

コラム1. 将来予測の不確実性

気候モデルによる地球温暖化予測では、予測の不確実性は避けられないため、定性的にも定量的にも予測と共に把握すべき要素である。その不確実性には、①排出シナリオの不確実性、②モデルの応答の不確実性、③気候の内部変動（自然変動）の不確実性の3つの要因がある（付録 B.1 節; Hawkins and Sutton, 2009）。IPCC 評価報告書で引用される CMIP 予測実験では、これら不確実性をできる限り取り込んで予測の不確実幅が適切に評価できるように実験がデザインされている。一方、高解像度の地域気候モデルを用いた予測実験では、計算機資源の制約によりこれら不確実性の全てをカバーできないため、予測データセットの特性及びそれが表現する不確実性について把握しておくことは重要である。

『日本の気候変動 2025』の大気予測を例にとると、主なデータソースである NHRCM02（水平解像度 2km の非静力地域気候モデル）予測において表現されている不確実性は、全球の予測を担う気象庁気象研究所の全球 20km モデル（MRI-AGCM20）の実験設定に依存する（付録 A.2 節）。すなわち、①排出シナリオの不確実性については、複数シナリオ（2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5））による予測実験により表現されている。②モデルの応答の不確実性については、単一のモデル実験に基づくことから、CMIP5 予測のような多様なモデル応答の全体を表現していない。②モデル応答の不確実性には、主なものとして、気候感度（第 2.4 節）と海面水温（SST）昇温パターン（図 付録 A.2.2）がある。MRI-AGCM20 実験では、熱帯平均の昇温量を揃えた4通りの SST 昇温パターンを用いているため、後者の不確実性はある程度表現されているが前者の気候感度の不確実性は表現されていない。③気候の内部変動の不確実性については、MRI-AGCM20 予測では大気の内変動は含まれるがメンバー数が少ないため十分な不確実幅を表現していない。また、海洋の内変動は表現されていない。

大気の極端な気象現象の予測で用いられている d4PDF 予測については（付録 A.2.4）、あらかじめ地球温暖化レベル（産業革命前（1850 年～1900 年）と比べた時の全球平均地上気温）を設定することにより、①排出シナリオの不確実性及び②モデル応答の不確実性に含まれる気候感度の不確実性については予測の対象から除外している。②モデル応答の不確実性に含まれる SST 昇温パターンの不確実性は、MRI-AGCM20 予測と同様に、複数（6 種類）の SST 昇温パターンを用いることである程度カバーされている。③気候の内変動の不確実性については、d4PDF 予測は多数メンバーで構成されているため、大気の内変動は十分に表現されている。一方、海洋の内変動は表現していない。

①～③の不確実性の相対的な重要度は、予測の時期、空間スケール、そして、変数、季節によって異なる。予測の時期、空間スケールについては、例えば、世界平均地表気温の予測では予測期間が長くなるほど③の重要度は相対的に小さくなり、①の重要度が大きくなる。英国の気温予測では予測期間が短い間は①の重要度は相対的に小さく、最初は③、その後②の重要度が支配的となる。

変数、季節については、以下に CMIP5 モデルと MRI-AGCM20 による気温及び降水量の将来予測を各季節及び年ごとに比較したものをを用いて述べる。図 コラム 1.1(a)に 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）における日本付近の気温の将来変化を示す。気温については、季節による若干の変動はあるもの、CMIP5 モデル平均、MRI-AGCM20 平均は共に、4°C 程度の昇温を予測する。CMIP5 モデルの予測幅を見ると、昇温量の最小値は 2°C 程度で、符号の異なる予測はない。MRI-AGCM20 実験の予測幅が CMIP5 モデルの予測幅に比べて非常に小さいのは、上で述べたとおり、実験設定

において②モデル応答の不確実性のうちの気候感度の不確実性を考慮していないためである。MRI-AGCM20 実験における予測幅は、SST 上昇パターンの違いと大気の内変動に起因する。

図 コラム 1.1(b)では日本付近の降水量の将来変化を示す。気温の場合とは異なり、CMIP5 モデル予測と MRI-AGCM20 予測は共に、降水量が増加する予測も減少する予測もあり、定性的にも不確実性は大きい(Ito et al., 2020c)。MRI-AGCM20 予測の平均は、夏季を除いて CMIP5 モデル予測の 25~75 パーセンタイル幅内に位置するが、気温予測と比べると両者の平均値の違いは大きい。夏季については、MRI-AGCM20 平均は CMIP5 モデル予測の 10~90 パーセンタイル幅から外れているが、MRI-AGCM20 で台風由来の降水を除去した（橙色のプロット）上で両者を比較すると差異は縮小する（第 5.1.2 項）。CMIP5 モデルは空間解像度が低く台風を十分に表現できないため、降水量の変化予測に系統的なバイアスを含む可能性が指摘されている（Ito et al., 2020b）。この不確実性は②モデル応答の不確実性に分類される。このほか、日本付近の降水量予測においては、②モデル応答の不確実性に含まれる、積雲対流のモデル化の違いが大きな不確実要因となることが指摘されている（Ose, 2019a）。このように、同じ実験であっても、変数によって不確実性の大きさは異なるので、実験設定で定まる不確実性の確認と共に、将来変化を知りたい変数の不確実性の特徴についても留意する必要がある。

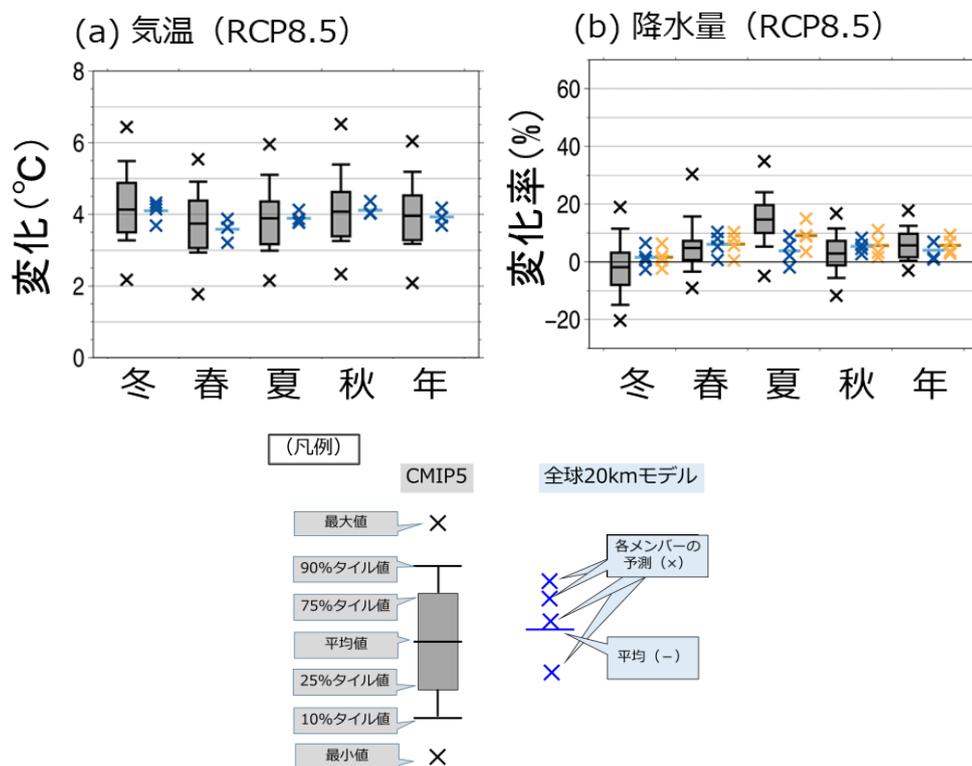


図 コラム 1.1 日本域の季節及び年の気温と降水量の将来変化に関する予測の比較

(a)は気温、(b)は降水量（図 5.1.3(b)再掲）。排出シナリオは、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）。CMIP5 モデルと全球 20 km モデル（MRI-AGCM20；4 メンバー）による気温と降水量の将来変化に関する予測を、各季節及び年ごとに比較したもの。領域の定義は図 付録 B.2.1 を参照。CMIP5 モデルによる予測は、最小値、10 パーセンタイル値、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示（凡例参照）。MRI-AGCM20 による予測を青色で、台風に伴う降水を除去した場合を橙色で示す。各メンバー (x) と平均値 (-) を表示（凡例参照）。いずれも、20 世紀末（1980~1999 年）に対する 21 世紀末（2076~2095 年）の変化率。（Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス (<https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/>) に基づき和訳・転載・凡例を加筆。)

上記の不確実性は、全球モデルによる地球温暖化予測に内在する不確実性である。より詳細な解説は、付録 B に掲載している。また、本報告書では触れていないが、これ以外に②モデルの応答の不確実性に分類される地域気候モデルの違いによる不確実性がある。同じ排出シナリオで、一つの CMIP5 モデルの応答として得られる側方境界条件から、地域気候モデルで力学的ダウンスケール実験を行う場合、上述の 3 つの不確実性（①排出シナリオの不確実性、②モデルの応答の不確実性、③気候の内部変動（自然変動）の不確実性）が実験設定によって絞られる。しかし、地域気候モデルの違いにより、結果が異なる場合がある（Suzuki-Parker et al. 2018）。複数の地域モデルによるダウンスケーリングを行う国際プロジェクトである連携地域ダウンスケーリング実験（CORDEX; Solman et al. 2021; Ito et al. 2020a）では、この不確実性の定量化にも取り組んでいる（Mesta et al., 2022）。

コラム2. 十年規模変動と近未来予測

防災・減災など様々な分野における気候変動適応策の検討・策定に、20年程度先の近未来を対象とした気候変動予測（近未来予測）の必要性が高まっている。20年程度の時間スケールでは、人為的な要因の変動よりも十年規模変動などの自然要因の変動が卓越するため、100年後の将来予測ではあまり考慮する必要のなかった十年規模変動の影響を、近未来予測では考慮する必要がある。また、十年規模変動のメカニズムには未解明な点が含まれていることから、気候モデルによる近未来予測には大きな不確実性が含まれていることに留意する必要がある。そのため、近未来予測の結果を適切に利用するには、十年規模変動について理解しておくことが重要である。

観測される気候変動には、温室効果ガスなどの排出に伴う人為的な要因の変動と自然要因の変動が含まれている。自然要因の変動のうち大気や海洋などの気候システムの内部で生成される変動（内部変動）としては、数年規模で変動するエルニーニョ/ラニーニャ現象がよく知られているが、十年～数十年規模では太平洋十年規模変動（PDO¹⁷）や大西洋数十年規模変動（AMV¹⁸）などの十年規模変動が卓越する。これらの内部変動は、領域スケールや近未来の時間スケールにおいて人為的な要因による変化を変調させる。この変調は、起こりうるあらゆる変化に対する計画を立てる上で考慮すべき重要な要素である。

人為的な要因の変動と内部変動の相対的な寄与の割合は、対象とする時間スケールによって異なる（図 コラム 2.1）。20年程度の時間スケールにおいては、シナリオで想定される温室効果ガス濃度増加量、すなわち気候システムに対する外部強制力の増加量は小さいので、外部強制力に対する応答は相対的に小さい。そのため、十年規模変動などの内部変動が人為的な要因による地上昇温の長期変化傾向より卓越し、特定の期間や地点によっては、内部変動が人為的な要因の変化を増幅、もしくは打ち消してしまう場合がある。一方、100年単位のより長い時間スケールでは、内部変動の影響は相対的に小さくなる。例えば、過去の期間（1850～2018年）における世界平均地上気温の昇温に対する内部変動の寄与は $-0.23\sim+0.23^{\circ}\text{C}$ であり、同期間に観測された、ほぼ人為的な要因による約 1.1°C の昇温に比べると小さい（IPCC, 2021; FAQ. 3.2）。

十年規模変動は、20年程度先の近未来予測において不確実性の主な要因となる。気候モデルによるシミュレーションでも、外部強制力に対する応答としての長期的な気候の変化傾向に加えて、数年～数十年周期のゆっくりとした大気や海洋の内部変動が出現する。しかし、この内部変動は外部強制とは独立した現象であるため、その位相は観測されるタイミングとは必ずしも一致しない。近未来における十年規模変動の位相を予測するためには、観測データで気候モデルの初期値を作成し、モデルの位相を観測と同期させる必要があり、そのような試みもなされている（Doblas-Reyes et al., 2013, Meehl et al., 2016 ほか）。しかしながら、日本周辺の気候変動に関連の深いPDOについては、位相変化のメカニズムが十分明らかになっていない¹⁹ことやモデルの不完全性のため、実用的な近未来予測は依然難しいと考えられている（Bordbar et al., 2019, IPCC, 2021; 4.4.3.5）。

17 太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation; PDO）や太平洋数十年規模振動（Interdecadal Pacific Oscillation; IPO）を総称して太平洋十年規模変動（Pacific Decadal Variability; PDV）と呼ぶ（Newman et al., 2016）。

18 Atlantic Multidecadal Variability の略。

19 PDV は火山噴火などによる大気中の微粒子（エアロゾル）や AMV によっても変調を受けることが指摘されている（Smith et al., 2016, Pasini et al., 2017）。

予測の不確実性を低減するために、条件を少しずつ変えた多数の予測実験（アンサンブル予測）が行われる。個々の予測（メンバー）ごとに異なるタイミングで内部変動が発生するため、結果の平均（アンサンブル平均）を求めることで内部変動の影響を取り除き、地球温暖化に伴う長期的な気候の変化（シグナル）を抽出することができる。また、メンバー間の結果のばらつきから、内部変動による予測の不確実性を評価することができる。このように、近未来予測の結果を解釈する際は、解析されている変化をシグナルとみなしてよいかを検討した上で判断する必要がある。

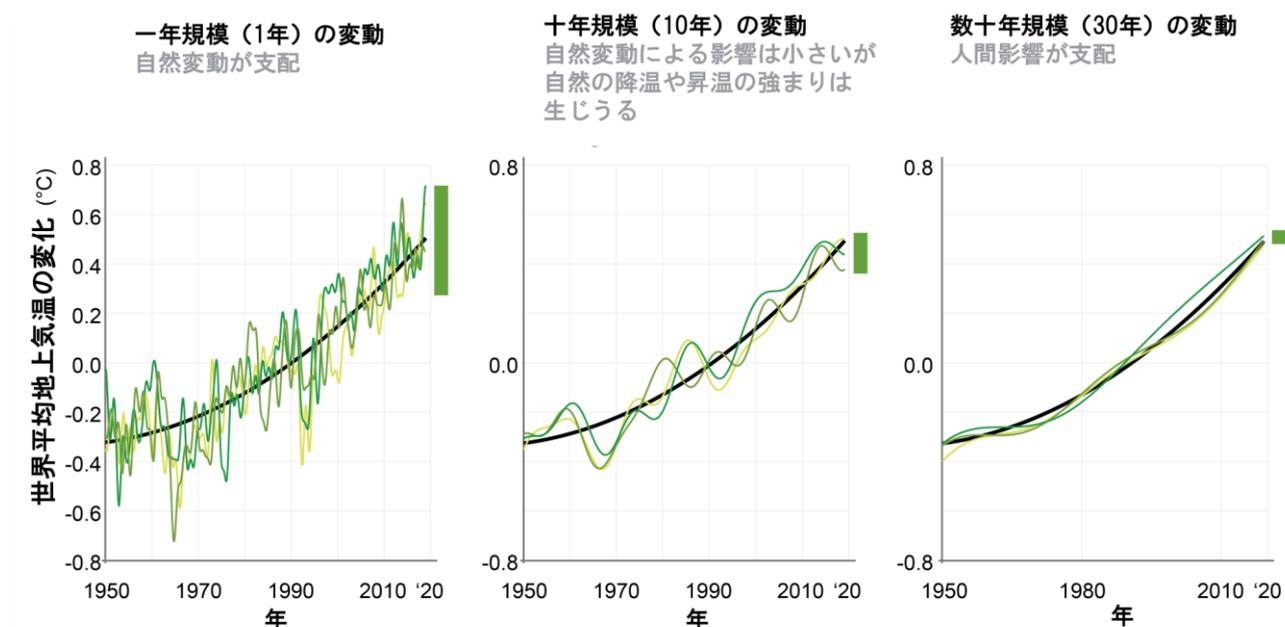


図 コラム 2.1 世界平均地上気温における一年規模（左）、十年規模（中）、数十年規模（右）の変動
黒線は気候モデルにおける気温変化への人為的要因の変動、緑線は自然要因と人為的要因の両方の寄与による変動を示す。緑線は対象となる時間スケールに応じて平滑化されている。三種類の緑色の線は異なるシミュレーションを表し、生じうる変動の範囲を示す。緑の長方形で示された自然変動の影響は、短い時間スケールでは卓越するが、時間スケールが長くなるにつれて寄与は相対的に小さくなる。（IPCC, 2021; FAQ3.2, Figure 1 を和訳・転載。）

