日本の気候変動 2020

大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書

（詳細版）

2020年12月

文部科学省　気象庁

日本の気候変動 2020

― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―

（詳細版）

2020 年 12 月

文部科学省・気象庁

目次

第 1 章　はじめに …… p 1
第 2 章　気候変動とは …… p 7
第 3 章　大気組成等 …… p 13
コラム 1　大気組成の変化と気候変動 …… p 21
コラム 2　スケーラビリティ …… p 23
第 4 章　気温 …… p 25
コラム 3　地球温暖化の停滞現象（ハイエイタス）と十年規模変動 …… p 50
第 5 章　降水 …… p 57
コラム 4　気候変動を踏まえた治水計画のあり方について …… p 86
第 6 章　降雪・積雪 …… p 89
第 7 章　熱帯低気圧 …… p 101
コラム 5　急速に発達する低気圧 …… p 111
コラム 6　イベント・アトリビューション …… p 114
第 8 章　大気循環 …… p 119
第 9 章　海水温 …… p 139
コラム 7　国際的な気候観測体制の現状と課題等 …… p 148
第 10 章　海面水位 …… p 149
第 11 章　海氷 …… p 161
第 12 章　高潮 …… p 169
第 13 章　高波 …… p 177
コラム 8　高潮の危険性と地球温暖化 …… p 182
第 14 章　海洋循環 …… p 185
第 15 章　海洋酸性化 …… p 193
コラム 9　海洋酸性化に関連する Q&A …… p 204
コラム 10 炭素循環 …… p 208
付録 1　気候変動の将来予測 …… p 213
付録 2　予測の確信度の評価 …… p 233
付録 3　将来気候予測の比較と利活用 …… p 237
用語集 …… p 255
気候変動に関する懇談会及び同評価検討部会 委員 …… p 259
本報告書からの引用等について …… p 260

第1章　はじめに

1.1　背景

近年、気温の上昇や大雨の頻度増加など、気候変動が世界及び各地域で進行しており、今後更に拡大することが懸念されている。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）が 2013 年から 2014 年にかけて公表した IPCC 第 5 次評価報告書では、「気候システムの温暖化には疑う余地がない」「温室効果ガスの継続的な排出は、更なる温暖化と気候システムの全ての要素の変化をもたらすだろう」と述べられている。また、2018 年に公表された IPCC の 1.5℃特別報告書や 2019 年に公表された土地関係特別報告書及び海洋・雪氷圏特別報告書では、大気中の温室効果ガス濃度の増加に伴い世界的な気温上昇が続いており、その影響で大雨・高温など極端な気象現象（以下「極端現象」）の発生頻度が増加していること、今後より一層強化した対策がとられなければ影響は更に大きくなることなどが報告されている。

世界的な気候変動対策を議論する場である国連気候変動枠組条約（UNFCCC）の第 21 回締約国会議（COP21）においては、「工業化以前と比べた世界全体の平均気温の上昇を 2℃より十分低く保つとともに、1.5℃までに抑える努力を追求すること（以下「2℃目標」）」等を世界共通の長期目標とするパリ協定が 2015 年に採択され、全ての国が気候変動対策に取り組む公平かつ実効的な 2020 年以降の枠組みが構築された。

日本は、パリ協定を締結するとともに、国内では地球温暖化対策推進法に基づく地球温暖化対策計画を策定し、温室効果ガスの削減目標を設定するなど、気候変動の進行を抑えるための取組み（緩和策）を推進している。2020 年 10 月には、温室効果ガス削減の新たな目標として、革新的なイノベーションによる「2050 年カーボンニュートラル、脱炭素社会の実現」を目指す方針が、菅総理大臣より示されたところである。また、気候変動適応法に基づく気候変動適応計画を策定し、既に顕在化、あるいは将来予測される気候変動の影響を軽減するための取組み（適応策）も進めている。これらの計画において、気候変動対策は科学的知見に基づいて実施することとされており、国の取組みとして、科学的知見の継続的な集積や信頼性の高い情報の分かりやすい形での提供等が挙げられている。

1.2　本報告書の目的

上述の状況を踏まえ、文部科学省及び気象庁は、気候変動適応法に基づく国の責務として、気候変動に関する最新の科学的知見を総合的に取りまとめ、国や地方公共団体、事業者、あるいは国民が、気候変動緩和・適応策や気候変動影響評価の基盤情報（エビデンス）として使えるよう、本報告書を作成した。この報告書では、日本及びその周辺における大気中の温室効果ガス、気温、降水、気圧配置、海面水温・水位、海氷、海流、海洋の酸性度といった自然科学的な要素について、以下に述べる考えから、観測事実と将来予測、予測の不確実性及び確信度、予測される変化の背景にある要因やメカニズムをまとめている。

・観測事実

気候変動対策を検討、実施する上では、まず、現在に至るまでの気候変動の状況を把握することが重要である。

・将来予測

効果的、効率的な気候変動対策をとるには、将来何が起きるのかという予測を知る必要がある。

・予測の不確実性、確信度

気候変動の将来予測には不確実性があることを理解し、予測値と併せて確信度（その予測がどのくらい確からしいのか）や予測の幅を考慮することで、適切な対策を検討することができる。

・要因、メカニズム

「なぜ、どのようにして気候変動が起きているのか」「なぜ、雨の降り方など気候の状態全体に影響するのか」といった背景要因を知ることで、気候変動に関する観測事実や将来予測に対する、より深い科学的洞察に基づいた対策の検討が可能となる。

IPCC (2013) によると、二酸化炭素（CO_2）の累積総排出量と世界平均気温の上昇量は、ほぼ比例関係にある。将来の地球温暖化の進行とそれに伴う気候変動の程度は人間活動による温室効果ガスの将来の排出量により異なることから、気候変動の予測は、将来の温室効果ガス排出量を仮定した複数のシナリオを用いて行われている。本報告書では、IPCC 第 5 次評価報告書で用いられた代表的濃度経路（RCP）シナリオのうち、RCP2.6 シナリオ（低位安定化シナリオ：おおむねパリ協定の 2℃目標が達成されるシナリオ。本報告書では「2℃上昇シナリオ（RCP2.6）」と言う。）及び RCP8.5 シナリオ（高位参照シナリオ：現時点を超える追加的な緩和策を取らないと想定したものであり、世界平均気温の上昇は 21 世紀末の時点で約 4℃に達する。本報告書では「4℃上昇シナリオ（RCP8.5）」と言う。）による予測結果を中心に述べる。パリ協定の 2℃目標は、その達成に向けた努力が「気候変動のリスク及び影響を著しく減少させることとなるものである」との認識に基づいている。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測結果は、この 2℃目標が達成された状況下であり得る気候の状態を示すものである。一方、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測は、IPCC 第 5 次評価報告書で取り上げられているうち将来の気温上昇量が最大となるものであり、予測される気候の変化や影響が最も大きい。両者の結果を比較することで、温室効果ガス排出シナリオの違いに起因する将来の気候の状態の予測の幅を考慮することができる。

本報告書は、様々な利用者に対して必要な情報を提供するため、「本編」及び「詳細版」の形で提供する。本編は、国や地方公共団体の政策決定者を主な対象とし、各種施策の判断材料となるよう、詳細版を基に日本の気候変動に関する観測事実と将来予測を簡潔に示したものである。詳細版は、本編の基となるもので、主に研究者や個別の分野で対策を検討する専門家を対象とし、本編より情報量が多く、確信度の根拠や参考文献なども記載している。また、本編の利用者がより詳細な情報を知りたい場合に詳細版を参照することも想定している。

本報告書中の文章及び図表については、別の資料からの引用であるものを除き、出典を明記した上で、自由に複製、公衆送信、翻訳・変形等を行うことができる（詳細は巻末の「本報告書からの引用等について」参照）。

1.3　使用した観測データ及び将来予測

本報告書で用いた主な観測データ及び将来予測の概要を以下に示す。なお、このほか IPCC の報告書をはじめとする各種文献に掲載されている情報も引用している。

1.3.1　　観測データ

(1)　大気

二酸化炭素など温室効果ガスの世界平均濃度は、気象庁が世界気象機関（WMO）の枠組みで運営する温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）の収集した観測データを用いた。日本の温室効果ガス濃度は、気象庁が綾里、南鳥島及び与那国島の 3 地点で観測したデータを用いた。

国外の気温と降水に関する解析では、観測データとして、陸上の 2000 年以前の期間については、米国海洋大気庁（NOAA）が世界の気候変動の監視に供するために整備したデータ（GHCN: Global Historical Climatology Network）を主に用いた。使用地点数は年により異なり、300 地点から 3,900 地点である。2001 年以降の期間については、気象庁に入電した月気候気象通報（CLIMAT 報）のデータを用いた。使用地点数は 1,000 地点から 1,300 地点である。海上の気温は、気象庁が船舶やブイ等の現場観測データに基づいて作成した格子点データ（COBE-SST: Ishii et al., 2005）を用いた。

日本の気温、降水及び降積雪は、気象庁の観測データを用いた。いずれも、気候変動に伴う変化を把握できるよう、できる限り長期にわたり均質なデータが得られる観測地点を選定した。更に気温については、都市化による影響が小さい地点に限定した。具体的な地点は各章に記載する。

大気循環は、観測データそのものではなく、気象庁の再解析データ[1]（JRA-55: Kobayashi et al., 2015）を用いた。

(2)　海洋

海面水温は COBE-SST を用いた。海洋内部の水温は、過去の現場観測データから作成した水温解析データ（Ishii and Kimoto, 2009）を用いた。

日本沿岸の海面水位は、国内の検潮所のうち長期にわたり地盤変動の少ない地点（1906～1959 年は 4 地点、1960 年以降は 16 地点）で観測されたデータを用いた。

海氷域面積は、人工衛星に搭載された同一の特性を持つセンサーにより 1979 年以降の長期にわたり継続して観測したデータから求めた。また、北極域の海氷のうち日本に直接影響を及ぼすオホーツク海の海氷については、気象庁が衛星画像を用いた海氷解析により求めた海氷域面積（1970 年 12 月以降）を使用したほか、北海道沿岸の気象官署における 50 年以上にわたる目視観測のデータも用いている。

海洋循環場のうち、日本近海における主な海流の一つである黒潮の流量は、気象庁が年に 2 回実施している東経 137 度線沿いの船舶観測データから算出した。

海洋酸性化の指標である海水の pH のうち北西太平洋における情報は、気象庁の船舶観測のうち CO_2 濃度の観測期間が長い東経 137 度線（1983 年開始）及び 165 度線（1996 年開始）のデータを用いた。その他の海域の情報は、2010 年以降に報告された各種の観測結果を用いた。

1　様々な観測データを過去にさかのぼって解析し直して作成した、気圧、気温、風など様々な気象要素に関する、長期にわたり品質が均質なデータセット。過去・現在気候の定量的な比較や異常気象要因の分析等、様々な用途に活用されている。

1.3.2　　将来予測

(1)　大気の予測

日本の気候を対象とした将来予測は、原則として、文部科学省による気候変動リスク情報創生プログラム[2]及び統合的気候モデル高度化研究プログラム[3]において気象庁気象研究所が開発した水平解像度 20 km の全球大気モデル（MRI-AGCM: Mizuta et al., 2012）及び水平解像度 5 km の非静力学地域気候モデル（NHRCM05: Sasaki et al., 2011）を用いて 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で計算された将来予測の結果に基づいている。本報告書においては、この将来予測の結果を「気象庁の予測」と呼ぶ。なお、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測は『地球温暖化予測情報』第 9 巻として 2017 年に公開されているが、本報告書では後述の確信度に関する情報等が新たに付加されている。詳細は付録 1.2.2 項の (1) を参照されたい。

(2)　海洋の予測

海面水温、海面水位、海氷及び海洋循環の将来予測は、SI-CAT 海洋データセットに基づいている。SI-CAT 海洋データセットは、文部科学省による気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）[4]の下で海洋研究開発機構により作成された日本周辺海域の近未来予測データベースで、気象研究所で開発された海洋モデル（MRI.COM: Tsujino et al., 2017）を用いて計算した。詳細は付録 1.2.2 項の (2) を参照されたい。

(3)　海洋酸性化の予測

海洋酸性化の将来予測には、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5]で行われた地球システムモデルによる予測結果に加え、長期海洋観測に基づいて作成した重回帰モデルに地球システムモデルによる将来変化を適用した結果を用いた。詳細は付録 1.2.2 項の (3) を参照されたい。

(4)　まれにしか起きない現象の予測

まれに（例えば数十年に一回程度）しか起きない極端現象の発生頻度の変化等については、文部科学省による気候変動リスク情報創生プログラムの下で、多数（最大 100 メンバー）のアンサンブル実験を行い作成されたアンサンブル気候予測データベース（地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース（d4PDF）：付録 1 参照）に基づき評価した。実験は、地球温暖化の進行度合を変えて 4℃上昇実験と 2℃上昇実験の 2 種類が行われ、温室効果ガス濃度等の外部強制因子は 4℃上昇実験では 4℃上昇シナリオの 2090 年の値、2℃上昇実験では 4℃上昇シナリオの 2040 年の値が与えられている。外部強制力が期間内で一定となっている点が気象庁による予測と異なるものの、4℃上昇実験及び 2℃上昇実験とも、それぞれ 4℃上昇シナリオと 2℃上昇シナリオの予測に対応する。詳細は付録 1.2.2 項の (4) を参照されたい。

2　気候変動リスク情報創生プログラム https://www.jamstec.go.jp/sousei/

3　統合的気候モデル高度化研究プログラム https://www.jamstec.go.jp/tougou/

4　SI-CAT: Social Implementation Program on Climate Change Adaptation Technology (https://www.restec.or.jp/si-cat/)

5　世界気候研究計画（WCRP）が 1995 年に始めた結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP: Coupled Model Intercomparison Project）の第 5 期で、その成果は IPCC 第 5 次評価報告書でも使用された。詳しくは CMIP5 に関するウェブページ（https://www.wcrp-climate.org/wgcm-cmip/wgcm-cmip5）を参照。

1.4　詳細版の構成

次章以降の構成は以下のとおりである。各章は必要に応じて相互参照しているが、基本的には章単位で完結した内容とした。

第 2 章では、気候変動に関する基本的な背景知識を紹介する。第 3 章では、温室効果ガス濃度、エーロゾル（「エアロゾル」とも言う。）をはじめとする大気組成に関する観測事実を示す。第 4 章から第 8 章では気温、天候とそれに関連する大気循環場について、第 9 章から第 15 章では海洋に現れる変動について、それぞれ観測事実と将来予測を示す。

第 3 章以降の各章の冒頭では、日本及びその周辺で観測された変動と将来予測される変動のポイントをまとめた。

また、付録として、気候変動の予測手法の概略や、本報告書で用いたデータ、予測モデル、不確実性の評価手法の詳細などについて解説する。

なお、世界全体の地球温暖化に伴う気候の変動やその背景にあるメカニズムについて書かれた日本語の資料として、IPCC 第 5 次評価報告書の政策決定者向け要約及び技術要約を和訳したものや、公益社団法人日本気象学会地球環境問題委員会編『地球温暖化－そのメカニズムと不確実性－』等がある。また、農林水産業、水環境・水資源、自然生態系、自然災害・沿岸域、人の健康、産業・経済活動、国民生活など各分野で予測される気候変動の影響については、気候変動適応法（平成 30 年法律第 50 号）第 10 条に基づき環境省が概ね 5 年ごとに作成する報告書を参照されたい。

1.5　不確実性と確信度

気候予測モデルを用いて行われる将来予測の結果は必ず不確実性を伴うため、利用にあたっては、この不確実性に関する情報（予測がどの程度確からしいか）も重要である。

一般に、複数の異なる気候予測モデルの結果を用いることや、同じ気候予測モデルでも条件を変えて計算した複数の結果を用いることで、不確実性が見積もられている。本報告書では、IPCC 第 5 次評価報告書などを参考に、高中低の 3 段階で確からしさを表現した。この確信度は、CMIP5 の多数のモデルによる予測との比較等に基づいて評価している。また、気候予測モデルの計算結果から算出される年々変動の幅により、不確実性の一部を定量的に示した。本報告書に記載している不確実性や確信度のうち、*斜体で表記しているもの*は IPCC による評価、下線を付しているものは本報告書独自の評価である。不確実性と確信度の評価については、付録 1 及び付録 2 で詳しく解説する。

謝辞

本報告書は、文部科学省及び気象庁が 2018 年度より運営している「気候変動に関する懇談会」及び同懇談会下の「評価検討部会」における議論を踏まえ、同懇談会・部会の委員をはじめとする有識者の協力を得て作成した。京都大学防災研究所の森信人教授には第 12 章及びコラム 8 の執筆者として、同研究所の志村智也准教授には第 13 章の執筆者として、東京都立大学の藤部文昭特任教授と海洋研究開発機構の岡田靖子研究員には第 4 章から第 6 章の執筆協力者として、名古屋大学の坪木和久教授には第 7 章の執筆協力者として、本報告書の作成にご協力いただいた。コラム 4 は、国土交通省水管理・国土保全局河川計画課より寄稿いただいた。また、付録 3 は国立環境研究所の岡和孝主任研究員及び石崎紀子研究員の協力を得て作成した。

第2章　　気候変動とは

この章では、本報告書を理解するために必要な、気候変動の仕組みや関連する用語について解説する。より詳しい理解のためには、『気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート 2018』（環境省ほか, 2018）も参照されたい。

2.1　　気候と気候システム

気候とは、「十分に長い時間について平均した大気の状態」を言う。ここで言う大気の状態には、例えば気温や降水量があり、十分に長い期間、例えば 30 年間における平均値や変動幅などの統計量で表されるものである。元来、気候とは大気の状態を指しているが、気候に大きく影響する地球の構成要素には、大気以外に海洋、陸面、雪氷などがあり、それらの構成要素は様々な影響を相互に及ぼしあっている（図 2.1.1）。例えば、大気は風により海洋に波や海流を生じさせて影響を及ぼし、海洋は大気に熱や水蒸気を与えて影響を及ぼす。このような構成要素と相互作用を「システム」ととらえ、気候システムと呼んでいる。また、このような気候システムを計算機でシミュレーションする大規模なプログラムを気候モデルと呼び、これを用いて気候変動の再現や予測が行われる。

気候システムの平均状態は、システム、すなわち、地球へのエネルギーの出入りとシステム内でのエネルギーの輸送で決まる。太陽からの日射（太陽放射、短波放射とも言う）を受け取ることでシステムにエネルギーが入り、地球のあらゆるものから放射される赤外放射（地球放射、長波放射とも言う）でシステムの外、つまり宇宙空間へエネルギーが出て行く。どちらも放射による出入りであり、地球のエネルギー収支は放射収支でもある。

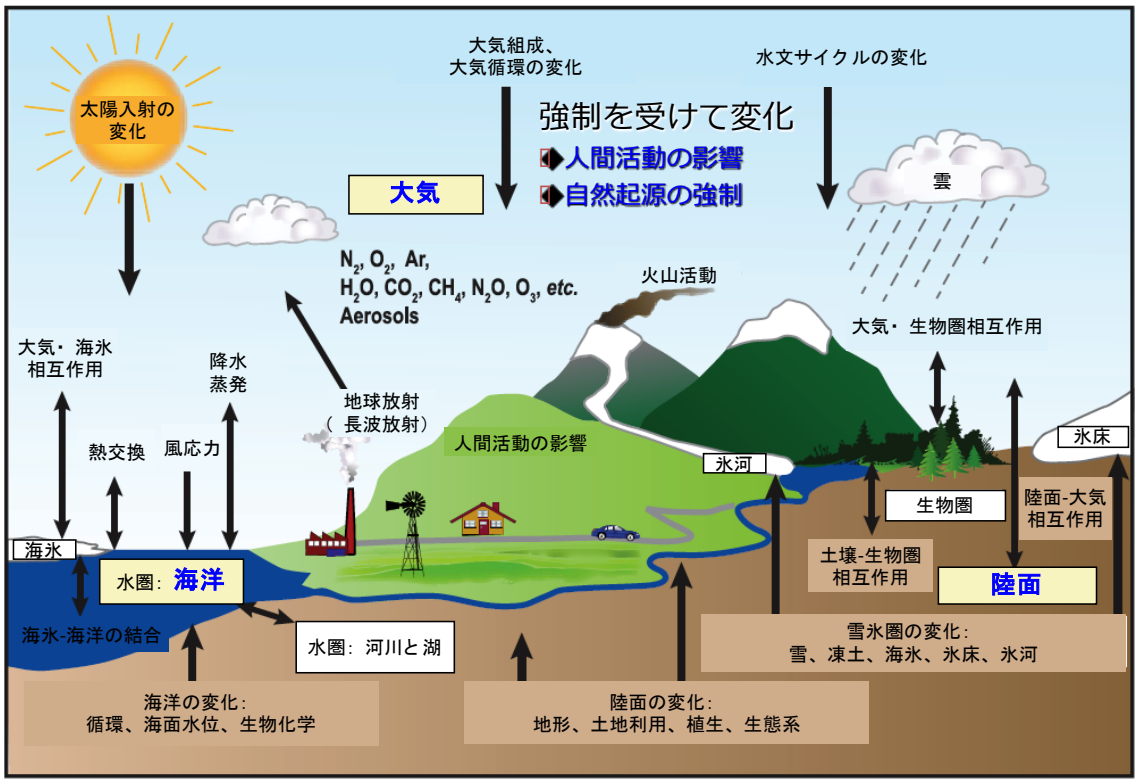


図 2.1.1　気候システムとその変動要因

気候システムを構成する要素とその中の様々な過程や要素間の相互作用、及び気候を変化させる要因（IPCC (2007) より和訳・加筆転載）

地球の大気には、二酸化炭素や水蒸気が含まれている。これらの気体は温室効果ガスと呼ばれ、主に長波放射だけをよく吸収し、地表面から出て行く長波放射を閉じ込める役割をする。この温室効果のおかげで、地球の表面付近は生物の生存に適した温度になっている。この温室効果も含めて、放射収支がおおむね釣り合うことにより、ほぼ一定の気候が保たれる。参考として、現在のエネルギー収支を図 2.1.2 に示す。

地球全体ではエネルギーの出入りがほぼ釣り合っているが、地球は丸いため、低緯度地域には日射がよく当たり、高緯度地域はあまり当たらない。このように短波放射による加熱は低緯度と高緯度で大きな差があるため、両者の間で温度差ができる。すると大気や海洋の流れができ、それにより熱や水（水蒸気も含む）が運ばれる。このようにして気温や降水量の分布が決まり、気候が形づくられている。

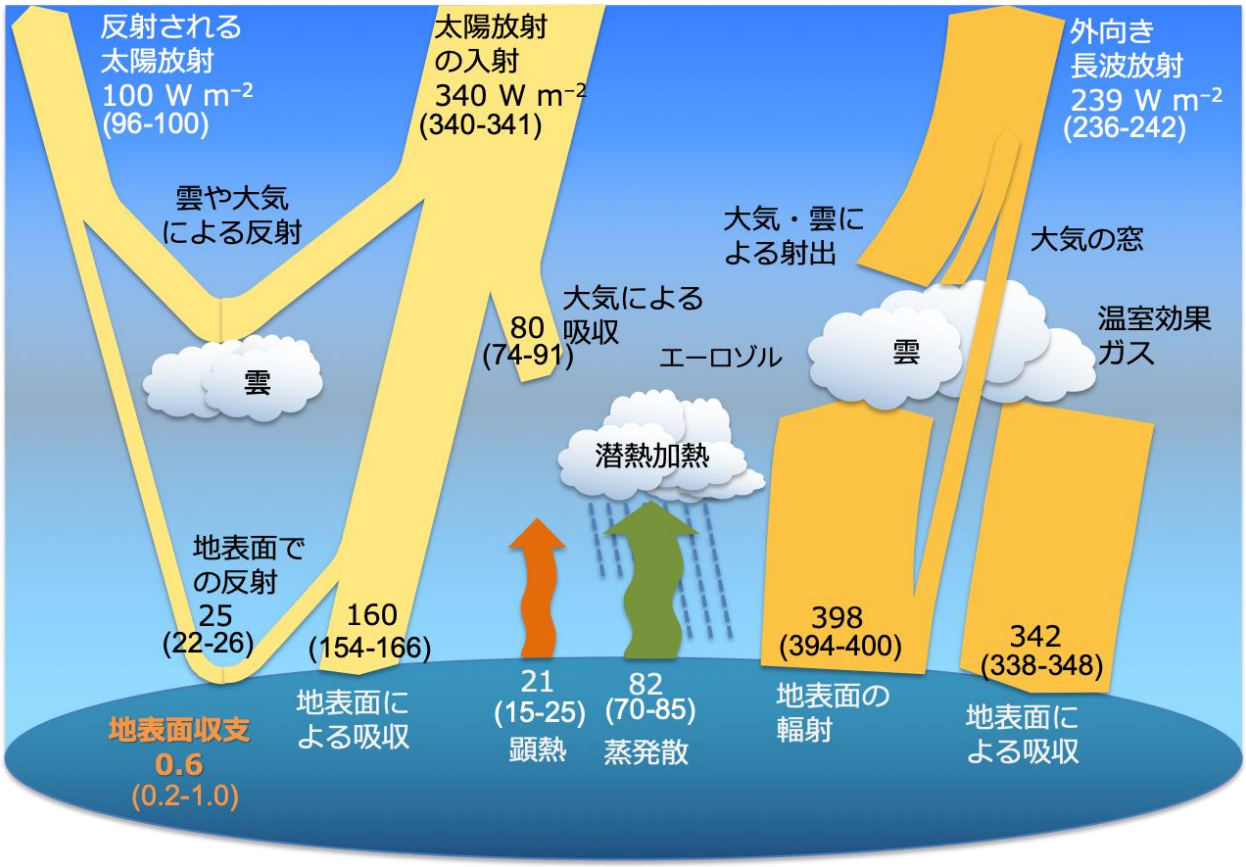


図 2.1.2　地球のエネルギー収支

図中の数値は現在の気候状態におけるエネルギーの流れの大きさ（地球平均）で、単位は 1 平方メートル当たりのワット（W/m²）とし、地表面収支は小数点第 2 位以下、それ以外は小数点以下を四捨五入している。括弧内の数字は誤差を考慮した推定の範囲。数値は Wild et al. (2015) による。薄黄色は太陽放射（短波放射）、濃黄色は赤外放射（長波放射）を表す。

大気上端、すなわち地球と宇宙との間の収支を見ると、太陽からの 340 W/m² の入射は、雲や地表面で反射され、うち 100 W/m² が宇宙へ戻っていく。一方、長波放射で地球は冷却し、239 W/m² が宇宙へ出て行く。地表面（海面も含む）での収支を見ると、地表まで届く太陽放射のうち 160 W/m² が地表面で吸収される。地表面は長波放射で 398 W/m² を冷却しようとするが、大気の温室効果で 342 W/m² が戻ってくる。また、地表面は顕熱（21 W/m²）や蒸発散（82 W/m²）という形でも冷却されている。これらの収支 0.6 W/m²（大気の熱容量は小さいため大気上端での収支と一致）が地表面（主に海洋）を温め続けることで、地球温暖化が進行している。

2.2　気候変動の要因と放射強制力

気候システムは、一定の状態を常に保っているわけではなく、わずかに変動するものである。変動の要因には、地球温暖化のように気候システムの外部からの強制によるものと、エルニーニョ現象のように外部からの強制なしに生じる内部変動がある。以下では、外部からの強制による変動について解説する。地球の放射収支は「おおむね」釣り合っていると先に述べたが、完全なバランスからずれることがある。そのずれを生じさせる要因は様々であるが、外部要因としては自然起源のものと人為起源のものに大きく分けられる。

自然起源のものには、火山活動や太陽活動の変化などがある。大規模な火山噴火があると、高度十数キロメートルより高い上空に微細な粒子が広がり、日射を遮る効果が生じる。その効果は、大規模な噴火の場合、日射量全体の 1%程度になるものもあるが、長続きはせず、噴火から数年以内には平常に戻る。太陽活動については、よく知られた 11 年周期の変動のほかに、長期的に活動が変動しており、それに伴い地球に届く日射が変化する。ただし、その変化量は日射量全体の 0.02%程度（IPCC, 2013）と、非常に小さいと見積もられている。

人為起源のものには、温室効果ガスやエーロゾルの排出、土地利用変化などがある。温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類[6]などがあり、温室効果により、主に長波放射を変化させる。エーロゾルとは、大気中に浮遊する微細な粒子の総称である。様々な種類があるが、中でも石油などを燃やした時に出る亜硫酸ガスが変化してできる硫酸エーロゾルなどは、それ自体が日射を遮る効果を持つうえに、雲の性質を変えて雲が日射を反射する能力を強くする効果がある。土地利用変化は、森林を伐採して畑に変えることなどを指し、それが温室効果ガスの排出につながるだけでなく、その土地の日射の反射率を変える効果を持つ。

このように様々な要因により地球の放射収支を変化させようとする力を、放射強制力と言う。この力は、単位面積当たりの放射の強さ（単位は W/m^2）で表される。二酸化炭素の増加やエーロゾルの増加など、変化の要因ごとに放射強制力が見積もられており、2011 年時点の人為起源放射強制力は、全体で合計約 $2\ W/m^2$ とされている。これに地球の表面積（約 500 兆 m^2）を乗ずることで地球全体として増加する放射エネルギーを算出すると、約 1,000 兆 W（1 兆 kW）にもなる。これは約 1 日分で世界の年間総電力消費量約 25 兆 kWh（2017 年）（IEA, 2019）に匹敵し、人為起源による温室効果は、石油や石炭など化石燃料の燃焼で得られるエネルギーよりはるかに大きな力を持っていることを意味する。ちなみに、IPCC 第 5 次評価報告書で用いられた RCP8.5 シナリオ（4℃上昇シナリオ）の 8.5 とは、2100 年時点でのおおよその放射強制力が $8.5\ W/m^2$ という意味である。

2.3　気候フィードバックと気候感度

地球の放射収支を変化させようとする放射強制力が分かっても、地球の平均気温が何℃上昇するか、単純に変換することはできない。強制力に応答して気温が変化した時、その気温変化に応じて水蒸気や雲が増えたり減ったりする可能性がある。水蒸気や雲が変化する結果、短波放射や長波放射が変化し、元の放射強制力に対する応答を強めたり弱めたりする。これが気候フィードバックと呼ばれるもので、地球の平均気温が 1℃変化した時に放射収支が何 W/m^2 変化するかという単位（$W/m^2/℃$）で定義される。気候フィードバックは、水蒸気や雲のほかに気温減率や雪氷などが関係し、これらの振る舞いの総合で決まる気候の応答を非常に複雑なものにする。これら個々のフィ

6　塩素、臭素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称。

ードバックの正負や大きさはある程度分かってきているが、雲に関するフィードバックは最新の知見でも推定にばらつきが大きいため、総合した気候フィードバックの推定にもばらつきが残る。気候モデルにより表現される気候フィードバックにもばらつきがある。このため、将来の気候を予測する場合、同じ 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）を使用しても、予測される気温上昇量は気候モデルにより 2.6℃から 4.8℃（IPCC, 2013）といった具合に、大きなばらつき（不確実性）が生じる。

地球温暖化を議論する際によく使われる用語の一つとして、気候感度がある。これは、地球の気温が一定の放射強制力に対してどのくらい敏感に変化するかを表す指標で、主に次の二つがよく使われる。一つは平衡気候感度（ECS）と呼ばれ、単に気候感度と言うと、通常この ECS を指すことが多い。ECS は、大気中の二酸化炭素濃度を 2 倍にした放射強制力（F_{2xCO2}）の下で十分時間が経った時（平衡に達した時）の地球の平均地表気温の変化量（ΔT_{ECS}）で定義される。平均地表気温変化を ΔT、気候フィードバックを λ とすると、放射強制力 F_{2xCO2} の下での地球のエネルギー収支 ΔN は、$\Delta N = F_{2xCO2} + \lambda \Delta T$ で表される。十分時間が経ち ΔN がゼロになる平衡時（海洋の深層まで熱的に平衡になるには実際は数千年以上がかかるが）の温度変化は、$\Delta T_{ECS} = - F_{2xCO2} / \lambda$ となる。すなわち、ECS は放射強制力 F_{2xCO2} に比例し、気候フィードバック λ に反比例する。これは、気候フィードバックの推定が少しばらつくだけでも ECS が大きくばらつく場合があることを意味する。

気候感度のもう一つの指標は過渡的気候応答（TCR）と呼ばれ、大気中の二酸化炭素濃度を年率 1%で漸増させていき、濃度が 2 倍になる時（約 70 年後）における地球の平均地表気温の変化量で定義される。TCR は、放射強制力及び気候フィードバックに加え、海洋による熱の取り込み具合にも依存する。海洋が効率よく熱を取り込むほど地表温度の上昇は抑えられる。また、温度変化の空間パターンによって、海洋の表層に熱がより多く蓄えられたり、深層への熱の取り込みが促進されたりすることも影響する。このように、TCR は ECS ほど定式化が単純ではないが、将来の気温変化予測との対応が良いことや、過去の気温観測データを用いてそのばらつきを小さくできることがわかってきたため（Jiménez-de-la-Cuesta and Mauritsen, 2019; Tokarska et al., 2020）、最近はより重視されつつある。

参考文献

IEA, 2019: Key World Energy Statistics 2019. IEA, Paris, https://www.iea.org/reports/key-world-energy-statistics-2019.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

Jiménez-de-la-Cuesta, D., and T. Mauritsen, 2019: Emergent constraints on Earth's transient and equilibrium response to doubled CO_2 from post-1970s global warming. Nature Geosci., 12, 902 – 905, https://doi.org/10.1038/s41561-019-0463-y.

Tokarska, K. B., M. B. Stolpe, S. Sippel, E. M. Fischer, C. J. Smith, F. Lehner, and R. Knutti, 2020: Past warming trend constrains future warming in CMIP6 models. Sci. Adv., 6 (12), eaaz9549, https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz9549.

Wild, M., D. Folini, M.Z. Hakuba, C. Schär, S.I. Seneviratne, S. Kato, D. Rutan, C. Ammann, E.F. Wood, G. König-Langlo, 2015: The energy balance over land and oceans: an assessment based on direct observations and CMIP5 climate models. Clim. Dyn., 44, 3393 – 3429.

環境省，文部科学省，農林水産省，国土交通省，気象庁，2018：気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート 2018 ～日本の気候変動とその影響～.

第3章　大気組成等

観測事実

- 温室効果ガスである二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の大気中濃度は増加が続いており、下向き赤外放射量も増加傾向を示している。
- 全天日射量は、日本も含む世界の多くの地域で 1990 年代に顕著に増加し、その後は比較的変化が少ない。
- 世界のオゾン全量は 1980 年代から減少。2000 年以降は比較的変化がなく、近年はわずかな増加の兆候が見られるが、依然として少ない状態にある。国内の紅斑紫外線量は 1990 年代に増加傾向が見られた。

地球温暖化への影響が大きい代表的な温室効果ガスである二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の大気中濃度は、人間活動に伴い増加が続いている。これら温室効果ガスの増加は、地球温暖化の支配的な要因であった可能性が極めて高い。更に近年では、二酸化炭素濃度の増加が加速している。海洋や陸域は、大気中に排出された二酸化炭素の半分を吸収しており、今後も海洋や陸域が吸収し続けることができるかを監視することが重要である。全天日射量と紅斑紫外線量の長期変化には、大気中の人為起源エーロゾルの減少が寄与していると考えられており、大気中光学的特性の変化を監視する必要がある。

温室効果を持つとともにオゾン層を破壊する物質でもあるクロロフルオロカーボン（フロン）類の濃度は、モントリオール議定書に基づく規制により、1990 年代半ば以降に減少に転じている。これに伴いオゾン全量は、2000 年以降は極域を除く上部成層圏で緩やかに増加している。南極オゾンホールの面積は、2000 年以降は減少傾向となった。

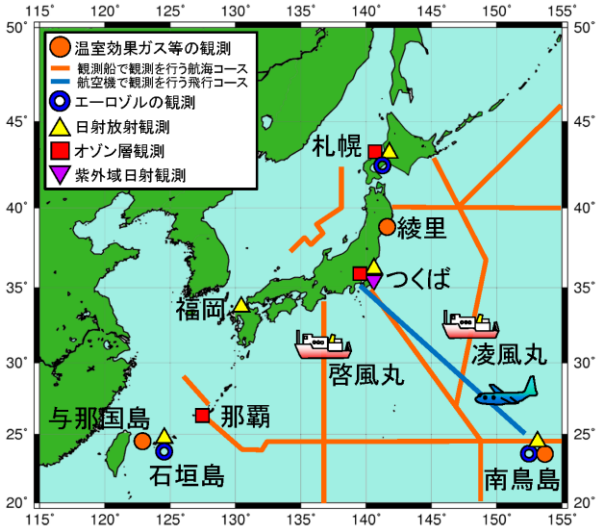


図 3.0.1　気象庁における大気組成等の観測網

気象庁では、地球温暖化やオゾン層破壊等を監視するため、大気組成や詳細な日射等の観測を行っている。温室効果ガス等の観測は国内 3 地点（綾里、南鳥島及び与那国島）。エーロゾルの観測は国内 3 地点（札幌、南鳥島及び石垣島）。日射・赤外放射の観測は国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、南鳥島及び石垣島）。オゾン層観測は国内 3 地点（札幌、つくば及び那覇）。紫外域日射観測は国内 1 地点（つくば）。

また、北西太平洋において、海洋気象観測船による洋上大気・表層海水中及び航空機による上空の温室効果ガス観測も実施している。

3.1　温室効果ガス

3.1.1　世界における大気中の温室効果ガス濃度

工業化以降、人間活動に伴う温室効果ガスの排出が続いている。大気中の温室効果ガス濃度の増加は、20 世紀半ば以降に観測された地球温暖化の支配的な原因であった可能性が極めて高い。地球温暖化への影響が大きい代表的な温室効果ガスである二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の濃度は、少なくとも過去 80 万年間で前例のない水準に達しており、またこれらの過去 100 年間の濃度

の平均増加率は、過去 2 万 2 千年間に前例がないほど急速である（*確信度が非常に高い*（IPCC, 2013））。

大気中の二酸化炭素の 2019 年の地上付近における世界平均濃度は 410.5 ppm[7]で、工業化以前の約 1.5 倍に達した（図 3.1.1 (a)）（WMO, 2020）。この濃度増加は、化石燃料の消費や森林破壊等の土地利用変化といった人間活動により二酸化炭素が大気中に放出され、およそ半分は陸上生物圏や海洋に吸収されるものの、残りが大気中に蓄積されることによりもたらされている。2019 年までの 10 年間の平均増加量は 2.4 ppm/年であり、1990 年代の平均増加量 1.5 ppm/年の約 1.5 倍だった。

大気中のメタンの世界平均濃度は、2019 年には 1,877 ppb[8]（工業化以前の約 2.6 倍）に達した（図 3.1.1 (b)）（WMO, 2020）。大気中に放出されるメタンの約 40%は自然起源（湿地やシロアリなど）であり、人為起源（畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て及びバイオマス燃焼など）によるものは約 60%である。工業化以降の大気中メタンの増加は人間活動によるものである（*確信度が非常に高い*）。1999 年から 2006 年にかけてメタン濃度の上昇が停滞したが、その正確な要因については議論が続いている（IPCC, 2013）。

一酸化二窒素は、二酸化炭素とメタンに次ぐ重要な温室効果ガスである。大気中の一酸化二窒素の濃度は人間活動に伴い増加を続けており、2019 年の世界平均濃度は 332.0 ppb（工業化以前の約 1.2 倍）に達した（図 3.1.1 (c)）（WMO, 2020）。大気中に放出される一酸化二窒素の約 60%は自然起源（海洋や土壌など）であり、人為起源（バイオマス燃焼、施肥及び各種工業過程など）によるものは約 40%である。

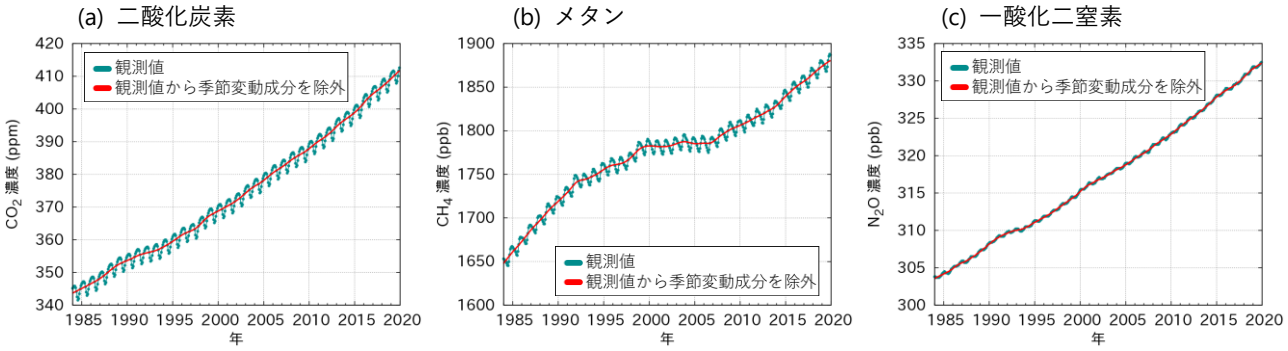


図 3.1.1　大気中の二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の世界平均濃度

温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）が収集した観測データから作成した、大気中の二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の月別の世界平均濃度（青丸）及び季節変動成分を除いた濃度（赤線）。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用した観測点数はそれぞれ、133、134 及び 100 地点。（WMO 温室効果ガス年報第 16 号 気象庁訳（気象庁, 2020）より転載）

二酸化炭素濃度の季節変動は、主に陸上生物圏の活動（植物の光合成及び呼吸、土壌有機物の分解）によるものである。メタン濃度の季節変動は、主に大気中での化学反応による消滅が夏季に活発になるためである。

7　対象物質がどの程度大気中に存在しているかを表す割合。ppm (parts per million) は 10^{-6}（乾燥空気中の分子 100 万個中に 1 個）。

8　ppb (parts per billion) は 10^{-9}（10 億個中に 1 個）。

ハロカーボン類[6]の多くは強力な温室効果ガスであり、人工的な生産により、その大気中濃度は 20 世紀後半以降急速に増加した。うちクロロフルオロカーボン（CFC）類[9]は、オゾン層破壊物質でもあることから生産や使用が規制されたため、1990 年代頃から大気中濃度が減少傾向にあるが、ハイドロクロロフルオロカーボン（HCFC）類[10]やハイドロフルオロカーボン（HFC）類[11]の多くは大気中濃度が増加しており（WMO, 2020）、監視を続けることが重要である（図 3.1.2）。

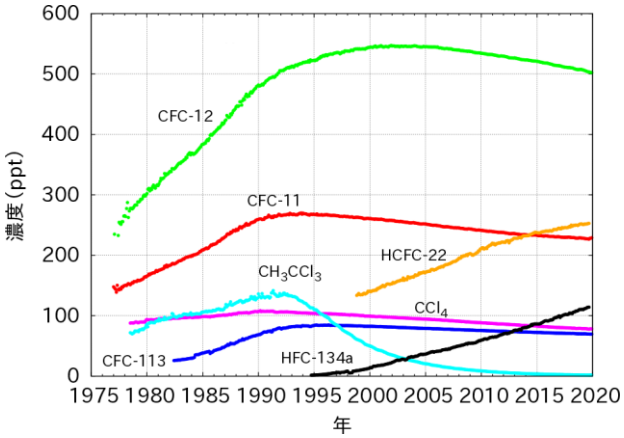


図 3.1.2　主なハロカーボン類の大気中濃度
WDCGG が収集した世界各地の観測データを平均した各気体の月別濃度。解析に使用した地点数は、CFC-11（23）、CFC-12（25）、CFC-113（22）、CCl_4（21）、CH_3CCl_3（25）、HCFC-22（14）、HFC-134a（11）（WMO 温室効果ガス年報 第 16 号 気象庁訳 (2020) より転載）。

3.1.2　日本における大気中の温室効果ガス濃度

国内観測点においても、二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の大気中濃度は増加を続けている。

綾里、南鳥島及び与那国島で観測された大気中の二酸化炭素の 2019 年の平均濃度は、それぞれ 414.0 ppm、412.2 ppm 及び 414.8 ppm で、いずれも世界平均濃度より高かった（いずれも速報値）（図 3.1.3 (a)）（気象庁, 2020）。これは、二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、北半球の中・高緯度で相対的に濃度が高くなることを反映している。また、観測点の中で最も北に位置する綾里の季節変動が大きいが、これは、北半球では中・高緯度域の陸上生物圏の活動の季節変動が大きいことを反映している。

(a) 二酸化炭素　　(b) メタン

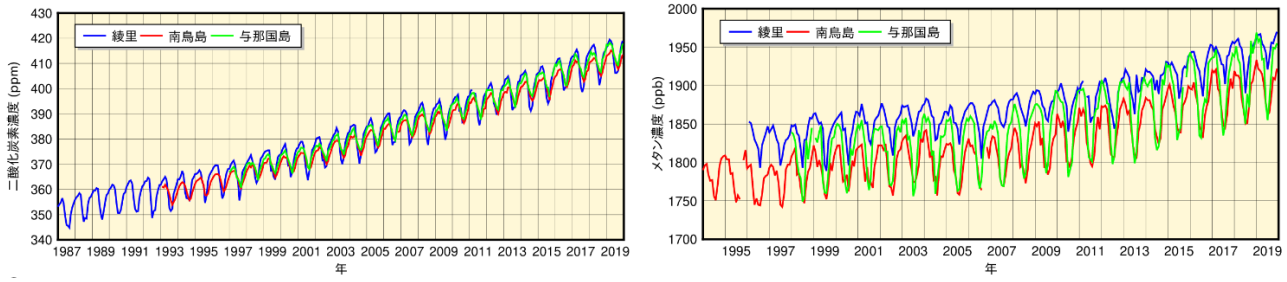


図 3.1.3　綾里、南鳥島及び与那国島における、大気中の二酸化炭素及びメタンの月平均濃度
気象庁による国内 3 地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）及び与那国島（沖縄県与那国町））における、地上付近の大気中 (a) 二酸化炭素及び (b) メタンの月平均濃度（気象庁（2020）より転載）。

綾里、南鳥島及び与那国島で観測された大気中のメタンの 2019 年の平均濃度は、それぞれ 1,954 ppb、1,902 ppb 及び 1,928 ppb で、いずれも世界平均濃度より高かった（いずれも速報値）（図 3.1.3 (b)）（気象庁, 2020）。これは、メタンの放出源のほとんどが陸上に存在し、陸地面積の大きい北半球でメタンの放出量が多いことに加え、南半球に向かうにつれ、特に熱帯の海洋上では化学反応に

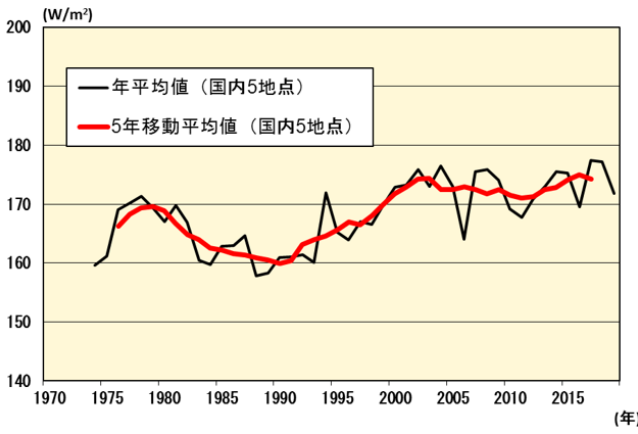
9　フッ素及び塩素を含む炭素化合物。
10　フッ素、水素及び塩素を含む炭素化合物。
11　フッ素及び水素を含む炭素化合物。

よるメタンの消滅が盛んであるため、北半球の中・高緯度で相対的に濃度が高い傾向となることを反映している。

綾里で観測された大気中の一酸化二窒素濃度も、増加を続けている（国内の一酸化二窒素濃度観測は綾里のみ）。2019 年の年平均濃度は 333.8 ppb（速報値）と世界平均濃度より高く、北半球に放出源が多いことを反映している（気象庁, 2020）。

3.2　日射（エーロゾルを含む）・赤外放射

エーロゾル（大気エーロゾル粒子）とは、空気中に浮遊するちりなどの固体や液体の粒子のことである。エーロゾルは、太陽放射の散乱・吸収、地球からの赤外放射の吸収・再放射などを通じ、また雲・降水粒子の生成・成長過程等に与える影響を通して、地球の放射収支を変えるという効果を持っている。地球における放射収支の変化は気候変動の要因の一つであり、その変化を監視することは重要である。気象庁では、短波放射である直達日射及び散乱日射、長波放射である下向き赤外放射の精密観測並びに広帯域及び波長別の日射観測を基にしたエーロゾルの光学的特性等の観測を実施している。太陽からの短波放射は地球の大気現象を起こす源であり、直達日射と散乱日射を高い精度で別々に、また波長別等で詳細に観測することで、雲や水蒸気、オゾン、エーロゾル等による日射放射に対する影響を捉えることができる。また、地球の大気にわずかに含まれる二酸化炭素やメタン等の温室効果ガスは、地表面から地球の外に向かう赤外放射を吸収し、再びあらゆる方向に赤外放射を放出するため、大気中に含まれる温室効果ガスが増加すると、下向き赤外放射が増加する。このように、エーロゾルや日射、赤外放射の変化を把握することは、気候変動の監視やメカニズムの解明、精度良い予測のために有用である。



国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、石垣島及び南鳥島）で平均した全天日射量の年平均値（黒線）及び 5 年移動平均値（赤線）。年平均値は、日合計値の観測日数が 20 日以上である月の月平均値の平均を示す。2010 年 3 月（つくばのみ 1987 年 12 月）以前は全天日射計による全天日射量を使用し、2010 年 4 月（つくばのみ 1988 年 1 月）以後は直達日射計と散乱日射計から算出した全天日射量を使用している。2019 年の平均値は、障害に伴う欠測のため、札幌の 9 月の値を用いずに算出した。

図 3.2.1　全天日射量の経年変化

世界の多くの地域において、入射する短波放射（全天日射。直達日射及び散乱日射の和）量は、1960 年頃から 1980 年代後半まで減少し、1980 年代後半から 2000 年頃まで急激に増加し、その後は大きく変化していない（Ohmura, 2009）。日本における全天日射量の変化傾向によると、1970 年代から 1980 年代にかけて続いた小さな年々変動の後、1990 年頃から 2000 年代にかけて増加し（Hayasaka, 2016）、その後は大きな変化は見られない（図 3.2.1）。このように、増加・減少に転じるタイミングや期間は地域により僅かな違いがあるものの、前述の世界的な傾向とほぼ整合している。

全天日射量の長期変化の原因としては、大気中の人為起源エーロゾルの変化による影響が大きく、そのほか、雲量や雲の特性の変化も影響を与えていると考えられている（Wild, 2009）。日本の 1990 年頃から 2000 年代初めにかけての急激な増加の原因についても、その 3 分の 2 が人為起源エーロゾルの減少によるもので、残りの 3 分の 1 が雲量の減少によるものと評価されており（Norris and Wild, 2009）、人為起源エーロゾルが全天日射量の変化に対して非常に大きな影響を与えていることが示唆されている。また、エーロゾルはその種類により光学的特性が異なり、日本における全天日射量の急激な増加には、大気中に含まれる人為起源エーロゾル総量の減少だけでなく、光吸収性の強い黒色炭素等の排出の減少など、その構成の変化による平均的な光学的特性の変化が影響を及ぼしていることが解析により示されている（Kudo et al., 2012）。

エーロゾルには化石燃料起源など人為起源のものと、火山灰や砂じん、海塩などの自然起源のものがある。国内の直達日射量観測により得られる大気混濁係数[12]から求めたバックグランド値の経年変化（図 3.2.2）によると、火山の噴火（エルチチョン、ピナトゥボなど）による成層圏へのエーロゾル供給による大気混濁度係数の増加及びその後数年で減少する変化が明瞭に確認できるが、これ以外に大きな変動は見られない。

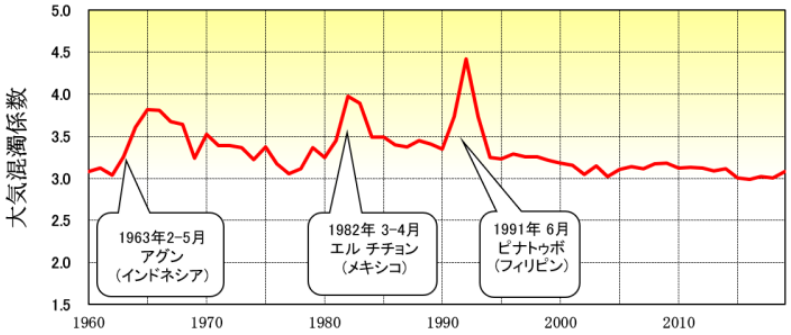


図 3.2.2　大気混濁係数の経年変化
国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、石垣島及び南鳥島）で平均した大気混濁度係数。水蒸気や黄砂の影響等を少なくするため、月最小値の年平均を使用している。図中の吹き出しは、期間中に発生した大規模な火山噴火。

温室効果ガスの増加に伴う長期的な変化傾向は、地上気温の上昇よりも下向き赤外放射量の増加に明瞭に表れるため、下向き赤外放射量は地球温暖化の検出に有効な観測要素である（図 3.2.3）。

排出シナリオに基づく数値モデル実験によると、21 世紀末まで 10 年当たり約 2 W/m² の増加が予測されており、この長期変化は、観測値の精度と変動性を考慮しても、20 年間の観測データで検出可能であることが示唆されている（Wild and Ohmura, 2004）。これは、全世界の基準地上放射観測網（BSRN: Baseline Surface Radiation Network）の 20 観測地点の解析結果（1992～2009 年において、年 0.3 W/m² の割合で増加（WCRP, 2010））や、日本のつくばにおける観測の解析結果（1993～2017 年において、年約 0.3 W/m² の割合で増加）と整合しており、温室効果ガスの増加に伴い下向き赤外放射量も増加が続いている。

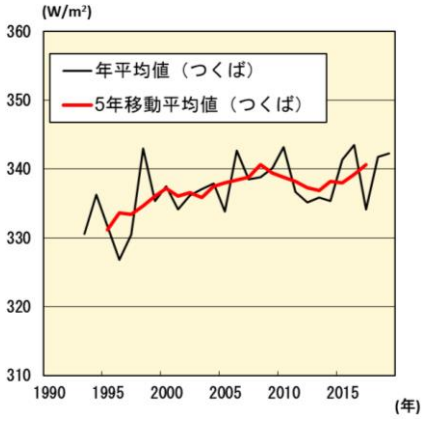


図 3.2.3　下向き赤外放射量の経年変化
つくばにおける下向き赤外放射量の年平均値（黒線）及び 5 年移動平均値（赤線）。

12 水蒸気やエーロゾルなど、大気に浮遊するすべての成分によって大気が混濁している度合いを表す指標。

3.3　　オゾン層・紫外線

化学-気候モデル[13]のシミュレーション結果から、温室効果ガスの増加に伴い成層圏の大気循環が強まることが予測されている。これによると、熱帯域では対流圏から成層圏への物質輸送が増えることにより熱帯下部成層圏のオゾン量が減少し、その他の緯度帯では、熱帯域で生成されたオゾンの上部成層圏での輸送量増加により下部成層圏のオゾン量が増加すると考えられる。世界の成層圏オゾン量は、オゾン層破壊物質の減少により今後増加する見込みであるのに加え、温室効果ガスの増加に伴い、1960 年代に観測された量よりも更に増加することが予測されている（WMO, 2018）。

オゾンは紫外線を吸収する性質があるため、上空のオゾン量が多くなると、地上に到達する有害紫外線は少なくなるが、紅斑紫外線量の長期変化にはエーロゾルの減少等も関与していると考えられる。

3.3.1　　オゾン層

(1)　世界のオゾン層のこれまでの変化

世界のオゾン全量は、1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少し、2000 年以降は極域を除く上部成層圏で 10 年当たり 1%から 3%増加している（WMO, 2018）。日本国内のオゾン全量（札幌、つくば及び那覇）は、1990 年代半ば以降緩やかに増えているが、2000 年半ば以降は目立った増加は見られない（図 3.3.1）。

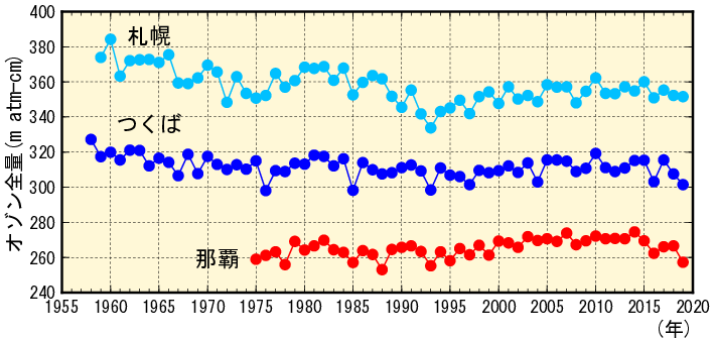


図 3.3.1　日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化
札幌、つくば及び那覇におけるオゾン全量の観測開始からの年平均値の経年変化。

(2)　南極オゾンホールの状況

オゾンホールの面積は、2000 年頃まで拡大したが、それ以降は統計的に有意な縮小傾向を示している（図 3.3.2）。2019 年の面積は、大規模なオゾンホールが継続して見られるようになった 1990 年以降で最も小さくなった。これは、南極域上空の気温が高く推移したことなど、気象状況が主な要因と見られる。今後、南極オゾンホールは次第に縮小し、2060 年代には春季の南極域のオゾン全量が 1980 年の量まで回復すると予測されている（WMO, 2018）

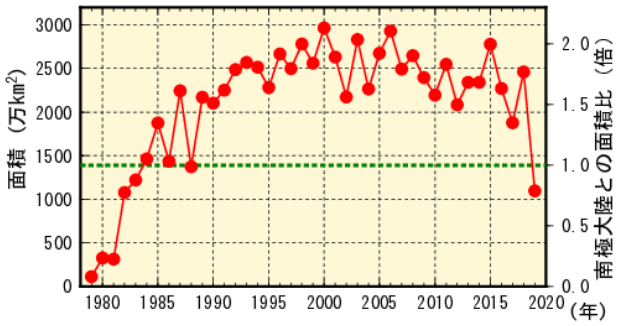


図 3.3.2　南極オゾンホールの面積の経年変化
南極オゾンホールの面積（南緯 45 度以南のオゾン全量が 220 m atm-cm 以下の領域の面積）の推移。1979 年以降の年最大値の経年変化。南極大陸の面積（1,390 万 km²）を緑点線で示す。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

13 化学-気候モデルでは、放射過程、化学反応過程、大気による微量の輸送過程などのプロセスの複雑な相互作用をコンピューターで計算することにより、世界のオゾン量を求めている。オゾンの予測計算には、オゾン層破壊物質の将来シナリオと、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素等の将来シナリオに基づく濃度が含まれており、オゾン層破壊物質に加えて温室効果の影響も調べることができる。

3.3.2　　紫外線

(1)　日本の紫外線のこれまでの変化

国内の紅斑紫外線量（札幌、つくば及び那覇）は、1990 年代前半に比べ増加している（図 3.3.3）。札幌では 1990 年代半ばから 2000 年代に、つくばでは 1990 年代に、それぞれ顕著な増加が見られる。那覇では 1990 年代に増加傾向が見られた。オゾン全量の増加にもかかわらず紫外線量が増加しているのは、エーロゾルの減少等が要因として考えられる（UNEP, 2018）。

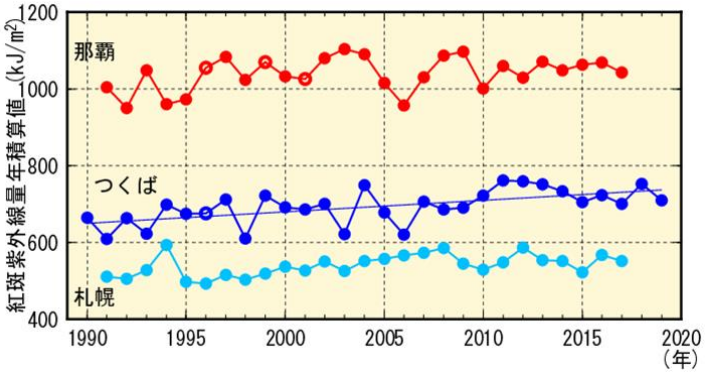


図 3.3.3　紅斑紫外線量年積算値の経年変化

札幌、つくば及び那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始からの経年変化。年積算値（●及び○印）は、月平均値に月日数をかけて 12 か月分を積算して算出する。○印は、観測日数が 20 日未満の月が含まれることを示す。つくばの直線は年積算値の回帰直線であり、統計的に有意な増加傾向を示す。なお、札幌及び那覇は、2018 年 1 月をもって紫外線観測を終了した。

参考文献

Hayasaka, T., 2016: The Long-term Variation in Surface Shortwave Irradiance in China and Japan: A Review. J. Meteor. Soc. Japan, 94, 393 – 414, doi:10.2151/jmsj.2016-024.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

Kudo, R., A. Uchiyama, O. Ijima, N. Ohkawara, and S. Ohta, 2012: Aerosol impact on the brightening in Japan. J. Geophys. Res., 117, D07208, doi:10.1029/2011JD017158.

Norris, R.J. and M. Wild, 2009: Trends in aerosol radiative effects over China and Japan inferred from observed cloud cover, solar ‘‘dimming, ’’ and solar ‘‘brightening’’. J. Geophys. Res., 114, D00D15, doi:10.1029/2008JD011378.

Ohmura, A., 2009: Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes. J. Geophys. Res., 114, D00D05, doi:10.1029/2008JD011290.

UNEP, 2018: Environmental effects and interactions of stratospheric ozone depletion, UV radiation, and climate change: 2018 assessment report.

WCRP, 2010: Summary Report from the Eleventh Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Scientific Review and Workshop, WCRP Informal Report No. 08/2010, 21 pp.

Wild, M., and A. Ohmura, 2004: BSRN Longwave downward radiation measurements combined with GCMS show promise for greenhouse detection studies. GEWEX News, 14, No. 4.

Wild, M., 2009: Global dimming and brightening: A review. J. Geophys. Res., 114, D00D16, doi:10.1029/2008JD011470.

WMO, 2009: Technical report of global analysis method for major greenhouse gases by the World Data Center for Greenhouse Gases. GAW Report, 184, WMO/TD, 1473.

WMO, 2018: Scientific assessment of ozone depletion: 2018. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report, 58.

WMO, 2020: WMO Greenhouse Gas Bulletin, No. 16. https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html.

気象庁，2020：WMO 温室効果ガス年報 第 16 号 気象庁訳. https://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html.

気象庁，2020：気候変動監視レポート 2019.

コラム1.　大気組成の変化と気候変動

人間活動は地球表面や大気組成を変化させ続けてきた。こうした変化の一部は地球の放射収支に影響を与え、地球温暖化をはじめとする気候変動を駆動する要因[14]となっている。ここでは、どのような大気中微量成分の組成変化が気候に影響を及ぼしてきたのか、概略を解説する。

様々な駆動要因が気候システムのエネルギー収支に及ぼす影響は、放射強制力という尺度で定量化されている。放射強制力とは、地球の放射収支において、それぞれの駆動要因の変化による対流圏界面あるいは大気上端における放射強度の変化のことを言い、正の放射強制力は温暖化を、負の放射強制力は寒冷化をもたらす。IPCC (2013) によれば、1750 年を基準とした 2011 年の人為起源の放射強制力の合計は正（2.29 Wm^{-2}）であり、これは温暖化を意味している。

この放射強制力のうち、二酸化炭素の排出によるものは 1.68 Wm^{-2} であり、最も大きな割合を占める。一酸化炭素など他の炭素含有ガスの排出も二酸化炭素濃度の増加に寄与しており、その影響による増加を含めた二酸化炭素の放射強制力は 1.82 Wm^{-2} となる。メタン、一酸化二窒素及びハロカーボン類も正味で正の放射強制力をもたらし、よく混合された長寿命の温室効果ガス[15]全体の排出による放射強制力は 3.00 Wm^{-2} である。排出されたメタンは、大気中の光化学反応を通じて対流圏でオゾンや二酸化炭素を生成し、成層圏では水蒸気を生成するため、最終的な駆動要因はこれらを含めたものとなっている（図 コラム 1.1）。

気候変動には、短寿命のガスや人為起源のエーロゾルに代表される大気汚染物質も深く関わっている。これらは人間活動に伴い増加したが、その物理的・化学的特性により、温暖化に寄与するものと寒冷化に寄与するものがある。

短寿命のガスは合計で正の放射強制力（0.18 Wm^{-2}）をもたらしている。一酸化炭素、窒素酸化物及び非メタン揮発性有機化合物は、いずれも対流圏中の光化学反応を通じて温室効果ガスであるオゾンを生成し、正の放射強制力に寄与する（図 コラム 1.1 では排出源ごとに分けて表示されている）。また、これらの反応はメタンの大気中寿命を左右する働きがあり[16]、それぞれの反応過程に応じてメタン濃度の増加（正の放射強制力）や減少（負の放射強制力）をもたらしている。

人為起源のエーロゾルは合計で負の放射強制力（−0.9 Wm^{-2}）をもたらすが、その推定値には−1.9 Wm^{-2} から−0.1 Wm^{-2} の幅（90%信頼区間[17]）があり、不確実性を伴う。エーロゾルが気候に影響を及ぼす過程は複数ある。多くのエーロゾルは太陽光を散乱し地球の反射率を高めて寒冷化に寄与するが、黒色炭素（すす）は太陽光を吸収し温暖化に寄与する。また、エーロゾルは雲の凝結核として機能するが、エーロゾルが増加すると雲粒数の増加や雲粒径の減少等の変化でより多くの太陽光を

14 気候変動の駆動要因は、気候系外部にある場合と内部にある場合とに分けられ、前者は更に人為起源と自然起源に分けられる。IPCC (2013) では、自然起源の放射強制力（太陽放射の変化や成層圏の火山性エーロゾル）は、過去 1 世紀にわたりわずかな寄与しかしておらず、人間活動による影響（つまり人為起源の外的要因）が地球温暖化の支配的な原因であった可能性が極めて高いと評価している。

15 二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素及びハロカーボン類など、長寿命のため対流圏内で比較的均一に混合されている温室効果ガス。

16 短寿命のガスの多くとメタンは、対流圏でともにヒドロキシル（OH）ラジカルを中心とした化学反応により酸化される。そのため、例えば、一酸化炭素が増加すると、一酸化炭素と OH が反応して OH が減少し、メタンの消滅が抑制されるということが起こる。

17 推定すべき対象の真の値をその範囲に含んでいる可能性が 90%であることを意味する。

反射し、寒冷化をもたらす。エーロゾルによる冷却効果は、温室効果ガスによる放射強制力のかなりの部分を相殺しており（*確信度が高い*）、気候変動において重要な役割を果たしている。

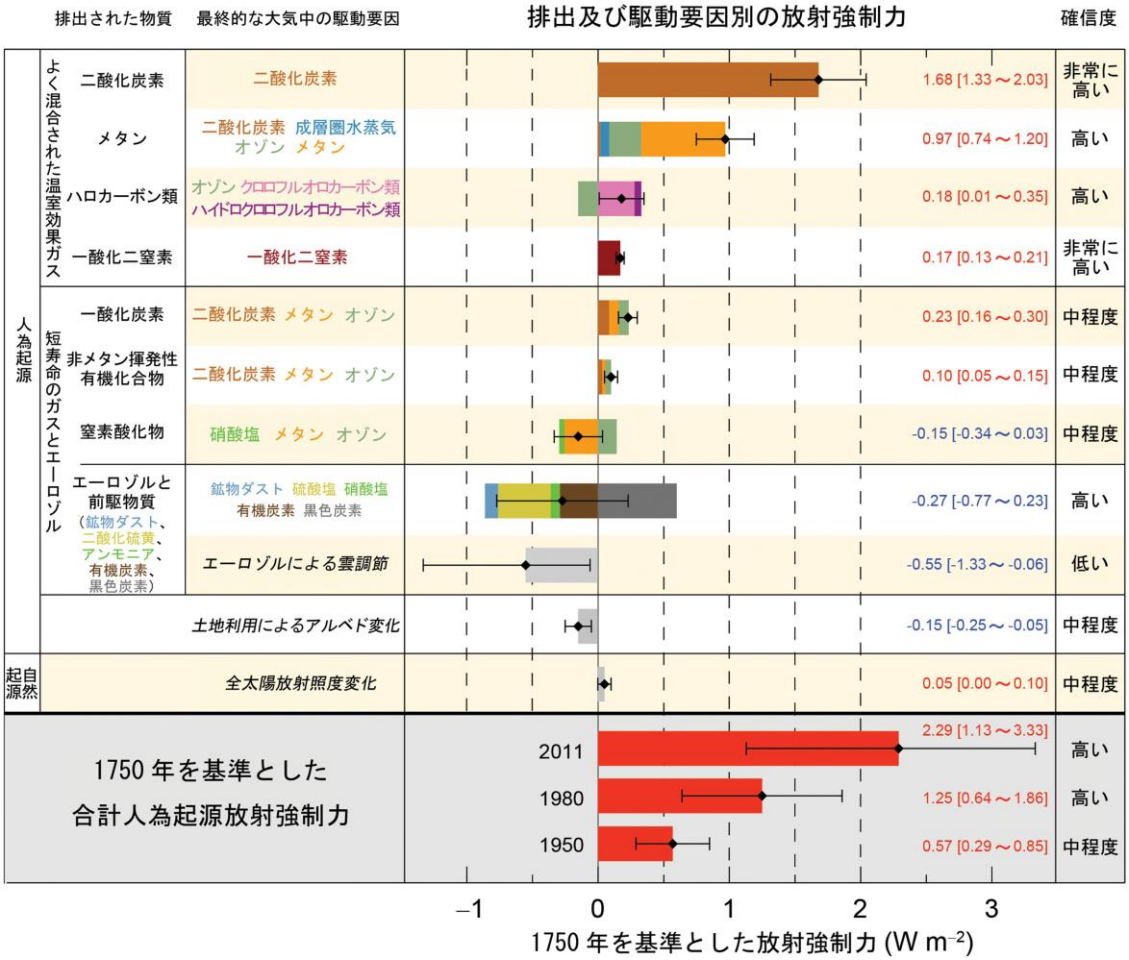


図 コラム 1.1　気候変動をもたらす主な駆動要因の放射強制力の推定値と要因毎に集計された不確実性
値は世界平均の放射強制力（1750 年を基準とした 2011 年における値）で、排出時の組成あるいは過程で区分されており、結果として駆動要因の組み合わせとして表されている。濃度変化に基づくそれぞれのガスの放射強制力は、同じ色の棒グラフを足し合わせることで得ることができる。雪氷上の黒色炭素によるアルベド[18]強制力は黒色炭素のエーロゾルの項目に含まれる。放射強制力の小さい一部の項目は省略されている。そのほかの詳しい説明は転載元を参照。（IPCC 第 5 次評価報告書第 I 作業部会報告書 政策決定者向け要約 気象庁訳（気象庁, 2015）より、図 SPM.5 を転載）

参考文献

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

気象庁，2015：IPCC 第 5 次評価報告書第 I 作業部会報告書 政策決定者向け要約 気象庁訳. https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar5/ipcc_ar5_wg1_spm_jpn.pdf.

18 太陽光の反射率。アルベドが高いほど太陽光を反射するため、地表面が暖まりにくい。

コラム2.　スケーラビリティ

地球温暖化により平均気温が上昇した場合の降水や最高・最低気温の変化については、社会的な関心が高い。しかしながら、工業化以前と比べ気温が上昇していること、これからも気温が上昇するであろうことは分かっているものの、人間活動による炭素排出量の影響や予測の不確実性などの影響で、気温がどの程度上昇するのかは、はっきりとは分からない。人間活動の影響が大きい場合と少ない場合の社会シナリオを用いて 21 世紀末の地球全体の昇温量予測を比較すると、平均で約 3℃程度の差がある（IPCC (2013) 図 SPM.7 (a)）。この幅に含まれる様々な状態を一つ一つ気候モデルで計算し予測するのは現実的ではない。そこで、これまでに計算されたいくつかの昇温状態の計算結果を用いて空いている昇温状態の変化を見積もることが考えられた。予測される昇温量はモデルにより様々であるが、この昇温量を一定にした場合を仮定して降水や気温の将来変化パターンを見積もったところ、似通った傾向を示したモデルがあった。昇温量が異なるが変化のパターンが似ているということは、世界平均気温上昇量に対して変化が線形であることを示しており、スケーラビリティとはこのような変化の線形変化の妥当性を示している。スケーラビリティを調査することで、これまでに計算されたモデルの結果から、計算されていない昇温状態を見積もることができる。詳細なモデル計算を実行するのに必要な多大な計算機資源を使うことなく、気温や降水の将来変化を予測することが可能になる。

日本周辺については、地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース（d4PDF。付録 1 参照）が、工業化以前と比べて世界平均気温の上昇量が 1.5℃、2℃及び 4℃の場合の気候を再現しており、これらのデータを用いてスケーラビリティが検討されている。例えば気温は、世界平均の上昇量に対してスケーラブルな変化をしている（図 コラム 2.1 (a)）。日本の気温は、世界平均の昇温量よりも大きく、約 1.3 倍のスピードで上昇し、昇温量にかかわらずこの比率は一定である。降水については、日本全体の年間降水量は、世界平均気温が上昇しても単純には変化せずスケーラビリティが無いが、冬季降水に関しては、日本海側での減少及び太平洋側での増加がスケーラブルに変化している（図 コラム 2.1 (b)）。また、日降水量の年最大値は、気温が上昇するにつれて増加し、世界平均気温の上昇量 1℃当たり 5%から 6%増えることが分かっている（図 コラム 2.1 (c)）。

スケーラビリティには課題もある。この手法は単純に量を見積もることができるだけであり、詳細なメカニズムの変化については判断できない。また、すべての要素・現象が世界平均気温の上昇量に対してスケーラブルな変化を示すわけではない。ある気温で急な変化を示すような場合はスケーラブルとは言えず、これらの要素については量すらも見積もることができない。スケーラブルでない要素や現象の将来変化や詳細なメカニズムの変化を知るためには、気候計算を行う必要がある。

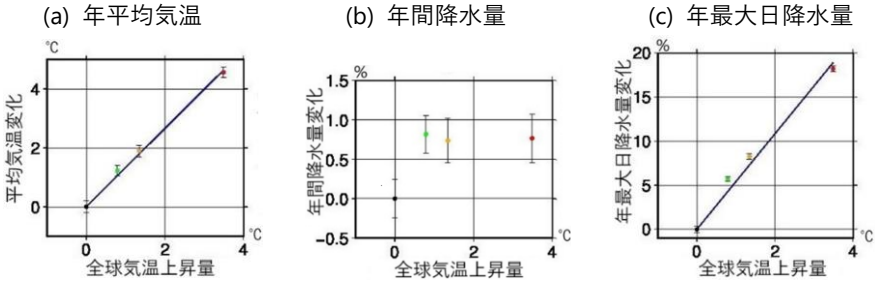


図 コラム 2.1　世界平均気温上昇量に対する、日本の年平均気温、年間降水量及び年最大日降水量の変化量
(a) が年平均気温、(b) が年間降水量、(c) が年最大日降水量。世界平均気温上昇量は現在気候実験からの上昇量。

第4章　　気温

観測事実

- 世界平均気温は、工業化以前の水準に比べて上昇している（*確信度が非常に高い*）。
- 日本の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら有意に上昇しており、上昇率は 100 年当たり 1.24℃である。気温の上昇に伴い、真夏日、猛暑日、熱帯夜等の日数が有意に増加し、冬日の日数は有意に減少している。

将来予測

- 21 世紀末の日本の年平均気温は、20 世紀末に対して全国的に有意に上昇すると予測される（確信度が高い）。全国平均気温の上昇量は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 4.5℃、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 1.4℃である。
- 気温の上昇に伴い、日本では多くの地域で猛暑日のような極端に暑い日の年間日数が有意に増加すると予測される（確信度が高い）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と比べて予測される変化は小さくなるものの、20 世紀末における年々変動の幅を上回る。

気温の長期的な上昇は、地球温暖化を考える上で最も基礎的な要素であり、その適切な監視及び将来予測は、気候変動対策の出発点として重要な意味を持つ。

また、極端な高温現象は社会に多くの影響を与える。例えば、2018 年の夏は、東・西日本を中心に記録的な高温となり、6 月から 9 月に猛暑日となった地点数の合計は、それまで最も多かった 2010 年の数を大幅に超えた。この記録的な高温を背景に、2018 年は、6 月から 9 月に全国で熱中症により救急搬送された人数の合計が 2010 年以降で最も多くなった（総務省消防庁, 2018）。この 2018 年夏の極端な高温現象については、地球温暖化が無ければ起こり得なかったことが指摘されており（コラム 6 参照）、地球温暖化が進行して全国的に気温が上昇した場合、それに伴い極端に暑い日が増加すると考えられる。

本章では、世界及び日本の平均気温や、極端な高温及び低温現象の発生状況の変化について述べる。極端な高温及び低温現象の定義は様々なものがあるが、本報告書においては、日本について、現時点で観測・予測の解析が進んでおり天気予報等を通じて一般にも広く認知されている猛暑日や冬日等の日数を主に用いる。

4.1　　観測事実

4.1.1　　世界

(1)　平均気温のこれまでの変化

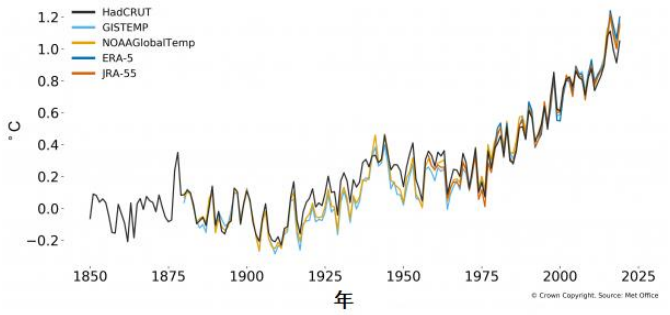
IPCC が 2018 年 10 月に公表した 1.5℃特別報告書[19]によると、2006 年から 2015 年の 10 年間の世界平均気温は、工業化以前（1850～1900 年平均）の水準に比べ 0.87℃（可能性の幅は 0.75～0.99℃）高かった（*確信度が非常に高い*）。同報告書によれば、世界平均気温は人為活動により現在[20]までに

19 正式名称は「1.5℃の地球温暖化：気候変動の脅威への世界的な対応の強化、持続可能な開発及び貧困撲滅への努力の文脈における、工業化以前の水準から 1.5℃の地球温暖化による影響及び関連する地球全体での温室効果ガス（GHG）排出経路に関する IPCC 特別報告書」。

20 現在の地球温暖化の水準は、近年見られる度合いで地球温暖化が進むと仮定した、2017 年を中心とする 30 年平均値。

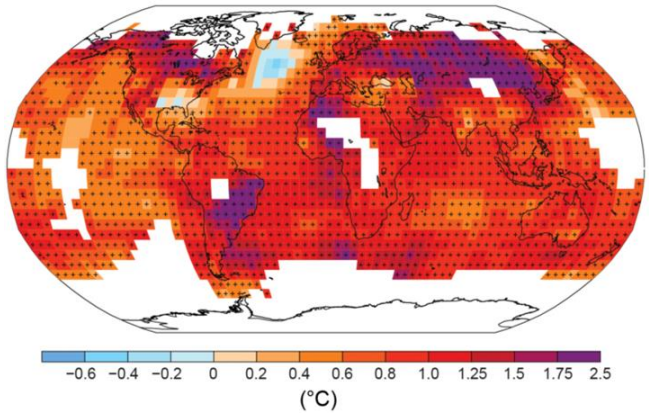
工業化以前の水準よりも約 1℃（可能性の幅は 0.8～1.2℃）上昇したと推定され、現在のところ 10 年につき 0.2℃（0.1～0.3℃の間である可能性が高い）の割合で上昇が進んでいる（*確信度が高い*）。世界気象機関（WMO）が 2020 年 3 月に公表した気候ステートメント 2019 によると、2015 年から 2019 年は、1850 年の統計開始以降最も高温の 5 年間であった（図 4.1.1）。2015 年から 2019 年で平均した世界平均気温偏差は、工業化以前の水準に比べ約 1.1℃高い。また、2019 年 8 月に公表された IPCC 土地関係特別報告書[21]によれば、本項冒頭で示した 1.5℃特別報告書と同じ期間における陸域地上気温の上昇は 1.53℃（可能性の幅は 1.38～1.68℃）であり、世界全体の平均気温に比べ 2 倍近く大きい（*確信度が高い*）（背景要因については第 4.3.1 項の (1) 参照）。陸域の方が気温上昇の度合いが大きいという傾向は、IPCC (2013) で示されている地上気温の変化傾向の空間分布でも確認できる（図 4.1.2）。

1970 年代から上昇を続けてきた世界平均気温は、1990 年代末から一時的に停滞傾向となり、これはハイエイタス現象と呼ばれる。IPCC (2013) では、主に海洋の表層下への熱の吸収、太陽活動の低下や火山活動等が影響したと指摘されている（詳細はコラム 3 参照）。なお、世界平均気温は、2014 年頃から再び大きく上昇し、前述のとおり、2015 年から 2019 年は統計開始以降最も高温の 5 年間となった。



各線は、データセット別の世界平均気温の基準値からの偏差を示している。基準値は 1850～1900 年の 51 年平均値。黒線は英国気象局ハドレーセンター、黄色線は米国海洋大気庁（NOAA）、水色線は米国航空宇宙局（NASA）の、それぞれ地上観測に基づく解析による。青線は欧州中期予報センター（ECMWF）、橙線は気象庁の再解析データ [1] に基づく解析による。（WMO (2020) より和訳・転載）

図 4.1.1　世界平均気温の年平均気温偏差の経年変化（1850～2019 年）



米国海洋大気庁（NOAA）のデータセットから線形回帰により変化傾向を算出。白色は変化傾向を算出するのに十分なデータが得られなかった格子、＋印は有意水準 90%で統計的に有意な変化傾向が見られた格子を表す。（IPCC (2013) 政策決定者向け要約より、図 SPM.1 (b) を転載）

図 4.1.2　観測された地上気温の変化（1901～2012 年）

(2)　極端な高温、低温のこれまでの変化

IPCC (2013) によると、1951 年から 2010 年の間に、地球規模で寒い日や寒い夜の日数が減少し、暑い日や暑い夜の日数が増加した*可能性が非常に高い*。20 世紀半ば以降、熱波を含む継続的な高温

21 正式名称は「気候変動と土地：気候変動、砂漠化、土地の劣化、持続可能な土地管理、食料安全保障及び陸域生態系における温室効果ガスフラックスに関する IPCC 特別報告書」。

の持続時間と頻度が地球全体で増加したことについては*中程度の確信度*しかないが、その主な理由は、アフリカと南アメリカにおけるデータや研究が不足していることにある。ただし、この期間にヨーロッパ、アジア、オーストラリアの大部分で熱波の頻度が増加した*可能性は高い*。

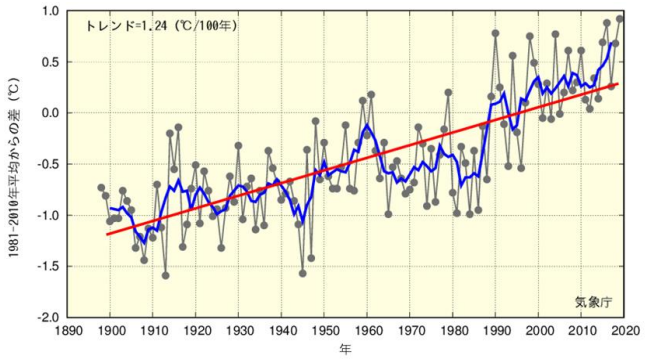
4.1.2　　日本

(1)　平均気温のこれまでの変化

都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の 15 観測地点[22]における 1898 年から 2019 年の観測によると、日本の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は 100 年当たり 1.24℃であった（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 4.1.3）。季節別では、それぞれ 100 年当たり、冬（前年 12～当年 2 月）は 1.13℃、春（3～5 月）は 1.47℃、夏（6～8 月）は 1.11℃、秋（9～11 月）は 1.23℃の割合で上昇している（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）。

1940 年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960 年頃を中心とした比較的高温の時期、それ以降 1980 年代半ばまでの比較的低温の時期を経て、1980 年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、1990 年代以降に集中している。

日本の気温の上昇率は世界平均気温の上昇率（気象庁の解析[23]では 100 年当たり 0.74℃）よりも大きい。これは、日本が位置する北半球の中緯度は、地球温暖化による気温の上昇率が比較的大きいことを反映している（図 4.1.2）（背景要因については第 4.3.1 項の (1) 及び (2) 参照）。



細線（黒）は国内 15 観測地点における年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示している。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

図 4.1.3　日本の年平均気温偏差の経年変化（1898～2019 年）

(2)　極端な高温、低温のこれまでの変化

都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の 13 観測地点[24]の観測値を用いて解析を行ったところ、1910 年から 2019 年の統計期間の間で、日最高気温が 30℃以上の日（真夏日）及び 35℃以上の日（猛暑日）の日数は、ともに統計的に有意に増加している（信頼水準 99%以上）。特に、猛暑日の日数は 1990 年代半ばを境に大きく増加している（図 4.1.4）。一方、同期間における日最低気

22 全国の地上気象観測地点の中から、観測データの均質性が長期間確保でき、かつ都市化等による環境の変化が比較的小さい地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した 15 地点（網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、多度津、宮崎、名瀬及び石垣島）。これらの観測点も都市化の影響が全くないわけではないが、観測された長期変化傾向は日本近海の海面水温と同程度となっており（第 9.1.2 項）、気温の長期変化傾向に対する都市化の影響は十分に回避されていると考えられる。

23 日本の平均気温と比較しやすくするため、同じ期間で解析した結果として気象庁の解析を示す。IPCC の報告書に記載されている情報とは用いているデータや解析手法が異なるものの、結果に大きな違いはない。

24 15 観測地点から、日最高気温、日最低気温について移転の影響の除去が困難な宮崎と飯田を除いた地点。

温が 0℃未満（冬日）の日数は減少し、また、日最低気温が 25℃以上（熱帯夜[25]）の日数は増加している（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）（図 4.1.5）。

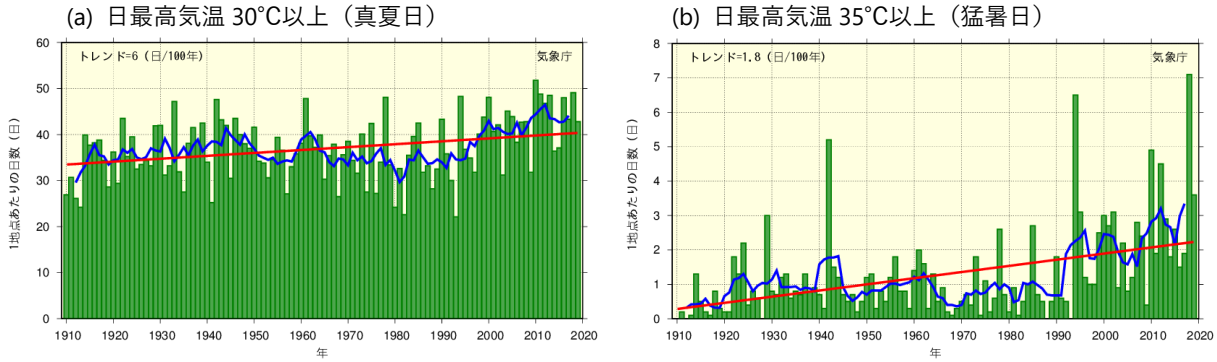


図 4.1.4　真夏日及び猛暑日の年間日数の経年変化（1910～2019 年）

都市化の影響が比較的小さいとみられる全国 13 地点における観測に基づく、(a) 日最高気温 30℃以上（真夏日）及び (b) 35℃以上（猛暑日）の年間日数。棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点当たりの年間日数）を示す。曲線（青）はその 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（統計期間を通した平均的な変化傾向）を示す。

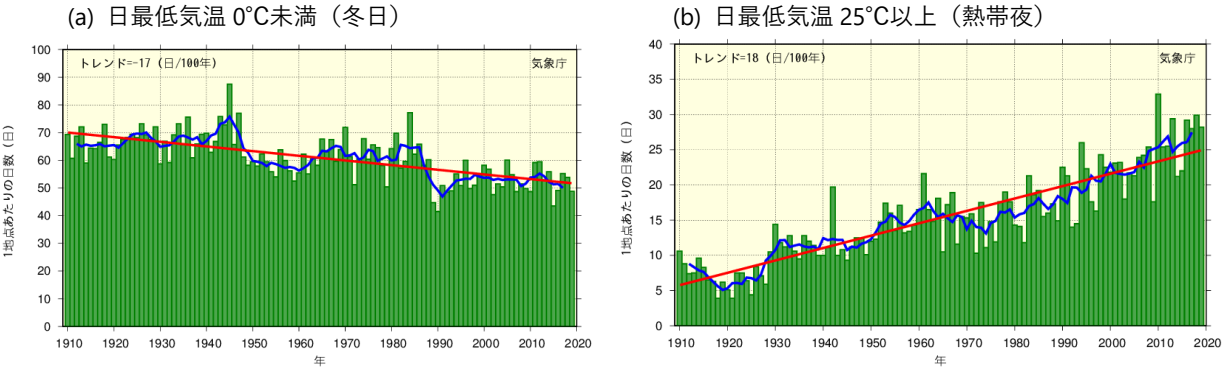


図 4.1.5　冬日及び熱帯夜の年間日数の経年変化（1910～2019 年）

都市化の影響が比較的小さいとみられる全国 13 地点における観測に基づく、(a) 日最低気温 0℃未満（冬日）及び (b) 25℃以上（熱帯夜）の年間日数。棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を各年の有効地点数の合計で割った値（1 地点当たりの年間日数）を示す。曲線（青）はその 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（統計期間を通した平均的な変化傾向）を示す。

4.2　将来予測

4.2.1　世界

(1)　平均気温の将来予測

IPCC (2018) によれば、地球温暖化が現在の度合いで続けば、2030 年から 2052 年の間に、世界平均地上気温が工業化以前の水準に比べ +1.5℃に達する*可能性が高い*（*確信度が高い*）（図 4.2.1）。また、IPCC (2013) によれば、21 世紀末（2081～2100 年平均）には、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べて、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 2.6℃から 4.8℃（工業化前の水準より 3.2～5.4℃）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.3℃から 1.7℃ （工業化前の水準より 0.9～2.3℃）上昇する*可能性が高い*（図 4.2.2）。

25 熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に熱帯夜と呼んでいる。

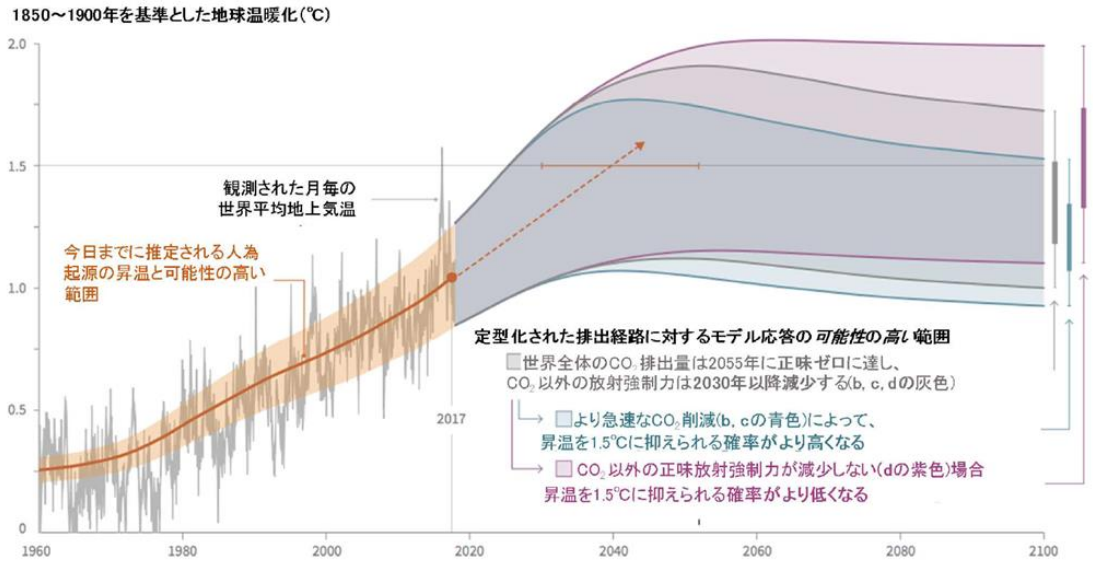
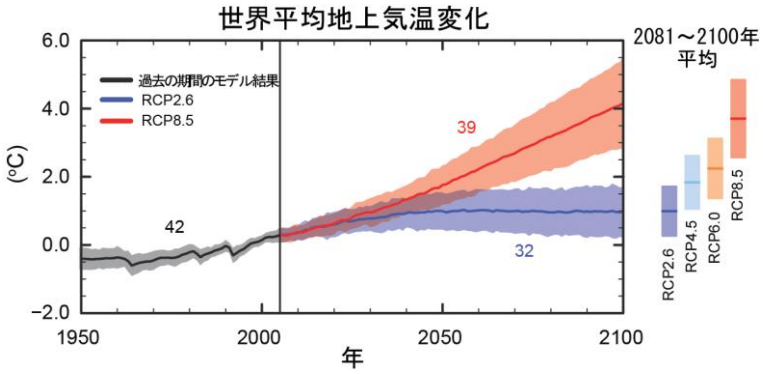


図 4.2.1　観測された世界平均地上気温の変化及び
定型化された人為起源の排出及び強制力の経路に対するモデル応答

細線（灰色）は月ごとの世界平均地上気温偏差、橙線と陰影はそれぞれ今日までに推定される人為起源の昇温と可能性の高い範囲を示す。灰色の陰影は、世界全体の二酸化炭素（CO_2）排出量が 2055 年に正味ゼロに達し CO_2 以外の放射強制力が 2030 年以降減少する定型化された排出経路に対するモデル応答の可能性の高い範囲を示す。また、青色の陰影はより急速な CO_2 削減により昇温を 1.5℃に抑えられる確率がより高くなる場合の応答、紫色の陰影は CO_2 以外の正味放射強制力が減少せず昇温を 1.5℃に抑えられる確率がより低くなる場合の応答の可能性の高い範囲を示す。右側の縦方向のエラーバーは、3 つの定型化された経路において推定される 2100 年の昇温分布の可能性が高い範囲（細線）及び第 2 三分位範囲（33～66 パーセンタイル[26]。太線）を示す。（IPCC1.5℃特別報告書 政策決定者向け要約 環境省仮訳（環境省, 2019）より、図 SPM.1 を転載）

将来の変化は IPCC 第 5 次評価報告書で用いられている 4 つの RCP シナリオとは異なるシナリオに基づいている点に注意。



予測と不確実性の幅（陰影）の時系列を、2℃上昇シナリオ（RCP2.6。青）と 4℃上昇シナリオ（RCP8.5。赤）について示した。黒線と灰色の陰影は、復元された過去の強制力を用いてモデルにより再現した過去の推移である。全ての RCP シナリオに対し、2081～2100 年の平均値と不確実性の幅を彩色した縦帯で示している。数値は、複数モデルの平均を算出するために使用した結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] のモデルの数を示している。（IPCC 第 5 次評価報告書 第 I 作業部会報告書 政策決定者向け要約 気象庁訳（気象庁, 2015）より、図 SPM.7 (a) を転載）

図 4.2.2　CMIP5 の複数のモデルによりシミュレーションされた
1986～2005 年平均に対する世界平均地上気温の変化

26 百分位数（percentile）。データを値の小さい方から順に並べた場合に全体の N%の位置にあるものを、N パーセンタイルと言う。例えばデータの個数が 100 である場合、33 パーセンタイルは、小さい方から数えて 33 番目のデータを指す。

IPCC (2013) によれば、地上気温上昇は全般に、海洋よりも陸域の方が、また低緯度地域よりも北半球高緯度地域の方が、急速に進む可能性が非常に高い（*確信度が高い*）（図 4.2.3）（背景要因については第 4.3.1 項の (1) 及び (2) 参照）。ただし、分布は季節により異なるところもあり、例えば北極域では、海氷が減少することにより、冬季は大気よりも温かい海水から熱が放出されやすくなり気温が大きく上昇する一方、夏季は熱が海氷を融かすのに使われるため昇温は抑えられる。

ここで示したような地上気温上昇の空間的な特徴は、気象庁の予測で用いている全球大気モデル（以下「全球 20 km モデル」。詳細は付録 1 を参照）でも同様に示されている（図 4.2.4）。

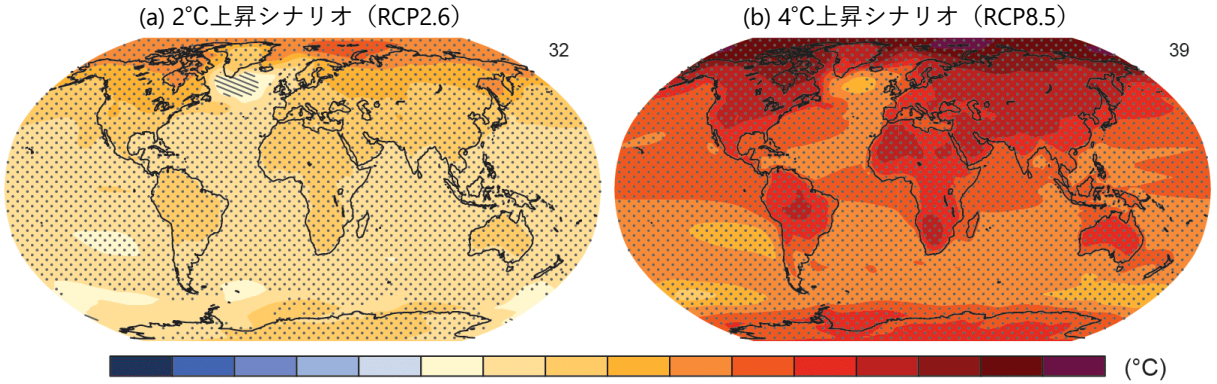


図 4.2.3　2081～2100 年の年平均地上気温（1986～2005 年の平均からの偏差）

(a) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）と (b) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による、2081～2100 年の年平均地上気温（1986～2005 年の平均からの偏差。CMIP5 複数モデルの平均）。それぞれの図の右上隅の数値は、複数モデル平均を算出するために使用した CMIP5 のモデルの数。図中の斜線部は、複数モデル平均の変化量が自然起源の内部変動性に比べ小さい（20 年間の自然起源の内部変動性の 1 標準偏差未満）であることを示す。また点描影は、自然起源の内部変動性に比べ大きく（20 年間の自然起源の内部変動性の 2 標準偏差以上）かつ少なくとも 90%のモデルが同じ符号の変化をしている領域を示す。（IPCC (2013) 政策決定者向け要約より、図 SPM.8 を転載）

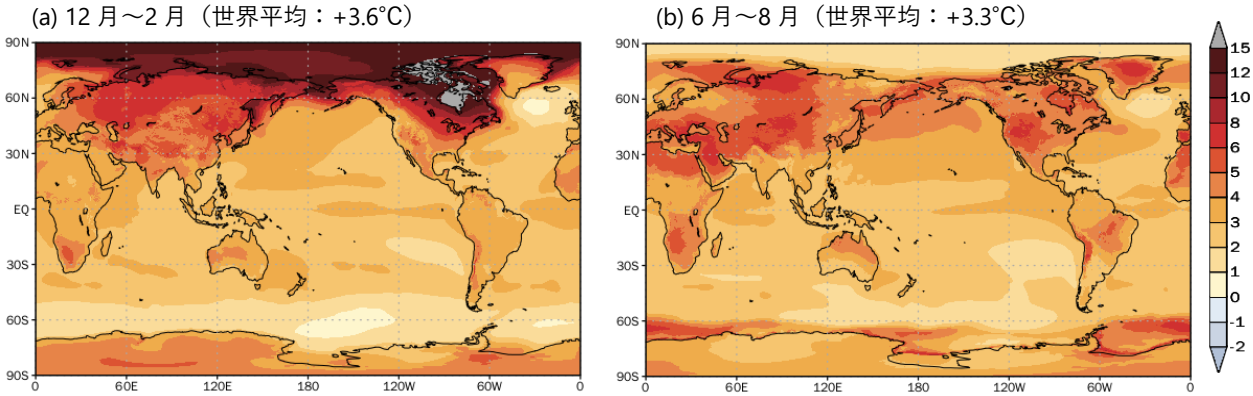


図 4.2.4　21 世紀末の地上気温変化

気象庁気象研究所全球大気モデル（全球 20 km モデル）で 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）により予測された、21 世紀末（2076～2095 平均）の地上気温変化（℃）。20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準としている。

地球温暖化に伴い、上空の気温はどのように変化するだろうか。対流圏では、主に熱帯で地表付近よりも対流圏上層の方が気温上昇の度合いが大きく、大気の安定度は強くなると予想されている（確信度が高い）（図 4.2.5）。北半球高緯度では、下層ほど気温上昇が大きい。一方、成層圏では気温が低下する。（要因については第 4.3.1 項の (3) を参照）

このような気温の鉛直構造の変化は、大気循環（第 8 章参照）や様々な大気現象（例：熱帯低気圧。第 7 章参照）の地球温暖化に伴う変化に影響を与える。

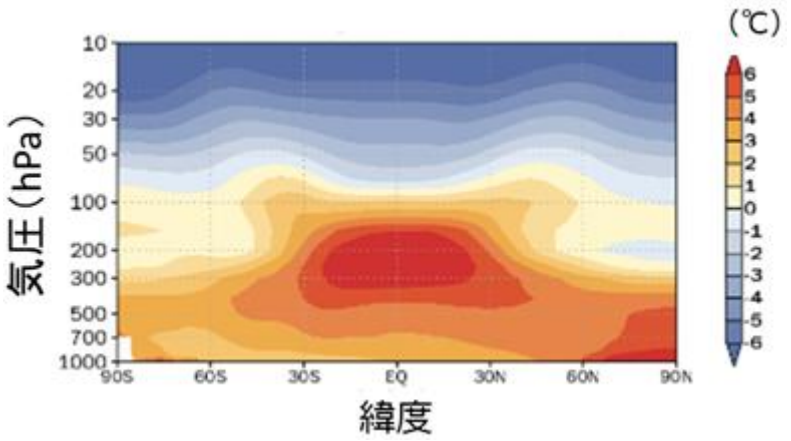


図 4.2.5　21 世紀末の気温変化の緯度高度分布

気象研究所全球大気モデル（全球 20 km モデル）で 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）により予測された、21 世紀末（2076～2095 年平均）の東西平均した気温変化（℃）。横軸が緯度、縦軸が高度（気圧 hPa）。20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とし、そこからの変化を示している。

ここで、全球 20 km モデルの日本付近の地上気温の変化の予測が、世界の多数の気候モデル（CMIP5 モデル）の結果とどのような関係にあるかを見てみる（図 4.2.6）。全球 20 km モデルの結果は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）いずれによる予測においても、年平均気温、季節平均気温とも、CMIP5 のモデル群の予測結果の中央値付近に位置しており、また極端に大きなばらつきは見られない。このことから、日本域の気温の変化の将来予測について全球 20 km モデルによる予測結果を中心に議論することは妥当であると判断できる。なお、全球 20 km モデルによる予測のばらつきは、CMIP5 モデルが予測する海面水温の変化を熱帯平均の変化が同じになるように規格化した上でその空間パターンを 4 通りに分類してそれぞれ平均して与えた各メンバーの予測結果に起因するのに対し、CMIP5 モデルの予測のばらつきは 42 個の各モデルの予測結果をそのまま反映しているため、個々のモデルの違いによる不確実性を含む後者の方がばらつきの幅は大きい。予測手法の詳細や不確実性の要因、及びそれを踏まえて予測結果を理解する方法については付録 1 で解説する。

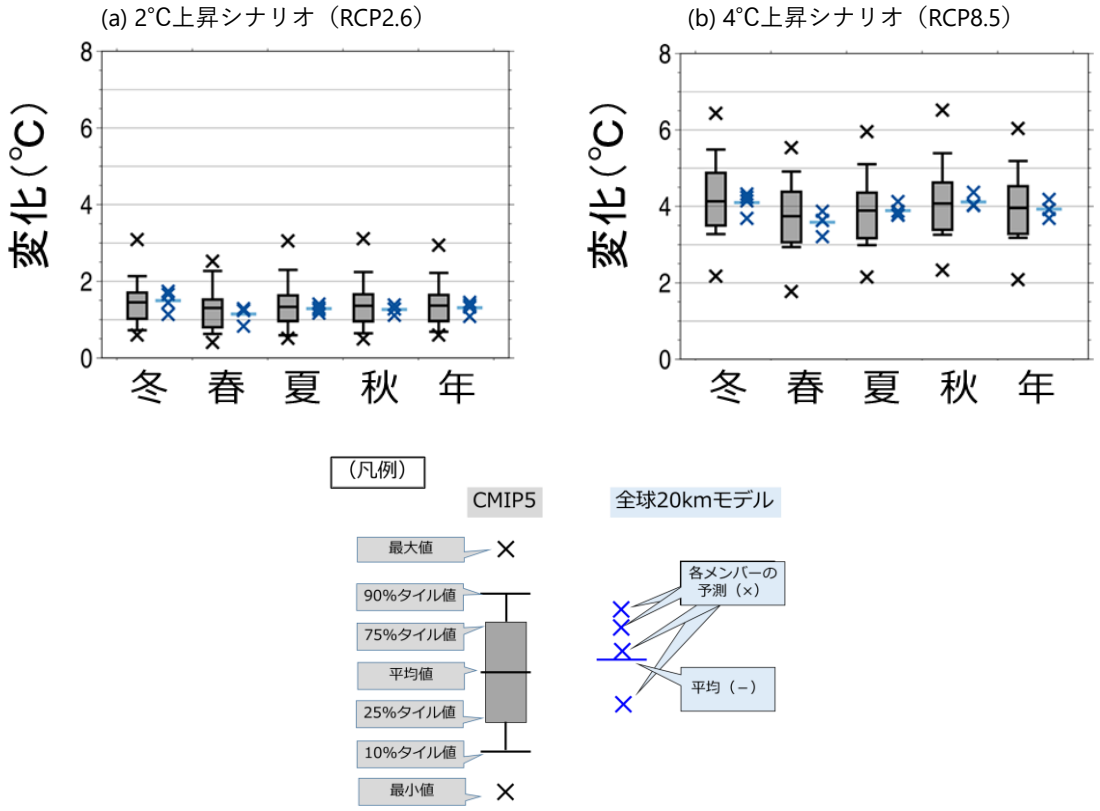


図 4.2.6　日本付近における地上気温の将来変化に関する予測の比較

(a) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による、CMIP5 モデルと全球大気モデル（全球 20 km モデル）による日本付近における地上気温の将来変化に関する予測を、各季節平均及び年平均ごとに比較したもの。「日本付近」の定義は図 付録 1.5.1 を参照。CMIP5 モデルによる予測は、最小値、10、25、50、75、90 パーセンタイル値、最大値を表示。青色の×印と横線は、気象庁の予測で用いた全球 20 km モデルのアンサンブル予測の 4 メンバーそれぞれの予測と平均値を示す（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）の変化量。（Ito et al. (2020) 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）

(2)　極端な高温、低温の将来予測

IPCC (2013) によると、世界平均気温の上昇に伴い、ほとんどの場所で、また日々及び季節の両方の時間スケールにおいて、極端な高温現象が増え、極端な低温現象は減ると予測される（*ほぼ確実*）。極端な高温現象の頻度、継続時間、大きさは、いずれも増加すると見込まれているが、まれに起こる冬季の極端な低温現象も引き続き発生すると見込まれる。高温現象の 20 年再現値は、ほとんどの地域で夏季平均気温の上昇率と同程度かそれより大きな率で上昇すると予測される。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、ほとんどの陸上地域において 21 世紀末までに、現在の気候で 20 年に 1 回の頻度で発生するような高温現象がより頻繁に現れるようになり（頻度は少なくとも倍増し、多くの地域では 1～2 年に 1 回の現象になる）、現在の気候で 20 年に 1 回の頻度で発生するような低温現象は非常にまれになる（*可能性が高い*）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）でも、ほとんどの地域において高温現象及び低温現象の極値の増加が見込まれるものの、20 年再現値の増加幅は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に比べると 3 分の 1 から 4 分の 1 程度に留まる。

図 4.2.7 に、CMIP5 の気候モデルで再現された年間最低気温、年間最高気温、霜日日数[27]、熱帯夜[28]日数の陸域の世界平均値の、過去から将来にかけての変化傾向を示す。世界平均気温の増加に伴い、どの指標で見ても、世界平均の極端高温は増加し、極端低温は減少すると予測されている（*ほぼ確実*）（IPCC, 2013）。この変化傾向は日スケール、季節スケールで共通であり、頻度・持続期間・強さのすべてにおいて同じ傾向である。

図 4.2.7 (b) 及び (d) を見比べると、日最低気温（夜間気温）に基づく指標の方が日最高気温（日中気温）に基づく指標より昇温率が大きい傾向にあることが分かる。この特徴は、他の指標で見た場合にも同様に見られる。

また、図 4.2.7 (a) 及び (c) を見比べると、極端低温指標の変化は特に北半球高緯度域の冬季に顕著であるが、極端高温指標の変化は全球の陸域で一様になっていることが分かり、Sillman et al. (2013) も同様の傾向を指摘している（背景要因については第 4.3.2 項 の (1) 参照）。この北半球高緯度域における差が、世界平均で見た場合の昇温率の大きさに差が見られる理由の一つである。

27 日最低気温が 0℃未満の日。日本における「冬日」と同じ定義となっている。

28 日最低気温が 20℃以上の日。日本における「熱帯夜」とは定義が異なる。

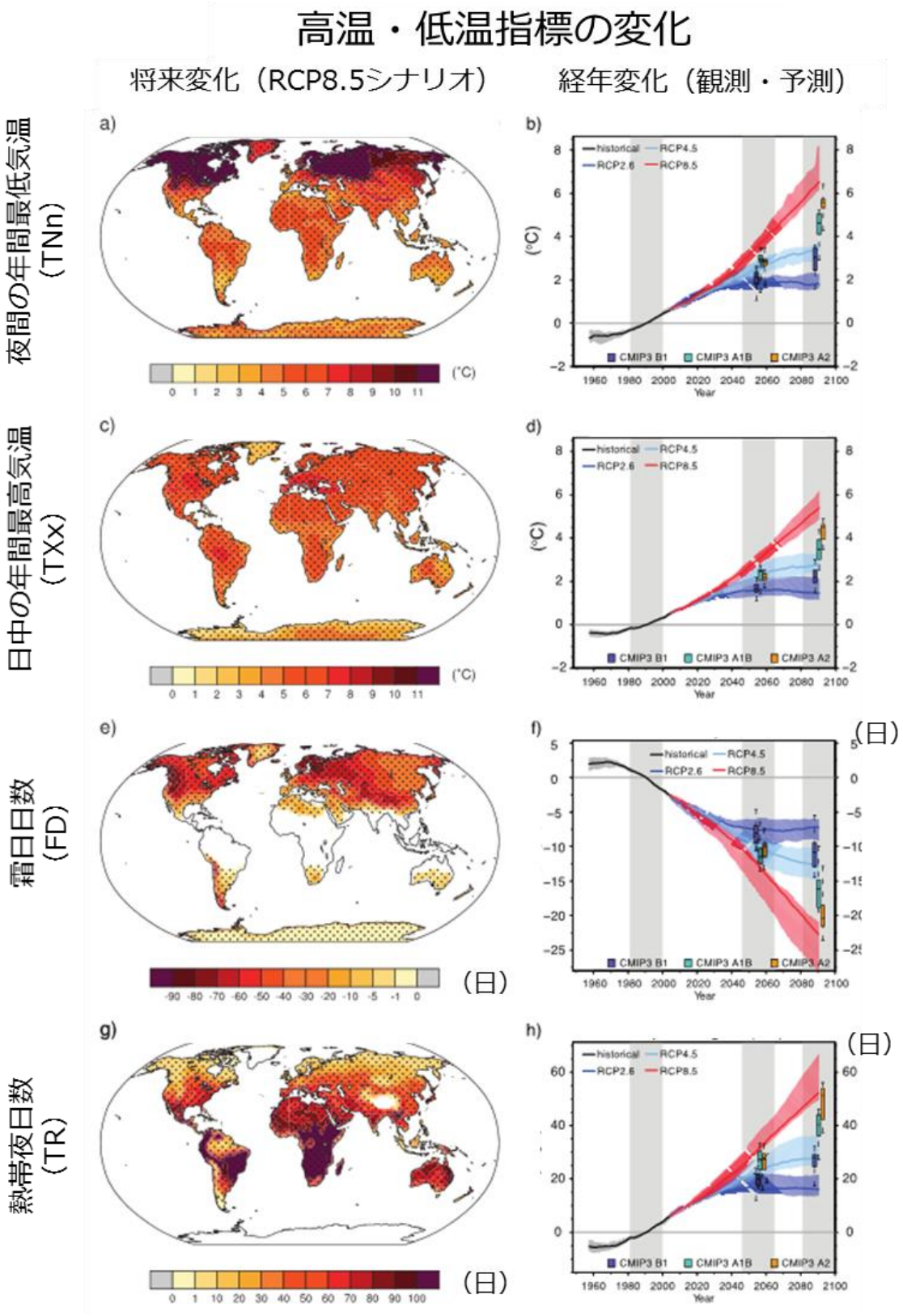


図 4.2.7　気温の極端現象に関する指標の将来変化（日）

上から、夜間の年間最低気温、日中の年間最高気温、霜日（日最低気温が 0℃未満の日）の日数、熱帯夜（日最低気温が 20℃以上の日）の日数。左列：CMIP5 の 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、高温・低温の各種指標で見た現在気候（1981～2000 年）に対する将来気候（2081～2100 年）の変化。右列：CMIP5 歴史実験（灰色）と RCP8.5/4.5/2.5 シナリオ実験（赤色/水色/濃青色）における各指標の経年変化。（IPCC (2013) より、図 12.13 を和訳・転載）。

図 4.2.8 (a) 〜 (f) は、CMIP5 の RCP2.6（2℃上昇）、RCP4.5、及び RCP8.5（4℃上昇）シナリオにおける、再現期間 20 年の高温及び低温の将来変化の空間分布である。地球全体で平均した 21 世紀末における再現期間 20 年の低温の極値は、現在気候（1986〜2005 年）に比べ、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 1.4℃、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で 4.8℃上昇すると予測されている。一方、再現期間 20 年の高温の極値で同様に見積もると、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.9℃、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で 3.8℃上昇すると見積もられ、上昇幅は低温の極値の方が大きい（Kharin et al. 2013）。

図 4.2.8 (h) は、RCP4.5 シナリオにおける冬季平均気温の変化量の空間分布図である。再現期間 20 年の低温の極値（図 4.2.8 (d)）は、冬季平均気温よりも大きな増加率を示し、特に高緯度域で顕著である（背景要因については第 4.3.2 項の (2) 参照）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、ほとんどの地域において、現在気候で再現期間 20 年の低温は、21 世紀末には 100 年に 1 回以下の非常にまれな現象になる*可能性が高い*と予測されている（IPCC, 2013）。

図 4.2.8 (g) は、同じく夏季平均気温の変化量の空間分布図である。低温の極値の場合とは異なり、再現期間 20 年の高温の極値（図 4.2.8 (c)）は、夏季平均気温とほぼ同じ増加率となっている。例外として、ヨーロッパの夏季の極端高温は平均気温よりも増加率が大きいことが知られている（IPCC (2013) 第 11 章）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、現在気候において再現期間 20 年の高温は、21 世紀末には少なくとも 2 倍の頻度で起こり、北半球の一部地域を除く多くの地域では 1〜2 年に 1 回の現象になる*可能性が高い*と予測されている（IPCC, 2013）。

東アジアでは、再現期間 20 年の高温の極値の変化を見た場合、夏の平均気温と比較すると差はほとんどない（図 4.2.8 (c) 及び (g)）。再現期間 20 年の低温で見た場合、北部では冬の平均気温より増加率が大きくなる傾向が見られる場所がある（図 4.2.8 (d) 及び (h)）。

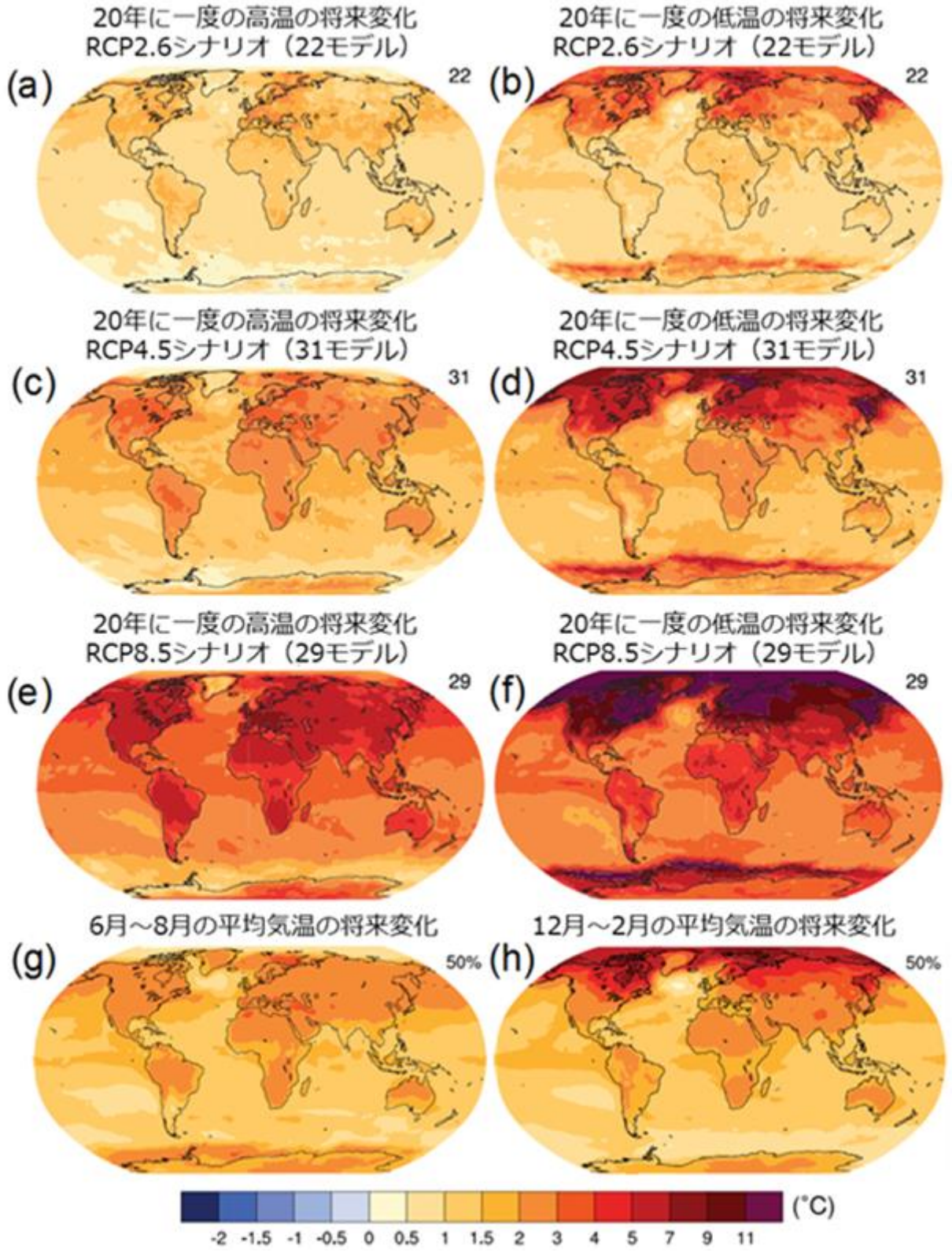


図 4.2.8　高温・低温の極値の将来変化（°C）

日平均気温で見た再現期間 20 年の高温（a、c、e）及び低温（b、d、f）の極値の将来変化。RCP2.6（a、b）、RCP4.5（c、d）、RCP8.5（e、f）シナリオにおける 2081～2100 年の CMIP5 モデルの中央値の、1986～2005 年に対する変化量（IPCC (2013) 第 12 章 図 12.14）。(g) 及び (h) は、RCP4.5 シナリオにおける平均気温の将来変化の複数モデルの 50 パーセンタイル値。(g) 6～8 月及び (h) 12～2 月（IPCC (2013) より、図 A1.5 を和訳・転載）。

4.2.2　　日本

(1)　平均気温の将来予測

気象庁による地域気候モデルを用いた予測では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）のいずれにおいても、21 世紀末（2076～2095 年平均）における日本の年平均気温は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べて全国的に有意に上昇すると予測される。この予測結果は、IPCC による全球規模の予測（図 4.2.3）や第 4.1.2 項で示した観測事実と整合しており、確信度は高い。全国平均気温の上昇量は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）のでは 4.5℃、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 1.4℃と予測される。地域別に見た年平均気温の変化量は、図 4.2.9 及び表 4.2.1 のとおりである。これらの将来変化の予測に付記されている変動の幅は、地域気候モデルによる将来予測の 4 メンバー各 20 年間分の予測結果に基づいて算出した年々変動の幅（詳細は付録 1 参照）である。図 4.2.6 に示されている全球 20 km モデルの結果のばらつきは、4 メンバーそれぞれについて日本付近の気温の変化を 20 年間で平均したものであり、算出方法が異なる。地域気候モデルによる予測結果について同様に 4 メンバーそれぞれの平均からばらつきの幅を算出すると、全国平均では約 0.5℃程度となり（Murata et al., 2017）、結果としては図 4.2.9 で示した全国平均の年々変動の幅と同程度である。このことから、気象庁の予測で用いた地域気候モデルの予測結果のばらつきは、境界条件として用いた全球モデルの予測結果のばらつきを反映していることが分かる。第 4.2.1 項の (1) で解説したとおり、気象庁の予測で示している年々変動の幅にはモデルの違いによる不確実性が含まれていないため、CMIP5 モデルの予測のばらつき（図 4.2.6）と比べて小さくなっている。

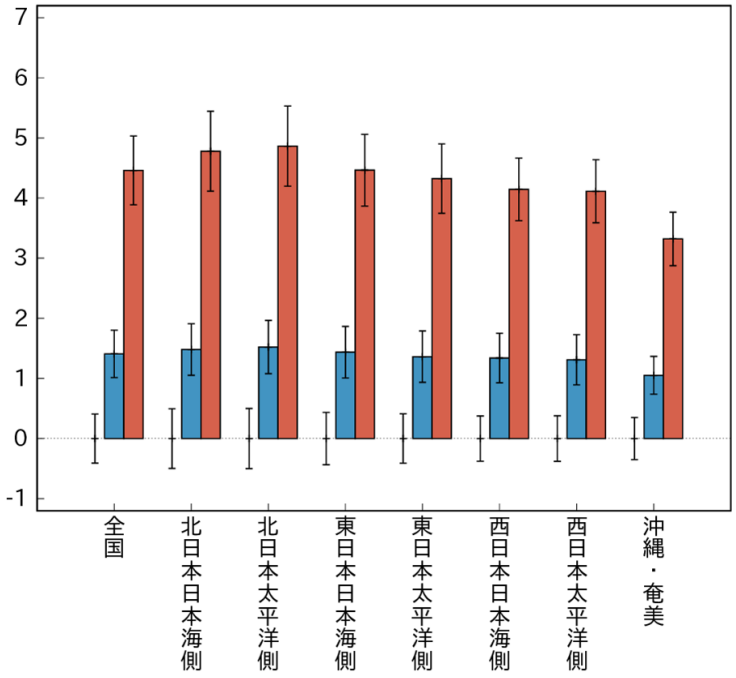


図 4.2.9　気象庁の予測による年平均気温の将来変化（℃）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は、赤が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に、青が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）に、それぞれ対応する。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は、20 世紀末の年々変動の幅を表している。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

表 4.2.1　年平均気温及び季節平均気温の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）（℃）

(a) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、(b) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による、気象庁の予測。20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の差（将来変化量）を「将来変化量 ±21 世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準 90%で有意に変化する場合は赤字としている。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

(a) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測

地域	年	春	夏	秋	冬
全国	4.5 ± 0.6	4.0 ± 0.8	4.2 ± 0.5	4.6 ± 0.7	5.0 ± 0.9
北日本 日本海側	4.8 ± 0.7	4.3 ± 0.9	4.5 ± 0.7	5.0 ± 0.8	5.2 ± 1.1
北日本 太平洋側	4.9 ± 0.7	4.4 ± 0.9	4.5 ± 0.7	5.0 ± 0.8	5.5 ± 1.1
東日本 日本海側	4.5 ± 0.6	4.1 ± 0.9	4.3 ± 0.6	4.7 ± 0.8	4.9 ± 1.0
東日本 太平洋側	4.3 ± 0.6	3.8 ± 0.9	4.1 ± 0.6	4.5 ± 0.8	4.8 ± 1.0
西日本 日本海側	4.1 ± 0.5	3.7 ± 0.8	3.9 ± 0.5	4.3 ± 0.8	4.7 ± 0.9
西日本 太平洋側	4.1 ± 0.5	3.6 ± 0.8	3.9 ± 0.5	4.3 ± 0.8	4.6 ± 1.0
沖縄・奄美	3.3 ± 0.4	3.1 ± 0.7	3.2 ± 0.4	3.5 ± 0.6	3.6 ± 0.8

(b) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測

地域	年	春	夏	秋	冬
全国	1.4 ± 0.4	1.2 ± 0.6	1.3 ± 0.5	1.3 ± 0.6	1.8 ± 0.9
北日本 日本海側	1.5 ± 0.4	1.3 ± 0.7	1.4 ± 0.7	1.4 ± 0.7	1.8 ± 0.8
北日本 太平洋側	1.5 ± 0.4	1.3 ± 0.7	1.4 ± 0.7	1.4 ± 0.6	2.0 ± 0.9
東日本 日本海側	1.4 ± 0.4	1.2 ± 0.7	1.4 ± 0.6	1.4 ± 0.7	1.7 ± 0.9
東日本 太平洋側	1.4 ± 0.4	1.1 ± 0.6	1.3 ± 0.5	1.3 ± 0.7	1.8 ± 1.0
西日本 日本海側	1.3 ± 0.4	1.1 ± 0.6	1.3 ± 0.4	1.2 ± 0.7	1.8 ± 1.1
西日本 太平洋側	1.3 ± 0.4	1.0 ± 0.6	1.2 ± 0.4	1.2 ± 0.7	1.8 ± 1.1
沖縄・奄美	1.1 ± 0.3	0.8 ± 0.5	0.9 ± 0.3	1.1 ± 0.4	1.4 ± 0.8

IPCC (2013) における予測結果（1986～2005 年の平均に対する 2081～2100 年の平均の変化）によると、世界全体の年平均気温の上昇量は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で 3.7℃程度（2.6～4.8℃）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 1.0℃程度（0.3～1.7℃）であり、平均値で考えると、日本付近における気温上昇は世界平均よりも 1.2～1.4 倍程度大きい。なお、この比はこれまでに観測されている上昇率（第 4.1.2 項参照）においてもほぼ同様となっており、要因も共通と考えられる（第 4.3.1 項の (1) 及び (2) 参照）。日本付近の気温変化の分布を見ると、年平均気温、各季節とも高緯度地域ほど上昇が大きく、冬の方が夏よりも大きく気温が上昇する（図 4.2.10）。特に北海道の一部の冬及び春では、オホーツク海の海氷が減少することを反映して大きな上昇が現れている。

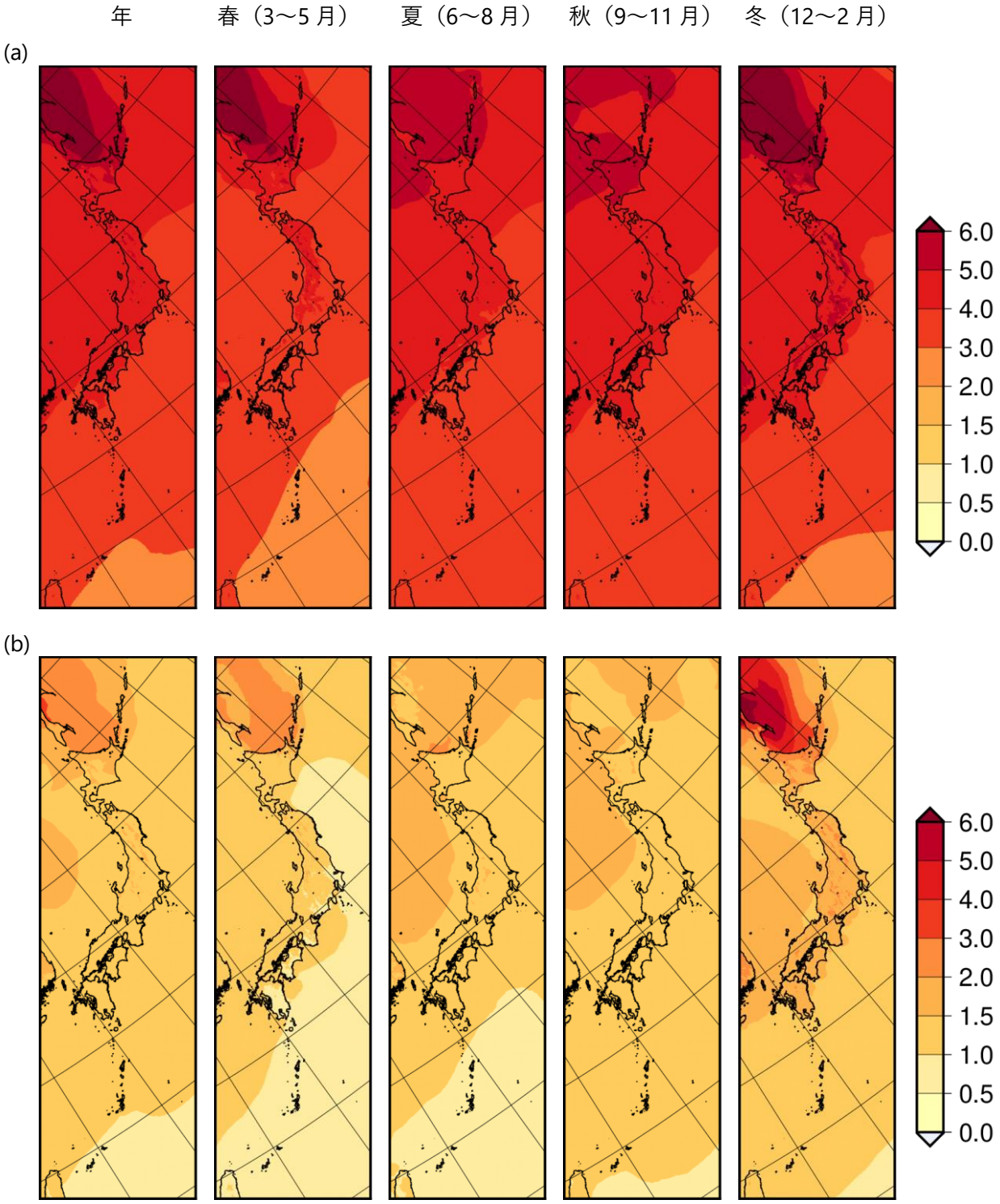


図 4.2.10　年平均及び季節ごとの平均気温の将来変化

(a) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、(b) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測。21 世紀末（2076～2095 年平均）と 20 世紀末（1980～1999 年平均）の差（4 メンバー平均）。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

年平均気温と同様に、年平均した最高気温と最低気温も全国的に有意に上昇し、地域的に見ると高緯度地域ほど上昇が大きい。また、最低気温の上昇の方が、平均気温や最高気温の上昇量よりも大きい。

(2)　日本における極端な高温、低温の将来予測

気象庁の予測によると、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀末（2076～2095 年の平均）には、20 世紀末（1980～1999 年の平均）と比べ、猛暑日となるような極端に暑い日の年間日数が全国的に有意に増加する（図 4.2.11; 図 4.2.12; 表 4.2.2）。これは、予測される気温の有意な上昇に伴うものとして理解することができ、IPCC による全球規模の予測や第 4.1.2 節で示した観測事実と整合していることから、確信度は高い。北日本では主に夏に、東日本以西では夏から秋にかけて、極端に暑い日が増加すると予想される（図 4.2.11）。真夏日の年間日数も、同様に全国的に有意に増加し、その増加量は北日本の太平洋側で 30 日程度、沖縄・奄美で 88 日程度となっている。熱帯夜の年間日数も、全国的に有意に増加する（図 4.2.13; 図 4.2.14; 表 4.2.3）。熱帯夜は、沿岸部など標高の低い地域でより多く増加すると予想されており、猛暑日の将来変化と同様の傾向が見られる。冬日の年間日数は、20 世紀末でもほとんど発生が無い沖縄・奄美以外の地域で、統計的に有意に減少する（猛暑日等と同様の理由から確信度は高い）（図 4.2.15; 図 4.2.16; 表 4.2.4）。日最低気温は、冬季の北海道では、20 世紀末と比べて上昇するものの 0℃未満の日が多く、東北地方等に比べて減少量は小さい（図 4.2.15）。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）でも、多くの地域で猛暑日と熱帯夜は有意に増加し、冬日は有意に減少する（確信度が高い）（図 4.2.11; 図 4.2.13; 図 4.2.15）。ただし、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると変化量は小さくなり、北海道では猛暑日や熱帯夜の年間日数が有意に増加しない地域も見られる。いずれの要素においても、予測される変化量が 20 世紀末における年々変動の幅を上回っており、厳しい地球温暖化対策によって 2℃目標が達成された場合であっても、20 世紀末における「かなり暖かい年」よりも更に極端な高温（低温）の日数が多い（少ない）状態が、将来は「平年並」になると予測される（図 4.2.12; 図 4.2.14; 図 4.2.16）。

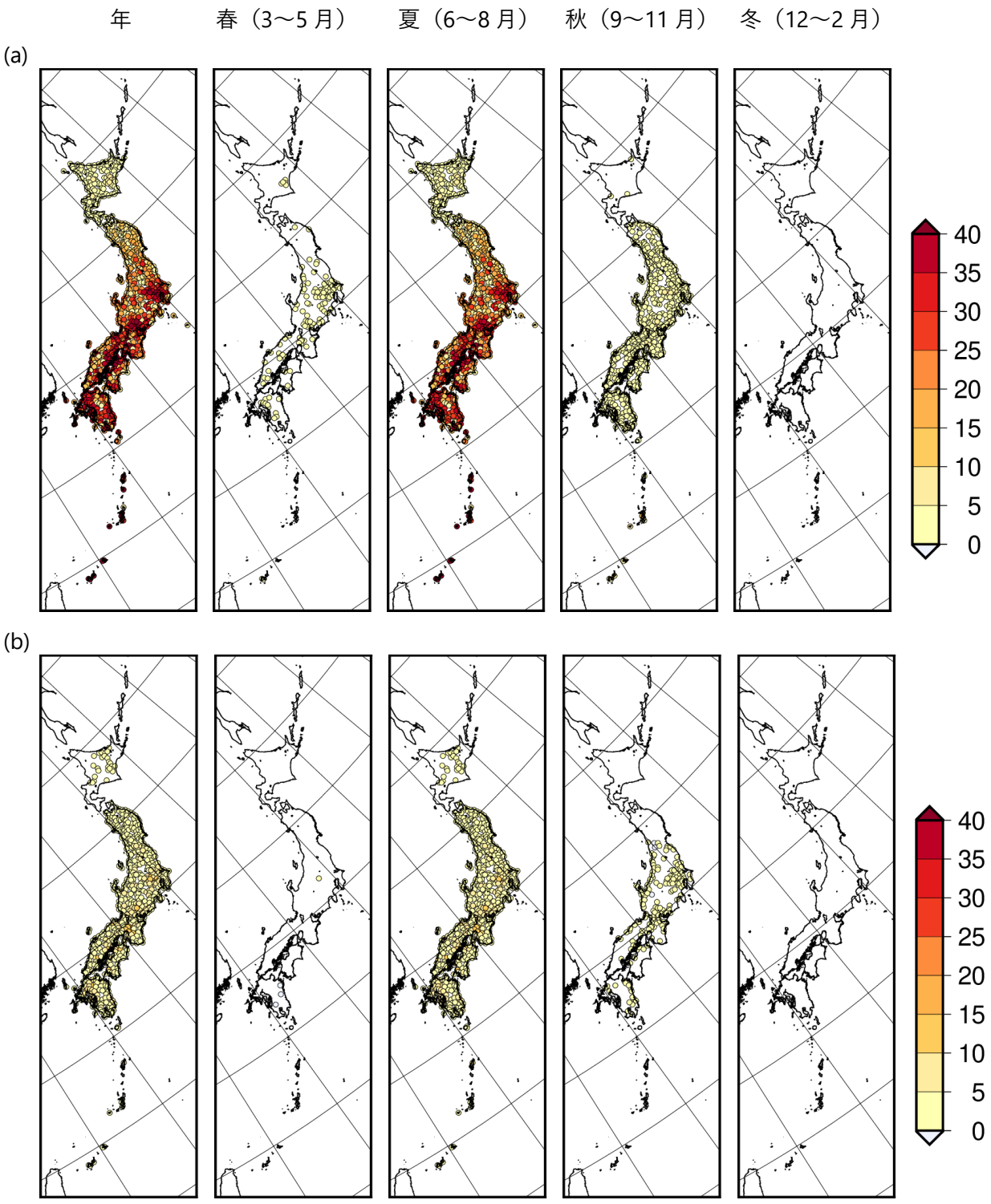


図 4.2.11　年及び季節ごとの猛暑日の日数の将来変化（日）

(a) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、(b) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測。観測地点に対応する格子点の、バイアス補正済の結果を用いた 21 世紀末（2076～2095 年平均）と 20 世紀末（1980～1999 年平均）との差。変化傾向（増減）が 4 メンバーとも一致した格子点のみ、それらの平均値を表示（20 世紀末及び 21 世紀末ともに数値がゼロの場合は表示対象外）。

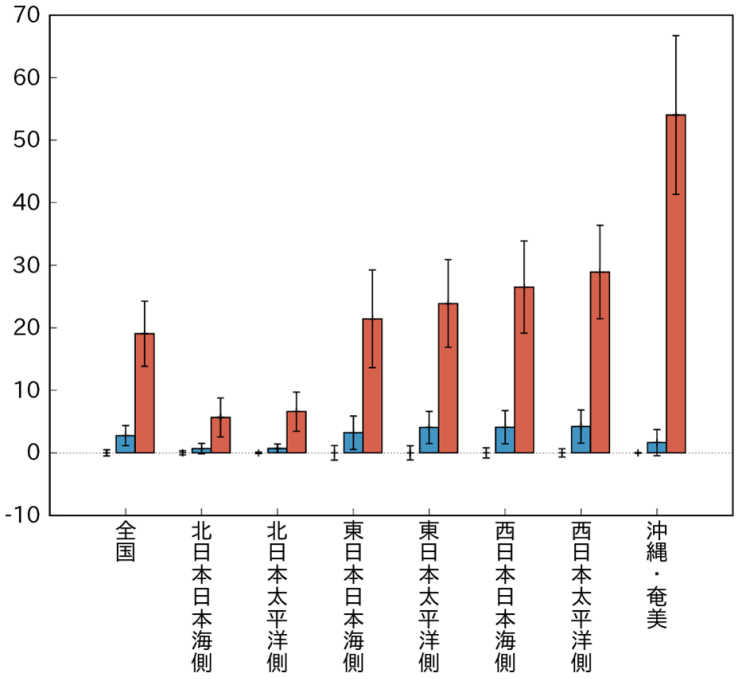


図 4.2.12　気象庁の予測による猛暑日の年間日数の将来変化（日）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は、赤が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に、青が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）に、それぞれ対応する。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は 20 世紀末の年々変動の幅を表している。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

表 4.2.2　気象庁の予測による猛暑日の年間日数の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）

20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の差（将来変化量）を「将来変化量 ±21 世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準 90%で有意に変化する場合は赤字としている。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

地域	**4℃上昇シナリオ（RCP8.5）**	**2℃上昇シナリオ（RCP2.6）**
全国	19.1 ± 5.2	2.8 ± 1.6
北日本　日本海側	5.7 ± 3.1	0.7 ± 0.8
北日本　太平洋側	6.6 ± 3.1	0.7 ± 0.7
東日本　日本海側	21.4 ± 7.8	3.2 ± 2.7
東日本　太平洋側	23.9 ± 7.0	4.1 ± 2.6
西日本　日本海側	26.5 ± 7.4	4.1 ± 2.6
西日本　太平洋側	28.9 ± 7.5	4.2 ± 2.7
沖縄・奄美	54.0 ± 12.7	1.6 ± 2.1

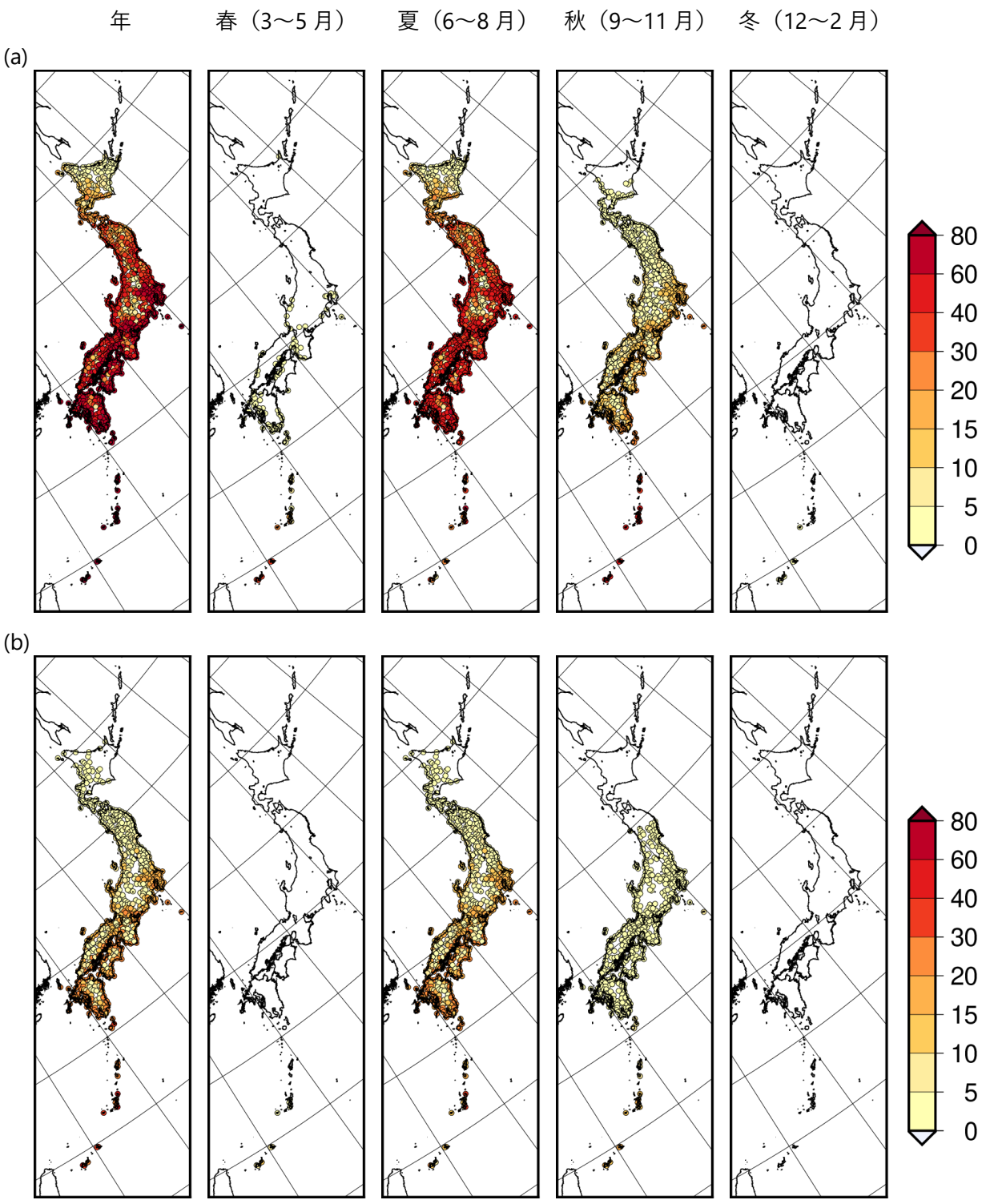


図 4.2.13　年及び季節ごとの熱帯夜の日数の将来変化（日）

(a) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、(b) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測。観測地点に対応する格子点の、バイアス補正済の結果を用いた 21 世紀末（2076～2095 年平均）と 20 世紀末（1980～1999 年平均）との差。変化傾向（増減）が 4 メンバーとも一致した地点のみ、それらの平均値を表示（20 世紀末及び 21 世紀末ともに数値がゼロの場合は表示対象外）。

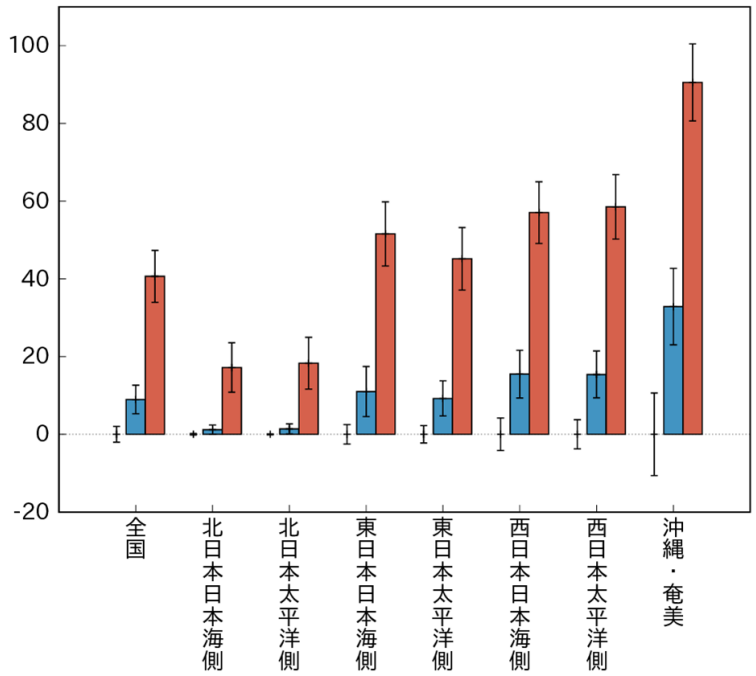


図 4.2.14　気象庁の予測による熱帯夜の年間日数の将来変化（日）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は、赤が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に、青が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）に、それぞれ対応する。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は、20 世紀末の年々変動の幅を表している。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

表 4.2.3　気象庁の予測による熱帯夜の年間日数の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）。

20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の差（将来変化量）を「将来変化量 ±21 世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準 90%で有意に変化する場合は赤字としている。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

地域	**4℃上昇シナリオ（RCP8.5）**	**2℃上昇シナリオ（RCP2.6）**
全国	40.6 ± 6.7	9.0 ± 3.7
北日本　日本海側	17.2 ± 6.4	1.2 ± 1.2
北日本　太平洋側	18.3 ± 6.7	1.4 ± 1.3
東日本　日本海側	51.6 ± 8.3	11.0 ± 6.4
東日本　太平洋側	45.2 ± 8.0	9.2 ± 4.5
西日本　日本海側	57.0 ± 8.0	15.5 ± 6.1
西日本　太平洋側	58.5 ± 8.3	15.4 ± 6.0
沖縄・奄美	90.5 ± 9.9	32.9 ± 9.8

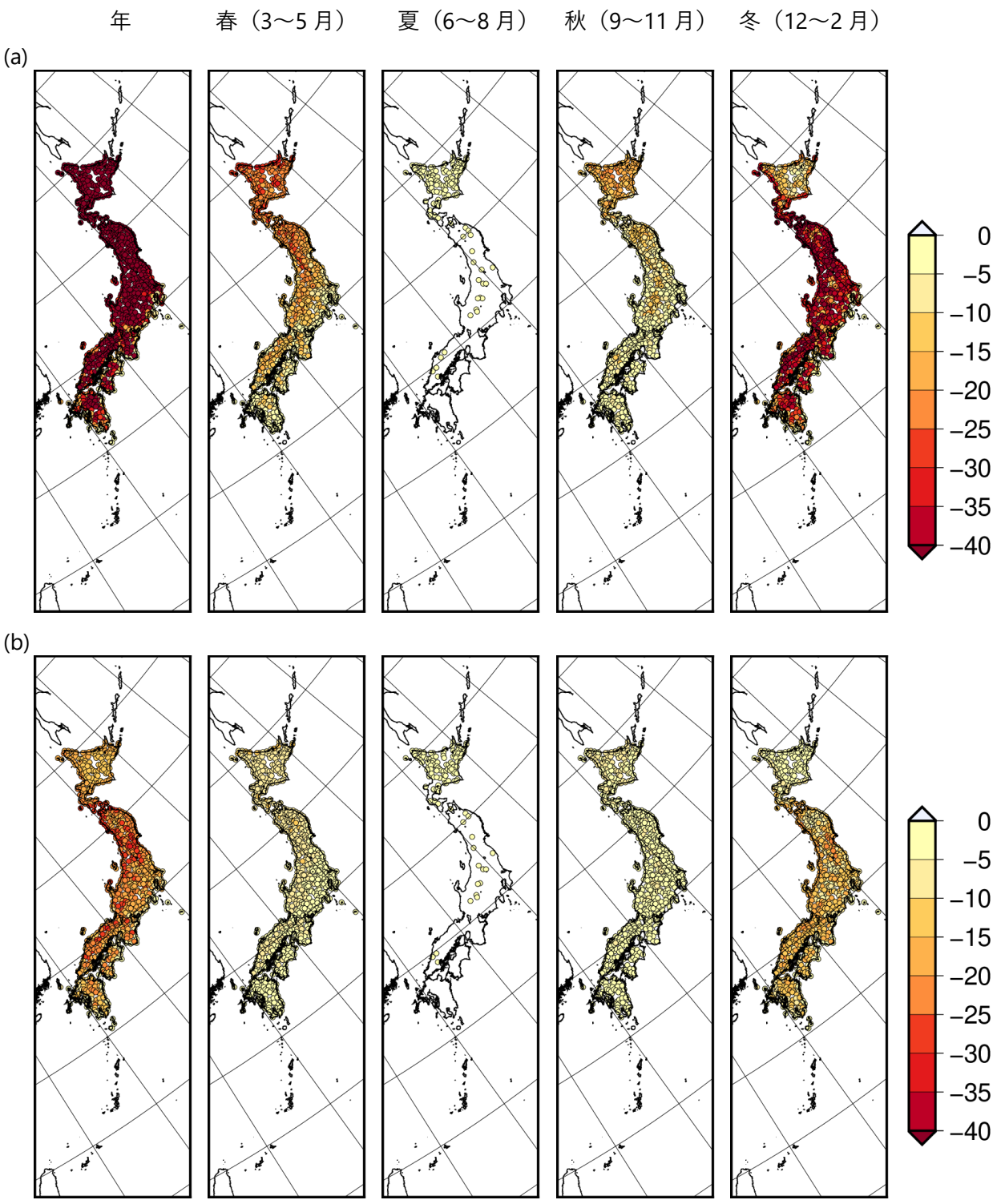


図 4.2.15　年及び季節ごとの冬日の日数の将来変化（日）

(a) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、(b) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測。観測地点に対応する格子点の、バイアス補正済の結果を用いた 21 世紀末（2076～2095 年平均）と 20 世紀末（1980～1999 年平均）との差。変化傾向（増減）が 4 メンバーとも一致した地点のみ、それらの平均値を表示（20 世紀末及び 21 世紀末ともに数値がゼロの場合は表示対象外）。

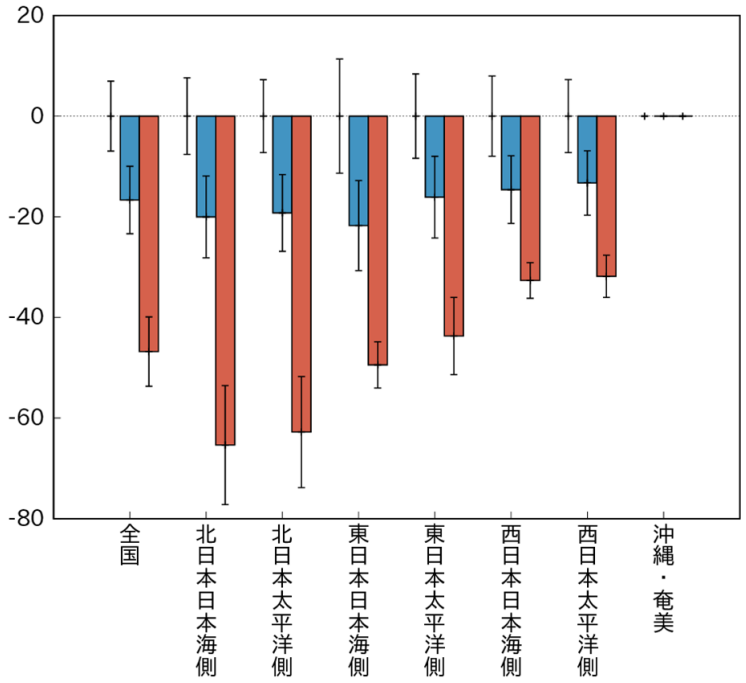


図 4.2.16　気象庁の予測による冬日の年間日数の将来変化（日）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は、赤が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に、青が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）に、それぞれ対応する。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は、20 世紀末の年々変動の幅を表している。沖縄・奄美については 20 世紀末と 21 世紀末のいずれも出現日数がゼロであるため、グラフを表示していない。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

表 4.2.4　気象庁の予測による冬日の年間日数の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）。

20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の差（将来変化量）を「将来変化量 ±21 世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準 90%で有意に変化する場合は赤字としている。沖縄・奄美については、20 世紀末と 21 世紀末のいずれも出現日数がゼロであるため値を表示していない。（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の予測結果は気象庁（2017）による。）

地域	**4℃上昇シナリオ（RCP8.5）**	**2℃上昇シナリオ（RCP2.6）**
全国	−46.8 ± 6.9	-16.7 ± 6.7
北日本 日本海側	−65.4 ± 11.8	-20.0 ± 8.1
北日本 太平洋側	−62.8 ± 11.0	-19.2 ± 7.6
東日本 日本海側	−49.4 ± 4.6	-21.8 ± 8.9
東日本 太平洋側	−43.7 ± 7.7	-16.1 ± 8.1
西日本 日本海側	−32.7 ± 3.6	-14.6 ± 6.7
西日本 太平洋側	−31.8 ± 4.2	-13.3 ± 6.4
沖縄・奄美	N/A	N/A

4.3　背景要因

4.3.1　平均気温の上昇に関する背景要因

(1)　陸域と海域における気温上昇の違い

第 2 章で示したとおり、大気中の温室効果ガスが増加することで地球の放射収支が変化し、大気からの下向きの長波放射が増える結果として地表面温度が上昇する。この増加したエネルギーは、気温や海水温の上昇だけではなく、地表面からの水分の蒸発にも使われる。陸域では水分の量が限られることから、蒸発に使われるエネルギーが海域と比べて小さくなる。これが、地球温暖化に伴う気温の上昇が海域よりも陸域で大きくなりやすいことの主要な要因と考えられている（Sutton et al., 2007）。この陸域と海域の違いは、陸域の占める割合が大きい北半球の中高緯度域で気温上昇が大きくなる（図 4.1.2; 図 4.2.3; 図 4.2.4）ことに寄与していると考えられている。

(2)　雪氷アルベドフィードバック

海氷や積雪、氷河等は一般に反射率（アルベド）[18] が高く、太陽光をよく反射する。気温の上昇に伴う融解によりこれらが失われて海面や土壌が露出すると、アルベドが低下して太陽光をより多く吸収するようになり、更に気温が上昇しやすくなる（逆もまた然り）。これは雪氷アルベドフィードバックと呼ばれ、ある変化（ここでは気温上昇）の結果としてその変化が加速する正のフィードバックであり、特に北半球の高緯度域においてより気温上昇が大きくなることに寄与していると考えられている（Flanner et al., 2011）。

(3)　上空の気温の変化

大気が上昇し温度が下がると、大気が含みうる水蒸気量が減るため、大気中の水蒸気の一部は液体又は固体として凝結する。このとき、上記 (1) で示した水分の蒸発に使われたエネルギーは凝結熱として放出され、周囲の気温を上昇させる。対流活動が活発な熱帯では、上昇気流に伴い雲ができる際に放出される凝結熱が大気を加熱するとともに、加熱された空気が上空に輸送されるため、この効果が強く現れる。その結果、主に熱帯において、地表付近に対して対流圏上層の気温上昇が大きくなると考えられる。大気の上層ほど気温上昇の度合いが大きいという変化により、熱帯の対流圏では安定度が増すことになる。

一方、北半球高緯度では、特に冬季においては地表面付近の大気は低温となり密度が増すため、大気下層の安定度が強くなる。このため、大気が鉛直方向に混ざりにくくなり、地表面の昇温の影響が地表面に近い大気下層の狭い範囲に限定されるため、北半球高緯度では下層ほど気温上昇が大きくなると考えられる（Pithan and Mauritsen, 2014）。

対流圏より更に上方に位置する成層圏の温度は、オゾン層による日射の吸収による加熱と大気の赤外放射による冷却のバランスで決まっている。温室効果ガスが増加すると放射による冷却する働きが強まることから、成層圏の温度が低下することになる。

4.3.2　極端な高温、低温の変化に関する背景要因

(1)　極端低温指標の変化が北半球高緯度域で顕著である理由

極端低温指標の変化が北半球高緯度域の冬季に顕著である理由としては、第 4.3.1 項の (2) の雪氷アルベドフィードバックの他にも、複数のメカニズムが提唱されている。Screen and Simmonds (2010) は、断熱材の効果を持つ冬季の海氷が地球温暖化により減少することで、相対的に温かい海

洋から冷たい大気への熱輸送が加速するという同時影響と、夏季の海氷減少に伴う短波加熱によって海洋中に蓄えられた熱が秋から冬にかけての海氷形成時に大量に大気中に放出されることで気温の昇温と海氷の減少を加速するという遅れ影響の、2 通りの正のフィードバックが存在することを指摘している。これらのフィードバックは海氷の季節サイクルに依存することから、極端低温指標に影響が現れやすい。

(2)　平均気温と極端気温の地球温暖化応答の違い

高緯度域の低温の極値が冬季平均気温よりも大きい増加率を示す理由として、冬季の気温の日変化幅の縮小やストームトラック活動度の低下、及び雪被覆率などの内部変動の変化幅の減少を通して気温の分散が狭まったことが考えられる（例えば、Colle et al. 2013; Dutra et al., 2011）。

参考文献

Colle, B. A., Z. Zhang, K.A. Lombardo, E. Chang, P. Liu, M. Zhang and S. Hameed, 2013: Historical and future predictions of eastern North America and western Atlantic extratropical cyclones in CMIP5 during the cool Season. J. Clim., doi:10.1175/JCLI-D-12-00498.1.

Dutra, E., C. Schar, P. Viterbo, and P. M. A. Miranda, 2011: Land-atmosphere coupling associated with snow cover. Geophys. Res. Lett., 38, L15707.

Flanner, M. G., K. M. Shell, M. Barlage, D. K. Perovich and M. A. Tschudi, 2011: Radiative forcing and albedo feedback from the Northern Hemisphere cryosphere between 1979 and 2008. Nat. Geosci., 4, 151 – 155., doi:10.1038/ngeo1062.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2018: Summary for Policymakers. In: Global Warming of 1.5°C. An IPCC Special Report on the impacts of global warming of 1.5°C above pre-industrial levels and related global greenhouse gas emission pathways, in the context of strengthening the global response to the threat of climate change, sustainable development, and efforts to eradicate poverty [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, H.-O. Pörtner, D. Roberts, J. Skea, P.R. Shukla, A. Pirani, W. Moufouma-Okia, C. Péan, R. Pidcock, S. Connors, J.B.R. Matthews, Y. Chen, X. Zhou, M.I. Gomis, E. Lonnoy, T. Maycock, M. Tignor, and T. Waterfield (eds.)]. World Meteorological Organization, Geneva, Switzerland, 32 pp.

Ito, R., T. Ose, H. Endo, R. Mizuta, K. Yoshida, A. Kitoh and T. Nakaegawa, 2020: Seasonal characteristics of future climate change over Japan and the associated atmospheric circulation anomalies in global model experiments. Hydrol. Res. Lett., 14, 130 – 135, doi: 10.3178/hrl.14.130.

Kharin, V.V., F.W. Zwiers, X. Zhang and M. Wehner, 2013: Changes in temperature and precipitation extremes in the CMIP5 ensemble. Climatic Change, 119, 345 – 357. https://doi.org/10.1007/s10584-013-070508.

Murata, A., H. Sasaki, H. Kawase, S. Nosaka, T. Aoyagi, M. Oh'izumi, N. Seino, F. Shido, K. Hibino, K. Ishihara, H. Murai, S. Yasui, S. Wakamatsu and I. Takayabu, 2017: Projection of future climate

change over Japan in ensemble simulations using a convection-permitting regional climate model with urban canopy. SOLA, 13, 219 – 223, https://doi.org/10.2151/sola.2017-040.

Pithan, F. and T. Mauritsen, 2014: Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models. Nature Geosci 7, 181 – 184 (2014). https://doi.org/10.1038/ngeo2071.

Screen, J.A. and I. Simmonds, 2010: Increasing fall-winter energy loss from the Arctic Ocean and its role in Arctic temperature amplification, Geophys. Res. Lett., 37, L16707, doi:10.1029/2010GL044136.

Sillmann, J., V.V. Kharin, F.W. Zwiers, X. Zhang and D. Bronaugh, 2013: Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. J. Geophys. Res., 118, 2473 – 2493.

Sutton, R. T., B. W. Dong and J.M. Gregory, 2007: Land/Sea warming ratio in response to climate change: IPCC AR4 model results and comparison with observations, Geophys. Res. Lett., 34, L02701, https://doi.org/10.1029/2006GL028164.

World Meteorological Organization, 2020: WMO statement on the status of the global climate in 2019. https://library.wmo.int/doc_num.php?explnum_id=10211.

環境省，2019：1.5℃の地球温暖化：気候変動の脅威への世界的な対応の強化、持続可能な開発及び貧困撲滅への努力の文脈における、工業化以前の水準から 1.5℃の地球温暖化による影響及び関連する地球全体での温室効果ガス（GHG）排出経路に関する IPCC 特別報告書 政策決定者向け要約 環境省仮訳．http://www.env.go.jp/earth/ipcc/special_reports/sr1-5c_spm.pdf.

気象庁，2015：IPCC 第 5 次評価報告書第 I 作業部会報告書 政策決定者向け要約 気象庁訳．https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar5/ipcc_ar5_wg1_spm_jpn.pdf.

気象庁，2017：地球温暖化予測情報第 9 巻.

気象庁，2019：気候変動監視レポート 2018.

総務省消防庁，2018：平成 30 年度 消防庁における熱中症対策（平成 30 年 10 月 30 日（火）平成 30 年度第 1 回熱中症関係省庁連絡会議幹事会　資料 2）．https://www.wbgt.env.go.jp/pdf/ic_rma/3003/mat2.pdf，2020 年 3 月 3 日閲覧.

コラム3.　地球温暖化の停滞現象（ハイエイタス）と十年規模変動

1.　地球温暖化の停滞現象（ハイエイタス）

(1)　ハイエイタスとは？

世界平均地上気温は、20 世紀後末にかけて上昇したが、1990 年代末から 2010 年代初めにかけては、ほぼ横ばいに上昇が鈍化した。この気温上昇の停滞（「ハイエイタス」と呼ばれる。）は、気候モデルの予測のアンサンブル平均で再現されておらず、その原因については、専門家のみならず、一般社会も関心を持つようになった。IPCC (2013) ではハイエイタスが取り上げられ、2013 年の報告書発表会場での記者の質問も、ハイエイタスに関するものが他の話題より多かった。ハイエイタスに対する研究や社会の関心は、この頃から増大したとされている（Medhaug et al., 2017）。なお世界平均地上気温は、2013 年以降 2016 年にかけて、急激に上昇した。

(2)　ハイエイタスの原因はなにか？

ハイエイタスの原因について、IPCC (2013) では、放射強制力の変化傾向の弱まりと自然起源の内部変動性がもたらす寒冷化がおおむね同程度に寄与しており、後者には熱が海洋中で再分配されている可能性も含まれる（*確信度が中程度*）としている。その後の研究成果を踏まえ、最新の見方は以下のようになっている。

① 大気上端における下向き正味放射は 2000 年代にはあまり変化しておらず（Loeb et al., 2012）、その放射の 9 割を吸収する海洋も貯熱量が増大し続けていることから、放射強制力の弱まりで説明するのは不十分である（Liu and Xie, 2018）。

② 気候モデルのアンサンブル温暖化実験では、タイミングはそれぞれで異なるものの、ハイエイタスに似た気温上昇の停滞が生じており、そのとき、全球の海洋の貯熱量が上層で減少、下層で増大している。またこの時期には、太平洋十年規模振動（PDO。後述）の負位相によく似た気温偏差（太平洋熱帯域で低温、中緯度で高温）が見られる（図 コラム 3.1; Meehl et al., 2013）。

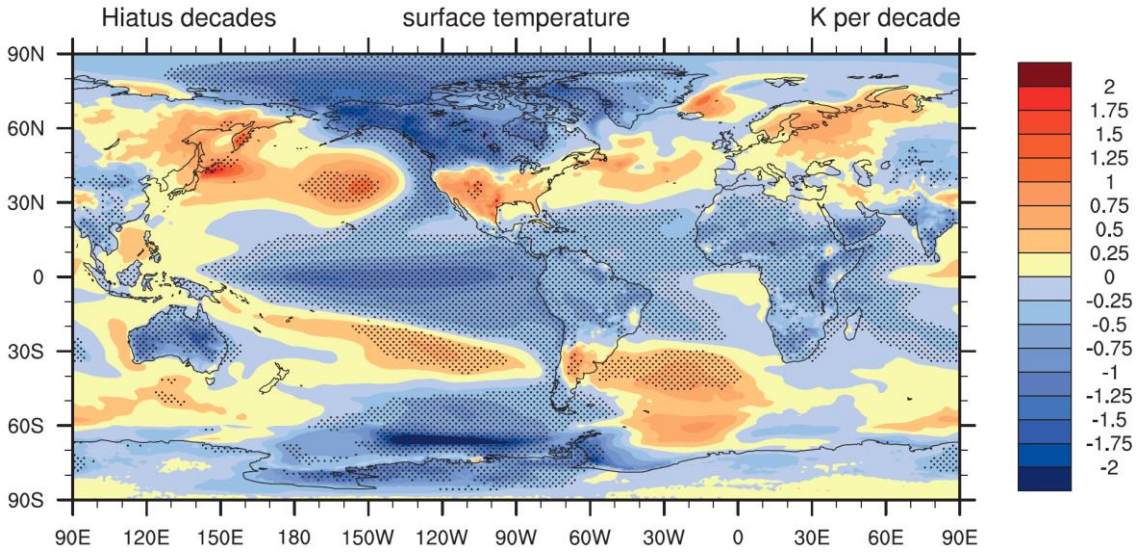


図 コラム 3.1　100 年温暖化実験のハイエイタスの気温の変化の合成図（K/10 年）
気候モデル 5 メンバーによる 100 年温暖化実験を行い、世界平均気温上昇が小さい 10 年、8 期間の気温の変化を合成した。（Meehl et al. (2013) より転載 © American Meteorological Society. Used with permission）

③ PDO の負位相では、太平洋赤道域で貿易風を強化し、また下層からの冷水の湧き上がりを強化する一方、その南北では上層から温かい海水が沈み込む。また、貿易風は西向きの海水輸送ももたらす。観測によれば、2000 年代の熱帯太平洋の上層 100 m の降温は、太平洋及びインド洋の上層 100 m から 300 m の昇温で相殺している（図 コラム 3.2; Nieves et al., 2015）。

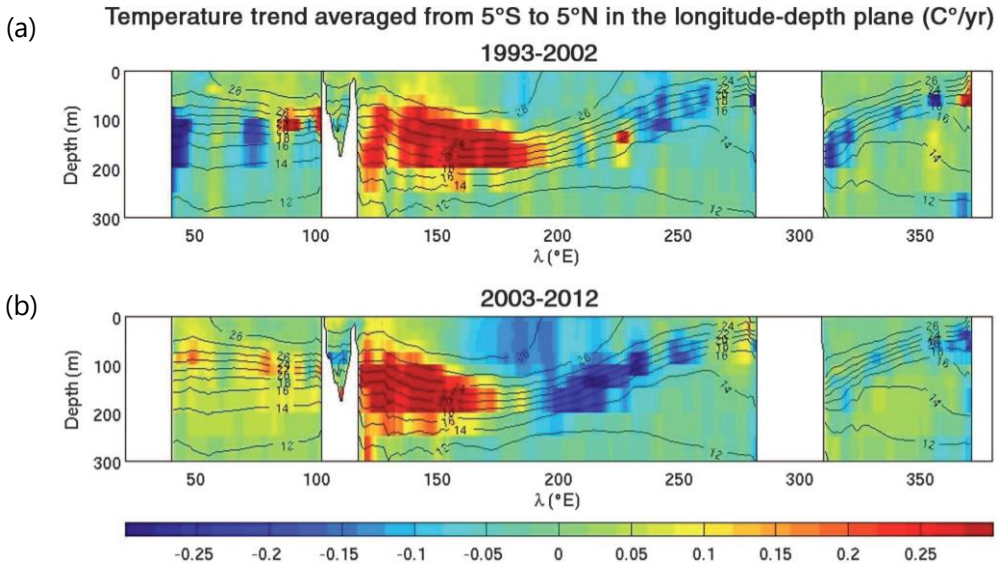


図 コラム 3.2　観測による赤道域の水温の変化傾向（°C/年、深度-経度断面図）
(a) は 1993～2002 年、(b) は 2003～2012 年。（Nieves et al. (2015) より、American Association for the Advancement of Science の許可を得て転載）

④ 大気海洋結合モデルの熱帯太平洋域の SST 偏差を観測値に緩和した実験（Kosaka and Xie, 2013）や風偏差を観測で与えた実験（England et al., 2014, Watanabe et al., 2014）が、ハイエイタスをよく再現し、PDO の熱帯太平洋域の変動のハイエイタスへの寄与を裏付けている。

⑤ 太平洋及び大西洋で卓越する気候変動が、PDO と大西洋数十年規模振動（AMO。後述）である。北太平洋及び北大西洋の海面水温変動の主要成分としてそれぞれ取り出すと、その空間分布や、指数の変動から分かるように、両者はある程度連動している（図 コラム 3.3; Deser and Phillips, 2017）。また、大西洋の海面水温偏差を与えた大気モデルを用いた実験の結果、ハイエイタスの初め頃に正位相になった AMO が、熱帯の大気循環を変化させ、PDO の負位相に寄与したことが示唆された（McGregor et al., 2014）。

⑥ 結局、ハイエイタスは、PDO の負位相への変化や AMO の正位相への変化と関係している。PDO、AMO とも自然起源の内部変動であるが、いずれも、エーロゾル（人為起源や火山噴火による）の放射強制力が影響した可能性も指摘されている（Smith et al., 2016; Booth et al., 2012）。つまり、まだハイエイタスの包括的な理解には至っていない。

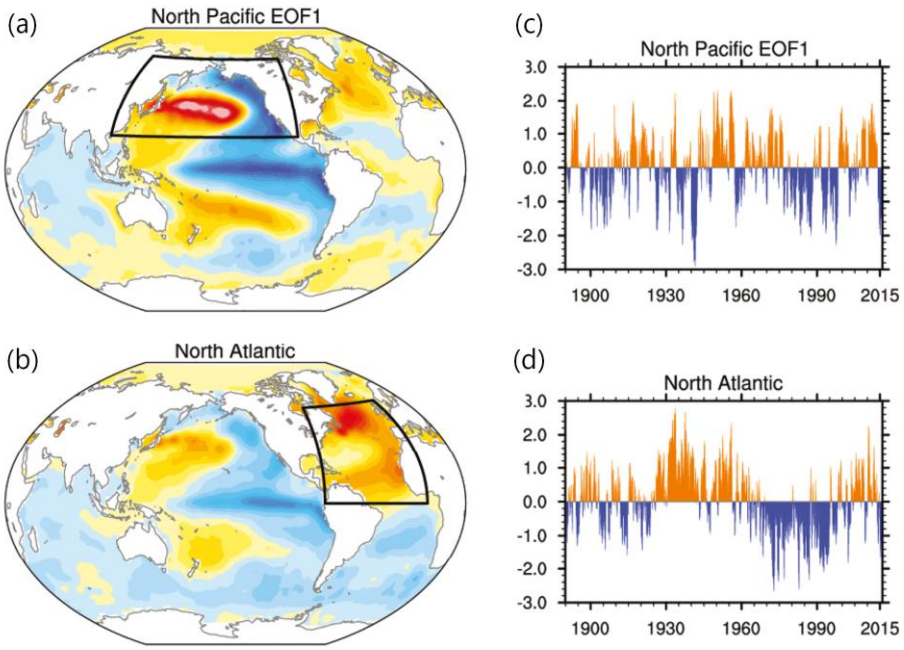


図 コラム 3.3　PDO 及び AMO の、海面水温分布及び指数の変動

上段（a, c）が PDO（符号反転）、下段（b, d）が AMO のもの。左列（a, b）は海面水温分布、右列（c, d）は指数の変動。

（Deser and Phillips (2017) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載）

(3)　気候モデルは間違っていたのか？

ハイエイタスが気候モデルの予測のアンサンブル平均で再現されないことは何を意味しているのだろうか。これを考えるには、まず、地球温暖化予測と自然変動の予測の違いを理解する必要がある。

自然変動を予測するためには「ある初期状態から始まる気象・気候の変化」を扱う必要があり、これは初期値問題と呼ばれる。このような予測においては、値は対象とする現象により異なるものの、予測可能時間（どの程度先まで予測できるのか）が限られており、それよりも先の状態については不確実性が高くなり予測が不可能となる。

一方、地球温暖化予測は「ある条件（境界値）を与えた場合に気候がどのような状態になるか」を扱うものであり、境界値問題と呼ばれる。具体的には、温室効果ガスやエーロゾルなど人為起源の気候駆動要因の将来の排出量、又は大気濃度を与えて、その時に平均的に表れる気候を予測する。

しかし、百年以上も時間積分する地球温暖化予測では、自然変動のタイミングを正確に予測することは不可能であり、予測の対象とはなっていない。むしろ、地球温暖化が進んだ状態での「平均的な」気候を予測する上では、自然変動は不確実性の要因となる。そこで、条件を少しずつ変えた多数の実験（アンサンブルメンバー）を行う。メンバーごとに異なるタイミングで自然変動が発生するため、結果の平均（アンサンブル平均）を求めることで自然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、自然変動による予測の不確実性を評価することができる。

そのような予測がなされた上で、現実には「数年から数十年規模の自然変動が長期的な気候の変化を打ち消す時期がいずれかのタイミングで生じる可能性がある」ということになり、その一つが 1990 年代末から 2010 年代初めにかけて現れたハイエイタスであったと考えられる。すなわちハイエイタスの発生は、気候モデルの予測が間違っていたことを意味するものではない（ただし、人為起源や火山起源のエーロゾルの影響を気候モデルが十分表現できていないということは有り得る）。

2. 十年規模変動

(1)　太平洋の十年規模変動（PDO）

太平洋十年規模振動（PDO: Pacific Decadal Oscillation）は、太平洋における十年から数十年規模の気候変動の代表的なものである。海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるとき、北太平洋東部や赤道域で平年より高く（低く）なる、シーソーのような変動である。大気側では、アリューシャン低気圧が強く（弱く）なる（図 コラム 3.4）。ENSO など、様々な現象の重ね合わせである（つまり、様々なプロセスに支配されている）とする考え方が有力である（Newman et al., 2016）。

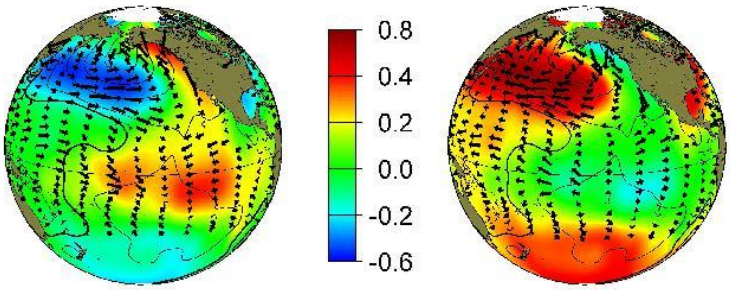


図 コラム 3.4　PDO の正位相及び負位相の典型的なパターン
カラースケールの左側が PDO の正位相、右側が負位相のパターン。色は海面水温を、等値線は海面気圧を、矢印は風応力を表す。（Mantua (2017) より転載）

(2)　大西洋の数十年規模変動（AMO）

大西洋数十年規模振動（AMO: Atlantic Multidecadal Oscillation）は、北大西洋全域の海面水温が 60 年から 80 年の周期で変動する現象である（図 コラム 3.5）。海洋の主要な現象である大西洋の熱塩循環（AMOC: Atlantic Meridional Overturning Circulation）や大気の主要な変動である北大西洋振動（NAO: North Atlantic Oscillation）と関連があるとされている（Yeager and Robson, 2017）。

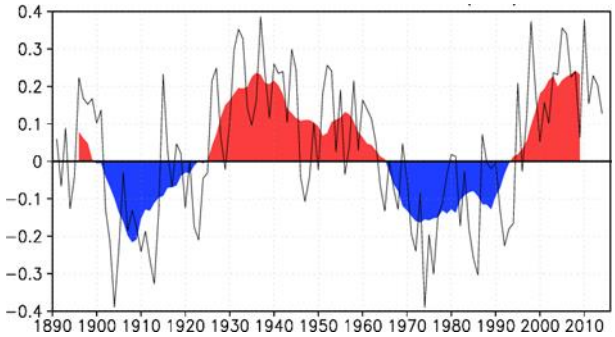


図 コラム 3.5　AMO 指数の変動
黒線は年平均値、陰影は 11 年移動平均を表す。

(3)　十年規模変動予測への挑戦

十年規模の気候変動は、世界的な地球温暖化傾向に中期的なゆらぎを与え、そのゆらぎに地域的な違いを生み出す。そのため IPCC (2013) では、その予測研究が近未来気候変動予測研究として取り上げられた。こうした情報は、農業、都市計画、健康など、数年から十年先の計画の意思決定者に必要とされている（WCRP online）。

気候モデルを実況値に初期値化することで、大気海洋の十年規模の現象の 1 年から十年程度の推移を予測できると期待されている。地球温暖化予測では工業化以前の状態から百年以上の推移を計算するが、十年規模変動予測では、その時々の実況値を用いて 1 年から十年程度の推移を計算する。

最近の観測結果や予測事例では、今後 AMO が負位相に、PDO が正位相に、それぞれ変化する傾向が示されており、その世界平均地上気温への影響を含め、今後の行方が注目される（Cassou et al., 2018）。

参考文献

Booth, B.B.B., N.J. Dunstone, P.R. Halloran, T. Andrews and N. Bellouin, 2012: Aerosols implicated as a prime driver of twentieth-century North Atlantic climate variability. Nature, 484, 228 – 232, https://doi.org/10.1038/nature10946.

Cassou, C., Y. Kushnir, E. Hawkins, A. Pirani, F. Kucharski, I. Kang and N. Caltabiano, 2018: Decadal Climate Variability and Predictability: Challenges and Opportunities. Bull. Amer. Meteor. Soc., 99, 479 – 490, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0286.1.

Deser, C. and A. Phillips, 2017: An overview of decadal-scale sea surface temperature variability in the observational record. CLIVAR Exchanges/PAGES Magazine, joint issue, https://doi.org/10.22498/pages.25.1.2.

England, M.H., S. McGregor, P. Spence, G.A. Meehl, A. Timmermann, W. Cai, A. Sen Gupta, M.J. McPhaden, A. Purich, and A. Santoso. 2014: Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus. Nature Climate Change 4, 222 – 227, https://doi.org/10.1038/nclimate2106.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

Kosaka, Y. and S.-P. Xie, 2013: Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling. Nature, 501, 403 – 407, https://doi.org/10.1038/nature12534.

Liu, W. and S.-P. Xie, 2018: An ocean view of the global surface warming hiatus. Oceanography 31(2), https://doi.org/10.5670/oceanog.2018.217.

Loeb, N.G., J.M. Lyman, G.C. Johnson, R.P. Allan, D.R. Doelling, T. Wong, B.J. Soden and G.L. Stephens, 2012: Observed changes in top-of-the-atmosphere radiation and upper-ocean heating consistent within uncertainty. Nature Geoscience 5: 110 – 113, https://doi.org/10.1038/ngeo1375.

Mantua, N., 2017: The Pacific Decadal Oscillation (PDO). http://research.jisao.washington.edu/pdo/, 2020 年 2 月 17 日閲覧.

Medhaug, M., B. Slope, E. M. Fischer and R. Knutti, 2017: Reconciling controversies about the “global warming hiatus.” Nature, 545, 41 – 47, https://doi.org/10.1038/nature22315.

Meehl, G.A., A. Hu, J.M. Arblaster, J. Fasullo and K.E. Trenberth, 2013: Externally forced and internally generated decadal climate variability associated with the Interdecadal Pacific Oscillation. Journal of Climate 26: 7, 298 – 7, 310, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00548.1.

Newman, M. and Coauthors, 2016: The Pacific Decadal Oscillation, revisited. J. Climate, 29, 4399 – 4427, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0508.1.

Nieves, V., J.K. Willis, and W.C. Patzert, 2015: Recent hiatus caused by decadal shift in Indo-Pacific heating. Science 349:532–535, https://doi.org/10.1126/science.aaa4521.

Smith, D.M. and Coauthors, 2016: Role of the volcanic and anthropogenic aerosols in the recent global surface warming slowdown. Nat. Climate Change, 6, 936 – 940, https://doi.org/10.1038/nclimate3058.

Watanabe, M., H. Shiogama, H. Tatebe, M. Hayashi, M. Ishii and M. Kimoto. 2014: Contribution of natural decadal variability to global warming acceleration and hiatus. Nature Climate Change 4, 893 – 897, https://doi.org/10.1038/nclimate2355.

WCRP (World Climate Research Programme): Near-Term Climate Prediction. https://www.wcrp-climate.org/gc-near-term-climate-prediction, 2020 年 8 月 11 日閲覧

Yeager, S. G. and J. J. Robson, 2017: Recent progress in understanding and predicting decadal climate variability. Curr. Clim. Change Rep., 3, 112 – 127, https://doi.org/10.1007/s40641-017-0064-z.

第5章　降水

観測事実

- 日本の年降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られない。
- 日本国内の大雨及び短時間強雨の発生頻度は有意に増加し、降水の観測される日は有意に減少している。

将来予測

- 21 世紀末の日本の年降水量には、20 世紀末と比較して有意な変化傾向は予測されていない（確信度が中程度）。地域別の降水量の変化については、予測結果のばらつきが大きく、十分な研究事例も積み重ねられていないことから、不確実性が高い。
- 21 世紀末には、20 世紀末と比較して、大雨及び短時間強雨の発生頻度が全国平均では有意に増加すると予測される（確信度が高い）。地域別に見ても増加傾向は共通して予測されているものの、増加量については不確実性が高い。
- 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀末には、20 世紀末と比較して、降水の観測される日数が全国的に有意に減少すると予測される（確信度が高い）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、降水の観測される日数には有意な変化傾向は認められない（確信度が低い）。
- 初夏（6 月）の梅雨降水帯は強まり、現在よりも南に位置すると予測される（確信度が中程度）。

降水量の変化は、農業、自然災害、水環境・水資源に加え、衛生環境等、社会の様々な分野に大きな影響を及ぼす。

また、年や季節を通じた降水量だけではなく、雨の降り方も重要である。例えば、1 日や 1 時間などの短い期間で発生する極端な降水は、洪水や土砂災害等を引き起こす場合があり、近年、その頻度や強度の増大が指摘されている。日本においても、平成 30 年 7 月豪雨で西日本を中心に甚大な被害が生じたほか、1 時間から数時間程度の短い時間に降った大雨により都市部での地下空間の浸水や河川の急激な増水に伴う水難事故などの被害が出ている。

本章では、気候変動に伴う降水量や雨の降り方の変化について、観測事実と将来予測を示す。なお、極端な降水について、ここでは日降水量で定義されるものを大雨、1 時間降水量で定義されるものを短時間強雨と呼ぶ。

5.1　観測事実

5.1.1　世界

(1)　降水量のこれまでの変化

IPCC (2013) によると、北半球中緯度の陸域平均では、降水量が 1901 年以降増加しており（1951 年までは*確信度が中程度*、それ以降は*確信度が高い*）、その他の緯度帯については、領域平均した長期的な長期変化傾向の*確信度は低い*とされている。

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量のデータを用いて気象庁が計算した世界の陸域の年降水量は、1901 年の統計開始以降、数年から数十年規模の変動を繰り返している（気象庁、2020）（図 5.1.1）。人工衛星からの観測の多くは、年々変動が大きいことや衛星の違いによるばらつきが大きいことを考慮する必要はあるものの、過去 40 年間で全球の降水量が増えていることを示している。これは地上観測の結果とも整合的である（Adler et al., 2018）。

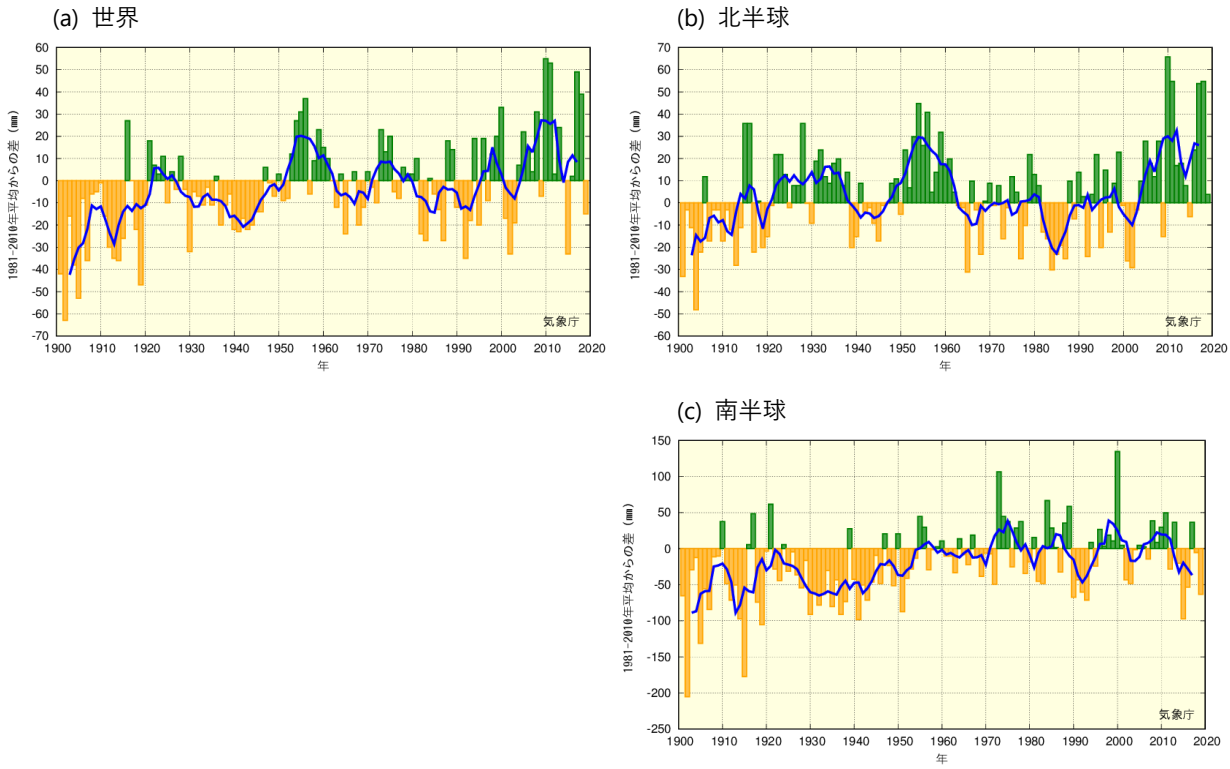


図 5.1.1　年降水量偏差の経年変化（1901～2019 年）

棒グラフは、(a) 世界、(b) 北半球、(c) 南半球における各年の平均年降水量の基準値からの偏差（mm）を示している。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。緑の棒グラフは基準値と比べて多いことを、黄の棒グラフは基準値と比べて少ないことを、それぞれ表す。青太線は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年間の平均値。

(2)　雨の降り方のこれまでの変化

IPCC (2013) によると、陸域で強い降水現象の回数が増加している地域は、減少している地域よりも多い（*可能性が高い*）。強い降水現象の頻度もしくは強度は、北アメリカとヨーロッパで増加している（*可能性が高い*）。他の大陸では、強い降水現象の変化の*確信度はせいぜい中程度*である。また、多くの地域で干ばつのリスクが増大している（*可能性が高い*）。なお、最近の研究は、世界的に見て、乾燥地域においても湿潤な地域においても、極端な降水現象の強度（年最大日降水量）が増加していることを示しているが（Donat et al (2016a)）、アジアでは、増減の傾向やその確信度の地域ごとのばらつきが大きい。また、Shiogama et al. (2016)は、年最大日降水量の記録を更新するような極端な降水現象の頻度の増加に、人間活動が統計的に有意な影響を与えていることを示した。

5.1.2　　日本

(1)　降水量のこれまでの長期変化

気象庁の全国 51 観測地点[29]で観測された降水量のデータを用いて計算した年降水量（図 5.1.2）、季節降水量には、統計的に有意な長期変化傾向は見られない。地方ごとに平均した年降水量にも、有意な長期変化傾向は見られない。

29 気象庁の観測地点のうち、観測データの均質性が長期間継続している以下の 51 地点：旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、

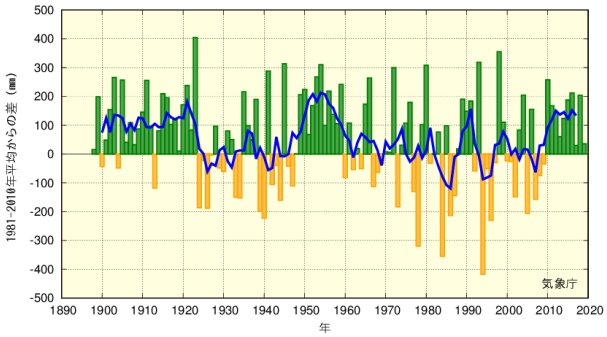


図 5.1.2　日本の年降水量偏差の経年変化（1898～2019 年）

棒グラフは国内 51 観測地点での各年の年降水量の基準値からの偏差を平均した値を示す。緑の棒グラフは基準値と比べて多いことを、黄の棒グラフは基準値と比べて少ないことを、それぞれ表す。青太線は偏差の 5 年移動平均値を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年間の平均値。

(2)　雨の降り方のこれまでの変化

1)　大雨（日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上）の発生頻度

気象庁の全国 51 観測地点で 1901 年から 2019 年に観測された降水量のデータを用いて計算した日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の大雨の日数は、いずれも増加している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 5.1.3）。1 地点当たりの年間日数の増加率は、それぞれ 100 年当たり 0.29 日、0.05 日である。

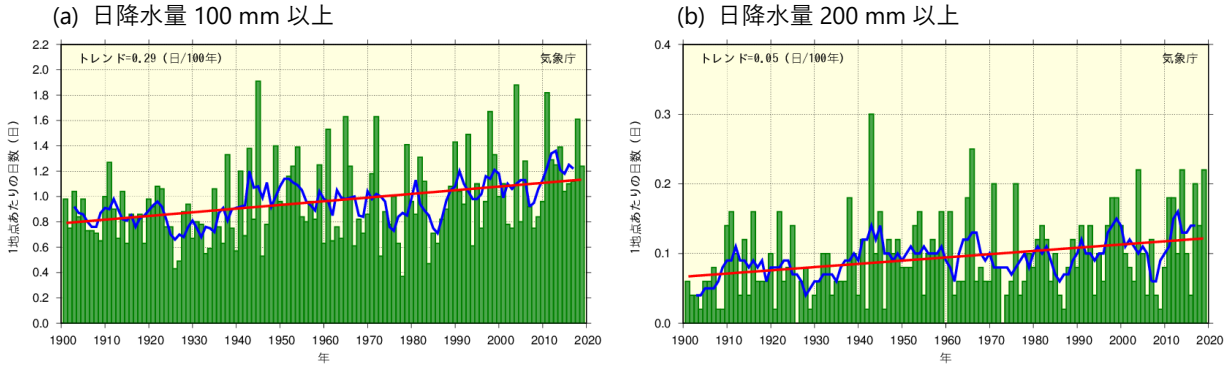


図 5.1.3　日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の年間日数の経年変化（1901～2019 年）

観測データの均質性が長期間継続している全国 51 地点における観測に基づく、日降水量が (a) 100 mm 以上及び (b) 200 mm 以上の日数の変化。棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点当たりの年間日数）を示す。青太線は 5 年移動平均値を、赤直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

2)　短時間強雨（1 時間降水量 50 mm 以上、80 mm 以上）の発生頻度

気象庁の全国約 1,300 のアメダス観測地点で 1976 年から 2019 年に観測された降水量のデータを用いて計算した、1 時間降水量が 50 mm 以上又は 80 mm 以上の短時間強雨[30]の年間発生回数は、

名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島及び那覇

30 1 時間降水量 50 mm 以上の雨は「非常に激しい雨（滝のように降る）」、同 80 mm 以上の雨は「猛烈な雨（息苦しくなるような圧迫感がある。恐怖を感ずる）」と表現される。いずれも、傘は全く役に立たず、水しぶきであたり一面が白っぽくなり、視界が悪くなるような雨の降り方である。
（気象庁 HP「雨の強さと降り方」https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/amehyo.html）

いずれも増加している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 5.1.4）。1,300 地点当たりの年間発生回数の増加率は、それぞれ 10 年当たり 28.9 回、2.7 回である。

1 時間程度の時間で発生するこのような極端な降水現象は、発生頻度が少なく、また局地性が高いことから、空間的に密な観測網でなければ捉えることは困難である。そのため、ここではより多くの観測地点数を確保できるアメダスによる観測データを使用しているが、観測期間は 1976 年以降と比較的短い期間に限られる。短時間強雨の長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

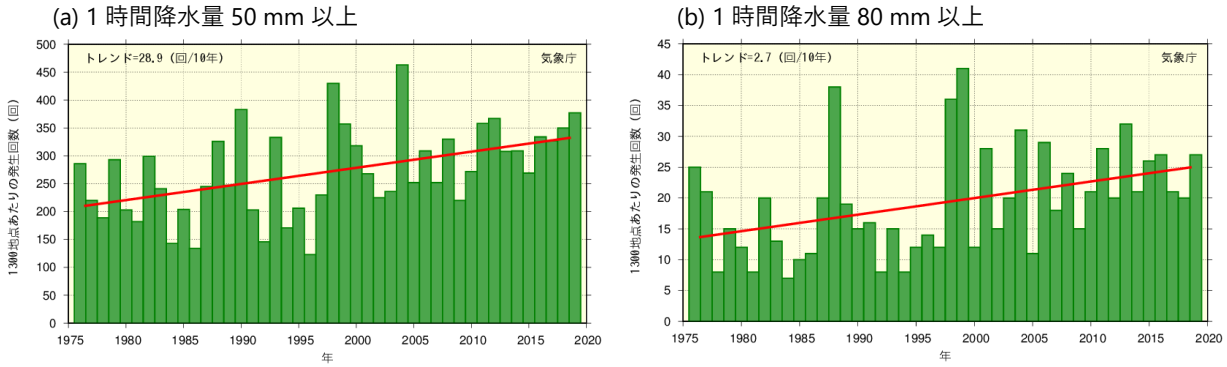


図 5.1.4　1 時間降水量 50 mm 以上及び 80 mm 以上の年間発生回数の経年変化（1976～2019 年）
1 時間降水量が (a) 50 mm 以上及び (b) 80 mm 以上の日数の変化。棒グラフ（緑）は各年の年間発生回数を示す（全国のアメダスによる観測値を 1,300 地点当たりに換算した値）、赤直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

3)　年最大日降水量

全国のアメダス地点のうち 1976 年から 2019 年の期間で観測が継続している地点（640 地点）における年最大日降水量の基準値（1981～2010 年の平均値）との比には増加傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）（図 5.1.5）。増加率は 10 年当たり 3.9%である。

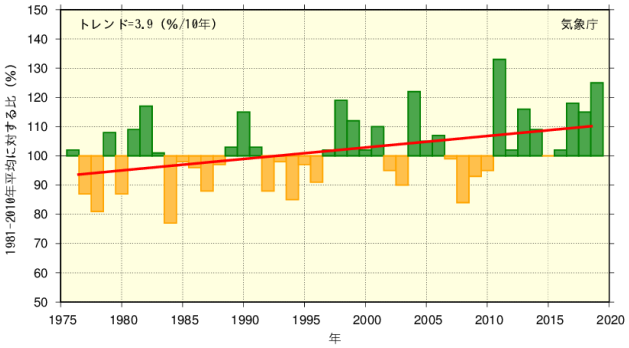


図 5.1.5　全国の年最大日降水量の
基準値との比の経年変化（1976～2019 年）
棒グラフは全国のアメダス地点のうち 1976～2019 年の期間で観測が継続している地点（640 地点）の基準値との比（%）を平均した各年の値を示す。赤直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。

4)　降水日数

気象庁の全国 51 観測地点で 1901 年から 2019 年の期間に観測された降水量のデータによると、1.0 mm 以上の降水が観測される日数は減少している（信頼水準 99%で統計的に有意）。減少率は 100 年当たり 9.5 日である（図 5.1.6）。

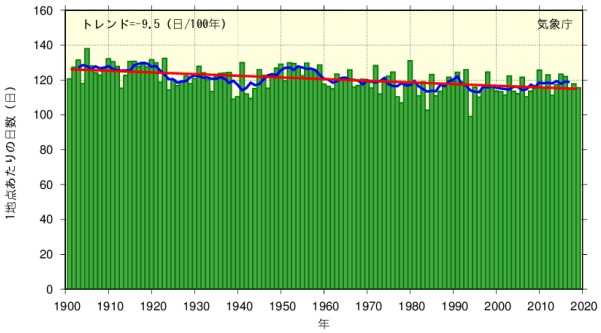


図 5.1.6　日降水量 1.0 mm 以上の
年間日数の経年変化（1901～2019 年）
図の見方は図 5.1.3 と同じ。

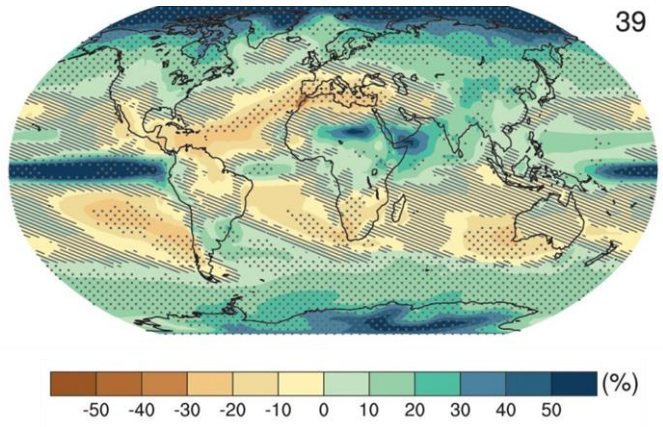
これらの結果から、日本においては大雨や短時間強雨の頻度が増加し、極端な降水の強度も強まる傾向にある一方で、雨がほとんど降らない日も増加しており、雨の降り方が極端になってきていることが分かる。この傾向は地球温暖化に伴う変化と整合していると考えられる（第 5.3.2 項の (3) 参照）。ただし、降水は様々な要因・時間規模で大きく変動するため、地球温暖化の影響を評価するには引き続きデータの蓄積、研究が必要である。

5.2　将来予測

5.2.1　世界

(1)　世界規模でみた降水量の将来予測

IPCC (2013) によると、世界平均降水量が長期的には気温上昇とともに増加することは*ほぼ確実*で、同報告書で用いられた 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）以外のシナリオでは 1℃上昇当たり 1%から 3%増加する*可能性が高い*。空間分布としては、降水量が増加する地域もあれば減少する地域もあり、変化の小さい地域もある。年降水量の乾燥地域と湿潤地域の間の差異、及び雨季と乾季の間の差異は、多くの地域で増大する（*確信度は高い*）。年降水量は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、今世紀末までに高緯度域と太平洋赤道域で増加する*可能性が高く*、中緯度と亜熱帯の乾燥地域の多くで減少する*可能性が高く*、中緯度の湿潤地域の多くで増加する*可能性が高い*（図 5.2.1）。モンスーン現象については、世界全体では、モンスーンの降水量は増加する*可能性が高い*一方、モンスーンの循環は弱くなる*可能性が高い*（背景要因については第 5.3.2 項の (1) 及び (2) 参照）。



4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による 20 世紀末（1986～2005 年平均）に対する 21 世紀末（2081～2100 年平均）の変化率。右上隅の数字は、用いた結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] モデルの数を表す。斜線部は、将来変化が内部変動の 1 標準偏差未満の地域を示す。点描影は、将来変化が内部変動の 2 標準偏差以上かつ変化傾向のモデル間一致率が 90%以上の地域を示す。（IPCC (2013) 政策決定者向け要約より、図 SPM.8 (b) を転載）

図 5.2.1　CMIP5 モデル予測による年平均降水量の将来変化率

(2)　東アジアの降水量の将来予測

日本の将来気候予測は、全球 20 km モデル（水平解像度 20 km の全球大気モデル。第 4.2.1 項の (1) 参照）による予測結果を側面境界として、地域気候モデルを用いて日本付近で更に細かな空間解像度で計算した結果に基づいている。地域気候モデル予測は全球モデルの大規模場変化の影響を受けるため、予測結果の理解や信頼性評価にあたり、全球モデルの将来変化の特徴を把握しておく必要がある。このためここでは、東アジア域と日本域の領域平均値（各領域の定義は図 付録 1.5.1 を参照）及び東アジアの空間分布について、全球 20 km モデルの予測結果を示し、更に、モデルの違いによる不確実性を評価するため、CMIP5 モデルによる予測結果と比較する。なお、全球 20 km モデル予測では、CMIP5 モデルが予測する海面水温（SST）の変化を熱帯平均の変化が同じになるように規格化した上で、その空間パターンを 4 通りに分類して与えている。このため、全球 20 km モデルの予測幅は、個々のモデルの違いによる不確実性を含む CMIP5 モデルの予測幅に比べて小さくなる傾向がある。また、日本付近の降水量変化については、詳細地形の影響も大きく、解像度が低い全球モデルで評価可能な部分は限定的である。一方、領域モデルの結果については、適当な比較対象となる他の領域モデルによる予測結果が少なく、気温と比べて降水量については現時点ではモデルの違い等に起因する不確実性の評価が難しい。（詳細は付録 1 を参照）

日本の気候における将来変化のポイントの一つである梅雨の変化は、現象の空間スケールからすると東アジアのスケールで捉えることが適当と考えられるため、ここでは全球モデル予測に基づいて梅雨前線に伴う降水帯（以下、「梅雨降水帯」）の観点から将来変化の予測を述べる。また、梅雨前線の構造や強い降水の再現において高解像度モデルは高性能を示すことから（Kitoh, 2017）、ここでは全球 20 km モデル予測結果の確信度を判断する際、水平解像度 60 km の全球大気モデルで各種摂動を与えたアンサンブル予測（文部科学省, 2019）（以下、「全球 60 km モデル予測」）の結果も利用する。

1)　夏季

IPCC (2013) によると、東アジア域の夏季降水量は増加する（*確信度は中程度*）が、変化のより詳細な部分についての予測に関する*確信度は低い*。

東アジア領域で平均した夏季降水量については、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、全球 20 km モデル及びすべての CMIP5 モデルは増加傾向を予測する（図 5.2.2）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）においては、変化量は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）より小さいものの、多数のメンバー（モデル）が増加傾向を予測する。CMIP3 以前の温暖化予測研究においても、夏季降水量は増加傾向が予測されている（Kitoh, 2017）。

日本付近で平均した夏季降水量については、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、全球 20 km モデルと CMIP5 モデルは、ともに増加傾向を予測する。ただし予測値のばらつきは大きく、減少傾向を予測するメンバー（モデル）もある。全球 20 km モデル平均の増加率は CMIP5 モデルの 10 パーセンタイル値 [26] を下回るが、CMIP5 モデルは解像度が低く台風を十分に表現しないことを踏まえて全球 20 km モデルの予測から台風由来の降水を除去すると、両者の差異は小さくなる（図 5.2.2）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、全球 20 km モデルと CMIP5 モデルはともに増加傾向を予測し、全球 20 km モデルの平均と CMIP5 モデルの平均は近い値を示す。

夏季降水量変化の空間分布については、大陸北部及び日本南東海上の増加傾向は、全球 20 km モデルと CMIP5 モデルで共通して見られる特徴である。一方、詳細スケールでは変化傾向が一致しないところもある。例えば日本域の一部では、全球 20 km モデルは減少傾向又は変化なしである一方、CMIP5 モデルの多くは増加傾向を予測する（図 5.2.3）。

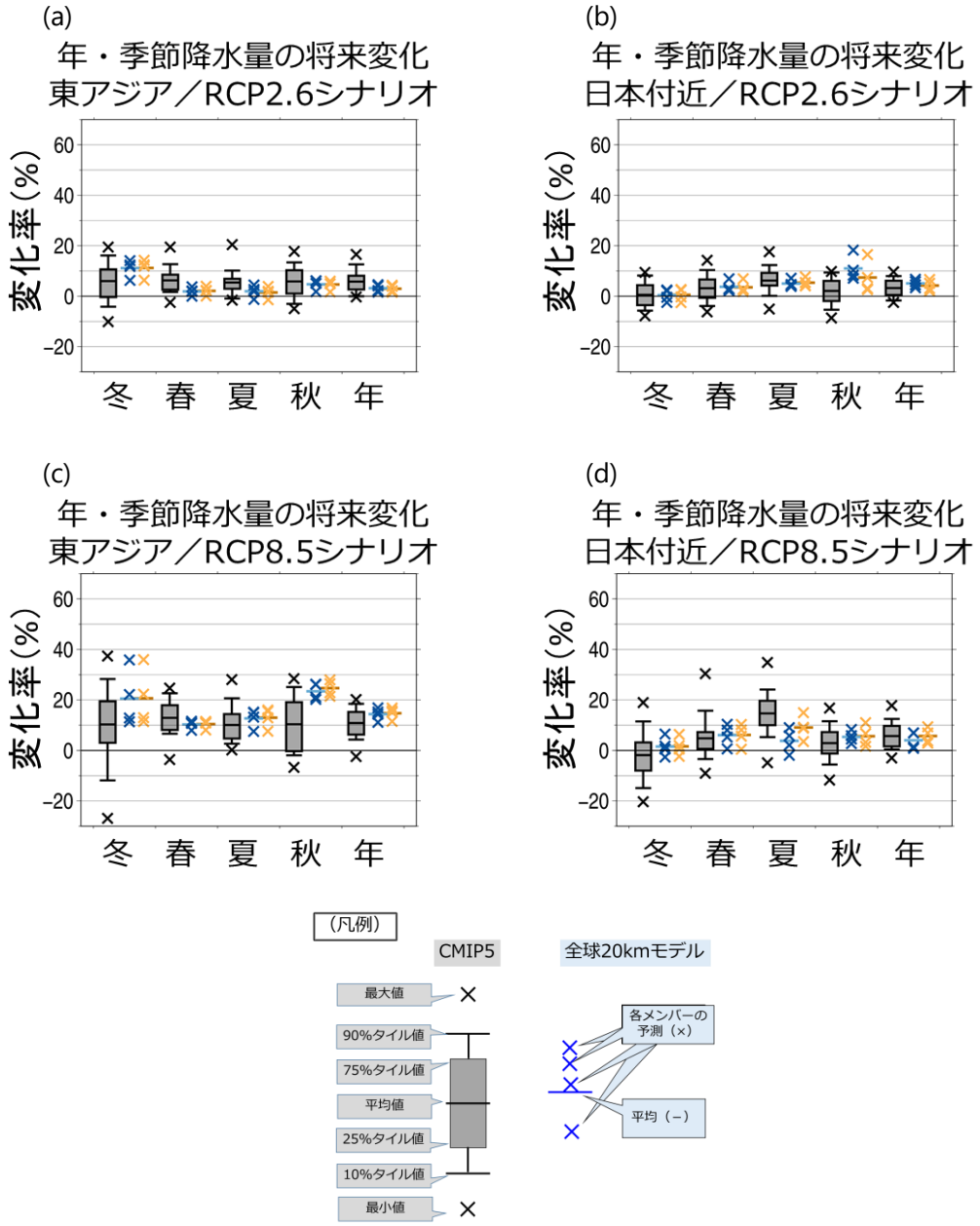


図 5.2.2　季節降水量及び年降水量の将来変化に関する予測の比較

上段（a、b）は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、下段（c、d）は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による、CMIP5 モデルと全球 20 km モデル（4 メンバー）による季節降水量及び年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。左列（a、c）は東アジアの、右列（b、d）は日本付近の平均。それぞれの領域の定義は付録 1 の図 付録 1.5.1 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。20 km 全球モデルによる予測を青色で、台風に伴う降水を除去した場合を黄色で示す。各メンバー（×）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. (2020) 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）

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における降水量変化の空間分布を月別に見ると、6 月については、全球 20 km モデルは梅雨降水帯が強化されて現在よりも南に位置する傾向を予測する（確信度が中程度）（図 5.2.4）（Okada et al. 2017; Kusunoki, 2018）。このような特徴は、全球 60 km モデルや CMIP5 モデルによる予測でも共通して見られ（図 5.2.5）、不確実性が低いと考えられる。また、全球 20 km モデルによる予測では梅雨降水帯の北側に降水量変化の小さな領域（場所によっては降水量減少）が分布し（図 5.2.4）、全球 60 km モデルによる予測でも同様である（図 5.2.5）。この特徴は、CMIP5 モデルによる予測では不明瞭（図 5.2.5）だが、CMIP5 モデルの中で現在気候再現性の良いモデルによる予測（Ose, 2019b Fig.3）では確認できる。7 月については、全球 20 km モデルは大陸で増加傾向を予測する一方、梅雨降水帯付近では変化なし又は減少傾向を予測する（確信度が低い）。梅雨降水帯変化のこのような特徴は、全球 60 km モデルの SST アンサンブル予測では見られるが、SST/物理過程アンサンブル予測では見られない。また、CMIP5 モデルによる予測が示す傾向と異なる。このため、7 月の梅雨降水帯の予測は不確実性が高く、全球 20 km モデルによる予測の確信度は低いと考えられる。8 月については、全球 20 km モデルは大陸及びその周辺で増加傾向を予測し、日本列島を挟んで日本海側（増加傾向）と太平洋側（変化なし又は減少傾向）で異なる傾向を予測する。これと類似した特徴は、全球 60 km モデルによる予測及び現在気候再現性の良い CMIP5 モデルによる予測（Ose, 2019b の Fig.3）でも確認できる。

2)　冬季

東アジア領域で平均した冬季降水量は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、全球 20 km モデルと CMIP5 モデルはともに増加傾向を予測する（図 5.2.2）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）においても、変化量は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）より小さいものの、いずれも増加傾向を予測する。両シナリオにおいて、全球 20 km モデルの平均の増加率は、CMIP5 モデルの平均に比べて大きい。

日本付近で平均した冬季降水量は、両シナリオにおいて、全球 20 km モデルの平均と CMIP5 モデルの平均ではともに、明瞭な変化傾向は見られない（図 5.2.2）。

冬季降水量変化の空間分布は、両シナリオにおいて、全球 20 km モデルと CMIP5 モデルはともに、高緯度側の特に大陸上での増加及び日本の南海上から北太平洋（北緯 30 度付近）での減少を予測する（図 5.2.6）。日本付近は変化傾向の遷移域に位置し、増減傾向は不明瞭だが、北日本では全球 20 km モデルと CMIP5 モデルはともに、やや増加を予測する。なお日本海では、全球 20 km モデルは減少傾向を予測するのに対し、CMIP5 モデルでは増加傾向又は変化なしで、両者の結果が異なる。第 5.2.1 項の (2) の冒頭で述べたとおり、詳細な地形の影響を受ける降水量変化については、全球モデルで評価することが難しい。

3)　その他の季節と年平均

東アジア領域で平均した降水量は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、全ての季節及び年平均で、全球 20 km モデルと CMIP5 モデルはともに増加傾向を予測する（図 5.2.2）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）でも、変化量は縮小するものの、おおむね増加傾向である。両シナリオの全ての季節及び年平均において、全球 20 km モデル平均は CMIP5 モデルの予測幅（10～90 パーセンタイル値）内に含まれる。

日本付近で平均した降水量は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、全球 20 km モデルは春季と秋季と年平均では全てのメンバーが増加傾向を予測する（図 5.2.2）。CMIP5 モデルによる予測もおおむね同様の傾向だが、春季と秋季は変化符号のモデル間一致度は高くない。全球 20 km モデルの台風に由来する降水を除去した上で両者を比較すると、両シナリオの全ての季節及び年平均において、全球 20 km モデル平均は CMIP5 モデルの予測幅（10%～90%タイル値）内に含まれる。東アジア平均と異なり、特に全球 20 km モデル予測において、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の変化量より 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の変化量が大きくなる関係（気温上昇量と物理量変化の比例関係はスケーラビリティと呼ばれる。詳細はコラム 2 参照）は必ずしも成り立っていない。全球 20 km モデル実験はメンバー数が少ないためノイズの可能性もあるが、日本付近に限ったような狭いスケールの降水量変化は、シナリオ間の地表面や海面の昇温分布の違いに起因する大気循環変化の違いや人為起源エーロゾル排出量の違いなどにより、スケーラビリティが成り立ちにくいと考えられる。

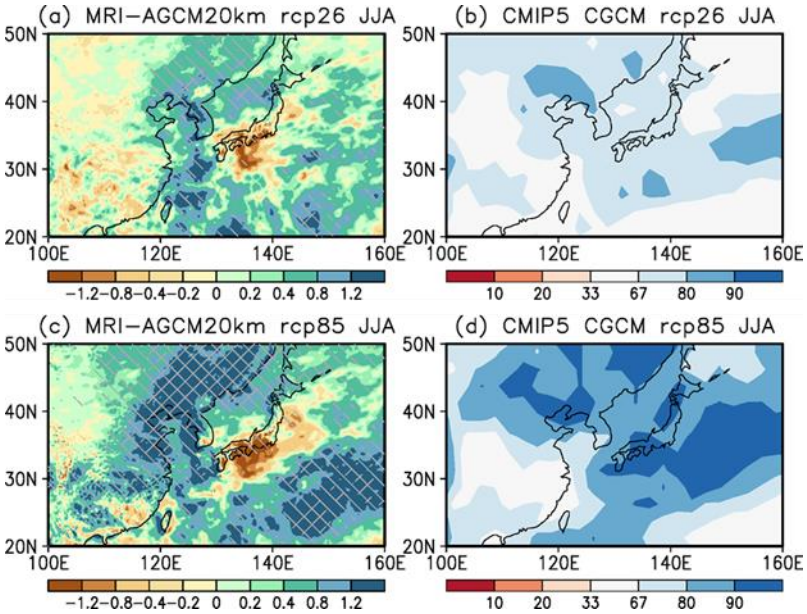


図 5.2.3　夏季（6～8 月）の降水量の将来変化

(a, c) 全球 20 km モデル予測（4 メンバー）の変化量（mm/日）。現在気候の年々変動標準偏差の 0.5（1.0）倍以上の変化を片側（両側）斜線で表示。

(b, d) CMIP5 モデル予測（42 モデル）で降水量増加を予測するモデルの割合（%）。寒色系（暖色系）は多数のモデルが降水量増加（減少）を予測することを意味する。(a)、(b) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(c)、(d) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による。現在は 1980～1999 年、将来は 2076～2095 年。

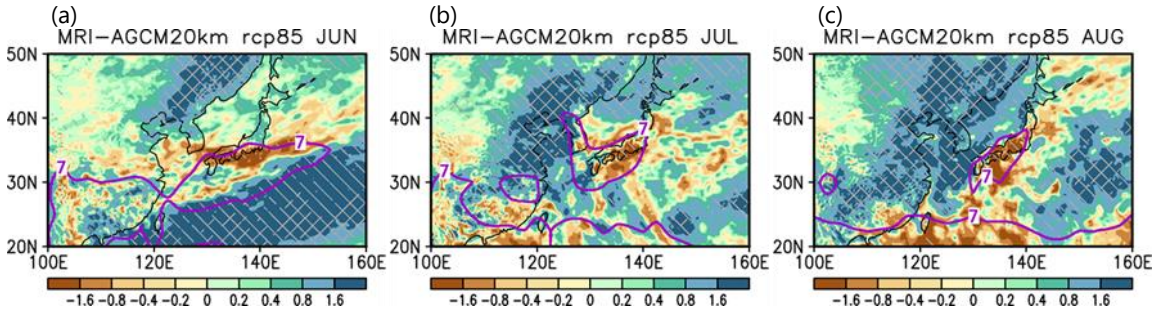


図 5.2.4　夏季の月別降水量の将来変化（4℃上昇シナリオ（RCP8.5））

左から順に、(a) 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月の降水量の変化（mm/日）。太線は現在気候の 7 mm/日の等値線（緯度経度 2.5 度格子に平滑化）。その他は図 5.2.3 (c) と同じ（カラースケールは異なる）。

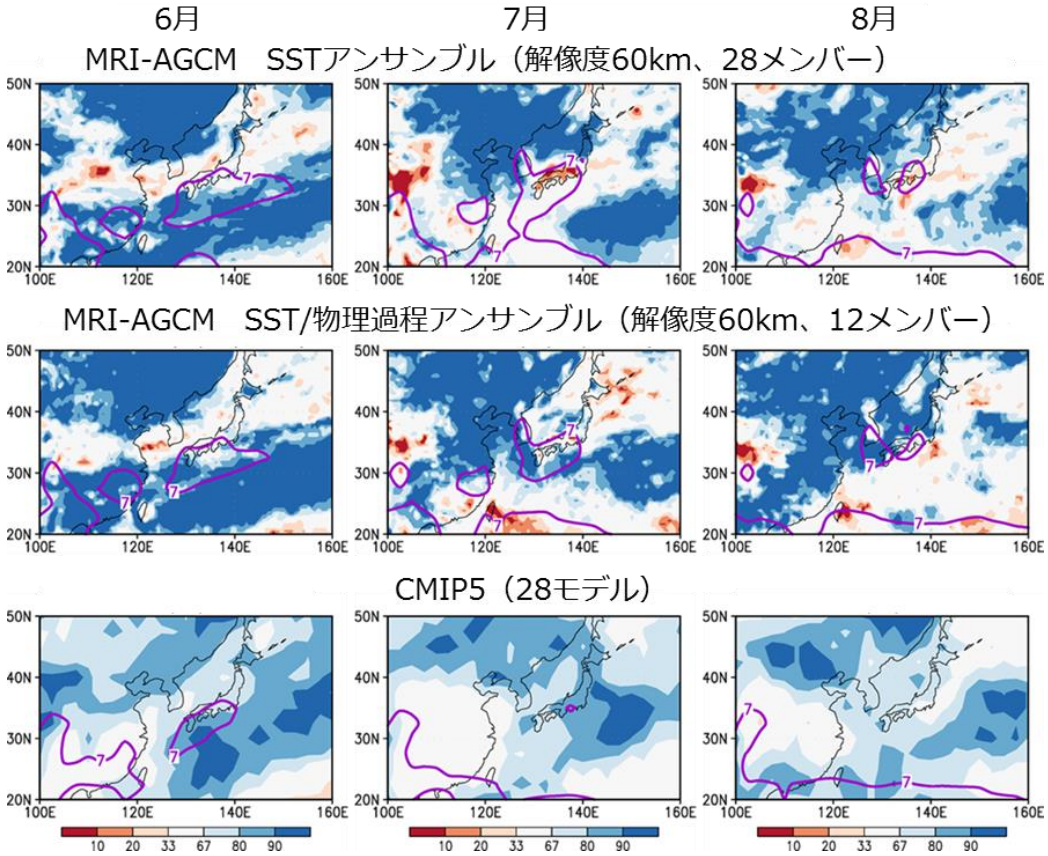


図 5.2.5　夏季の月別降水量の予測

（上段）全球 60 km モデルによる SST アンサンブル予測（28 メンバー）、（中段）全球 60 km モデルによる SST/物理過程アンサンブル予測（12 メンバー）、（下段）CMIP5 モデル予測（28 モデル）において、降水量増加を予測するメンバー（モデル）の割合（%）。左から順に 6 月、7 月、8 月。寒色系（暖色系）の色が濃くなるほど多数のメンバー/モデルが降水量増加（減少）を予測することを意味する。太線は現在気候の 7 mm/日の等値線（2.5 度格子に平滑化）。上段の SST アンサンブル予測では、CMIP5 モデル予測の 28 種類の SST 偏差パターンを与えた。中段の SST/物理過程アンサンブル予測では、CMIP5 モデル予測の代表的な 4 種類の SST 偏差パターンと 3 種類の積雲対流スキームを用いた。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による 21 世紀末予測。（上段、下段）現在：1979～2003 年、将来：2075～2099 年。（中段）現在：1984～2003 年、将来：2080～2099 年。（文部科学省（2019）より一部改変・転載）

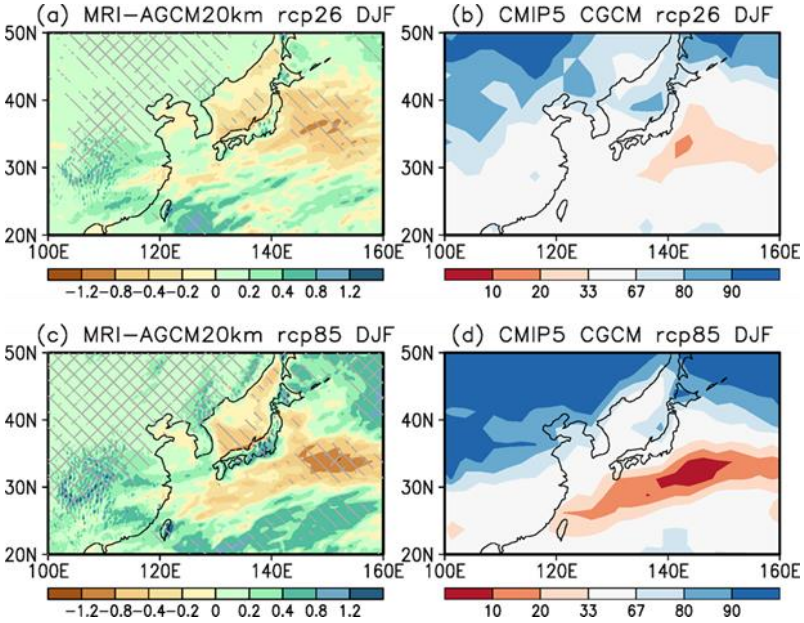


図 5.2.6　冬季（12～翌年 2 月）の降水量の将来変化
冬季である以外は図 5.2.3 と同じ

(3)　雨の降り方の変化の将来予測

世界各機関の気候モデルでは、地球温暖化による平均気温の上昇に伴い、世界全体で平均した大雨の頻度や大雨の強度が増加すると予測している。IPCC (2013) によると、中緯度陸域の大部分と湿潤な熱帯地域では、大雨が強度と頻度ともに増す*可能性が非常に高い*。ただし地域的に見た場合、増加量やその確信度には地域的にばらつきがある。図 5.2.7 (a) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における 21 世紀末の 5 日間降水量の変化を変化率で表したもので、地中海沿岸など乾燥地域の一部では若干の減少が見込まれる一方、アジア域では全体的に高い増加が予測されている。

増加傾向はほとんどの気候モデルで共通して見られ、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）より 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の方が、増加が大きい。しかし、増加の程度は気候モデル間のばらつきが大きい。変化の度合いは、大雨を表す指標として何を用いるかによっても異なる。5 日間降水量といった長めの時間をとった指標よりも、1 日降水量、6 時間降水量といった短い時間の強雨になるほど増加が大きいことが予測されている（図 5.2.8）。また、年に 1 回の大雨よりも数十年に 1 回の大雨のように、より発生頻度が低い現象の方が、降水量の増加率が大きくなる可能性がある（図 5.2.8; 図 5.2.9）。

一方、干ばつをもたらすような極端な乾燥イベントについても、地域により増加する場所がある。IPCC (2013) によると、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末には、現在乾燥している地域において干ばつのリスクが高まる*可能性が高い*。CMIP5 の 28 モデルによる予測結果を用いた研究（Polade et al., 2014）によると、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の下では無降水日（1 mm 以上の雨が降らない日）の年間日数が亜熱帯を中心に複数の地域で増加すると予測されており、日本付近でも増加が予測されている（図 5.2.7 (b)）。無降水日の増加が予測される地域であっても、多くの場所では大雨の強度は増加すると予測されている（図 5.2.7 (a)）。

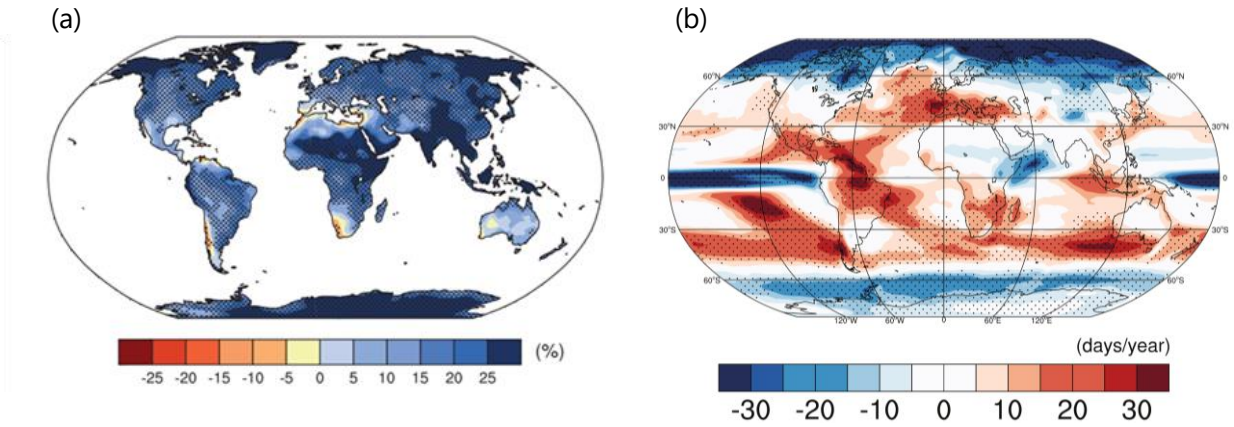


図 5.2.7　年最大 5 日降水量及び無降水日数の変化予測

(a) CMIP5 の 18 モデルによる、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の 2081～2100 年における 1981～2000 年に対する年最大 5 日降水量の変化。点描部分は変化が統計的に有意である場所を表す。（IPCC (2013) より一部改変・転載）

(b) CMIP5 の 28 モデルによる、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の 2060～2089 年における 1960～1989 年に対する年間の無降水日数（日降水量 1 mm 未満の日数）の変化。点描部はモデルの 70%以上において増減が一致している場所を表す。（Polade et al. (2014) より、CC BY-NC-ND 3.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/3.0/）に基づき転載）

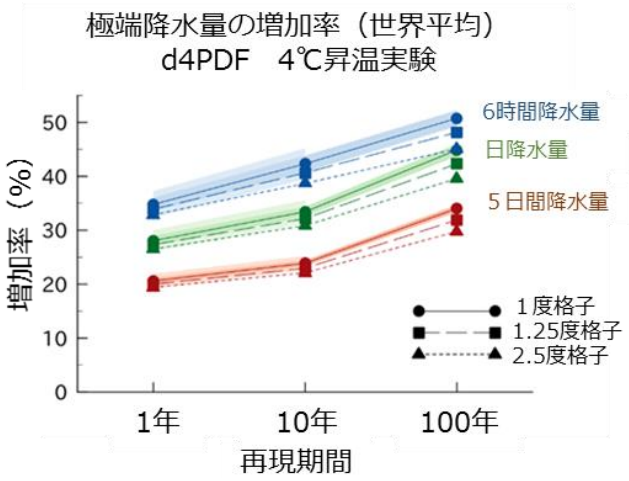


図 5.2.8　d4PDF における極端降水量増加率の世界平均値

d4PDF（付録 1 参照）の全球モデルによる 4℃上昇時の変化予測。横軸は再現期間（年最大・10 年最大・100 年最大）、青線は 6 時間降水量、緑線は 1 日降水量、赤線は 5 日降水量を表す。破線・点線は 1.25 度格子・約 2.5 度格子（モデル 4×4 格子分）に変換した降水データから算出したもの。薄い（濃い）陰影は 1 メンバー（5 メンバー平均）で見た変化の標準偏差幅を表す。（Mizuta and Endo (2020) より一部改変・和訳転載）

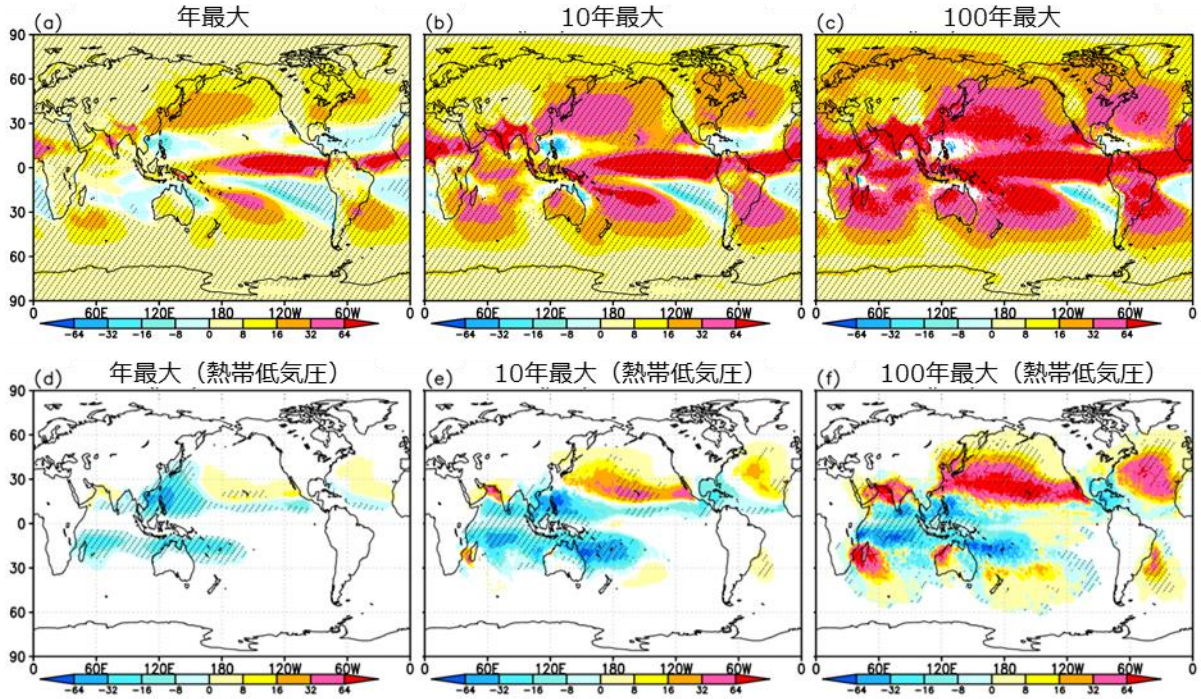


図 5.2.9　極端な大雨の際の降水量の将来変化（mm）

(a) 年最大、(b) 10 年間で最大、(c) 100 年間で最大となる 1 日降水量の将来変化。(d-f) それらの変化のうち、熱帯低気圧に伴う降水によるもの。d4PDF の全球モデルによる 4℃上昇時の変化予測。陰影部分は 6 種類の実験で同じ変化符号になる場所を表す。（Kitoh and Endo (2019) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき一部改変・和訳転載）

大雨に伴う雨量の増加量に関しては、気候モデル間の差異が大きい。例えば 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の下で予測される年最大 1 日降水量の変化率は、東アジア域平均、日本域平均のいずれにおいても、モデルにより+10%から+40%までばらついており、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）や季節最大 1 日降水量についてもモデル間のばらつきが大きい（図 5.2.10）。全球 20 km モデルのメンバー間のばらつきは、モデルの違いによる不確実性を反映していないことから、相対的に小さい。また、日本域の大雨の予測に関しては、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の夏季や 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の秋季などにおいて、全球 20 km モデルは多数の気候モデルと比較して大きく異なった予測になっている。ただし、全球 20 km モデルで台風に伴う降水を除去した場合には、CMIP5 モデルの予測

値に近づく（図 5.2.10）。東アジア域においては、大雨は台風の接近時に発生することが多いため、大雨の変化は台風の接近頻度や強度の変化に左右される（図 5.2.9）。CMIP5 モデルには多数の気候モデルが含まれるものの、解像度が低く台風を十分に表現できていないため、全球 20 km モデルで予測が異なるのは、台風による大雨の変化が含まれていることによる影響が大きいと言える（Ito et al., 2020）。従って、台風に伴うものを含めた大雨の将来予測については、CMIP5 との比較からモデルによる不確実性を評価することが難しいと考えられる。

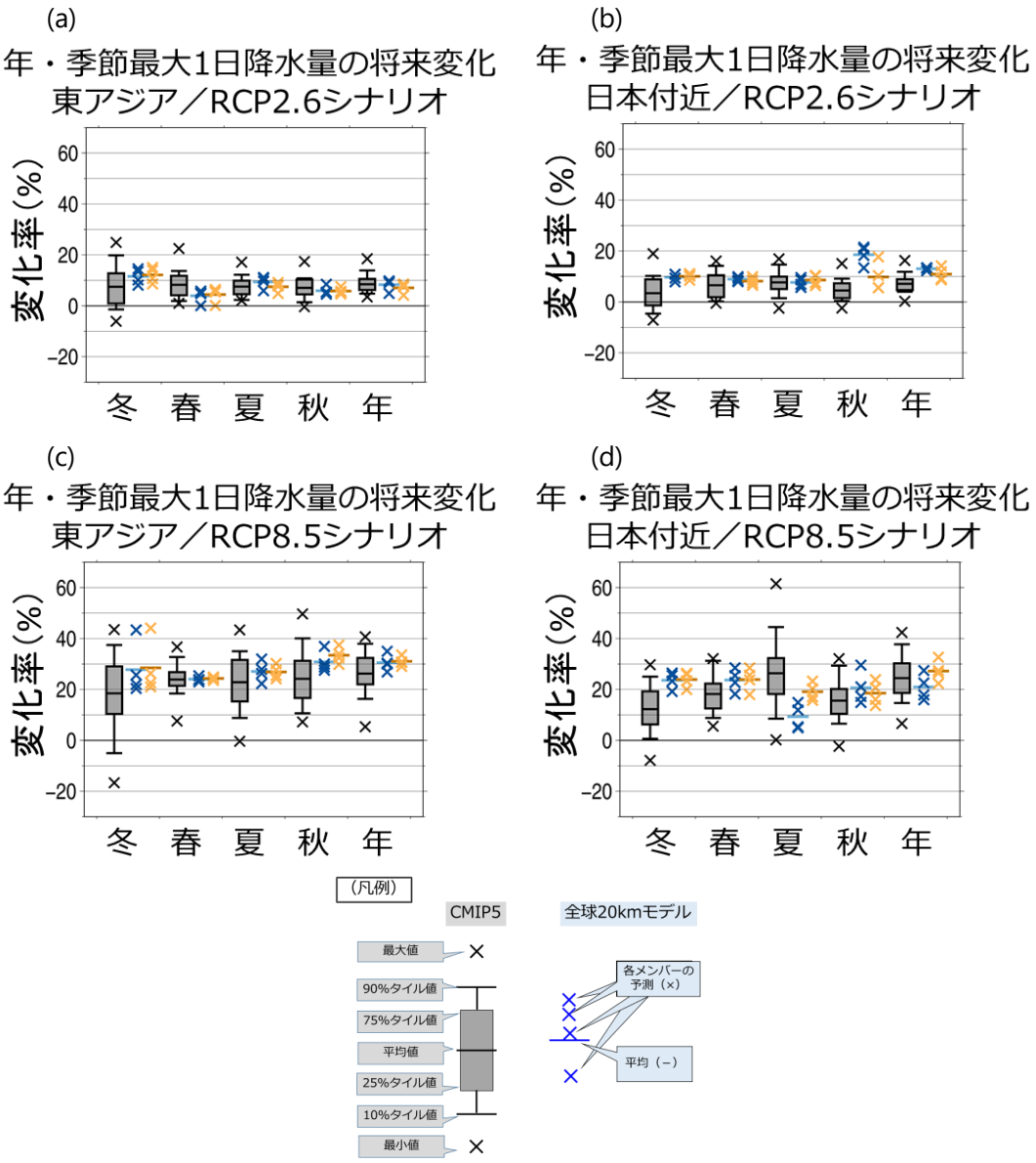


図 5.2.10　年・季節最大 1 日降水量の将来変化に関する予測の比較

上段（a、b）は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、下段（c、d）は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）よる、CMIP5 モデルと全球 20 km モデル（4 メンバー）による最大 1 日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。左列（a、c）は東アジアの、右列（b、d）は日本付近の平均。それぞれの領域の定義は付録 1 の図 付録 1.5.1 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。20 km 全球モデルによる予測を青色で、台風に伴う降水を除去した場合を黄色で示す。各メンバー（×）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. (2020) 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）

5.2.2　　日本

(1)　降水量の将来予測

気象庁による予測では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、全国平均の年降水量には 20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）の間で有意な変化傾向は見られない（図 5.2.11; 図 5.2.12; 表 5.2.1）。同様の結果は Murata et al. (2015) でも得られている。

図 5.2.2 に示されているとおり、全球モデルによる日本域の年降水量の予測は CMIP5 のモデルの予測幅内に含まれているが、日本域の降水量について全球モデルの解像度で評価できる範囲は限定的である。そのため、全国平均した年降水量の将来予測で有意な変化傾向が見られないことは観測事実とも整合しているものの、確信度は中程度である。

地域、季節ごとに解析すると、北日本の日本海側で夏季に増加し、東日本の日本海側で年平均及び冬季に減少、西日本の日本海側で冬季に減少、東日本の太平洋側で春季に減少する傾向が、それぞれ統計的に有意に見られる。しかし、メンバー間の予測結果の違いが大きく、十分な研究事例も積み重ねられていないことから、地域単位の降水量については予測の不確実性が高い。なお、このうち東日本の日本海側、西日本の日本海側で冬季に有意な減少が予測されているのは、この予測計算で用いられたモデルにおいては冬季の北西季節風が北日本を除いて弱化する予測となっていること（第 8 章参照）が要因として考えられる。Murata et al. (2015) においても、冬季の日本海側で降水量が将来減少する地域があるという、整合的な結果が得られている。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）においても全国平均で有意な変化傾向は見られない（確信度が中程度）。地域、季節ごとに見ると、沖縄・奄美で年平均、夏季、秋季に有意な増加傾向が現れており、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）よりも大きな変化が予測されている。ただし、地域単位での予測については不確実性が高い。

境界条件が異なる多数のメンバーから構成される d4PDF（付録 1 参照）では、沖縄・奄美で 4℃昇温時（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に対応）よりも 2℃昇温時（2℃上昇シナリオ（RCP2.6）に対応）に降水量が大きく増加する結果を示すメンバーはほぼ存在しない。また、沖縄・奄美に限らず、日本付近の降水量の将来変化は、境界条件として与える海面水温の分布により、その大きさや空間分布が大きく異なっている。そのため、現時点では地域ごとの降水量変化については不確実性が高く、予測結果を参照する上では注意が必要である。

他の研究事例では、冬季の降水量について、Matsumura and Sato (2011) は北海道の日本海側での減少傾向を示している。一方、Murata et al. (2015) では北日本の日本海側では降水量がやや増加する傾向が示されており、地域別の変化傾向については研究事例によって結果の差異が大きい。

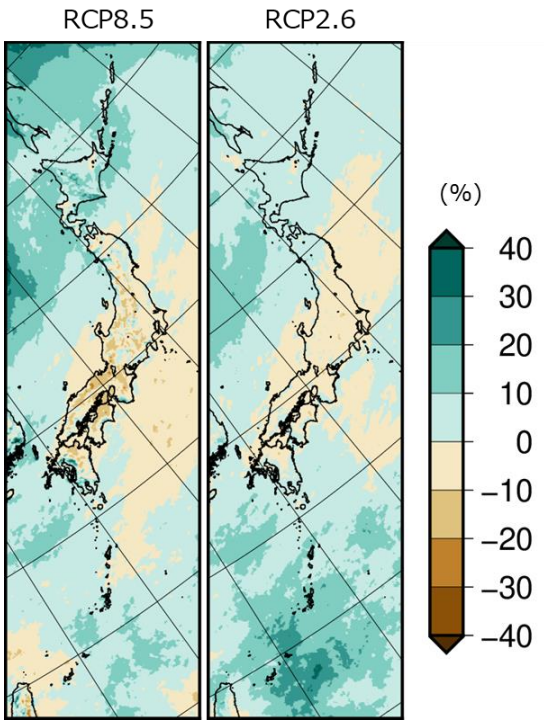


図 5.2.11　気象庁の予測による年降水量の将来変化（%）

左が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、右が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測結果を示している。20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）の変化率で示す。

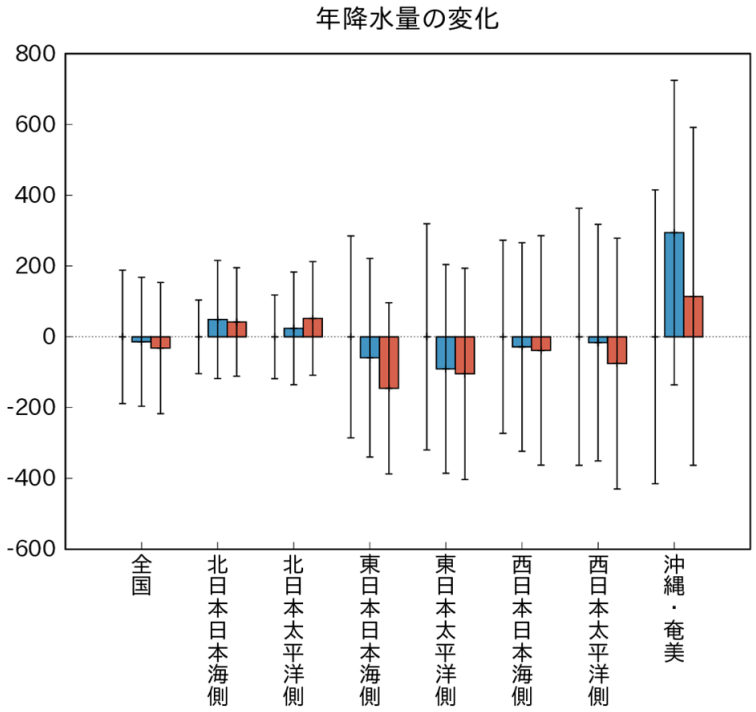


図 5.2.12　気象庁の予測による全国及び地域別の降水量の将来変化（mm）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は赤が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で、青が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）シナリオで、それぞれ予測される将来変化量に対応する。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は、20 世紀末の年々変動の幅を表す。

表 5.2.1　気象庁の予測による全国及び地域別の降水量の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）（mm）
(a) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による、(b) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測結果について、地域、季節ごとの数値を「将来変化量 ±21 世紀末における年々変動の幅」で示し、その将来変化量が信頼水準 90%で有意に増加（減少）する場合は青字（赤字）としている。

(a) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測

	年	春	夏	秋	冬
全国	−32 ± 186	−10 ± 77	−24 ± 142	16 ± 94	−15 ± 62
北日本 日本海側	42 ± 153	17 ± 72	44 ± 105	−3 ± 80	−17 ± 69
北日本 太平洋側	52 ± 160	7 ± 74	10 ± 111	26 ± 104	8 ± 65
東日本 日本海側	−146 ± 242	−1 ± 96	1 ± 159	−9 ± 123	−136 ± 127
東日本 太平洋側	−105 ± 298	−40 ± 105	−87 ± 223	14 ± 163	9 ± 88
西日本 日本海側	−38 ± 324	−20 ± 143	10 ± 260	17 ± 119	−46 ± 71
西日本 太平洋側	−76 ± 354	−18 ± 147	−87 ± 286	34 ± 144	−5 ± 87
沖縄・奄美	114 ± 477	44 ± 225	58 ± 298	11 ± 214	1 ± 132

(b) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測

	年	春	夏	秋	冬
全国	−14 ± 182	−7 ± 71	−19 ± 126	30 ± 95	−18 ± 58
北日本 日本海側	49 ± 167	13 ± 71	20 ± 81	31 ± 73	−15 ± 77
北日本 太平洋側	24 ± 159	3 ± 78	2 ± 77	30 ± 79	-11 ± 58
東日本 日本海側	−59 ± 280	6 ± 97	-4 ± 151	15 ± 122	−77 ± 149
東日本 太平洋側	−91 ± 295	−17 ± 96	−67 ± 206	7 ± 161	-14 ± 81
西日本 日本海側	−29 ± 295	−29 ± 119	-12 ± 220	38 ± 117	−25 ± 67
西日本 太平洋側	−16 ± 334	−15 ± 117	−42 ± 258	49 ± 161	−8 ± 79
沖縄・奄美	295 ± 430	20 ± 180	120 ± 275	126 ± 232	28 ± 136

(2)　雨の降り方の変化の将来予測

1)　大雨（日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上）の発生頻度

気象庁による予測では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末（2076～2095 年平均）における日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の大雨の日数は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べて全国的に有意に増加する（図 5.2.13; 表 5.2.2）。これは CMIP5 による予測において日本を含む東アジア域で大雨の発生頻度が増加すること、及びこれまでの観測で示されている長期的な増加傾向と整合していることから、確信度は高い。増加幅は地域によって異なるものの、全国平均の発生日数は日降水量 100 mm 以上の大雨では約 1.4 倍、日降水量 200 mm 以上の大雨では約 2.3 倍に増加する。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合も、全国平均及び多くの地域で有意な増加が予測される（確信度が高い）。増加幅は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると概して小さくなる。全国平均の発生日数は日降水量 100 mm 以上の大雨では約 1.2 倍、日降水量 200 mm 以上の大雨では約 1.5 倍に増加する。

なお、d4PDF の結果（図 5.2.14; 表 5.2.3）と比較すると、全国平均の増加率はほぼ整合しているものの、地域ごとに見ると増加率に大きな違いが見られることも多い。例えば、沖縄・奄美においては両シナリオで同程度の変化が予測されているが、d4PDF では全ての地域で昇温量が大きいほど大雨の増加率も大きくなる予測となっており（図 5.2.14; 表 5.2.3）、地域レベルの予測は境界条件として与える海面水温の分布によって大きく異なる。発生頻度の低い極端な気象現象の予測には多数のサンプル数が必要であり、また本報告書では十分に考慮できていない境界条件やモデルの違いに起因する不確実性も存在するため、特に地域単位の予測については不確実性が高いことに注意が必要である。d4PDF の特徴や、複数の予測結果の比較による不確実性の評価については付録 1 を参照されたい。

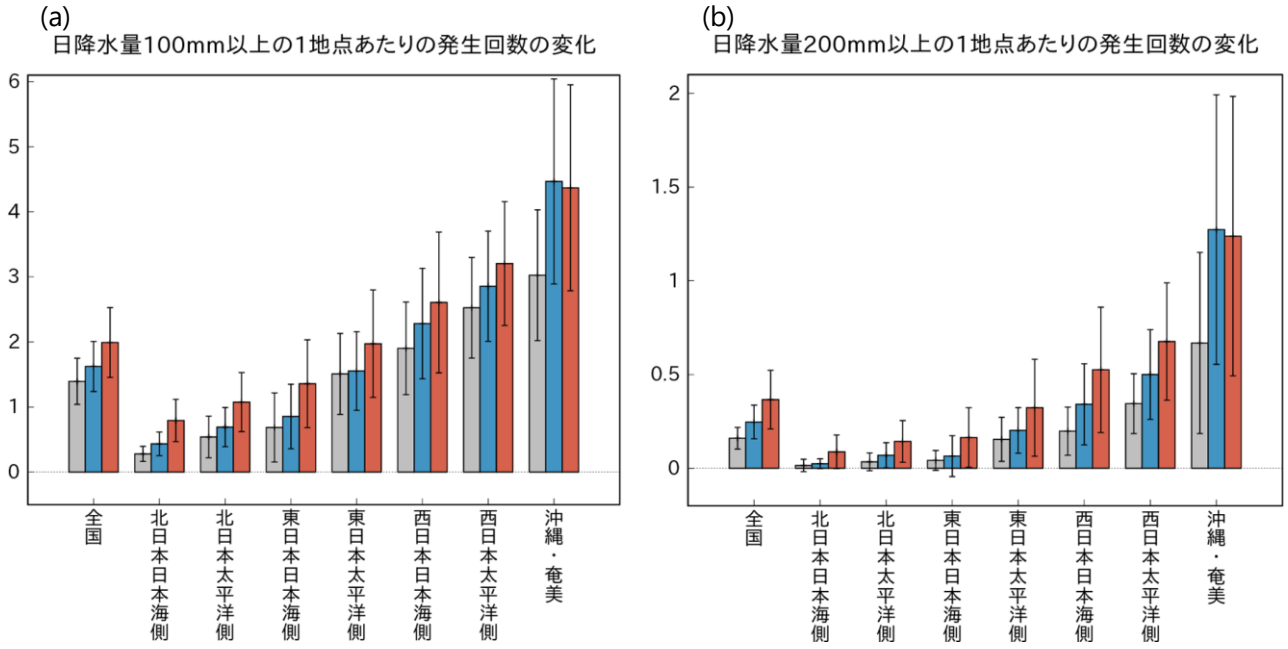


図 5.2.13　全国及び地域別の 1 地点当たりの日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の発生回数（日/年）
(a) が日降水量 100 mm 以上、(b) が 200 mm 以上の年間発生日数。いずれも気象庁の予測による。棒グラフはそれぞれの大雨の発生回数、細い縦線は年々変動の幅。棒グラフの色は灰色が 20 世紀末（1980～1999 年平均）、赤が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、青が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の 21 世紀末（2076～2095 年平均）に対応する。ただし、20 世紀末の値にはバイアス補正を加えているものの完全にバイアスが除去されている訳ではなく、観測値とは値が異なることに注意。

表 5.2.2　全国及び地域別の 1 地点当たりの日降水量 100 mm 以上及び日降水量 200 mm 以上の発生回数（平均値及び年々変動の幅）（日/年）

いずれも気象庁の予測による。20 世紀末（1980～1999 年平均）、21 世紀末（2076～2095 年平均）（2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5））のそれぞれについて、「発生頻度 ± 年々変動の幅」の形で示し、20 世紀末と 21 世紀末の差が信頼水準 90%で有意に増加（減少）する場合は青字（赤字）としている。数値は小数点以下第 2 位を四捨五入し、0.05 未満の値は「0.0」と表示している。

地域	日降水量 100 mm 以上			日降水量 200 mm 以上		
	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	1.4 ± 0.4	1.6 ± 0.4	2.0 ± 0.5	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.2
北日本 日本海側	0.3 ± 0.1	0.4 ± 0.2	0.8 ± 0.3	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1
北日本 太平洋側	0.5 ± 0.3	0.7 ± 0.3	1.1 ± 0.5	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1
東日本 日本海側	0.7 ± 0.5	0.9 ± 0.5	1.4 ± 0.7	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.2
東日本 太平洋側	1.5 ± 0.6	1.6 ± 0.6	2.0 ± 0.8	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.3
西日本 日本海側	1.9 ± 0.7	2.3 ± 0.8	2.6 ± 1.1	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.3
西日本 太平洋側	2.5 ± 0.8	2.9 ± 0.8	3.2 ± 1.0	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.2	0.7 ± 0.3
沖縄・奄美	3.0 ± 1.0	4.5 ± 1.6	4.4 ± 1.6	0.7 ± 0.5	1.3 ± 0.7	1.2 ± 0.7

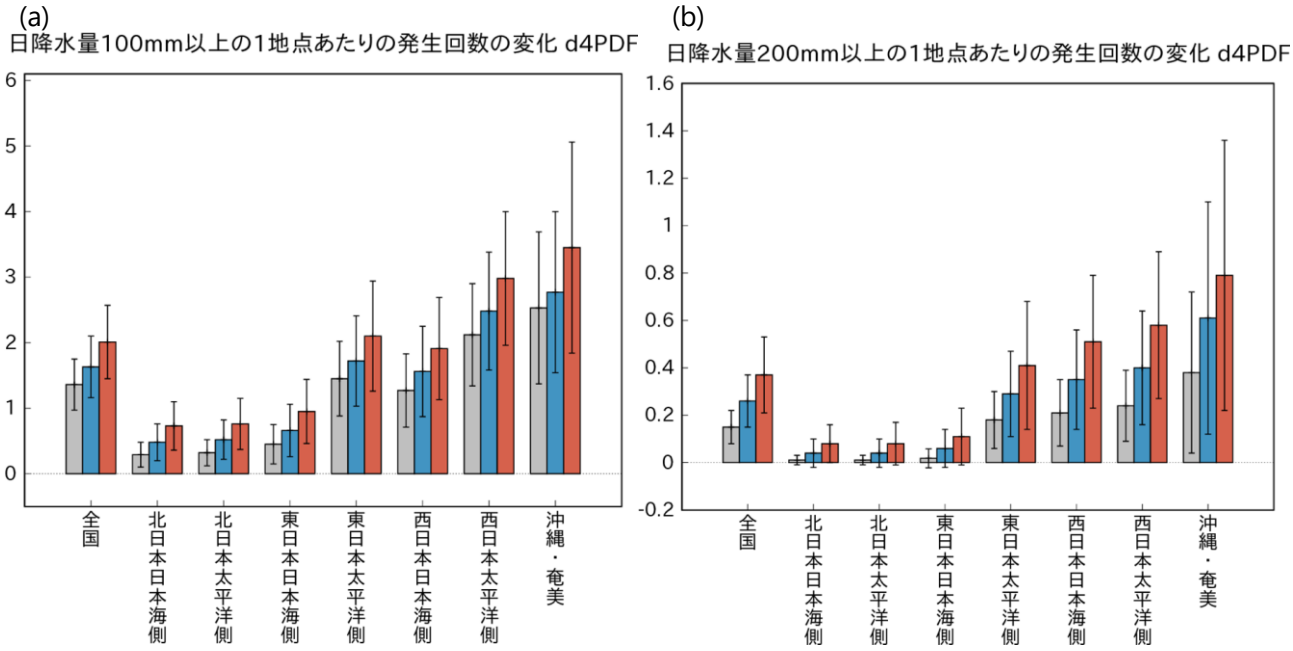


図 5.2.14　全国及び地域別の 1 地点当たりの日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の発生回数（日/年）

(a) が日降水量 100 mm 以上、(b) が 200 mm 以上の年間発生日数。いずれも d4PDF による。図の見方は図 5.2.13 と同じ。ただし、灰色のグラフは過去再現実験を示す。

表 5.2.3　全国及び地域別の 1 地点当たりの日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の発生回数
（平均値及び年々変動の幅）（日/年）

いずれも d4PDF による。表の見方は表 5.2.2 と同じ。ただし、数値は小数点以下第 3 位を四捨五入している。

地域	日降水量 100 mm 以上			日降水量 200 mm 以上		
	過去実験	2℃昇温	4℃昇温	過去実験	2℃昇温	4℃昇温
全国	1.36 ± 0.39	1.63 ± 0.47	2.01 ± 0.56	0.15 ± 0.07	0.26 ± 0.11	0.37 ± 0.16
北日本 日本海側	0.29 ± 0.19	0.48 ± 0.28	0.73 ± 0.37	0.01 ± 0.02	0.04 ± 0.06	0.08 ± 0.08
北日本 太平洋側	0.32 ± 0.20	0.52 ± 0.30	0.76 ± 0.39	0.01 ± 0.02	0.04 ± 0.06	0.08 ± 0.09
東日本 日本海側	0.45 ± 0.30	0.66 ± 0.40	0.95 ± 0.49	0.02 ± 0.04	0.06 ± 0.08	0.11 ± 0.12
東日本 太平洋側	1.45 ± 0.57	1.72 ± 0.69	2.10 ± 0.84	0.18 ± 0.12	0.29 ± 0.18	0.41 ± 0.27
西日本 日本海側	1.27 ± 0.56	1.56 ± 0.69	1.91 ± 0.78	0.21 ± 0.14	0.35 ± 0.21	0.51 ± 0.28
西日本 太平洋側	2.12 ± 0.78	2.48 ± 0.90	2.98 ± 1.02	0.24 ± 0.15	0.40 ± 0.24	0.58 ± 0.31
沖縄・奄美	2.53 ± 1.16	2.77 ± 1.23	3.45 ± 1.61	0.38 ± 0.34	0.61 ± 0.49	0.79 ± 0.57

2)　短時間強雨（1 時間降水量 30mm 以上、50mm 以上）の発生頻度

気象庁による予測では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末（2076～2095 年平均）における 1 時間降水量 30 mm 以上[31]及び 50 mm 以上の短時間強雨の回数は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べて全国的に有意に増加する（図 5.2.15; 表 5.2.4）。大雨と同様に、これは CMIP5 による東アジア域の予測結果や観測で示されている長期変化傾向と整合しているため、確信度は高い。増加幅は地域によって異なるものの、全国平均の発生回数は 1 時間降水量 30 mm 以上の短時間強雨では約 1.7 倍、1 時間降水量 50 mm 以上の短時間強雨では約 2.3 倍に増加する。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合も、全国的に有意な増加が予測される（確信度が高い）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると、増加幅は概して小さくなる。全国平均の発生回数は、1 時間降水量 30 mm 以上の短時間強雨では約 1.3 倍、1 時間降水量 50 mm 以上の短時間強雨では約 1.6 倍に増加する。

d4PDF は領域モデルの解像度が 20 km であり、短時間強雨の再現性に限界があるため結果の比較は行っていないが、大雨と同様に、短時間強雨についても特に地域単位での増加率の予測は不確実性が高いと考えられる。

31 1 時間降水量 30 mm 以上の雨は「激しい雨（バケツをひっくり返したように降る）」と表現される。傘をさしていてもぬれ、道路が川のようになる雨である。
（気象庁 HP「雨の強さと降り方」https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/amehyo.html）

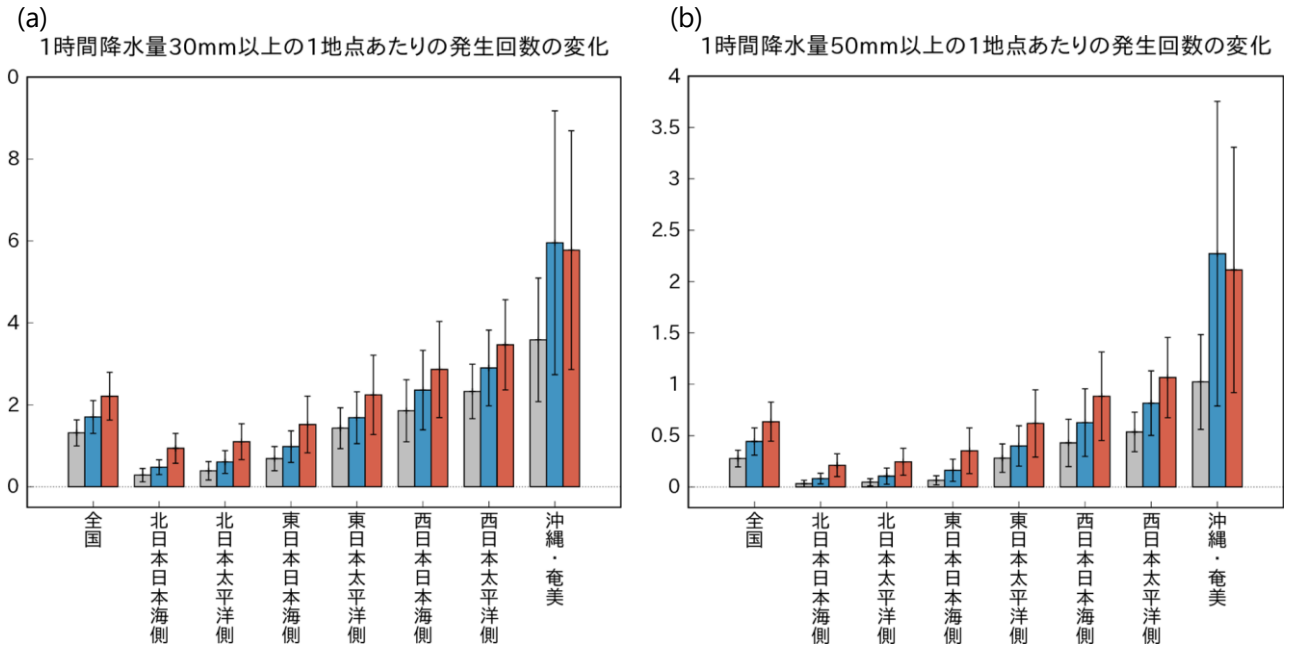


図 5.2.15　全国及び地域別の 1 地点当たりの 1 時間降水量 30 mm 以上及び 50 mm 以上の発生回数（回/年）

(a) が 1 時間降水量 30 mm 以上、(b) が 50 mm 以上の年間発生回数。いずれも気象庁の予測による。図の見方は図 5.2.13 と同じ。

表 5.2.4　全国及び地域別の 1 地点当たりの 1 時間降水量 30mm 以上及び 50mm 以上の発生回数（平均値及び年々変動の幅）（回/年）

いずれも気象庁の予測による。表の見方は表 5.2.2 と同じ。

地域	1 時間降水量 30 mm 以上			1 時間降水量 50 mm 以上		
	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	1.3 ± 0.3	1.7 ± 0.4	2.2 ± 0.6	0.3 ± 0.1	0.4 ± 0.1	0.6 ± 0.2
北日本　日本海側	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.2	0.9 ± 0.4	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.1
北日本　太平洋側	0.4 ± 0.2	0.6 ± 0.3	1.1 ± 0.4	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.1
東日本　日本海側	0.7 ± 0.3	1.0 ± 0.4	1.5 ± 0.7	0.1 ± 0.0	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.2
東日本　太平洋側	1.4 ± 0.5	1.7 ± 0.6	2.2 ± 1.0	0.3 ± 0.1	0.4 ± 0.2	0.6 ± 0.3
西日本　日本海側	1.9 ± 0.8	2.4 ± 1.0	2.9 ± 1.2	0.4 ± 0.2	0.6 ± 0.3	0.9 ± 0.4
西日本　太平洋側	2.3 ± 0.7	2.9 ± 0.9	3.5 ± 1.1	0.5 ± 0.2	0.8 ± 0.3	1.1 ± 0.4
沖縄・奄美	3.6 ± 1.5	6.0 ± 3.2	5.8 ± 2.9	1.0 ± 0.5	2.3 ± 1.5	2.1 ± 1.2

3)　年最大日降水量

気象庁による予測では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末（2076～2095 年平均）における年最大日降水量は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べてほぼ全国的に有意に増加する（図 5.2.16; 表 5.2.5）。これは観測で示されている長期変化傾向と整合しており、全球モデルによる予測結果は CMIP5 による予測結果の幅にほぼ収まっている（図 5.2.10）ため、確信度は高い。また、ほとんどの地域で将来変化量が 20 世紀末の年々変動の幅より大きくなっており、年に 1 回程度観測される極端な大雨の強さが地球温暖化に伴い大きく変わっていくことを示している。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合も、全国的に有意な増加が予測されている。全球モデルによる予測結果は CMIP5 による予測結果の上限付近にあるものの、その幅を考慮しても増加傾向が確認できる（図 5.2.10）ことから、確信度は高い。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると増加量は概して小さくなり、20 世紀末の年々変動幅を下回る。沖縄・奄美では両シナリオで同程度の変化が予測されているが、大雨の発生頻度と同様、d4PDF の結果とは整合しないため注意が必要である。年最大日降水量についても、地域別の予測は不確実性が高い。

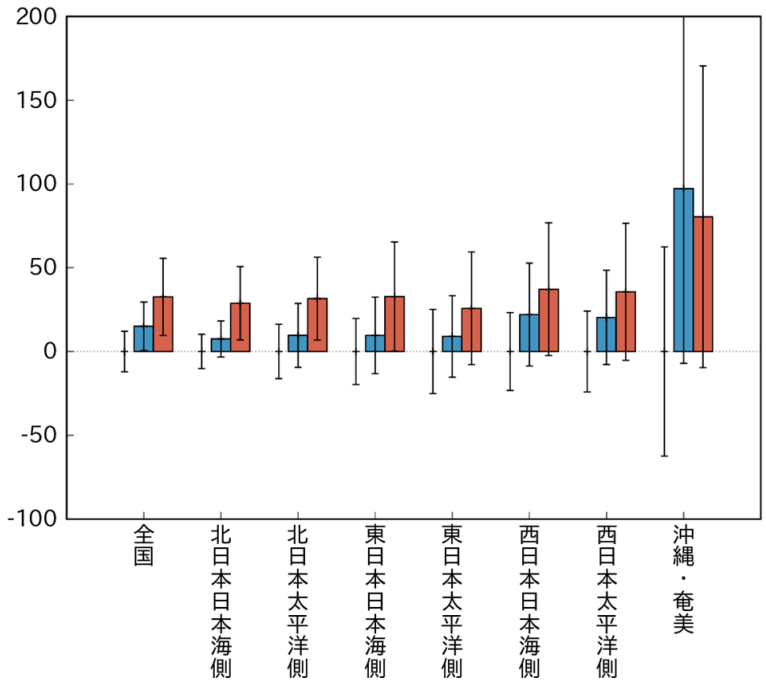


図 5.2.16　気象庁の予測による年最大日降水量の将来変化（mm）

20 世紀末（1980～1999 年平均）を基準とした 21 世紀末（2076～2095 年平均）における将来変化量（バイアス補正済）を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は赤が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に、青が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）に、それぞれ対応する。棒グラフが無いところに描かれている細い縦線は、20 世紀末の年々変動の幅を表す。

表 5.2.5　気象庁の予測による年最大日降水量の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）

20 世紀末（1980～1999 年平均）と 21 世紀末（2076～2095 年平均）との差（将来変化量）を「将来変化量 ± 21 世紀末における年々変動の幅」で示し、信頼水準 90%で有意に増加（減少）する場合は青字（赤字）としている。

地域	**2℃上昇シナリオ（RCP2.6）**	**4℃上昇シナリオ（RCP8.5）**
全国	15.1 ± 14.5	32.6 ± 23.0
北日本 日本海側	7.5 ± 10.7	28.8 ± 21.9
北日本 太平洋側	9.6 ± 19.1	31.6 ± 24.7
東日本 日本海側	9.6 ± 22.9	32.8 ± 32.6
東日本 太平洋側	9.0 ± 24.3	25.8 ± 33.6
西日本 日本海側	22.1 ± 30.7	37.2 ± 39.6
西日本 太平洋側	20.4 ± 28.1	35.6 ± 40.9
沖縄・奄美	97.3 ± 104.3	80.4 ± 90.1

4)　無降水日数

同じく気象庁による予測では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末（2076～2095 年平均）における無降水日（日降水量が 1.0 mm 未満の日）の日数は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べてほぼ全国的に有意に増加する（図 5.2.17; 表 5.2.6）。CMIP5 による予測（図 5.2.7）でも日本付近で増加傾向が示されており、観測事実の項で示した観測データにおける降水日数の有意な減少傾向とも整合することから、予測される増加傾向の確信度は高い。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、全国平均及び多くの地域では有意な変化が予測されていない（確信度が低い）。地域別に見ると、北日本の日本海側では有意な減少が、西日本の日本海側では有意な増加が予測されているが、現時点では循環場との関係等が不明であり、地域別の変化については不確実性が高い。

大雨、短時間強雨の増加傾向と併せて、地球温暖化の進行に伴って雨の降り方が極端になる傾向は将来も続く予測となっていることが分かる。

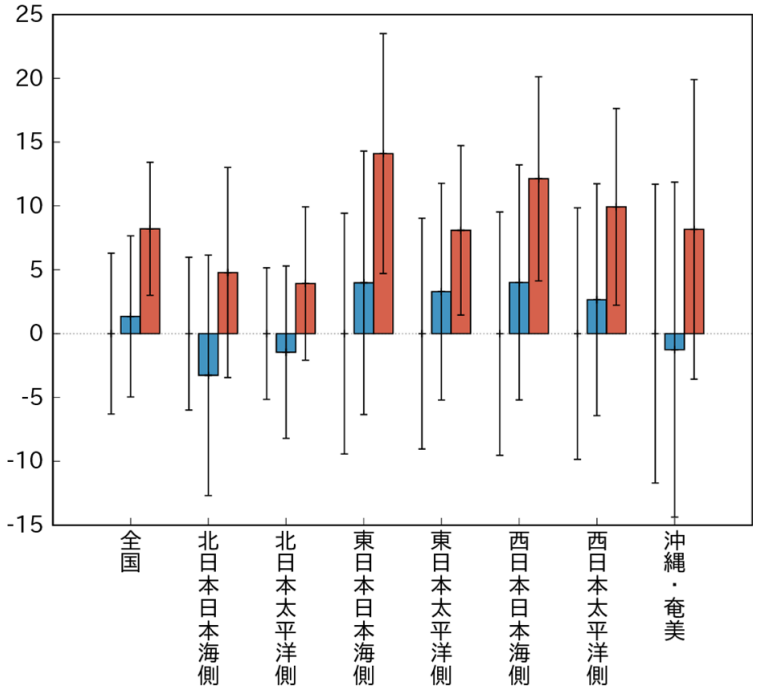


図 5.2.17　気象庁の予測による 1 地点当たりの無降水日の年間日数の将来変化（日）
図の見方は図 5.2.16 と同じ。

表 5.2.6　気象庁の予測による、1 地点当たりの無降水日の年間日数の将来変化
（平均値及び年々変動の幅の値）（日）

表の見方は表 5.2.5 と同じ。ただし、数値は信頼水準 90%で有意に増加（減少）する場合に赤字（青字）としている。

地域	2℃上昇シナリオ（RCP2.6）	4℃上昇シナリオ（RCP8.5）
全国	1.4 ± 6.3	8.2 ± 5.2
北日本 日本海側	-3.3 ± 9.4	4.8 ± 8.2
北日本 太平洋側	-1.5 ± 6.8	3.9 ± 6.0
東日本 日本海側	4.0 ± 10.3	14.1 ± 9.4
東日本 太平洋側	3.3 ± 8.5	8.1 ± 6.6
西日本 日本海側	4.0 ± 9.2	12.1 ± 8.0
西日本 太平洋側	2.7 ± 9.1	9.9 ± 7.7
沖縄・奄美	-1.3 ± 13.1	8.2 ± 11.7

大雨や短時間強雨の将来変化については、他の研究事例として以下のようなものがある。いずれも、地球温暖化の進行に伴い、日本においては大雨や短時間強雨がより強く、より頻繁になる傾向を示している。

Osakada and Nakakita (2018) は、現在西日本で主に発生する梅雨豪雨が、将来は東及び北へと拡大することを示した。中北ほか（2017）は、近畿地方の 8 月において、短時間強雨の発生頻度が増加することを示した。また、Murata et al. (2017) は、気象庁の予測に用いたデータセットを解析し、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 1 時間降水量の 99 パーセンタイル値が日本の東部で増加すること、すなわち、日本の東部においては特に激しい短時間強雨の強度が強まると予測されることを示した。

5.3　背景要因

5.3.1　世界規模で見た降水量の変化の背景要因

まず、世界全体の総降水量変化の要因を述べる。

クラウジウス・クラペイロンの理論関係式によると、大気中の飽和水蒸気量は、気温が 1℃上昇するごとに約 7%増加するが、気候モデルによると、世界全体の総降水量は、世界平均気温が 1℃上昇するごとに 1%から 3%増加すると予測されており（第 5.2.1 項の (1) 参照）、飽和水蒸気量の増加割合よりも少ない。これは、地球温暖化に伴う世界全体の総降水量変化が大気のエネルギー収支による制約を受けるためである（Allen and Ingram, 2002）。温室効果ガスの増加に伴い地表面に到達する放射エネルギーは増加するが、その一部は水分の蒸発に使われ、上空で雲が形成され降水となる過程で凝結熱として放出される。地表面で蒸発した水分が上空で凝結して降水となって地表に戻ってくる一連の現象は、蒸発と凝結というプロセスを通して、水がエネルギーを地表から上空に輸送しているとみなすことができる。従って、この考え方によれば、地球温暖化に伴う世界全体での総降水量の変化は、大気のエネルギー収支（上空で放出される凝結熱と放射冷却量のバランス）によって決まることになる。第 2 章で示したように、地球全体ではエネルギーの出入りがほぼ釣り合った状態にあるため、凝結熱と放射冷却量は等しくなる。大気の放射冷却量は 1℃上昇当たり 1%

から 3%増加することが分かっており、これと整合するように世界平均降水量は 1%から 3%増加する。

次に、降水量変化の空間分布を特徴づける主な要因を 3 つ挙げる。1 つ目の要因は、大気中の水蒸気量増加である。前述のとおり、大気中の飽和水蒸気量は気温が 1℃上昇するごとに約 7%増加する。大気中の水蒸気量もほぼこの割合で増加することが気候モデルで予測されている。降水量変化の大規模な空間分布においては、この水蒸気量増加の効果が支配的であるため、湿潤地域の更なる湿潤化と乾燥地域の更なる乾燥化がもたらされる（Held and Soden, 2006）。具体的には、地球温暖化が進んだ場合も、世界規模で見た大気の流れ（大規模な大気循環）は大きくは変わらないため、大気循環で輸送される水蒸気量が増加することにより、現在気候で水蒸気が収束する地域では更に水蒸気が集まるために降水量が増加し、現在気候で水蒸気が発散する地域では更に水蒸気が外に運ばれるために降水量が減少する。例えば、湿潤地域に対応するモンスーン地域の雨季降水量はおおむね増加し、乾燥地域に対応する亜熱帯高気圧域の降水量はおおむね減少する。なお、大気中の飽和水蒸気量の増加は雨の降り方の変化にも影響を与える。この点については次項の (3) で述べる。

第 1 近似としては上述のとおりであるが、これに大気循環の変化の影響が加わる。以下で説明する 2 つ目、3 つ目の要因は、大気循環の変化を通して降水量変化に影響を与える。

2 つ目の要因は、熱帯域の SST 分布の変化である。第 4.3 節で示したとおり、地球温暖化に伴う SST の上昇により熱帯域では大気安定度が強まり、大気の鉛直方向の運動は全体的にやや弱まる（Ma et al., 2012）。ただし、熱帯域の SST は空間的に一様に上昇する訳ではなく、SST の上昇が周囲に比べて相対的に大きい（小さい）海域ではその上で上昇気流（下降気流）が励起され、降水量が増加（減少）する。これは、昇温が相対的に大きい海域の湿潤化と小さい海域の乾燥化と呼ばれる（Xie et al., 2010）。例えば、CMIP5 モデルの多くは太平洋赤道域で大きな SST の上昇と降水量の増加を予測する（IPCC, 2013）。このような熱帯域の SST と大気循環の変化は、中高緯度の大気循環や降水量の変化にも影響する。予測される熱帯域の SST の空間分布変化及びそれに伴う大気循環変化は気候モデルごとに微妙に異なるため、これは地域規模の降水量変化の予測に大きな不確実が生じる要因となる（Mizuta et al., 2014; Xie et al., 2015）。

3 つ目の要因は、ハドレー循環とストームトラック（移動性の高低気圧の経路）の変化である。地球温暖化に伴い、ハドレー循環の南北幅が拡大するとともに、ストームトラック活動が弱化して極側に移動するため（詳しくは第 8 章参照）、亜熱帯域の高緯度端では降水量が顕著に減少する（IPCC, 2013）。

5.3.2　東アジアの降水量の変化の背景要因

(1)　夏季

東アジアの気候はモンスーン（大陸と海洋の温度差から生じる季節風）の影響を強く受けるため、将来変化の背景要因としてモンスーン現象の視点が重要である。気温上昇に伴い、地表面からの蒸発量が増えて大気中の水蒸気量が増加するため、海洋から大陸へ向かう水蒸気輸送量が増加し、世界のモンスーン地域の夏季降水量はおおむね増える（図 5.3.1）。これは前述の「湿潤地域の更なる湿潤化」に相当する。ただし、熱帯大気の安定化（図 4.2.5）に伴いモンスーン循環は全般的にやや弱まるため、水蒸気増加による降水量増加効果の一部は相殺される（Kitoh et al., 2013; IPCC, 2013）。モンスーンの降水量変化には地域性があり、東アジアや南アジアの降水量増加率は他のモンスーン

地域よりも大きい（Kitoh et al., 2013; IPCC, 2013）。この理由として、地球温暖化に伴う大陸・海洋間の温度コントラスト強化が引き起こすモンスーン循環強化がアジアでは大きく働くことが指摘されている（Endo et al., 2018）。他方、日本域等の更に詳細な地域の変化では、大気循環変化が水蒸気増加の効果を打ち消し、降水量が減少することもあり得る（Ose, 2019a）。日本列島のスケールでは、大気循環変化の不確実性が高いため（詳しくは第 8 章参照）、降水量の将来変化は定性的な変化傾向を含めて不確実性が高い（Ose, 2019a）。

初夏の東アジアでは、梅雨前線は上空の偏西風に沿って形成されて季節的に北上する（Sampe and Xie, 2010）。地球温暖化により初夏の東アジアの偏西風は現在よりも南側で強まる傾向があり（図 8.2.5）、それに伴い将来の梅雨降水帯は現在よりも南に位置することが示されている（Horinouchi et al. 2019）（詳しくは第 8 章参照）。また、大気中の水蒸気量増加は前述の「湿潤地域の更なる湿潤化」により梅雨降水帯を強化する。東アジアの降水量の将来予測で示されている、6 月に梅雨降水帯が強化されて現在よりも南に位置するという予測（第 5.2.1 項の (2) の 1) 参照）は、上記の背景要因で解釈できる。一方、7 月以降は日本付近の偏西風は変化が不明瞭もしくは弱化する（図 8.2.5）。この要因としてユーラシア大陸の昇温や北半球中高緯度の SST の上昇の影響が指摘されている（Kamae et al. 2014; 文部科学省, 2020）。また、気候モデル間で異なる熱帯の SST の上昇パターンはこの時期の降水量変化の不確実要因となる（Okada et al., 2017）。東アジアの降水量の将来予測で示されている、7 月の梅雨降水帯の予測は不確実性が高いとする見解（第 5.2.1 項の (2) の 1) 参照）は、上記の背景要因で解釈できる。

(2)　冬季

「湿潤地域の更なる湿潤化」により、中高緯度の特に大陸上で降水量が増加する（IPCC, 2013）。また、北太平洋では、アリューシャン低気圧が北偏し、低気圧の存在頻度はおおむね北緯 40 度より北側で増加、南側で減少する（詳しくは第 8 章参照）。その結果、東アジアの冬季における将来予測で示したとおり、降水量は高緯度側で増加し、日本の南海上から北太平洋（北緯 30 度付近）で減少すると考えられる。

地球温暖化に伴う冬季における大陸・海洋間の温度コントラストの弱化等の影響により、北西季節風は北日本を除いて弱化すると予測されており（詳しくは第 8 章参照）、日本の降水量分布の予測結果はその影響を反映していると考えられる。

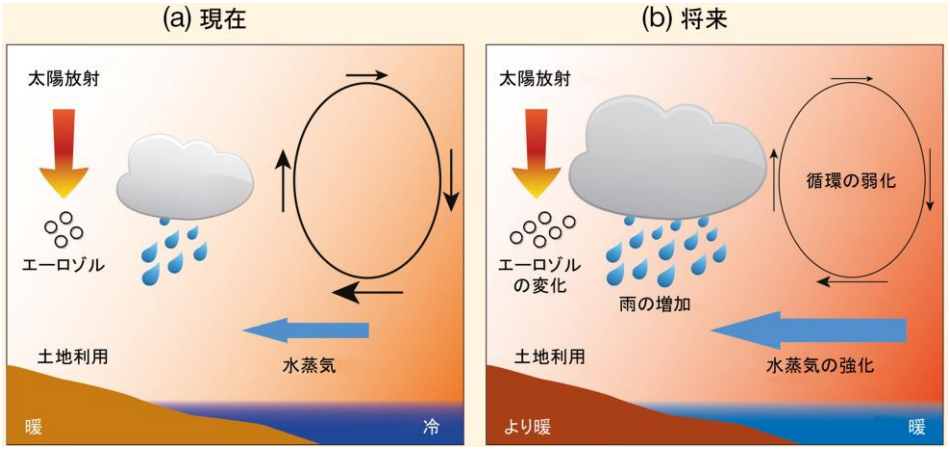


図 5.3.1　人間活動がモンスーンの降水量に与える主な影響に関する概略図
（IPCC (2013) よくある質問と回答 気象庁訳（気象庁, 2015）より、FAQ 14.1 図 1 を転載）

(3)　雨の降り方の変化の背景要因

大雨、短時間強雨の頻度や強度が増加する最大の要因は、気温の上昇により、大気中に含まれうる水蒸気が増加することである。上記 (1) で述べたとおり、空気中に含まれうる水蒸気量（飽和水蒸気量）は気温が 1℃上昇するごとに約 7%増加する。世界全体で平均すると、この水蒸気量の増加を反映して大雨の強度と頻度は気温の上昇に伴い増加する。一方、地域的な変化においては大気循環の変化に伴い大雨をもたらす気象条件の発生頻度や、その時の周囲の環境場が変化することが大きく影響するため、大雨の頻度、強度の変化には地域的なばらつきが生じる（Pfahl et al., 2017）。例えば東アジア域においては、大雨は台風の接近時に発生することが多いため、大雨の頻度や強度の増加量は台風の接近頻度や強度の変化に左右される（図 5.2.9）。

短時間の強雨については、気温上昇 1℃当たり 7%を大きく超えて降水量が増加する可能性も指摘されている（例えば、Lenderink et al., 2017）。水蒸気の増加に伴い積雲対流中の上昇流が強くなり、それにより周囲からより多くの水蒸気を集め降水としてもたらされるというメカニズムが働くと考えられている。日本で観測されている気温（図 4.1.3）の変化傾向について、統計期間を年最大日降水量（図 5.1.5）と同じ 1976 年以降として算出すると、10 年当たり 0.29℃となり、年最大日降水量の変化傾向との比は約 13%/℃となっている。統計期間が短いため評価は難しいものの、気温上昇 1℃当たり 7%を上回る変化が実際に現れていることも考えられる。

一方、上記 (1) で示したとおり、世界の総降水量は世界平均気温が 1℃上昇するごとに 1%から 3%増加すると予測されており、これは飽和水蒸気量及びそれと関連している大雨や短時間強雨の増加と比べて小さい。また、大雨の強度と頻度の増加と共に、雨の降らない日の増加も観測・予測されている。この背景にある要因として、地表面からの蒸発散により水蒸気が大気に供給される効率の変化が大気の飽和水蒸気量の増加に対して小さいため、1 回当たりの降水が強まると同時に次の降水に必要な水蒸気量が供給されるまでの時間が長くなることというメカニズムが指摘されている（Giorgi et al., 2011; Trenberth, 2011）。これは、陸上においては地表面（土壌）が保持する水分の量により、海上においては大気の方が海洋よりも早く昇温する結果として大気と海洋の間の温度差が小さくなることで蒸発が抑制される効果により、それぞれ大気に供給される水蒸気量の増加が制約されるからであると考えられている。

これらの点を総合すると、世界全体で見た場合、地球温暖化の進行に伴い、総降水量に対して 1 回当たりの降水量の方が大きく増え、これに対応して降水の頻度は減少し、雨の降り方の極端化がもたらされると理解することができる。日本における観測事実と将来予測に現れている極端な降水の頻度、強度が増大し、同時に無降水日が増える傾向もこれと同様である。また、現在乾燥している地域や雨季乾季がはっきりしている地域ではこれに「乾燥域の更なる乾燥化」が加わるため、降水頻度の減少、すなわち無降水日の増加がより顕著になると予測される。

参考文献

Adler, R. F., Sapiano, M. R. P., Huffman, G. J., Wang, J. J., Gu, G., Bolvin, D., et al., 2018: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (New Version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. Atmosphere (Basel). 9. doi:10.3390/atmos9040138.

Allen, M. R. and W. J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. Nature, 419, 224 – 232.

Donat, M. G., Lowry, A. L., Alexander, L. V., O'Gorman, P. A., and Maher, N., 2016a: More extreme precipitation in the world's dry and wet regions. Nat. Clim. Chang. 6, 508 – 513. doi:10.1038/nclimate2941.

Endo, H., A. Kitoh and H. Ueda, 2018: A unique feature of the Asian summer monsoon response to global warming: the role of different land-sea thermal contrast change between the lower and upper troposphere. SOLA, 14, 57 – 63, doi:10.2151/sola.2018-010.

Giorgi, F., E.-S. Im, E. Coppola, N. S. Diffenbaugh, X. J. Gao, L. Mariotti and Y. Shi, 2011: Higher hydroclimatic intensity with global warming. J. Climate, 24, 5309 – 5324. doi:10.1175/2011JCLI3979.1.

Held, I.M. and B. J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. J. Climate, 19, 5686–5699, doi:10.1175/jcli3990.1.

Horinouchi T., S. Matsumura, T. Ose and Y. N. Takayabu, 2019: Jet-precipitation relationship and future change of the Mei-Yu-Baiu rainband and subtropical jet in CMIP5 coupled GCM simulations. J. Climate, 32, 2247 – 2259, DOI:10.1175/JCLI-D-18-0426.1.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

Ito, R., T. Ose, H. Endo, R. Mizuta, K. Yoshida, A. Kitoh and T. Nakaegawa, 2020: Seasonal characteristics of future climate change over Japan and the associated atmospheric circulation anomalies in global model experiments. Hydrol. Res. Lett., 14, 130-135, doi: 10.3178/hrl.14.130.

Kamae, Y., M. Watanabe, M. Kimoto and H. Shiogama, 2014: Summertime land-sea thermal contrast and atmospheric circulation over East Asia in a warming climate — part I: Past changes and future projections. Climate Dyn., 43, 2553 – 2568, doi:10.1007/s00382-014-2073-0.

Kitoh, A. 2017: The Asian monsoon and its future change in climate models. J. Meteor. Soc. Japan, 95, 7 – 33, doi:10.2151/jmsj.2017-002.

Kitoh, A., H. Endo, K. Krishna Kumar, I. F. A. Cavalcanti, P. Goswami and T. Zhou, 2013: Monsoons in a changing world: a regional perspective in a global context. J. Geophys. Res., 118, 3053 – 3065.

Kitoh, A. and H. Endo, 2019: Future changes in precipitation extremes associated with tropical cyclones projected by large-ensemble simulations. J. Meteor. Soc. Jpn., 97, 141 – 152.

Kusunoki, S., 2018: Future changes in precipitation over East Asia projected by the global atmospheric model MRI-AGCM3.2. Climate Dyn., 51, 4601 – 4617.

Lenderink, G., R. Barbero, J. M. Loriaux and H. J. Fowler, 2017: Super-Clausius-Clapeyron scaling of extreme hourly convective precipitation and its relation to large-scale atmospheric conditions, J. Climate, 30, 6037 – 6052, doi:10.1175/JCLI-D-16-0808.1.

Ma, J., Xie, S.-P. and Y. Kosaka, 2012: Mechanisms for tropical circulation change in response to global warming. J. Clim. 25, 2979 – 2994.

Matsumura, S. and T. Sato, 2011: Snow/Ice and Cloud Responses to Future Climate Change around Hokkaido. SOLA. 7. 205 – 208, doi:10.2151/sola.2011-052.

Mizuta, R., O. Arakawa, T. Ose, S. Kusunoki, H. Endo and A. Kitoh, 2014: Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes. SOLA, 10, 167 − 171.

Mizuta, R., and H. Endo, 2020: Projected changes in extreme precipitation in a 60-km AGCM large ensemble and their dependence on return periods, Geophys. Res. Lett., 47, e2019GL086855. doi:10.1029/2019GL086855.

Murata, A., H. Sasaki, H. Kawase, M. Nosaka, M. Oh'izumi, T. Kato, T. Aoyagi, F. Shido, K. