は生の値（35°Cを超える最高気温など）又はパーセンタイル（局所的な1日の総降雨量の99パーセンタイル値など）に従って定義されることがある。また、しばしば強い季節依存性を持つ（FAQ 12.3）。例えば、落葉樹が耐える降雪量は、降雪の発生が落葉よりも前なのか後なのかに依存する。ほとんどのシステムは複雑な形で変化に応答するため、それらの応答は単一の気候変数の特定の閾値のみでは正確に決定されない。それでもなお、閾値はシステムの振る舞いの有用な指標でありえて、これらの閾値の理解はリスク管理の意思決定に情報を提供するのに役立つ。

FAQ 12.2 図1は、通常システムの作用に適した気候状態及びそれを超えると影響が生じる閾値を理解するのに、閾値の状態がどのように役立つかを示している。作物は日々の気温（この気温は栽培されている品種と農場の管理方法の影響を受ける）の適切な範囲内で最適に成長する傾向がある。日々の気温が「臨界」の気温の閾値を超えて上昇すると、植物は熱ストレスを受け始め、成長が阻害され結果として収量が減少するかもしれない。気温がより高い「限界」の気温の閾値に達した場合、作物は不作をもたらす葉の喪失、花粉の不稔、又は組織の損傷を受けるかもしれない。農業従事者は通常、季節内に発生するかもしれない極端な気温の確率を考慮して作付けシステムを選択するため、高温の閾値を特定することは、農業従事者が全体的なリスク管理の一環として種子や農場の管理戦略を選択するのに役立つ。したがって、気候の専門家は作物の耐性の閾値を超える日々の極端な暑熱に予期される頻度の気候変動に起因する変化に関する情報を提供することで、農場の計画を支援することを目指すことがある。

社会及び環境における適応及び他の変化は、脆弱性と曝露を変更することで気候の閾値を変化させうる。例えば、適応の努力は、相当する危険な閾値が生じる頻度を減少させるために、耐熱性のより高い新たな作物を栽培することを含むことがある。同様に、所与のコミュニティを保護する堤防を高くすることは、洪水を伴わずに耐える河川水位を上昇させ、損害を与える洪水の頻度を減少させうる。したがって、科学者がシステムに関連する閾値を特定し、それらの閾値を表す気候影響駆動要因の指標を目的に応じて策定することで、利害関係者は共同開発プロセスに基づく気候サービスからの恩恵を受ける（FAQ 12.1）。これらの閾値は、適応及びリスク管理のための行動に関連する気候情報の提供に焦点を当てるのに役立つ。

## FAQ 12.2: 気候の閾値とは何か、そしてなぜ重要なのか？

多くのシステムには閾値があり、気候条件がその値を超えた場合、急激な変化をもたらさうる。適応及びリスク管理の努力は許容範囲の閾値を特定し変化させることで、システム全体のレジリエンスを向上させうる。



FAQ 12.2 図1 | 最高気温の閾値に対する作物の応答。

作物の成長速度は日々の最高気温の上昇に応答し、気温が臨界及び限界の気温の閾値を超えるとそれぞれ成長の阻害と不作をもたらす。他の環境要因（二酸化炭素や水など）の変化が気温上昇に対する植物の耐性を高めるかもしれないことに留意すること。

### FAQ 12.3 | 気候変動は気候ハザードの地域特性にどのように影響を及ぼすか？

人為起源の気候変動は、気候ハザードの規模又は強度、それが発生する頻度、危険な状態が継続する期間、ハザードが発生する時期、又はハザードによって脅かされる空間的範囲を変化させることで、気候ハザードの地域特性を変化させうる。ハザード特性の変化のこれらの各側面を検証することで、気候サービスは意思決定者が適応、緩和、及びリスク管理の戦略をより適切に調整するための気候リスク情報を提供することができる。

気候ハザードとは、自然システム又は社会に被害を与える潜在的可能性のある気候条件をいう。例として、熱波、干ばつ、大雪、及び海面水位上昇が含まれる。気候科学者は、気候影響駆動要因のパターンを調べ、利害関係者の計画に影響を及ぼすかもしれないハザードの変化の特徴を検出する（FAQ 12.1）。気候サービスの提供者は、利害関係者及び影響の専門家と協力して、主要なシステム応答と許容範囲の閾値を特定し（FAQ 12.2）、過去の観測と将来の気候予測を検証し、地域のハザード特性の特徴に関連する変化を特定する。気候変動は地域のハザード特性の少なくとも五つの異なる特徴を変化させうる（FAQ 12.3 図 1）。

規模又は強度は気候ハザードの生の値であり、年最高気温の上昇又は毎年 1%の確率で発生する沿岸の嵐によって生じる浸水深の増加などである。

頻度は所与の期間に気候ハザードが閾値に達する又は閾値を超える回数である。例えば、1 年間又は 10 年間に経験される大雪、竜巻、又は洪水の回数の増加である。

継続期間は危険な状態が閾値を超えて持続する時間の長さであり、最高気温が 35°C を超える連続日数の増加、干ばつ状態の連続月数、又はある場所に熱帯低気圧が影響を及ぼす日数などである。

時期は、一日、一季節、一年、あるいは分野別の要素が変化又は互いに依存する他の期間（移動性の動物が季節の食物供給源を見つけることを期待する年間の時期など）の経過と関連付けて危険な現象の発生を把握する。例として、春季の霜が最後に発生する時期の年間のより早い日への変化、季節的な雨が最初に降る典型的な日の遅れ、冬季に通常地面が雪で覆われる期間の長さ、又は土壌水分が通常の状態から干ばつ状態に移行するのに必要な典型的な時間の短縮が含まれる。

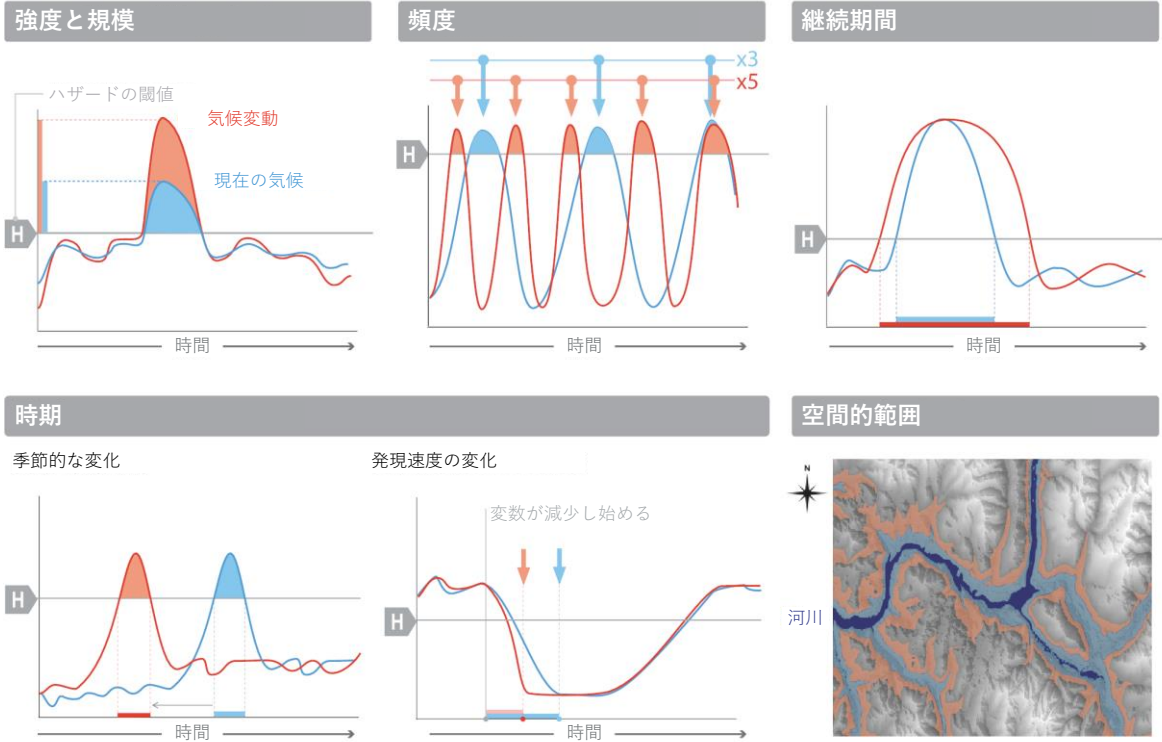
空間的範囲は危険な状態が予期される地域であり、現在熱帯低気圧の脅威にさらされている地域、一年で最も寒い日が特定の害虫や病原体を制限している地理的領域、永久凍土が存在する地帯、並の嵐の後に洪水が発生するであろう地域、気候条件が屋外労働に影響を及ぼす地域、又は海洋熱波の大きさなどである。

ハザード特性の変化は、しばしば気候システムに関連する物理的な変化と関連し、絡み合っていて生じる。例えば、極端現象の頻度及び規模の変化は、大気の力学的及び化学的プロセスの結果としてしばしば相互に直接関連している。多くの場合、ハザードの変化の一つの側面は他の側面よりも明白であり、これが将来のより大きな一連の変化を示す最初の出現のシグナルをもたらすかもしれない（FAQ 1.2）。

ハザードがどのように変化したか又は変化するかについての情報は、利害関係者がより確固とした適応、緩和、及びリスク管理の戦略に優先順位を付けるのに役立つ。例えば、熱帯低気圧の頻度は変化しないかもしれないものの強度が増加すると予測されていることを認識して、限られた災害救援資源の割り当てが計画されるかもしれない。また、強度が記録的ではない熱波であっても、それらが長期間にわたって継続する場合、脆弱な集団にとって依然として問題になりうることも計画において考慮されるかもしれない。同様に、消防士は火災の発生しやすい時期の長期化と、これまで火災が大きな懸念事項ではなかった世界の一部地域にも火災の発生しやすい状態が拡大することによる新たなロジスティクス上の課題を認識している。したがって、気候科学者と利害関係者との間の強力な連携は、気候サービスがレジリエンス向上の努力において対処すべき気候ハザードの種類に関する明確な情報を調整し伝達するのに役立つ。

### FAQ 12.3: 気候変動は気候ハザードにどのように影響を及ぼすか？

気候変動は地域の気候ハザードの強度と規模、頻度、継続期間、時期、及び空間的範囲を変化させうる。



FAQ 12.3 図1 | 地域のハザード特性に対する変化の種類。

最初の五つのパネルは、気候変動がハザードの強度（又は規模）、頻度、継続期間、及び時期（季節性及び発現速度）をどのように変化させうるかを、ハザードの閾値（「H」の印された灰色の横線）と関連付けて示している。現在の気候（青色）と将来の気候（赤色）の差は、利害関係者が管理しなければならない気候変動の変化する側面を示す。右下のパネルは、特定の気候ハザード（100年に1回の河川の氾濫など。青色の地理的範囲）が将来の気候変動の下でどのように新たな地理的領域に達するかもしれないかを示す。（赤色の広がった範囲）