コラム3. IPCCの排出シナリオ

人間活動の影響に伴う将来の気候変動予測を行うためには、放射強制力に影響する温室効果ガスや大気汚染物質の排出量、土地利用形態等が将来どのように変化するか仮定したシナリオが必要となる。こうしたシナリオとして、IPCC 第5次評価報告書（AR5）では、代表的濃度経路（RCP: Representative Concentration Pathways）シナリオが使用された。RCPシナリオは、将来の放射強制力の変化に影響する社会・経済活動の将来像を仮定せず、将来予測される多様な放射強制力の経路の中から代表的なものを選択し、作成されたものである。具体的には、RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5の4つのシナリオが作成された。ここで「RCP」に続く数値は、2100年頃のおおよその放射強制力（単位は W/m^2 ）を示している。4つのシナリオのうちRCP2.6シナリオは低位安定化シナリオとも呼ばれ、気温上昇を工業化以前と比べて $2^{\circ}C$ 未満に抑えることを目指す想定である（本報告書では $2^{\circ}C$ 上昇シナリオ（RCP2.6）と記載している³³）。またRCP8.5は高位参照シナリオとも呼ばれ、追加的な緩和策を取らない想定である（本報告書では $4^{\circ}C$ 上昇シナリオ（RCP8.5）と記載している³⁴）。両シナリオの間に位置するRCP4.5とRCP6.0シナリオは各々、中位安定化シナリオ、高位安定化シナリオと呼ばれている。RCP2.6では、放射強制力が2100年以前に約 $3 W/m^2$ でピークを迎え、その後減少し、2100年頃には約 $2.6 W/m^2$ となる。RCP8.5では、放射強制力が2100年の時点で $8.5 W/m^2$ を超え、上昇が続き、RCP4.5とRCP6.0では、放射強制力が2100年以降に約4.5（又は6.0） W/m^2 で安定化することを示している（図 コラム3.1(a)）。また、各シナリオにおける二酸化炭素（ CO_2 ）排出量を見ると、RCP2.6では2100年頃にマイナスの排出量となっており、2100年頃の放射強制力を約 $2.6 W/m^2$ に抑えるためには、大気中の二酸化炭素を吸収する必要があることを示唆している（図 コラム3.1(b)）。

上述のとおり、AR5で使用されたRCPシナリオは、社会・経済活動の将来像を仮定せずに作成されたものであり、RCPシナリオが仮定する放射強制力の経路に対応・比較できる社会経済シナリオの開発は別途進められた。このシナリオは、共通社会経済経路（Shared Socioeconomic Pathways: SSP）シナリオと呼ばれており、IPCC 第6次評価報告書（AR6）において、RCPシナリオと統合された。AR6では、このSSPとRCPを組み合わせたシナリオ（以降、SSPシナリオと呼ぶ）のうち、SSP1-1.9、SSP1-2.6³⁵、SSP2-4.5、SSP3-7.0、SSP5-8.5³⁶の5つのシナリオが主に使用された。ここでSSPx-yのうち、xは将来の社会・経済活動の方向性を意味する5種のSSP（1：持続可能、2：中道、3：地域対立、4：格差、5：化石燃料依存）を表している。例えばSSP1で仮定される将来の世界は持続可能性が重視され、環境志向の技術・行動の変容、資源効率的な生活様式等の特徴がある。一方SSP5は、化石燃料に依存した開発が続く世界である。SSPx-yのうちyは、2100年頃のおおよその放射強制力を表している。このため、RCPに続く数字と、SSPx-yのyの数値が一致しているシナリオは近い関係性にあり、表 コラム3.1のように対応づけることができる。ただし、SSPベースのシナリオの方が大気汚染物質の排出変化をより広範囲に扱っている。また、二酸化炭素とそれ

33 本コラムでは各シナリオに関して記載することから、読みやすさのためにRCP2.6と記載する。

34 本コラムでは各シナリオに関して記載することから、読みやすさのためにRCP8.5と記載する。

35 本報告書では $2^{\circ}C$ 上昇シナリオ（SSP1-2.6）と記載しているが、本コラムでは各シナリオに関して記載することから、読みやすさのためにSSP1-2.6と記載する。

36 本報告書では $4^{\circ}C$ 上昇シナリオ（SSP5-8.5）と記載しているが、本コラムでは各シナリオに関して記載することから、読みやすさのためにSSP5-8.5と記載する。

以外の物質の排出割合（例えば、SSP5-8.5はRCP8.5と比較して、二酸化炭素の排出が多いがメタン（CH₄）の排出は少ない）や、2100年の濃度レベルに至る経路なども異なっており、実質的な放射強制力は、全体的に、SSPベースのシナリオの方が同水準のRCPと比べて大きくなっている点には注意が必要である。また、温室効果ガスのうち二酸化炭素のみを原因とする海洋酸性化の予測に関しては、二酸化炭素濃度が高いSSP5-8.5シナリオの方が、RCP8.5シナリオよりも予測されるpHの低下が大きくなる。

各SSPx-yシナリオにおける二酸化炭素排出量を図コラム3.2に示す。SSP1-1.9では、二酸化炭素排出量を今後急速に減少させ、2050年頃には二酸化炭素排出正味ゼロとし、その後はマイナス（二酸化炭素の吸収）となる。このシナリオはパリ協定における1.5°C目標（工業化以前からの気温上昇量を1.5°Cに抑える目標）に対応したものであり、AR6で新たに追加された。SSP1-2.6では、2070年頃に二酸化炭素排出正味ゼロとなり、その後はマイナスとなり、工業化以前からの気温上昇量は2°Cに収まる（パリ協定における2°C目標に対応する）。SSP2-4.5では、今世紀半ばまで現在の二酸化炭素排出量水準で推移し、その後減少していくものの、2°C上昇を超えて地球温暖化が続くシナリオである。SSP3-7.0やSSP5-8.5は、二酸化炭素排出量が今世紀末、または今世紀後半にかけて増加を続けていくシナリオであり、今世紀末での気温上昇量は各々4°C程度、4°C以上とされる。このように、今後の二酸化炭素排出量の推移等によって将来の気温上昇量は大きく変わると予測されるが、2020年末までに実施された政策が今後も継続された場合、今世紀末における工業化以前からの気温上昇量は3.2°C（2.2°C～3.5°C）に達すると予測されている（IPCC, 2023）。

なお本報告書では、世界の将来予測に関する記述については、主にAR6で使用されたSSPシナリオに基づく将来予測を記載しているが、日本域の予測については、AR5で用いられたRCPシナリオのうち、RCP2.6及びRCP8.5による予測結果を示している。日本域でSSPシナリオによる予測を示していないのは、本報告書では、日本域について主に力学的ダウンスケーリングにより高解像度化された予測データに基づいて将来気候を評価しているが、SSPシナリオに基づく同様の予測データを整備するには、多くの時間がかかるため、本報告書の執筆時（2023年11月時点）では報告された研究数が十分ではなかったためである。ただし、前述の通りRCPシナリオとSSPシナリオにはおおよその対応関係があるため（表コラム3）、予測の解釈に当たっては適宜参照していただきたい。

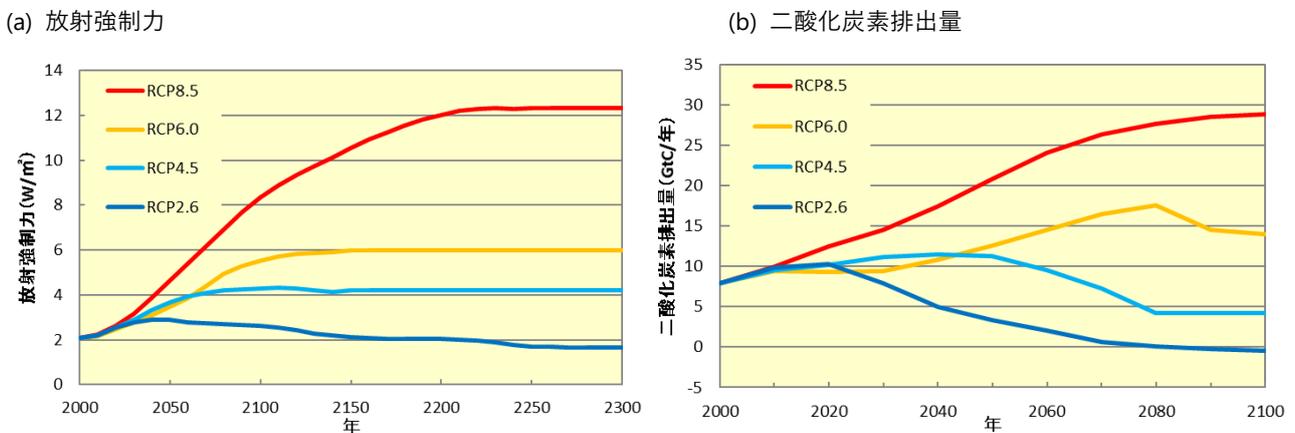


図 コラム 3.1 各 RCP シナリオによる放射強制力と二酸化炭素排出量

気象庁（2015）の図を一部改変・転載。(b)では、二酸化炭素排出量を炭素重量に換算しているので注意。

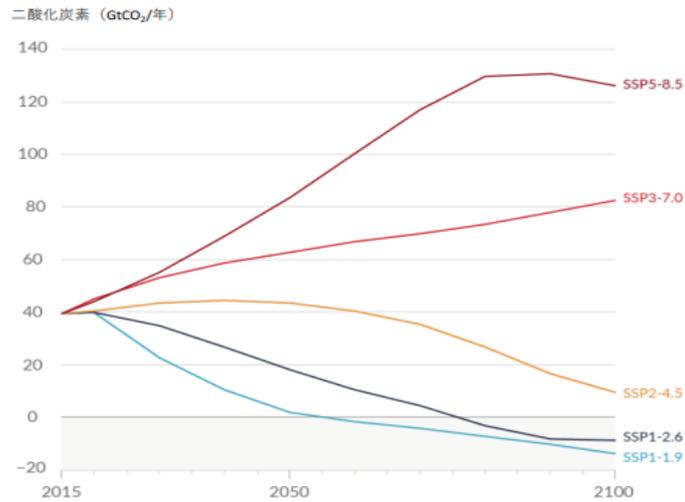


図 コラム 3.2 各 SSP シナリオによる二酸化炭素排出量 (IPCC, 2021; Figure SPM.4(a) の一部を和訳・転載。)

表 コラム 3.1 RCP シナリオと SSP シナリオの対応

SSP シナリオ	シナリオの概要	近い RCP シナリオ
SSP1-1.9	持続可能な発展の下で、工業化以前を基準とする 21 世紀末までの昇温（中央値）をおおむね（わずかに超えることはあるものの）約 1.5°C 以下に抑える気候政策を導入。21 世紀半ばに二酸化炭素排出正味ゼロの見込み。	該当なし
SSP1-2.6	持続可能な発展の下で、工業化以前を基準とする昇温（中央値）を 2°C 未満に抑える気候政策を導入。21 世紀後半に二酸化炭素排出正味ゼロの見込み。	RCP2.6
SSP2-4.5	中道的な発展の下で気候政策を導入。2030 年までの各国の「自国決定貢献 (NDC)」を集計した排出量の上限にほぼ位置する。工業化以前を基準とする 21 世紀末までの昇温は約 2.7°C（最良推定値）。	RCP4.5（2050 年までは RCP6.0 にも近い）
SSP3-7.0	地域対立的な発展の下で気候政策を導入しない中～高位参照シナリオ。エーロゾルなど二酸化炭素以外の排出が多い。	RCP6.0 と RCP8.5 の間
SSP5-8.5	化石燃料依存型の発展の下で気候政策を導入しない高位参照シナリオ。	RCP8.5

コラム4. 気候予測データセット 2022

文部科学省及び気象庁は、2022年12月22日に『気候予測データセット 2022』³⁷を公開した。本データセットは、「気候変動に関する懇談会」（文部科学省・気象庁）の議論を踏まえ、地方公共団体や民間企業等において進められている気候変動対策を積極的に支援するために、これまで我が国で創出された気候変動への適応に資する予測データをまとめ、公開したものである。

『気候予測データセット 2022』は、文部科学省が実施している気候変動研究プログラムにより創出したデータや、これらのデータを大学や研究機関等が解析・統計処理して作成したデータの全16種類から構成されている（表 コラム 4.1）。

例えば、「⑤全球及び日本域確率的気候予測データ（d4PDF シリーズ）」は、過去気候、3つの地球温暖化レベル（全球平均地上気温が工業化以前に比べ1.5°C、2°C、4°C上昇するレベル）の将来気候、そして地球温暖化していないことを想定した非温暖化過去気候のそれぞれについて実施した、全球と日本域の高解像度大気モデルによる大規模アンサンブル気候シミュレーションの結果をまとめたデータベースである。日本域は20kmメッシュの解像度で計算しており、台風や集中豪雨等の極端な現象（極端現象）の将来変化を、確率的かつ高精度に評価することができる（詳細は、付録 A.2.4 参照）。2024年3月に追加された「⑩全国版 d4PDF ダウンスケーリングデータ」は、本州・北海道域を含む日本全国を対象にd4PDFを5kmメッシュの解像度で計算したデータであり、各地での極端現象の評価に加え、日本全国を同一の実験設定で評価する場合への活用が期待される。また、「⑪日本域農研機構データ」は、日射量、地上風速及び湿度指標など、気温、降水量以外の気候要素を含んでおり、農業分野における気候変動の影響評価での活用が期待される。本報告書『日本の気候変動 2025』においても、先述の「⑤全球及び日本域確率的気候予測データ（d4PDF シリーズ）」を気温や降水における極端現象の発生頻度の評価で利用しているほか、「②日本域気候予測データ」を大気の実測結果として、「⑭日本域海洋予測データ」を海洋の実測結果として利用している。

本データセットについては、各データの内容や利用上の留意事項等をまとめた解説書も併せて公表されている。解説書の第1章では、気候予測データを適切に利用するための注意点のほか、ダウンスケーリング手法、モデル解像度、将来予測シナリオ等について、詳細に解説している。また、代表的なバイアス補正手法やデータの利用例、一部データの比較結果についても紹介している。各データの関係性を、データ作成に使用されたダウンスケーリング手法や気候モデル等の観点から整理した概観図（解説書資料 2³⁸）や、各データの作成に使用されているモデルや将来予測シナリオ、空間・時間解像度、アンサンブルメンバー数、主な変数等を示した一覧表（解説書資料 3³⁹）も収録されており、目的に適したデータの選択において検討の一助となることが期待される。解説書の第2章では、各データの作成に用いられた気候モデルや利用上の留意事項等について、詳細な解説を記載している（文部科学省及び気象庁、2022b）。

文部科学省では、現在、最近の研究動向を踏まえ、気候変動メカニズムの更なる解明や気候予測データの高解像度化、近未来実験、連続実験等による多様な時間スケールのデータ創出を行う「気候変動予測先端研究プログラム」を実施しており、今後、同プログラムの成果を踏まえ、データセ

37 <https://diasjp.net/ds2022/index.html>

38 https://diasjp.net/ds2022/manual_chapter1.html#doc2

39 https://diasjp.net/ds2022/manual_chapter1.html#doc3

ットを更新していくことを予定している。また、本データセットの公開ページでは、ユーザーから寄せられた質問を踏まえた Q&A 集を公開したほか、ユーザーとの意見交換会等を引き続き開催していくこと等を通じて、ユーザーニーズの把握と気候予測データの利活用の促進に取り組んでいくこととしている。

表 コラム 4.1 『気候予測データセット 2022』の構成

各データの概要は『気候予測データセット 2022』の公開ページ「データセット紹介」(<https://diasjp.net/ds2022/dataset>)を参照。

- | | |
|-------------------------------------|----------------------------|
| ① 全球及び日本域気候予測データ | ⑨ 全球 d4PDF 台風トラックデータ |
| ② 日本域気候予測データ | ⑩ 日本域 d4PDF 低気圧データ |
| ③ マルチシナリオ・マルチ物理予測データ | ⑪ 日本域農研機構データ (NARO2017) |
| ④ 全球及び日本域 150 年連続実験データ | ⑫ 日本域 CMIP5 データ (NIES2019) |
| ⑤ 全球及び日本域確率的気候予測データ
(d4PDF シリーズ) | ⑬ 日本域 CMIP6 データ (NIES2020) |
| ⑥ 北海道域 d4PDF ダウンスケーリングデータ | ⑭ 日本域海洋予測データ |
| ⑦ 本州域 d4PDF ダウンスケーリングデータ | ⑮ 全球及び日本域波浪予測データ |
| ⑧ 日本域台風予測データ | ⑯ 全国版 d4PDF ダウンスケーリングデータ |
- ※ ⑯は 2024 年 3 月に追加



図 コラム 4.1 『気候予測データセット 2022』のロゴ

「大気を取りまく多くの気象データで、地球が構成されてゆく様子」を表現している。(文部科学省及び気象庁, 2022b より引用。)

コラム5. 都市気候

第 4.3.3 項に述べられているように、都市化の進展は、ヒートアイランド現象と呼ばれる都市域での高温傾向を生じさせ、人為的な温暖化を局所的に強める。地球温暖化が進行すると極端な高温も増大すると予測されているため、都市域では局所的な高温の深刻度が更に増大する（確信度が非常に高い）{8.2, Box 10.3, 11.3, 12.4, Box TS.14, C.2.6}。都市が気候に与える影響は気温だけにとどまらない。世界平均気温への都市化の影響は無視できるほどである（確信度が高い）（第 4.3.3 項参照）。しかしながら、都市化は都市内部及びその周辺で観測されている温暖化傾向への寄与（特に年平均最低気温（確信度が非常に高い）、及び都市域及び都市の風下における、特に午後と夕方の平均降水量と極端な降水量の増加（確信度が中程度）を通して地球温暖化の影響を激化させていると IPCC (2021) は指摘している {2.3, Box 10.3, 11.3, 11.4, 12.3, 12.4, Box TS.14}。ここでは、こうした都市における気候の特徴に目を向けてみたい。

都市と暑さ指数

気温の上昇は、夏季を中心に熱中症の危険性を増大させる。人体と外部との熱のやり取りは、気温とともに湿度にも依存し、また、風速、日射や周囲の物体からの放射熱の影響も受けている。熱中症予防の目的から、人体と外気の熱のやり取りに着目して 1954 年にアメリカで考案された指標に、「暑さ指数（湿球黒球温度。WBGT: Wet Bulb Globe Temperature）⁵⁶」がある。これは、気温、湿度、及び日射・放射など周辺の熱環境の 3 つを取り入れた指標で、以下のように定義される。

屋外：WBGT (°C) = 0.7 × 湿球温度 + 0.2 × 黒球温度 + 0.1 × 乾球温度

屋内：WBGT (°C) = 0.7 × 湿球温度 + 0.3 × 黒球温度

都市においては、ヒートアイランド現象によって極端な高温が生じやすいだけでなく、高温となった建築物や地表面からの放射熱を受けることで、暑さ指数も高くなりやすい。そこで、熱中症予防の観点では、都市域の暑さ指数に十分留意する必要がある。

都市の乾燥化

気象庁の観測によると、都市化率の高い都市では、都市化の影響が小さいと見られる都市に比べて相対湿度の低下率が大きくなるなど、年平均した相対湿度の低下率は、都市化率が高い地点ほど大きくなる傾向がある（表 コラム 5.1）。また、大都市では霧の発生日数も長期的に減少しており、その要因として相対湿度の低下が指摘されている。都市で相対湿度が低下する主な要因は、気温の上昇に伴う飽和水蒸気量（大気中に含むうる水蒸気量の最大値）の増加により相対湿度が下がるためと考えられるが、それに加えて、都市域での植生の減少や人工地表面の増加によって、地表面や葉面から大気への水蒸気供給が減り、都市の地上付近では大気中の水蒸気量そのものが減少する傾向も寄与している可能性が指摘されている（藤部, 2012; 近藤, 2012a）。

56 湿球温度は、水で湿らせたガーゼを温度計の球部に巻いて観測される温度で、ガーゼからの水の蒸発により気温（ガーゼを巻かずに測る“乾球”の温度）よりも低くなる。空気が乾いているほど気温との差が大きくなり、皮膚の汗が蒸発する時に感じる涼しさ度合を表す。黒球温度は、ほとんど反射しない黒色に塗装された薄い銅の球（内側は空洞）の中心に温度計を入れて直射日光の下で観測される温度で、弱風時の日なたにおける体感温度と良い相関がある。2021 年度から全国で運用されている熱中症警戒アラートは、この暑さ指数が 33 以上になると予想される場合に発表される。詳細は環境省による熱中症予防情報サイト（<https://www.wbgt.env.go.jp/>）参照のこと。

表 コラム 5.1 大都市及び都市化の影響が比較的小さいとみられる 13 地点平均の都市化率と平均相対湿度の長期変化傾向（1927～2023 年）

数値は 100 年当たりの変化率を示す（いずれも信頼水準 90%以上で統計的に有意）。統計期間は 1927 年から 2023 年まで（冬は 1926 年 12 月/1927 年 2 月～2022 年 12 月/2023 年 2 月）、国内主要都市の統計値が揃う 1927 年以降としている。都市ごとに一年で最も変化傾向の大きい季節の数値を赤字、最も変化傾向の小さい季節の数値を青字で示している。観測場所の移転に伴う影響を除去することが困難なため、期間中に移転のない大都市 6 地点と全国で都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 地点中の 13 地点を比較対象としている。（気象庁, 2024f）

地点	都市化率 (%)	平均相対湿度変化率 (%/100年)				
		年	冬	春	夏	秋
札幌	71.9	-11.5	-10.3	-12.0	-10.1	-13.6
仙台	74.4	-7.9	-8.9	-8.9	-5.8	-8.2
横浜	56.0	-11.7	-15.9	-11.1	-7.9	-12.2
名古屋	88.5	-15.4	-15.2	-16.6	-13.2	-16.7
京都	63.1	-14.0	-12.9	-15.6	-12.4	-14.5
福岡	67.7	-13.3	-13.3	-15.1	-10.2	-14.5
13地点平均	16.7	-4.8	-4.7	-6.1	-4.1	-4.6

都市化が降水に与える影響

都市域がその周辺に比べて高温となるヒートアイランド現象は、局所的な大気の流れにも影響を与え、それを通じた降水への影響を指摘する研究もある。これらの中には、都市の風下側で降水量や雷が多いことを示した研究が多く、時間的には、午後に目立つ傾向が指摘されている。都市化の影響が、気温分布にはヒートアイランドという形で明瞭に現れるのに対して、都市が降水に及ぼす影響は、観測データの上では把握しにくい。国内の大都市（11 地点）⁵⁷の観測データに基づく気象庁の解析では、降水量や大雨の変化傾向には都市化との明確な関連性は確認されていない（気象庁, 2024f）。日降水量 50 mm 以上、及び日降水量 100 mm 以上の大雨の年間日数の経年変化率では、大都市 11 地点の中で増加傾向を持つ地点もあるが、日本全体（51 地点平均⁵⁸）の日降水量 100 mm 以上の年間発生回数が増加しており、都市に限らず、大雨の頻度の増加に地球温暖化による影響が現れている可能性がある。

一口に降水と言っても、局地的な大雨や、総観規模の低気圧や前線に伴う広範囲の雨など、多様な形態があり、これらに対する都市の効果を一律に論ずることは難しい。Fujibe et al. (2009) は、東京都心での 118 年間の毎時の降水資料から、全降水事例を対象にした場合は降水量の経年変化が不明瞭である一方、6 月から 8 月までの夕方の非継続性降水については 6 時間降水量が増加していることを示すとともに、周辺のアメダス地点における降水量に対して正偏差があることを見いだし

57 観測地点は気象庁（2024f）を参照のこと。

58 観測データの均質性が長期にわたって確保できるとして選出された観測地点。大都市のうち 8 地点を含む。第 5 章 降水を参照のこと。

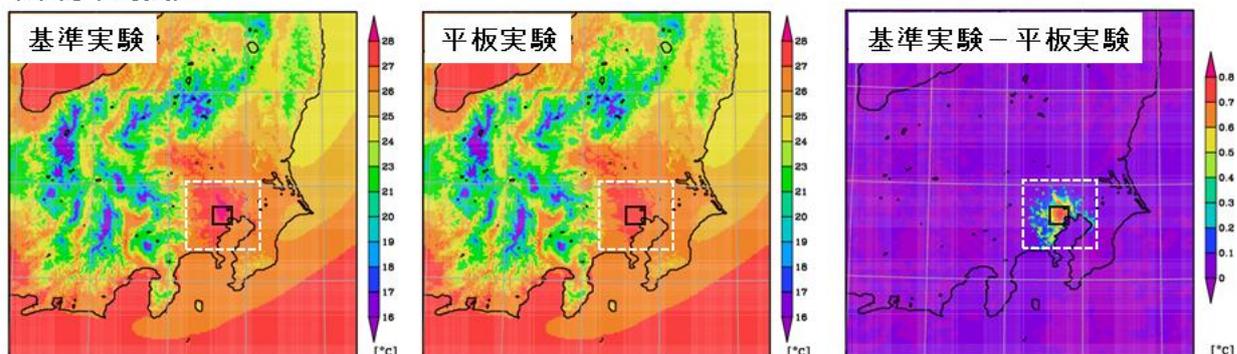
ている。これは、夏季の午後に生じやすい短時間強雨に、都市化の影響による降水変化があることを示唆する結果である。

都市気候の解析には数値モデルも活用されている（例えば、気象庁, 2024d）。数値シミュレーションでは、都市の土地利用などを仮想的な状態に置き換えることで、都市化の影響のみを調べることが可能である。Seino et al. (2018) は、単層都市キャノピースキーム⁵⁹が組み込まれ、都市気候の評価にも利用されてきた数値モデル（Aoyagi and Seino, 2011; Murata et al., 2017）を用いて、都市の高温化に伴って生じる降水の変化を調べた。都心とその周辺（約 80 km 四方）に、上記の単層都市スキームを用いて実際の土地利用に即した建物分布を想定した場合（基準実験）と、建物用地をコンクリートに近い性質の平板に置き換えた場合（平板実験）で、関東地方を対象に 8 年間（2006～2013 年）の 8 月の数値シミュレーションを行ったところ、基準実験では現実的な気温が再現され、都心付近の月平均気温は平板実験に比べ約 1°C 高かった（図 コラム 5.1a）。この気温差は、建物が気温に及ぼす効果（第 4.3.3 項の②）による都市の高温偏差を表すものと考えられる。2 つの実験間で 8 年平均の月合計降水量を比較したところ、土地利用に差を与えた領域内で基準実験の降水量が平板実験より有意に多く、都心付近の 20 km 四方（図 コラム 5.1b、黒枠の範囲）の平均では平板実験より約 10% 多かった。つまり、都市ヒートアイランドの強化により平均として降水量が増加する結果が得られている。7 月の計算結果でも同様の傾向が確認された一方、2 月の計算結果では 2 つの実験間で降水量の違いは少なかった。これは、観測データに基づく Fujibe et al. (2009) とも整合的である。また、8 月の基準実験において、午後に都心周辺で非継続性降水が見られた日を抽出し、降水開始直前の状況を実験間で比べてみると、都心付近の高温域に流入する気流や、地上から高度 1,000 m 程度までの上昇流の強化も生じていることが分かった。ただし、個々の降水日の計算結果を比べると、降水の生じる場所は事例ごとに異なり、また、平板実験で都心付近の降水量が多い事例もある。基準実験での都心付近の降水量の増加は、あくまで平均として見られる傾向であることに注意が必要である。この数値シミュレーションから、都市の高温化は、地上付近の低圧偏差やそこに流入する気流、更には上昇流を強め、その結果として対流性の降水の増加につながっていることが考えられる。夏季の首都圏では、大気不安定な条件下で、夕方前後を中心に対流雲が発達してもたらされる降水が多い。こうした対流雲は、東京湾や相模湾、鹿島灘から吹き込む海風やそのほかの局地風のぶつかり合う場所に生じやすいが、その発生場所は気圧配置や局地風の強さなどに応じて事例ごとに異なる（藤部ほか, 2002）。都市ヒートアイランドに伴う高温域も、夕方から夜間に明瞭になることが多いが、日ごとに、また時間帯によってもその場所や強度（周囲に対する高温偏差の大きさ）が変わる。そこで、都市が降水に及ぼす効果は、降水の発生域と高温域の位置関係などにより事象ごとに異なってくると解釈できる。また、基準実験と平板実験で都心周辺の降水日数にはほとんど差がなかったことから、ヒートアイランドの強化そのものが降水を引き起こ

59 建物の立ち並ぶ都市域の地上付近の空間は、都市キャノピーとも呼ばれる。建物群の高さや密集度といった都市キャノピーの構造は、第 4.3.3 項に述べられている様々な過程を通して、地表面熱収支や地上気温に影響を及ぼしている。この都市キャノピーの効果を数値モデルに取り入れる手法のひとつとして、建物の壁面・屋根面温度や気温などを都市キャノピー内の代表的な値によって表現する（都市キャノピーを一つの層として扱う）のが単層都市キャノピースキームである。数値モデルにおける都市地表面の扱いに関する詳細は、例えば、近藤（2012b）や青柳・清野（2012）を参照していただきたい。

すというより、降水の主因となる気象条件が整った場合に、都市の高温化が降水の強化に寄与するものと推察される。

(a) 月平均気温



(b) 月合計降水量

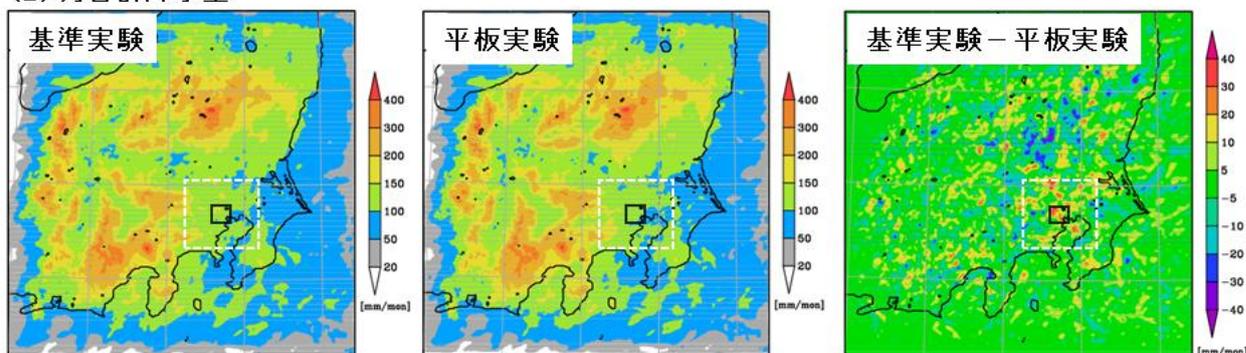


図 コラム 5.1 関東地方の 8 年間の 8 月の (a) 月平均気温、(b) 月合計降水量の基準実験、平板実験による計算結果、及び基準実験と平板実験の差 (8 年平均値)
 白枠(破線)は 2 つの実験で都市の土地利用に差を与えた範囲、黒枠は都市化が最も顕著な範囲を示す。(Seino et al. (2018) より和訳・配置変更・転載 with permission from Elsevier)

コラム6. 過去 1200 年の京都のサクラ満開日

サクラの開花時期は、春の気温の影響を強く受けて年ごとに変動することから、春の暖かさの指標となりうる。日本、ことに京都では様々な人の手による日記が残っている。その中には植物季節現象、とりわけ満開のサクラに関連した記述が数多く見られる。これらの載った文献史料の調査に基づくサクラの満開日の推移が、過去 1200 年間の長期的な気候変化を示すデータとしてしばしば注目される。ここではそのデータを取り上げて解説する。

古文書のうち、記載内容に関して具体的な年月日が記されているものを特に古記録と呼ぶ。調査対象とした古記録は様々な属性の人が書き残した古日記のほか、それらをまとめた年代記や、題に年月日が入った短歌の多い歌集などである。調査では様々な古記録の中から、(1) サクラの満開の状態、(2) 花見、花宴などの実施または参加、(3) 花見に行かなかった人に対する、着花したサクラの枝の進上または献納、(4) サクラの花を題とした短歌に関して、それぞれ記載内容と記載された日付を収集した。括弧内の数値はデータのタイプ別の区分番号であり、これが若いものほど信頼性が高いと考えて複数の記録のあった年におけるデータの取捨選択を行った。以上のようにして得られた日付を現行暦に変換し、江戸時代以前に近畿地方で最も一般的であったヤマザクラの満開日データとして整理した。そのため、古記録の内容から対象のサクラがヤマザクラ以外の樹種（例えばヒガンザクラなど）であることが分かった場合には、そのデータを排除した。近代気象観測開始後の 1880 年代以降については、現在でもなおヤマザクラの多い嵐山に関する新聞の報道記事や、新聞広告から分かった嵐山付近までの臨時列車の運転日を参考にして満開日を決定した。1950 年代以降には新聞掲載のサクラだより記事中から嵐山における満開の状態に到達した初日を調べて満開日とした。従って気象官署によるサクラ（ソメイヨシノ）の開花日・満開日の植物季節観測値とは完全に独立したデータである。

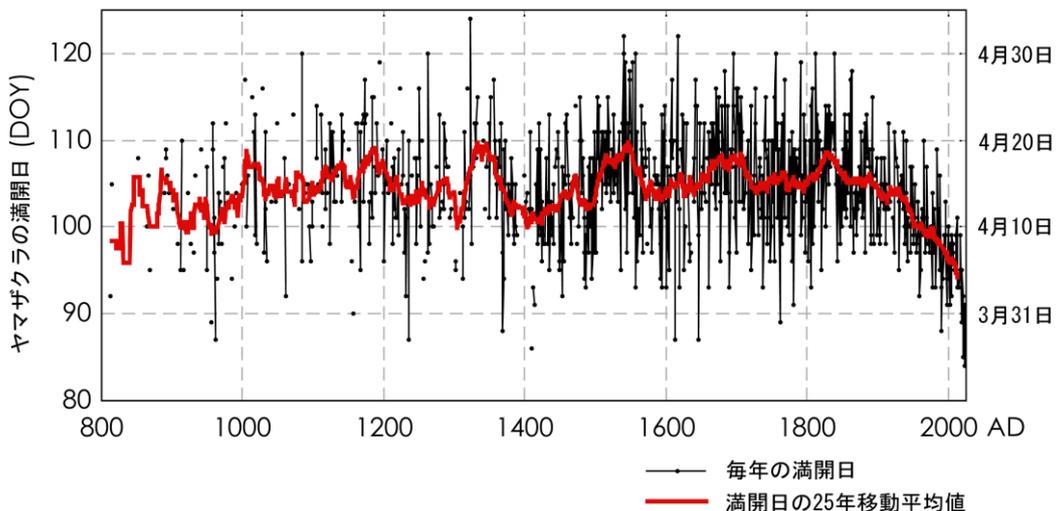


図 コラム 6.1 京都におけるヤマザクラの満開日の年々推移

京都で書かれた古記録の調査を通して収集されたヤマザクラの満開日の推移。満開日は現行のグレゴリオ暦に換算後、DOY (1月1日を1日目として数えた日数) として表している。右縦軸のスケールは平年の暦日。ここでは 1582 年のグレゴリオ暦への改暦以前についても同様にグレゴリオ暦へ換算している。個々のプロットはそれぞれの年の満開日を示し、連続した年について満開日が判明した場合のみ両年のプロット間に直線を引いている。IPCC (2021) にならい満開日の 25 年移動平均値を赤い線により示している。IPCC は西暦 1400 年以降の推移を取り上げたが、ここでは同様の図の描き方により西暦 1400 年以前についても示す。

このデータは Aono and Kazui (2008)による研究をきっかけに世界的に広く知られるようになり、長期的な気候変化の指標として、IPCC (2021)をはじめ、いくつかの気候に関する出版物で取り上げられるようになった。それ以後も調査とデータの追加は繰り返され、2023年現在で840年分の満開日がまとめられている。判明している満開日のうち最古のものは西暦812年の4月1日(DOY 92)である。西暦1100年以前は期間中のうち3割程度以下の年の満開日しか分かっていないが、西暦1101~1400年の期間では全体の5~6割、それ以降はほぼ9割以上の年の満開日が判明した。満開日の推移に注目する。半数以上の年の満開日が把握できた世紀に限ると、満開日が4月20日(DOY 110)前後まで遅くなったのは1350年代や1550年代を中心とする時代で、それぞれにおける春の寒さが窺える。1600年以降の江戸時代に当たる期間でも全般的に満開日が遅い状態は変わらず、なかでも1690年代や1820年代には満開日の移動平均が4月18日(DOY 108)までずれ込んでいた。

これに対して、1999~2023年の平均の満開日は4月5日(DOY 95)であり、1820年代から現在までほぼ一本調子で満開日が早くなり続けてきた。最近200年間のこうした傾向には、サクラの開花時期を大きく左右する3月の気温が例えば日本全体といった広い範囲全体で上昇したことによる影響と、京都におけるローカルな都市化による影響の双方が同じ程度に作用したと分析されている(Aono, 2015)。1988/1989年を境に以後の早まりが顕著になった満開日が、このころ発生したレジームシフトの影響を反映しているという見方もある(Reid et al., 2016)。その後の1990年代に入ると更に早くなる傾向が顕著となり、2013年以後には満開日がいずれも4月10日(DOY 100)以前となっている。これまで述べてきたヤマザクラ満開日データの中で最も早い記録は永らく1409年3月27日(DOY 86)であったが、2021年にはそれより1日早い3月26日(DOY 85)、更に2023年には3月25日(DOY 84)に満開に至るなど、早くなる傾向は続いている。これまでの気候変化の影響を慎重に評価して分析したところ、2021年のように満開日が極度に早くなる傾向は、京都の都市化の影響がない場合にはまれにしか起きないと予想されるのに対し、現在なみの都市化による影響が加わることにより、約15倍も起きる可能性が高くなっていて、2100年までに数年おきに発生することが推測されている(Christidis et al., 2022)。

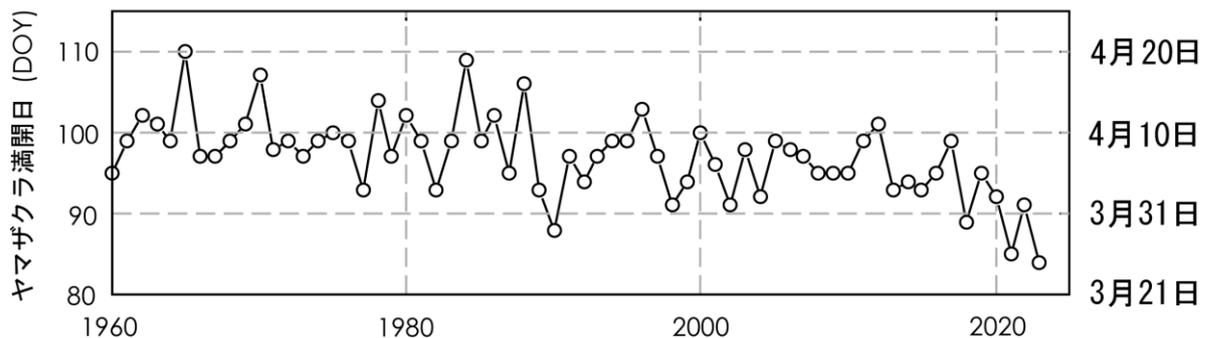


図 コラム 6.2 近年の京都・嵐山における満開初日の推移

新聞の「サクラだより」記事により、ヤマザクラが多く存在する京都・嵐山の満開初日を調査し、その年々推移を図示したもの。右縦軸のスケールは平年の暦日。

コラム7. 極端現象の確率的表現について

日々の気象現象は様々な自然変動の下で発生している。こうした自然変動の中で、発達した台風の接近や前線活動の活発化、高気圧の強い張り出し、強い寒気の流入など、必要な条件が揃った場合には、極端な大雨や高温、低温等の極端な現象（以下「極端現象」と表記。）が発生する場合がある。このような極端現象について、その現象の「まれさ」または「異常さ」を表現する方法として、「XX年に一回の現象」などの確率的な表現がしばしば用いられる。例えば気象庁では、気温や降水量などの異常を判断する場合、原則として「ある場所（地域）・ある時期（週・月・季節）において30年間に1回以下の頻度で発生する現象」を異常気象としている。

このような、ある現象が長い期間を平均した場合に何年当たり一回発生するか、すなわち次は何年後に発生するかの“平均”を表す数値を再現期間（return period）と呼び、例えば「再現期間100年の現象」とは、平均的に「その現象が100年に一回の確率で発生する」「その現象がある1年の間に発生する確率は100分の1である」ということを意味する。このため、「再現期間100年の現象」は、100年に一回必ず発生するものという意味ではなく、100年に二回以上発生する場合もあれば、全く発生しない場合もあり、発生頻度に周期性があるわけでもない。過去100年間で実際に一回発生したというわけでもなく、また、ある年に再現期間100年の現象が発生した場合、その翌年に当該現象はもう発生しないということとはできない。

極端現象の再現期間を推定する際、観測データのように限られたデータしか利用可能でない場合は、そのデータから直接推定することは困難なため、極値統計という統計的手法がよく用いられる。極値統計は、母集団の平均等に対する推定ではなく、母集団の分布の両端付近における事象に対する推定を扱うものである。こうした分布の両端付近の事象を扱うには、全てのデータではなく、当該データのうちの大きな（小さな）値の変動が重要となるため、例えば気象現象の場合は気温や降水量の毎年の最大、もしくは最小値（以下「極値解析」と表記。）、または一定の閾値を上回るデータを用いた解析（以下「閾値解析」と表記。（Peaks over threshold; POT解析とも呼ばれる））が行われる。具体的には、それらのデータが形成する頻度分布に適合する分布型を求め、観測された現象（例えば降水量）が当該分布の上位（または下位）の $1/XX$ の割合に位置するかを調べることで、その現象の再現期間はXX年と推定することが可能である（図 コラム 7.1）。また逆に、当該分布の $1/XX$ の割合に対応する降水量等の値YYを調べることで、「再現期間XX年の降水量（確率降水量とも呼ばれる）はYY(mm)」などと推定することができる。

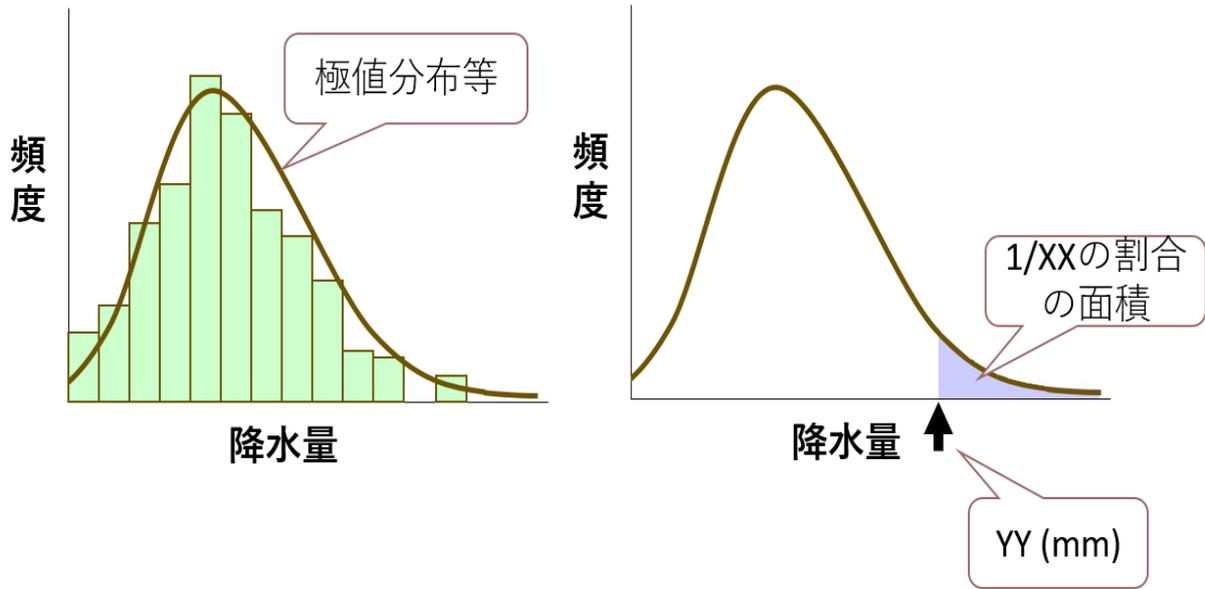


図 コラム 7.1 再現期間の推定方法

左図は、観測された現象（ここでは降水量の毎年の極値）の頻度分布（棒グラフ）に、極値分布等（曲線）を適合させるイメージを示す。右図は、適合させた極値分布等（曲線）から、再現期間 XX 年の降水量 YY (mm) を推定するイメージを示す。薄紫色の塗りつぶし領域は、極値分布等の下側領域の面積（全確率を示すため 1 となる。）のうち、 $1/XX$ の割合の面積を示す。

ここで、極値解析に用いられる分布型には、極値等が従う極値分布が用いられることが多い。理論的には、同一の分布に従う互いに独立な標本の極値は、その標本数が増えるにつれて極値分布に収束することが分かっており、それらは Gumbel 分布、Fréchet 分布、Weibull 分布の 3 つの型に分類される（これらを統合したものは、一般化極値分布 (Generalized Extreme Value distribution; GEV) と呼ばれる。)。一方で、同一の分布に従う互いに独立な標本のうち、ある特定の閾値を超えるデータは、一般化パレート分布 (Generalized Pareto distribution) に従うことが知られており、閾値解析を行う場合はこの性質が用いられる。

こうした極値統計による方法も、あくまで推定であって、様々な誤差が存在する点は注意が必要である。一つは、推定に使用するデータ数に起因する誤差である。例えば、再現期間 500 年の確率降水量を過去の観測データから推定しようとする場合、アメダスの観測期間は 50 年程度、気象官署による観測でも長いもので 100 年程度であり、これらのデータから推定しても信頼性は低いと考えられる。一般に、信頼性のある結果を得るためには、使用するデータ数の 2 倍程度までの再現期間が適当とされている (WMO, 2023)。すなわち、再現期間 100 年の確率降水量を推定するためには、少なくとも 50 年分程度のデータが必要となる。二つ目の誤差要因は、推定に使用するデータそのものに起因する誤差である。前述のような極値統計を使用して推定する際の前提として、元のデータが互いに独立であること等の条件を満たしている必要があるが、例えば日々の降水量データがこの条件を満たしていないことも多い。また、極値統計の理論は定常性を前提としているが、実際のデータはこの条件を満たしていない場合も多い。例えば気温や降水量等においては、エルニーニョ/ラニーニャ現象等の自然変動のほか、地球温暖化に伴う気温上昇等の影響を受けて、年々あるいは長期的な時間スケールで変動している点には注意が必要である。

近年は、こうした限られた観測データではなく、気候モデルによる多数のシミュレーション結果を使用して極端現象の評価が行われる場合もある。国内では、最大 6000 年分のシミュレーションデータを含む d4PDF(付録 A.2.4 参照)という大規模アンサンブルデータセットが開発されており、d4PDF を利用することで、まれにしか発生しない極端現象についても十分なサンプル数を得ることができる。これにより、前述のような極値統計を使用せず、データそのものから直接的に極端現象を評価できる場合もある。ただし、あくまで気候モデルによるシミュレーションであるため、現象によっては再現性が十分でない場合があることや、データには系統的な誤差(バイアス)が含まれること等に留意する必要がある。

以上のように推定した XX 年当たり一回といった極端現象のうち、極端な高温や大雨等は、地球温暖化の進行に伴ってその発生頻度、強度ともに増加することが予測されている。その様子を高温を例に模式的に示したものが図 コラム 7.2 である。横軸に気温、縦軸に発生確率を取って両者の関係性をプロットすると、気温の高い(極端な高温)現象ほど発生確率が低い傾向が示される。青線が工業化以前の気候における気温と発生確率の関係性、赤線が地球温暖化の進行した気候での関係性を示しており、地球温暖化が進行するにつれてグラフが右上にずれていく。これにより、ある気温の発生確率は、縦の矢印で示されるように工業化以前と比べて増加するとともに(発生頻度の増加)、ある発生確率における気温も、横の矢印で示されるように工業化以前と比べて増加することになる(強度の増加)。日本における XX 年当たり一回の高温、大雨の発生頻度と強度の変化については、各々第 4.2.2 項(3)、第 5.2.1 項(2)と第 5.2.2 項(3)を参照していただきたい。

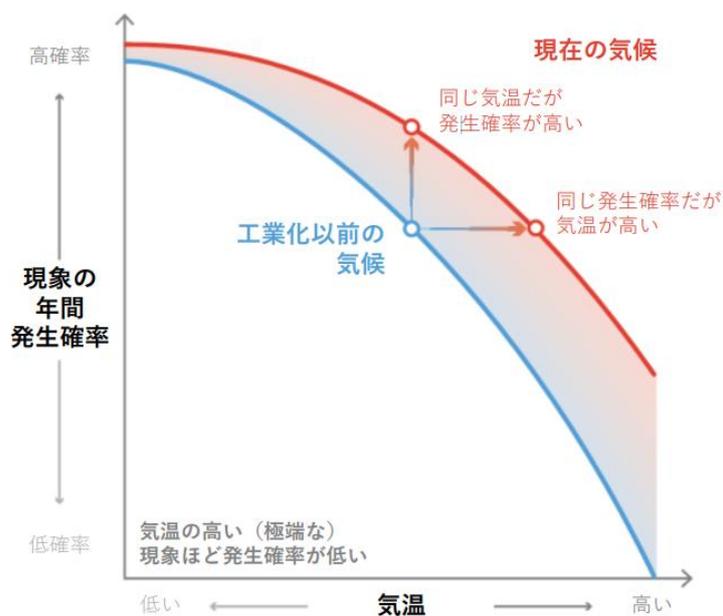


図 コラム 7.2 極端現象の頻度と強度の変化

工業化以前の気候(青色)及び現在の気候(赤色)との間で極端現象がどのように異なるかの例(図では高温を例に示す)。横軸は気温の範囲を示し、縦軸は各気温の現象が発生する確率を示す。(IPCC, 2021; FAQ11.3, Figure 1 を和訳・転載。)

コラム8. イベント・アトリビューション

イベント・アトリビューション (EA) は、実際に発生した極端な現象 (以下「極端現象」と表記) に対して地球温暖化がどの程度影響を与えていたかを定量的に示すために考案された手法である。EA では、気候モデルを用いて、地球温暖化が進行しつつある現実の条件と人間活動による地球温暖化が発生しなかった場合の仮想の条件の下で数値シミュレーションを実施し、特定の極端現象の発生頻度や強度に対する地球温暖化の影響を定量的に評価する⁷⁴。

極端現象の発生頻度を対象とする場合、個々の極端現象は自然の内部変動のみによっても起こりうることから、このような偶然性を伴う現象の中に必然 (地球温暖化による影響) を見出すためには、同じような気候条件下で、そのほかにどのような気象状態が起こり得たかを知る必要がある。そのため、気候モデルを用いた大量アンサンブル実験を行い、無数に起こりうる自然の変動幅を表現する。このようなアンサンブル実験を、現実の条件下と地球温暖化が起きていない仮想の条件下でそれぞれ実施する手法を、*risk-based* アプローチもしくは確率的アプローチと呼ぶことがある (Pall et al., 2011)。

一方、極端現象の強度を対象として EA を行う場合は、高解像度の領域モデルなどを使い、天気予報と同じく大気初期値を与えて時間積分し、現象の発生をまず正確に再現することから始める。その上で、与えた境界条件・初期条件から温暖化トレンド成分のみを取り除いて非温暖化実験を実施することで、地球温暖化が進行していない仮想の世界で同じような現象が発生した際にその強度がどの程度変化するかを議論する。このような手法を *storyline* アプローチ⁷⁵もしくは量的アプローチと呼ぶことがある。この手法では、大気の揺らぎ幅を捉える必要はないため、大量アンサンブルは必要ない。

以下では、近年の日本の猛暑事例及び豪雨事例に対して EA を適用した例を紹介する。

1. 猛暑事例

近年、日本列島が記録的な猛暑に見舞われる事例はもはや珍しくない。これまでで最も深刻な猛暑事例は 2018 年の夏である (2023 年 9 月時点)。この年の 7 月の熱中症による死亡者数は 1,000 人を超えて月別値としては最多となり (厚生労働省, 2018)、全国のアメダス地点における猛暑日 (日最高気温が 35°C 以上の日) の年間の延べ地点数も 6,000 地点を超えて最多を記録した (気象庁, 2018)。2023 年は、世界・日本ともに夏季平均気温が観測史上 1 位となり、日本では 2018 年を上回る猛暑地点数となった。日本付近で猛暑が深刻化する背景には、この時期に発達する 2 種類の高気圧が例年以上に張り出して日本の上空を覆う状況 (2 段重ねの高気圧) が多くの事例に共通して見られる。2 種類の高気圧とは、北西太平洋で発達する大気下層の太平洋高気圧と、チベット高原を中心として広範囲に発達する対流圏上層のチベット高気圧である。これらが猛暑の直接的な引き金であることは間違いないが、このような背景の下、地球温暖化はどの程度影響を与えていたのだろうか？

74 EA と似たアプローチとして、ディテクション・アトリビューション (DA) という研究手法もある。EA は実際に発生した一つの極端事象に注目するのに対し、DA は気温や降水量などの長期変化傾向 (トレンド) に注目する点が根本的に異なる。

75 *storyline* アプローチという用語は EA 以外にも様々な意味で用いられることがあるため、以下では「量的アプローチ」を用いる。

気象庁気象研究所では、文部科学省と協力して、水平解像度約 60 km の気候モデル MRI-AGCM60 を用いて、発生頻度を対象とした EA を 2018 年から実施している (Imada et al., 2019; Imada et al. 2020)。用いたデータセットは、d4PDF (付録 A.2.4 参照) に収録されている過去再現実験及び非温暖化実験 (公式版は 2010 年まで) を現在まで延長したものである。具体的には、過去再現実験として、観測された海面水温・海氷分布 (COBE-SST2: Hirahara et al., 2014) と、過去の人為起源 (温室効果ガス、エアロゾルなど) 及び自然起源 (太陽放射と火山活動) の外部強制要因をモデルに与えて、1951 年から現在までの 100 メンバーのアンサンブルを生成する。また、非温暖化実験として、人為起源の外部強制要因を工業化以前の条件 (1850 年) で固定し、海面水温と海氷分布より 1900 年から 2012 年までの長期トレンドを除いた非温暖化実験を同じく 100 メンバー実施している (Shiogama et al., 2016)。このデータセットを用いて、2018 年 7 月、2022 年 6 月下旬から 7 月初め、及び 2023 年 7 月下旬から 8 月上旬の高温事例に対して EA を実施した結果を図 コラム 8.1 に示す。これらのグラフは、日本上空約 1,500 m の気温の確率密度分布 (PDF) を示している。いずれの事例でも、地表付近の平均気温は統計開始以来 1 位を記録し、同じく日本上空の気温も記録を更新していた。2018 年及び 2022 年の事例では、現実の海面水温の状況などを条件として与えた 100 本の実験では、2 段重ねの高気圧が起りやすい状況が作り出されたことで、観測されたような猛暑の発生確率は約 20% (およそ 5 年当たり一回の頻度) にまで増加していた。一方、2023 年の事例では、海洋の様々な条件が複雑に重なり合った結果、たとえ地球温暖化が進行している場合でも発生確率は 1.65% (およそ 60 年当たり一回) と非常に極端な現象であった。

では、地球温暖化が起らなかったと仮定した場合の 100 メンバーの実験結果はどのような値を示していたのだろうか? 図 コラム 8.1 を見ても明らかなように、非温暖化実験から得られた PDF は大きく低温側に移動しており、2022 年の事例では、実際の気温の実況値を超える確率は 0.082% (およそ 1200 年当たり一回)、地球温暖化によって発生確率が 240 倍になっていたと見積もられた。2018 年及び 2023 年の事例では、観測された気温を超える確率はほぼ 0%、つまり、人間活動による地球温暖化がなければ、これらの記録的な猛暑は起り得なかったということになる。一見当たり前の結果のように感じるかもしれないが、「地球温暖化がなければほぼ 0%」という数字は深刻な意味を持つ。一昔前までは、地球温暖化がなかったと仮定した世界でも、高気圧が極端に発達すれば到達できる気温の範囲に留まっていた事例がほとんどであった。その範囲に収まらないほどの猛暑事例が出現するようになったのはここ数年のことである。

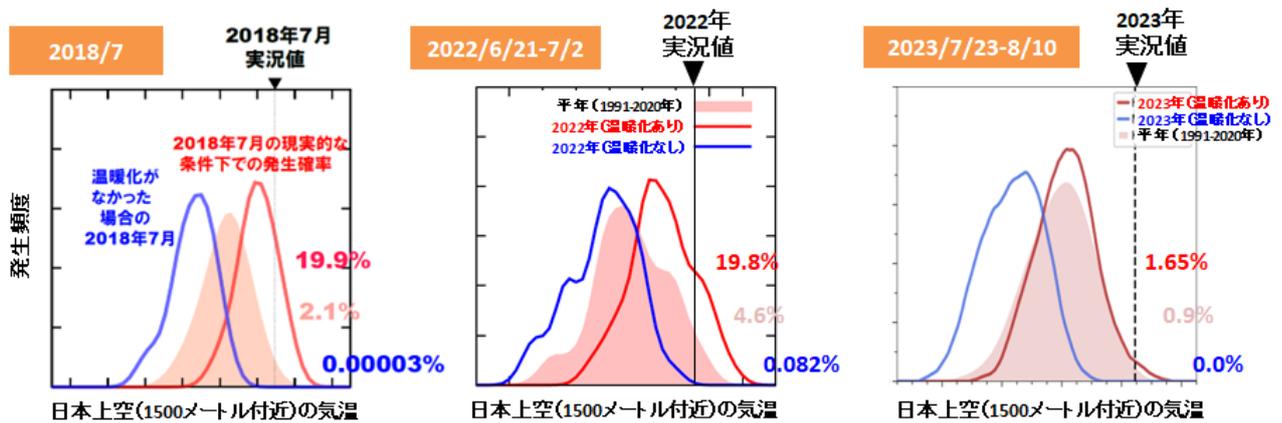


図 コラム 8.1 高温の発生確率

実線は 2018 年 7 月、2022 年 6 月 21 日から 7 月 2 日、2023 年 7 月 23 日から 8 月 10 日の日本域上空約 1,500 m の気温の確率密度分布 (PDF)。高温側の PDF (赤色) は現実の条件下におけるモデル実験、低温側の PDF (青色) は地球温暖化が起こらなかった想定でのモデル実験。陰影で示した PDF は平年値の期間 (2020 年以前は 1981~2010 年、2021 年以降は 1991~2020 年) の 30 年分のデータから作成。(気象庁気象研究所, 東京大学大気海洋研究所, 国立環境研究所, 気象業務支援センター (2019) 図 2、文部科学省及び気象庁気象研究所 (2022) 図 1、文部科学省及び気象庁気象研究所 (2023) 図 3 に加筆。)

2. 豪雨事例

次に、大雨に対する EA の例を見ていく。気温が上がれば大気中の水蒸気量は増加するため、大雨も地球温暖化によって影響を受けると考えられる。ただし、熱力学的な効果が支配的である猛暑や熱波に比べ、大雨は、地形による局地循環や、中・高緯度では大気循環場の内部変動の影響を強く受けるため、気温上昇による水蒸気増加に伴う発生頻度の変化が明瞭に現れないことが多い。また、気候モデルの解像度不足により日本のような急峻な地形に伴う大雨を正しく再現できないことも、大雨の確率的アプローチによる EA が難しい要因となっている。気象庁気象研究所では、水平解像度約 20 km 及び 5 km の地域気候モデルを用いて d4PDF のデータをダウンスケーリングし、EA に活用している (解像度 20 km のデータは 2010 年まで公開済み)。ここでは、2017 年 7 月及び 2018 年 7 月に洪水や土砂災害などにより多くの命が奪われた平成 29 年 7 月九州北部豪雨と平成 30 年 7 月豪雨、及び 2023 年の梅雨期に全国各地で発生した線状降水帯による大雨について、EA の確率的アプローチを適用した例を紹介する。

d4PDF の水平解像度 20 km の過去再現実験及び非温暖化実験それぞれ 100 メンバーの出力を用いて、2017 年 7 月の日降水量及び 2018 年 6 月 29 日から 7 月 8 日にかけての 3 日積算降水量の発生確率を地球温暖化あり・なしの条件下で比較した結果を図 コラム 8.2 に示す。平成 29 年 7 月九州北部豪雨に相当する時期の場合、九州西部において、地球温暖化が含まれた気候条件における日降水量の「50 年当たり一回のレベルの大雨」の発生確率は 2.8% (約 36 年当たり一回) であったのに対し、地球温暖化がなかった気候条件では 1.9% (約 54 年当たり一回) と推定され、大雨の発生確率が約 1.5 倍となっていた。また、平成 30 年 7 月豪雨発生に相当する時期で瀬戸内地域に注目した場合、地球温暖化が含まれた気候条件における 3 日間降水量の「50 年当たり一回のレベル」の発生確率は 4.8% (約 21 年当たり一回) であったのに対し、地球温暖化がなかった気候条件では 1.5% (約 68 年当たり一回) と推定され、大雨の発生確率が約 3.3 倍となっていた (Imada et al. 2020)。

一般的に地球温暖化の影響は検出が難しいと言われる極端降雨事例に対して、明らかな地球温暖化の影響を証明したこれらの結果は注目に値する。

平成 29 年 7 月九州北部豪雨と 2023 年の梅雨期の大雨については、線状降水帯が多数観測されたことでも注目された。図 コラム 8.3 に、d4PDF の水平解像度 5 km の結果を用いて、線状降水帯の発生数に地球温暖化が与えた影響を見積もった結果を示す⁷⁶。両実験とも九州地方を中心に暖色系の値が分布しており、多くの地域で線状降水帯の発生数が地球温暖化によって増加傾向にあることが分かる。平成 29 年 7 月九州北部豪雨では、地球温暖化によって発生数は約 1.3 倍、2023 年の梅雨期の大雨では、発生数は約 1.5 倍になっていたと推定された。線状降水帯のような空間スケールの小さい降水システムについて確率的なアプローチを成功させたこれらの結果は世界でも例がない。

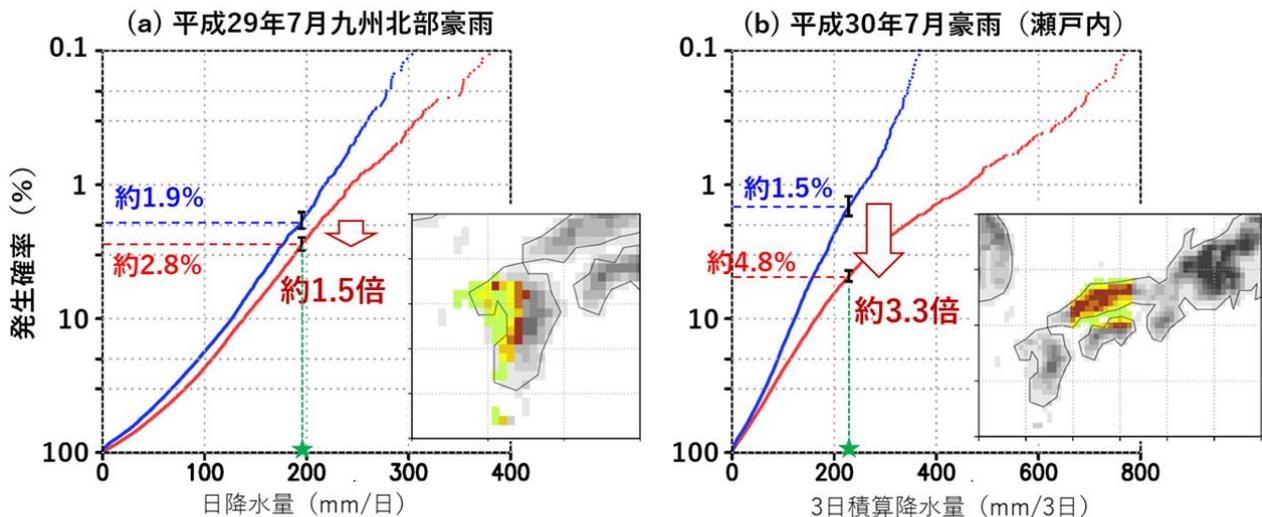


図 コラム 8.2 平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び平成 30 年 7 月豪雨に相当する時期及び地域における降水量と発生確率

赤実線は実際の（地球温暖化がある）気候条件、青点線は地球温暖化がなかったと仮定した場合の気候条件における発生確率。(a) は平成 29 年 7 月の九州西部、(b) は平成 30 年 7 月の瀬戸内地域。(a) では日降水量、(b) は 3 日積算降水量を用いている。エラーバーは、サンプルの偏りや不足によって生じる誤差の幅を表し、過去再現実験の 1981～2010 年の期間における 50 年当たり一回の雨量（★）の場所に表示してある。同じ降水量（横軸）に対し、グラフが下にあるほど現象の発生確率が大きいことを示す。別枠で示した地図は、濃淡が標高を表し、カラー部分が各解析の対象地域を示す。（気象庁気象研究所，東京大学大気海洋研究所，国立環境研究所，海洋研究開発機構，気象業務支援センター（2020）図 1 に加筆。）

76 この研究で採用されている線状降水帯の定義は、気象庁が「顕著な大雨に関する気象情報」の発表基準として定義している線状降水帯とは定義が異なる。

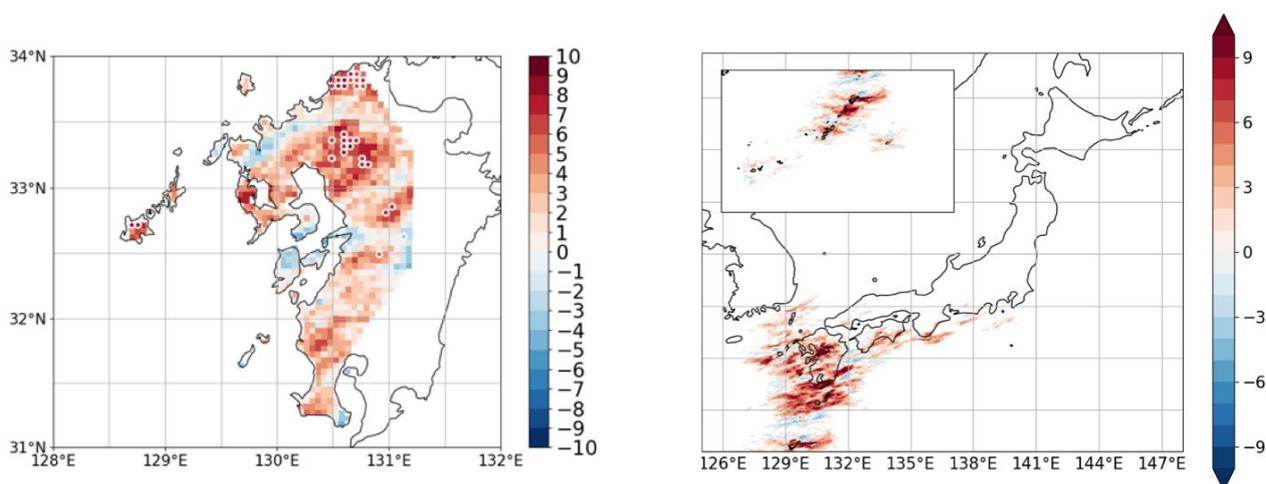


図 コラム 8.3 (左) 平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び (右) 令和 5 年梅雨期の大雨に相当する時期の線状降水帯の発生数

過去再現実験 100 メンバーと非温暖化実験 100 メンバーを用いて見積もられた線状降水帯の発生数の差。左は平成 29 年 7 月、右は令和 5 年 6 月 1 日から 7 月 10 日。ドットは差が統計的に有意であることを示す。(文部科学省及び気象庁気象研究所 (2023) 図 1 の一部に加筆、Kawase et al. (2022b) Fig. 2 の一部を転載。)

大気循環場の内部変動に強く影響を受ける現象について地球温暖化の影響を調べる場合には、発生頻度に着目した確率的アプローチではなく、現象が発生する循環場を前提条件として、その現象の強度がどのように変化するか(例えば雨であれば、雨量がどの程度変化するか)に注目して地球温暖化の影響を検出する量的アプローチが用いられることもある。前述の平成 30 年 7 月豪雨については、確率的アプローチに加えて量的アプローチも適用された。気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55: Kobayashi et al., 2015) と気象庁気象研究所の非静力学地域気候モデル (NHRCM) を用いてこの豪雨事例を正確に再現した上で、非温暖化実験の境界条件においては、日本周辺で平均した JRA-55 の各層の夏季平均気温と海面水温に対して、1980 年から 2018 年までの線形トレンドを除去した。高度場は気温にバランスする形で変化させ、相対湿度は過去再現実験と同じ値を用いた。つまり、水蒸気量は気温が上昇した分だけ増加したと仮定している。西日本の陸上で平均した 6 月 28 日から 7 月 8 日までの期間積算降水量に対して気温上昇による寄与を見積もると、この約 40 年間における日本域の約 1°C の気温上昇が雨量を約 6.7% 底上げしていたことが示された (Kawase et al., 2020b)。同様の手法を令和元年東日本台風及び令和 2 年 7 月豪雨に適用した結果、各事例の期間積算降水量は、日本周辺の気温上昇によってそれぞれ約 10.9% 及び約 15% 底上げされていたことが示された (Kawase et al., 2021a; Kawase et al., 2022b)。

以上のような EA の手法を用いて実際に発生した異常気象に対する地球温暖化の影響を定量的に示すことで、気候変動に対する社会の問題意識の向上に資する効果が期待される。

コラム9. 洪水への取り組み

極端な大雨の年間発生回数は統計的に有意に増加しており、1時間降水量 80 mm 以上、3時間降水量 150 mm 以上、日降水量 300 mm 以上といった強度の強い雨では、1980 年頃と比較して、おおむね 2 倍程度に頻度が増加している（第 5 章）。また、地球温暖化の進行に伴い、極端な降水の発生頻度と強度が増大することが予測されている。これらのことから、災害が発生する懸念が高まっている。

平成 26（2014）年 8 月豪雨（広島豪雨）、平成 27（2015）年 9 月関東・東北豪雨（鬼怒川水害）、平成 29（2017）年 7 月九州北部豪雨、平成 30（2018）年 7 月豪雨（西日本豪雨）、令和元（2019）年東日本台風、令和 2（2020）年 7 月豪雨（熊本豪雨）など、甚大な被害をもたらす豪雨災害が頻発している。イベント・アトリビューションの進展により、これらの豪雨災害に対して、地球温暖化の影響度合いを分析する検討が進んでいる。例えば、平成 29 年 7 月九州北部豪雨では、九州西部において、日降水量の 50 年当たり一回の大雨の発生確率は、温暖化がなかった気候条件と比べて、大雨の発生確率が約 1.5 倍となっていたと推定されている（コラム 8 参照）。また、現在よりも地球温暖化が進行した状況で、仮に同じような極端気象が発生した場合に、どのようなハザードになるかを推定する擬似温暖化手法に基づく検討も進んでいる。

令和元年東日本台風の例では、1980 年以降の気温及び海面水温の上昇によって、関東甲信地方の総降水量が約 1.11 倍になったという推定結果が示されている（Kawase et al., 2021a）。それらの影響を除去した場合に想定される複数の降水分布を流出モデルに入力して河川流量を推定するとともに、河道の水位や氾濫を解析した結果が報告されている（Nihei et al., 2023）。それによると、非温暖化の実験では、20 の降水分布のうち 18 で長野県千曲川の越水が免れるという推定結果となる。すなわち 1980 年以降の地球温暖化が、少なからず千曲川の洪水氾濫に影響を及ぼしていたことを示唆している。また、同じ東日本台風を対象に、気象の領域モデルや流出モデル等に含まれる不確実性の影響を加味するために、複数モデルの組み合わせによる擬似温暖化の結果が報告されている（環境省, 2023）。地球温暖化の 2°C 上昇、4°C 上昇シナリオで、例えば荒川流域における流域平均降水量は、1.08 倍、1.18 倍になり、それに伴って荒川基準地点におけるピーク流量は 1.12 倍、1.28 倍となる。この結果は、令和元年東日本台風と同じ規模の台風が 2°C 上昇シナリオで襲来した場合には、荒川基準地点における河川整備計画を上回る規模の流量となり、4°C 上昇シナリオで襲来した場合には、河川整備基本方針の目標に相当する流量となることを意味する。

治水計画においても、国土交通省は気候変動を踏まえた河川整備基本方針等の見直しを進めている。2016 年 11 月に発効したパリ協定において、「世界の平均気温上昇を産業革命以前と比べて 2°C 未満に抑え、1.5°C までに抑える努力をする」との目標が掲げられ、温室効果ガスの排出抑制対策が進められている。これを踏まえて、2°C 上昇相当のシナリオにおける平均的な外力の値を基本とすることとして、気候変動を踏まえた治水計画に係る技術検討会で具体的な河川整備基本方針の見直し方法が検討された（2018 年 4 月～2021 年 3 月）。具体的には、洪水防御の基本となる洪水（基本高水）の算定に用いる計画降雨量は、実績降雨データを用いた水文統計解析により得られた確率降雨量に、気候変動による現在気候との降雨量変化倍率（1.1 倍～1.15 倍）を乗じて求めること等が 2021 年 4 月の提言で示された（気候変動を踏まえた治水計画に係る技術検討会, 2021）。

現在は、この基本的な考え方に則り、個別水系の河川整備基本方針の見直しについて、国土交通省が設置している社会整備審議会河川分科会河川整備基本方針検討小委員会において、2021年3月から議論が進められている。

地球温暖化に伴って洪水の流量や発生頻度の増加が懸念されるなか、気候変動を踏まえた治水計画の見直しに加えて、地球温暖化の適応策としても重要となる新たな治水の方針として、あらゆる関係者が協働して①氾濫をできるだけ防ぐ・減らすための対策、②被害対象を減少させるための対策、③被害の軽減、早期復旧・復興のための対策、を総合的かつ多層的に取り組む「流域治水」が進んでいる。あらゆる関係者の中には、河川管理者や地方公共団体のみならず、民間企業や住民が含まれる。浸水リスクのある土地に事業所や工場などが立地する企業や、サプライチェーンで結び付く企業にとっては、水害が大きな経営リスクとなりうる。企業が有する水害リスクを定量化するとともに、それに対する様々な取り組みを有価証券報告書等に開示する気候関連情報開示が進められている（佐山, 2023）。その一助になる取り組みとして、企業の気候関連情報開示の取り組みを支援することを目的に、既存の様々な情報をもとに水害リスクを簡易的に評価する手法が「TCFD提言における物理的リスク評価の手引き」として取りまとめられている（国土交通省, 2023）。

流域治水の様々な取り組みを実施するうえで、気候変動の影響を含めた水害リスクの評価が不可欠である。この際、一般的に河川の整備水準が低いことが多く、氾濫する頻度も相対的に高くなりがちで、支川や都道府県が管理する中小河川についても、気候変動の影響を踏まえて、様々な規模に対する水害リスクを評価するための基礎的な情報を整備する必要がある。

最後に、この課題に対する最近の研究事例を紹介する。中小河川も含めて日本全国の河川を空間解像度 150 m の分解能で表現して、様々な規模（再現期間）に対する洪水のピーク流量を推定する技術開発が進んでいる。5 km 解像度で日本全国をカバーする最新のアンサンブル気候予測データ「全国版 d4PDF ダウンスケーリングデータ」（以下「d4PDF-5kmDDS」と表記。詳しくはコラム 4 を参照）から、洪水をもたらしうる豪雨を網羅的に抽出し、150 m 解像度で日本全国をカバーする降雨流出氾濫（RRI）モデルに入力する。その結果、全国の全ての河川について、あらゆる場所で洪水流量が推定される。コラム 7 で示されたような極値統計手法を用いて様々な規模に対応する確率流量を日本全国で求める（Chen et al., 2024a; Chen et al., 2024b）。図 コラム 9.1 に示した結果を見ると、2°C 上昇、4°C 上昇シナリオともに、上記の国土交通省による検討結果と整合的であることが分かる。すなわち、北海道や東北の北部で 100 年規模に対する洪水の変化倍率が相対的に高くなっている。そうした全体的な傾向に加えて、より局所的に変化倍率が大きくなる地域があることも分かる。地形的な要因や水蒸気の流入の仕方など、豪雨の成因（台風、梅雨・秋雨前線、線状降水帯など）とともに、変化倍率の違いや妥当性を今後検証する必要がある。なお、この検討を行うために、日本全国を 14 に分割した各地方で 3,000~5,000 程度の降水分布を d4PDF-5kmDDS から抽出している。720 年分（60 年×12 メンバー）のデータから抽出されたイベントには、計画規模や既往最大をはるかに上回るような極端な事象も含まれる。また、様々な再現期間に対応する降雨の時空間分布や、それらに対応する河川流量が推定されている。こうした結果を用いた地区単位の氾濫解析を実施することによって、気候変動下での流域治水を実現するために必須となる地先の浸水リスクを比較的簡単に評価することが可能となる。

以上のように、様々な検討の結果から、地球温暖化が洪水の規模や発生頻度に大きく影響することが示されており、それに対する適応策の取り組みが進んでいる。流域治水の思想のもと、あらゆる関係者が協働して取り組むことが大切である。

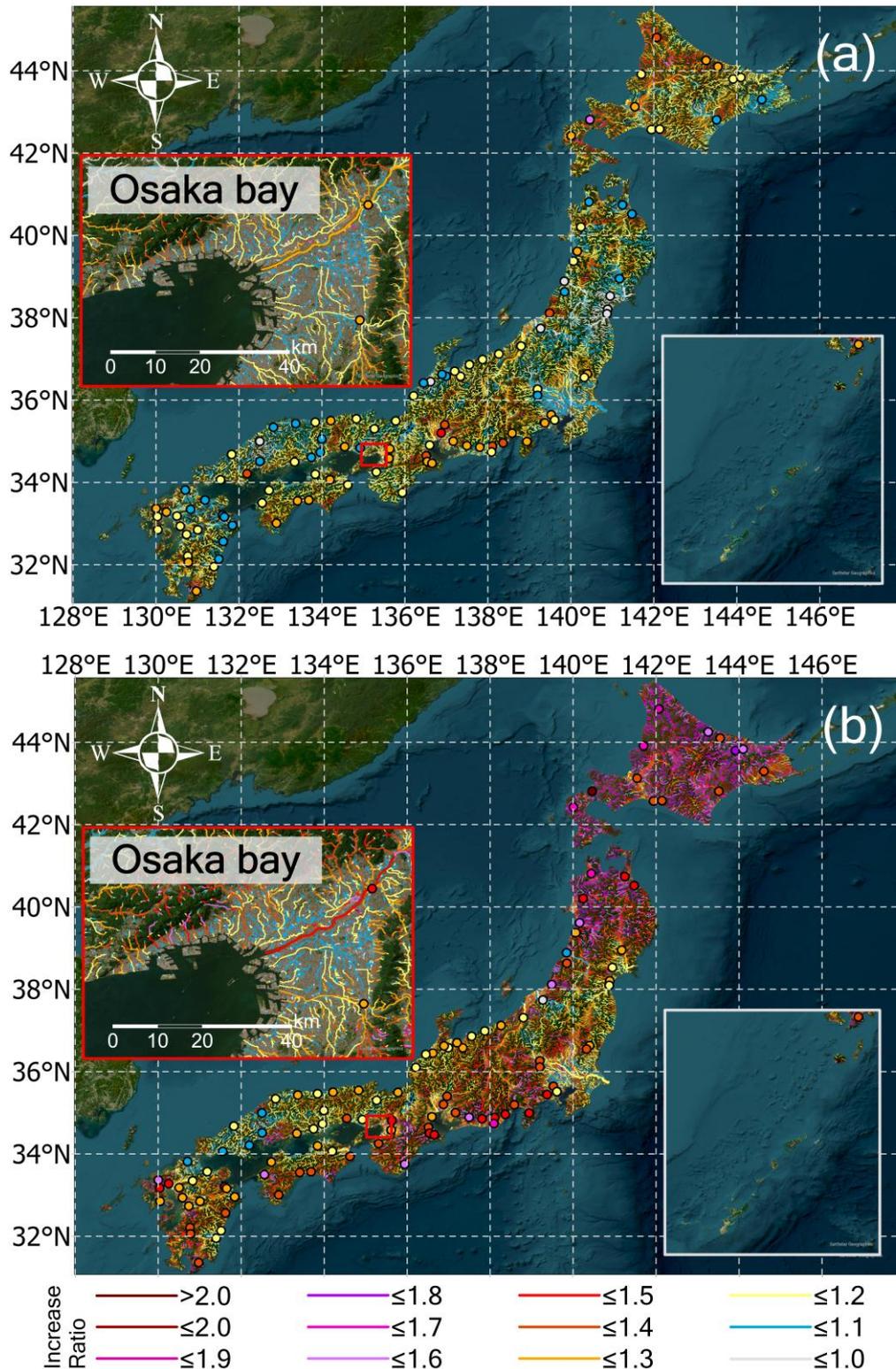


図 コラム 9.1 日本全国河川を対象にした確率流量マップ

再現期間 (RP) 100 年に対応する洪水流量の(a) 2°C 上昇時、(b) 4°C 上昇時の推定増加率。(○の色は一級水系の基準地点における洪水流量の推定増加率を示す) (Chen et al., 2024b)

コラム10. 土砂災害への取り組み

土砂災害とは、斜面が崩れるなどの土砂移動により、人家や道路などに影響を及ぼす災害のことを示し、大きく土石流、地すべり及びがけ崩れに分類される。大雨に伴って発生する土砂災害は、土壌中の間隙水圧の上昇によって表層土が不安定化して崩れることを起因としていることが多い。このため、先行降雨で土壌中の水分量が増加しているところに強い雨が降った場合に発生しやすく、集中豪雨や局地的大雨が発生した時は、土砂災害の危険性が高まる。

日本では、土砂災害は年平均で約 1,100 件発生している（1982～2022 年の平均、国土交通省砂防部調べ）。その中長期的な傾向を見ると、1982 年からと直近の 2013 年からの各 10 年間の発生件数の平均が 897 件から 1,446 件となっており、約 30 年間で約 1.6 倍に増加している。同期間の 1 時間降水量 50 mm 以上の年間発生件数は、243 回から 328 回となっており、約 1.3 倍に増加している（図 コラム 10.2）。これらのことから、地球温暖化の進行に伴って極端な降水の発生頻度や強度が増加することにより、土砂災害発生件数が増加する可能性があると考えられる。

そのような中で、気候変動による土砂災害の発生頻度の将来変化に関する研究として、『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）のうち、「全球及び日本域気候予測データ」の水平解像度 5km データを用いて土砂災害警戒情報の発表基準を超える降雨発生頻度の増加割合を調べた、京都大学防災研究所による成果がある（Wu et al., 2020）。それによると、現在気候再現実験（1980～1999 年）と比較した場合、将来気候実験（2076～2095 年）の 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）時には約 1.3 倍、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）時は約 2.1 倍（シナリオごとに約 1.8 倍～約 2.6 倍）に増加することが示唆されている。土砂災害警戒情報は、土石流や同時多発的ながけ崩れを対象としているため、気候変動によりそれらの現象の発生リスクが増加する可能性があると言える（国土交通省砂防部, 2024）。

しかしながら、土砂移動現象については、未だ未解明な部分が多く、気候変動による影響を適切に把握し、適応策を検討するためには技術的な課題が多く残っている。国土交通省では有識者による「気候変動を踏まえた砂防技術検討会」を設置し、気候変動で土砂災害の頻度や形態がどのように変わり、どのように対応していくかについて検討を進めている。まず、年平均の約 2.3 倍の 2,581 件の土砂災害が発生した平成 30（2018）年 7 月豪雨や 1 つの台風で過去最多の 952 件の土砂災害が発生した令和元（2019）年東日本台風など、近年甚大な被害をもたらす土砂災害を引き起こす極端現象が、気候変動に伴う近年の気温上昇に影響を受けることで降水量が増加した可能性があること（例えば Kawase et al., 2019b）を踏まえて、これらの豪雨で発生した土砂災害の特徴を整理している。その中で、気候変動の進展に伴い顕在化・頻発化する可能性のある土砂災害の一例として、山から供給される多量の土砂が河道を埋塞させることで水と土砂が溢れる現象である土砂・洪水氾濫やそれに伴う多量の流木の発生による被害の拡大が挙げられている（図 コラム 10.1）。それらの現象を精度良く解析・予測する手法の確立に向けて、研究・技術開発を進めている。

土砂災害に関する気候変動への適応策を検討する上では、山間部の局所的な降水量の将来変化をどのように設定するかが重要であり、5 km メッシュで日本全国をカバーする最新のアンサンブル気候予測データ「全国版 d4PDF ダウンスケーリングデータ」（詳しくはコラム 4 を参照）を用いた検討が開始され分析を進めている。また、山地の斜面が崩れる量が降雨の増加に対しどのように変化するか、といったことをはじめとした土砂移動現象の素過程についてはまだ不明確な点が多い。そのような状況で、降雨特性の変化に応じた生産土砂量を予測するモデルが提案されており、現在

実装に向けた取り組みを進めている。これらについては引き続き検討を進め、ハード・ソフト両面から気候変動を踏まえた土砂災害に対する適応策に適宜反映させていくこととしている（国土交通省砂防部, 2024）。

発生頻度が高い土砂移動現象

土砂・洪水氾濫



同時多発的な
表層崩壊や土石流



がけ崩れ



地すべり

これまでの発生頻度の低い土砂移動現象

崩壊性地すべり



深層崩壊・天然ダム

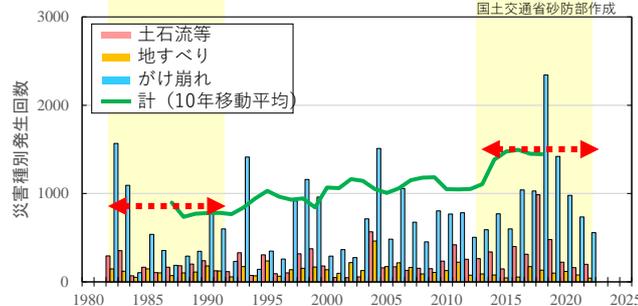
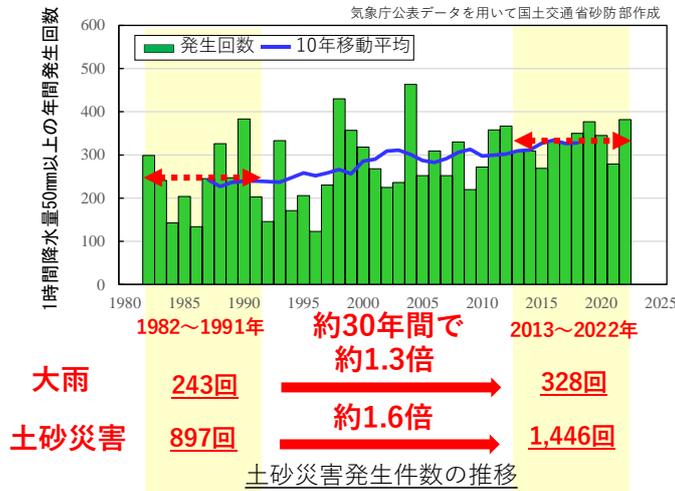


谷地形が不明瞭な
箇所での土石流



図 コラム 10.1 現在の土砂移動現象の整理

【全国1300地点】1時間降水量50mm以上の年間発生回数



※本グラフの数値には地震による災害発生件数も含まれる。土砂災害発生件数の誘因別の分類を始めた1997年から2022年までの地震による土砂災害発生件数は全体の約4.8%程度であり、それらは気候変動が一因と考えられる災害発生件数の増加とは直接寄与しないが、数値として含まれている状況。

図 コラム 10.2 【全国約 1300 地点】1 時間降水量 50mm 以上の年間発生回数（1982～2022 年）と土砂災害発生件数の推移

コラム11. 海洋熱波

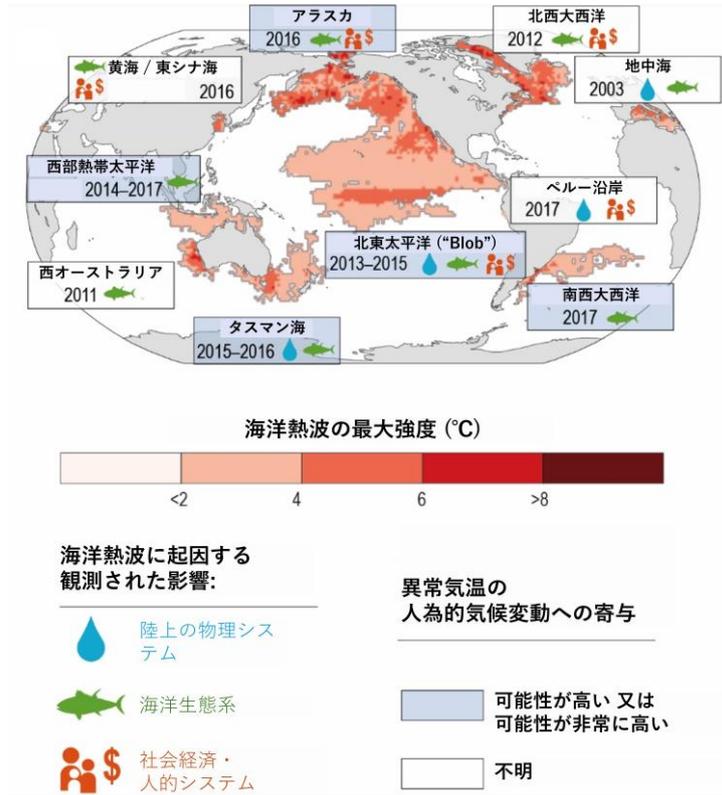


図 コラム 11.1 海洋熱波の発生状況とその影響 (IPCC, 2019; Figure 6.3(a) を和訳・転載。)

極端に高い海水温は、サンゴ礁をはじめとする海洋生態系や漁業に大きな影響を及ぼす。そのため、多くの関係機関が海面水温の変動を監視し、極端な高温の発生時には注意喚起を行っている。海面水温の極端な高温は、近年「海洋熱波」と呼ばれ注目されており、IPCC でも取り上げられている (IPCC, 2019; 6.4; IPCC, 2021; Box 9.2 など。図 コラム 11.1)。

「海洋熱波」とは一般に“水温が過去の記録 (気候値) と比較して、その時期としては異常に高い状態が数日から数か月間持続する状況”を指し、海洋のあらゆる場所で数千キロメートルのスケールで発生しうる。顕著な海洋熱波の例として、北東太平洋で発生した“Blob”が知られている (Bond et al., 2015; Di Lorenzo and Mantua, 2016; Hu et al., 2017)。Blob は、2013 年から 2014 年にかけての冬季に発生し、2016 年ころまで続いた。2013 年から 2014 年にかけての冬季は平年よりもアリューシャン低気圧が弱く、それにより冬季の海面冷却が弱かったことが Blob の発生に関係したと言われている (Bond et al., 2015; Chen et al., 2023)。さらに、その後発生したエルニーニョ現象とのテレコネクションにより、Blob は長期化したと指摘されている (Di Lorenzo and Mantua, 2016; Hu et al., 2017)。Blob の事例では、2015 年のカリフォルニア沖における海面水温が 1920~2016 年の期間で 1 位となった (Jacox et al., 2018)。また、オーストラリア西方海域では、2011 年に過去 140 年で最も顕著な高水温イベント (海洋熱波) が 2 か月にわたり発生した (Wernberg et al., 2013)。この海洋熱波の要因としては、オーストラリア西方を流れるルーウィン海流 (暖流) が記録的に強かったことや、その上流に当たるインドネシア通過流 (太平洋からインド洋へ流れる海流) による熱の流入が非常に強いラニーニャ現象に伴い強化していたことが指摘されている (Pearce et al., 2011)。

どちらの海洋熱波事例でも、記録的な高水温による生態系や漁業への影響が報告されている (McCabe et al., 2016; Wernberg et al., 2013)。IPCC 第 6 次評価報告書 (IPCC, 2021) によると、海洋熱波の発生頻度は 20 世紀中に増加し (確信度が高い)、1982 年から 2016 年でおよそ 2 倍になった。また、1980 年以降はその強度も増し、期間も長くなった (確信度が中程度)。特に、近年発生したような大規模な海洋熱波の発生確率は人間活動に伴う気候変動により 20 倍以上に増加したと評価されている (Laufkötter et al., 2020)。

日本近海においても海洋熱波の研究がなされている。例えば Miyama et al. (2021) は、北海道南東沖において 2010 年代の夏季に繰り返し発生した海洋熱波が暖水渦に起因したことを指摘し、ブリの漁獲量への影響を議論している。2020 年に日本の南において発生した海洋熱波では夏の平均海面水温が 1982 年以降で最高となり (Yao et al., 2023)、この顕著な高温偏差は人間活動に伴う気候変動により生じた可能性が指摘されている (Hayashi et al., 2021)。また、海洋熱波に関連して、Hayashi et al. (2022) は歴史的な海面水温客観解析 COBE-SST2 (Hirahara et al., 2014) を用いて日本近海における海面水温の顕著な高温偏差の増加傾向を示した。

上述のように、海洋熱波は海洋生態系や水産資源の分布に大きく影響するため、その実態把握や発生・持続・衰退メカニズムの解明が進められている。これと同時に、適応の観点からは将来予測の重要性も高まっており、そうした試みも広がってきている。そこで、本コラムでは、近年開発された『領域海洋将来予測データセット』による北西太平洋域の海洋熱波の将来予測 (Kawakami et al., 2024) を紹介する。海洋熱波の検出は、Hobday et al. (2016) の手法に基づいて行った。1981 年から 2005 年の 25 年間の現在気候とし、その期間の平均海面水温を基準に海面水温偏差を定義した。現在気候における海面水温偏差の 90 パーセントイル値を海洋熱波検出の閾値とし、この閾値を海面水温偏差が 5 日間続けて超過するイベントを海洋熱波として検出した。また、2 日以内の間隔で発生する海洋熱波は、一連の現象とみなした。海洋熱波の特徴を考察するために、二つの指標を用いた。一つは年間日数、もう一つは年間平均強度である。年間平均強度は、各年で海洋熱波に分類された日の海面水温偏差を平均して求めた。

はじめに、年間日数の将来変化に注目する。現在気候では、海洋熱波の年間日数はどの海域でも平均で 30 日程度である (図 コラム 11.2a)。ここから 2100 年にかけて、地球温暖化に伴い海洋熱波は増加する。2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では、21 世紀末 (2076 年から 2100 年までの 25 年間) に年間日数がほとんどの海域で 60 日から 250 日になると予測された (図 コラム 11.2c)。4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) では、広い範囲で 200 日以上となり、海洋熱波が常態化する海域も見られた (図 コラム 11.2e)。2 つのシナリオを比較すると、21 世紀末の年間日数は 4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の予測の方が 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の予測よりも多かった。つまり、地球温暖化が顕著なほど、海洋熱波は多くなる。海域間の違いに注目すると、21 世紀末の年間日数は、どちらのシナリオの予測でも日本の東の海域で少ない (図 コラム 11.2c 及び 11.2e)。この特徴は、海面水温変動の大きさと関係がある。日本の東の海域は海面水温変動の振幅が大きく、普段から比較的大きな海面水温の変化が繰り返されている。こうした海域では地球温暖化による海面水温変化の影響が相対的に小さくなる傾向にあり、そうした場合、ほかの海域よりも海洋熱波が増えにくくなる。

次に、年間平均強度に注目する。現在気候における海洋熱波の年間平均強度は 0.3°C から 3.2°C であった (図 コラム 11.2b)。日本の東で高くなっているが、これは海面水温変動の振幅が大きいことを反映している。年間日数と同様に、年間平均強度も地球温暖化に伴い 2100 年にかけて高く

なる。2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) では、21 世紀末に年間平均強度が 1.0°C から 4.0°C になると予測された (図 コラム 11.2d)。4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の予測では、2.3°C から 5.9°C であった (図 コラム 11.2f)。2つのシナリオを比較すると、4°C 上昇シナリオ (RCP8.5) の予測の方が 2°C 上昇シナリオ (RCP2.6) の予測よりも年間平均強度が高い。つまり、年間平均強度も地球温暖化の度合いを強く反映する。また、21 世紀末における年間平均強度の空間分布は、現在気候の年間平均強度の特徴と類似しており、海面水温変動の大きな日本の東で高くなっている (図 コラム 11.2d 及び 11.2f)。

このように、海洋熱波は今後の地球温暖化によって増加・強化すると予測される。しかしながら、その将来変化の空間的特徴は地球温暖化だけで説明できるわけではなく、各海域における海面水温変動の大きさと密接に関連していた。海洋熱波の将来変化は、海域ごとに海面水温変動の特徴と併せて理解することが必要になるだろう。

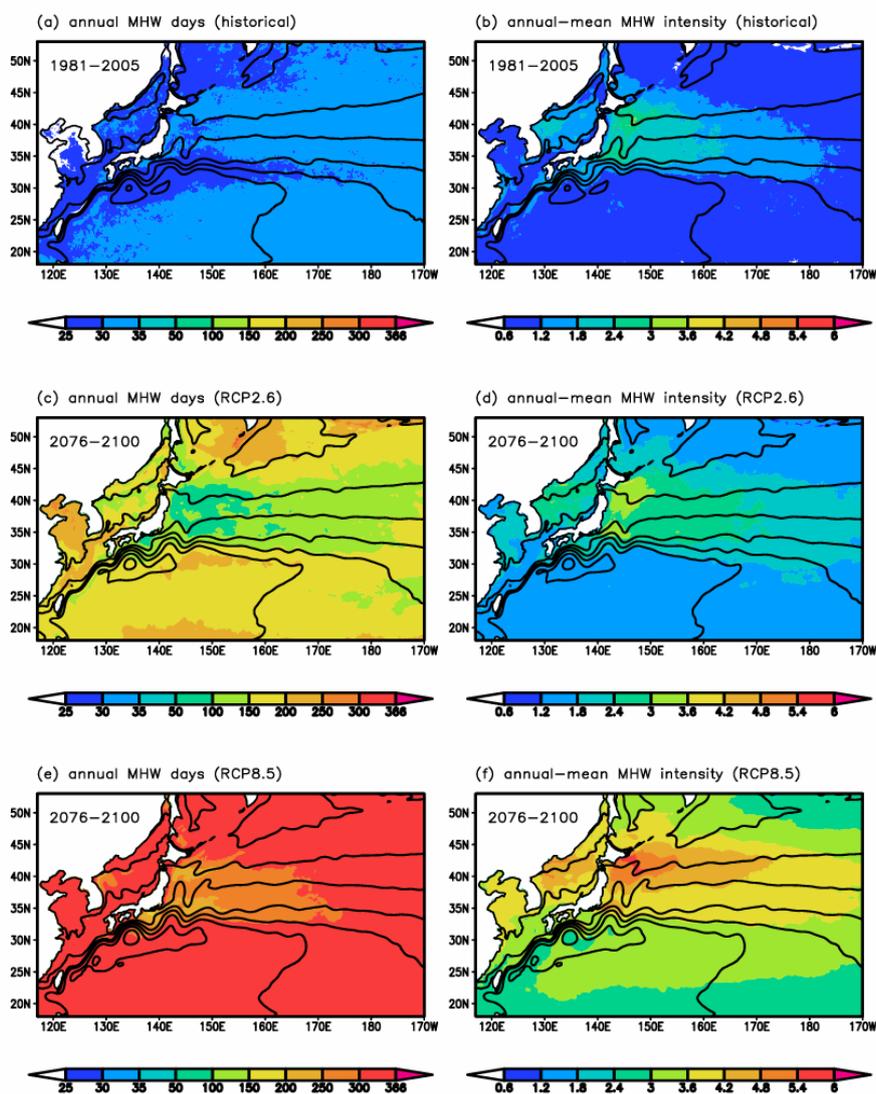


図 コラム 11.2 北西太平洋における海洋熱波の将来予測

日本域海洋予測データに基づく現在気候 (1981~2005 年) の(a)海洋熱波の平均年間日数 (単位: 日) と(b)年間平均強度 (単位: °C)。等値線は平均海面高度を表す (20 cm 間隔)。(c)と(d)は(a)と(b)と同様、ただし 21 世紀末 (2076~2100 年) (2°C 上昇シナリオ (RCP2.6)) に関するもの。(e)と(f)は(a)と(b)と同様、ただし 21 世紀末 (4°C 上昇シナリオ (RCP8.5)) に関するもの。(Kawakami et al. (2024) より、Journal of Oceanography (<https://link.springer.com/journal/10872>) から SNCSC の許可を得て改変・転載©Springer Nature)

コラム12. 日射量の将来予測

地球表面への日射量（下向きの地表短波放射）は人間活動により長期変化する（第 3.2 節参照）。IPCC (2021) によると、20 世紀以降に数十年規模の日射量の減少（減光）の後に増加（増光）が全球的に観測されており（確信度が高い）、人為起源のエロゾル排出量の長期変化に主に起因すると考えられている（確信度が中程度）。また、雲量の数十年規模の変動も一因である可能性が指摘されている {7.2.2}。1970 年代から現在までの観測結果については第 3.2.2 節を参照していただきたい。ここでは、現在から将来にかけて全球気候モデルで予測される日本付近における日射量の長期変化について解説する。

第 6 期結合モデル相互比較計画（CMIP6: Coupled Model Intercomparison Project Phase 6）に参画した 19 の全球気候モデルによる過去再現実験と 3 つの異なる温室効果ガス排出シナリオに基づく将来予測実験の出力を 1 メンバーずつ、水平 1°格子に補間して用いた。現在（1980～1999 年の平均）から将来（2076～2095 年の平均）の変化について、日本を含む広域あるいは日本の陸上を含む領域の平均について解析した。また、『気候予測データセット 2022』に含まれる日本域 CMIP6 データ（コラム 4 参照）、すなわち日本域 1 km のバイアス補正気候シナリオ（石崎, 2021）を作成するために Shiogama et al. (2021) によって選択された 5 つの全球気候モデルに焦点を当てて、将来変化のモデル依存性について紹介する。詳細については Hayashi and Shiogama (2022) を参照していただきたい。

日本を含む広い範囲で、日射量は現在から将来にかけて増加傾向にある（図 コラム 12.1a-c）。この傾向は、解析されたほぼ全ての全球気候モデルで同様に確認される（図 コラム 12.2a）。ただし、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）と 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）、それらの中間的なシナリオ（SSP2-4.5）のいずれの場合でも、地球温暖化レベル（工業化以降の全球平均気温の変化）が大きく異なるにもかかわらず、19 の全球気候モデルで平均した日射量変化は同程度となる。また、日本で予測される日射量変化の最小値から最大値の幅は 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）でより大きく、地球温暖化レベルとともにモデル間の予測の不確実性が高まることを示す。これらの特徴は、それぞれの全球気候モデルにおいて複数の要因のバランスで日本付近の日射量変化が決まることによる。

まず、晴天域日射量（雲の影響を考慮しない日射量）の変化は、人間活動に伴う対流圏エロゾル排出量の変化や全球的な気温上昇に伴う水蒸気量の変化に起因する。日射を遮る効果のあるエロゾルの排出量は、3 つの将来シナリオ全てにおいて特に東アジアで速やかに現在より削減されることが想定されているため、将来にかけて日射量を増やす傾向をもたらす。この増光効果は、エロゾル排出量がより急激に削減される 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）でより顕著となる。一方、水蒸気は日射を一部吸収するため、地球温暖化に伴い大気中の水蒸気量が増加することが、全球的に地表に届く日射量の低減要因となる。この減光効果は地球温暖化レベルの高い 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）でより大きい。エロゾル減少による増光効果と水蒸気増加による減光効果のバランスが将来シナリオによって異なるため、日本付近での晴天域日射量の将来変化は、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では増加傾向、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では減少傾向が信頼水準 95%で統計的に有意に見られ、それらの中間的なシナリオでは有意な変化傾向は確認できない（図 コラム 12.1d-f）。図 コラム 12.2b から、それぞれの全球気候モデルが同様のシナリオ依存性を示す一方で、全球平均気温の昇温率が比較的 low、したがって減光効果が小さいモデル（MIROC6 と MPI-ESM1-2-HR）では日射量変化のシナリオ依存性が小さいことが分かる。

次に、雲量変化に伴う日射量の変化を、日射量と晴天域日射量の差に基づいて考える（図 コラム 12.1g-i）。ここでは、全球気候モデルの放射伝達で雲を除外して計算された日射量を晴天域日射量とし（Wild, 2020）、実際の日射量からの差を雲量変化に伴う日射量とする。地球温暖化に伴い北太平洋のストームトラックが弱化及び北偏するため雲量が減少することにより、日射量は北太平洋の広域で増加傾向にある。この増光効果は、地球温暖化レベルの高い 4°C 上昇シナリオでより大きい（図 コラム 12.2b）。特に全球平均気温の上昇率が高く、かつ全球昇温に対する雲量減少の感度の大きい全球気候モデル（ACCESS-CM2 と IPSL-CM6A-LR）では、この増光効果が 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）から 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）にかけてより顕著となる。

まとめると、日本付近の日射量の将来変化は以下の 3 つの減光・増光効果のバランスで決定される：(I) 東アジアでのエアロゾル排出量削減による増光、(II) 全球的な気温上昇に伴う水蒸気量増加による減光、(III) 北太平洋の雲量減少による増光。図 コラム 12.2a に示すように、(III) のシナリオ依存性が大きい ACCESS-CM2 と IPSL-CM6A-LR では日射量増加が 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）でより大きく、そうでないモデルでは 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）でより大きい。したがって、異なる将来シナリオの間で、19 の全球気候モデルは平均として同程度の日射量増加を示すが、地球温暖化レベルの大きなシナリオでより大きな予測幅を伴う日射量変化を示す。以上のことから、日射量変化の予測の不確実性を低減するためには、エアロゾルに伴う放射強制力や地球温暖化に伴う雲量及び水蒸気量の変化の更なる理解が必要である。

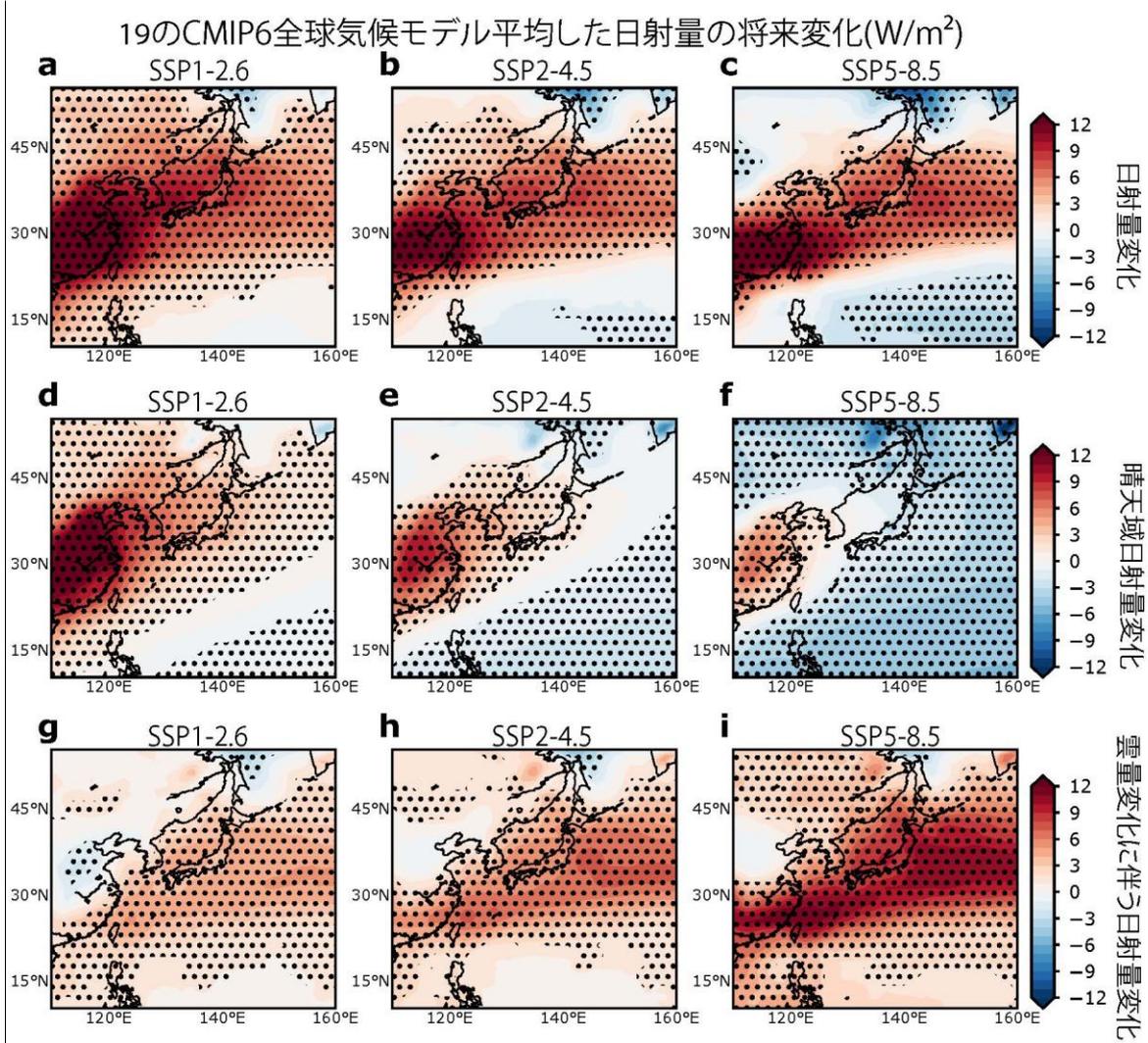


図 コラム 12.1 日本を含む広域での日射量の将来変化

異なる3つの将来シナリオにおける日射量の将来変化 (a-c: 日射量変化、d-f: 晴天域日射量変化、g-i: 雲量変化に伴う日射量変化) の、19のCMIP6全球気候モデル平均。単位は W/m^2 。信頼水準 95%で統計的に有意な将来変化をドットで示す。本図では便宜上、将来変化は1980年1月~1999年12月の平均と2076年1月~2095年12月の平均の差として定義される。

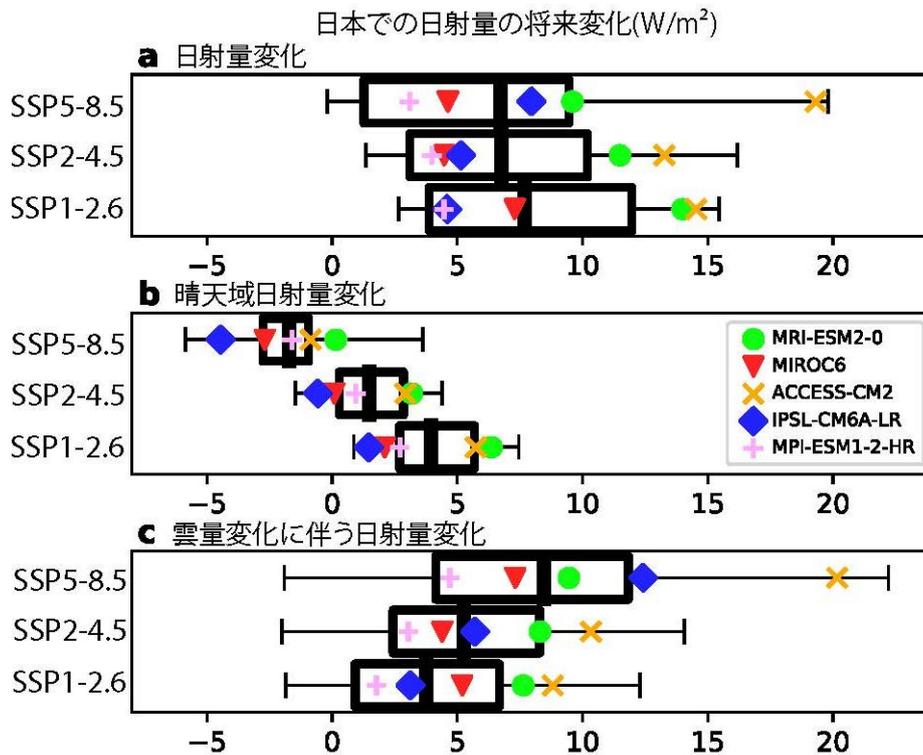


図 コラム 12.2 日本の日射量の将来変化

異なる3つの将来シナリオにおける日本での日射量の将来変化 (a: 日射量変化、b: 晴天域日射量変化、c: 雲量変化に伴う日射量変化)。単位は W/m^2 。日本の陸域を含む格子平均した日射量変化を、19のCMIP6全球気候モデルについて箱ヒゲ図で示す (箱とヒゲはそれぞれ四分位範囲と最大・最小範囲、縦線は平均、マークは凡例に示す5モデル)。本図では便宜上、将来変化は1980年1月～1999年12月の平均と2076年1月～2095年12月の平均の差として定義される。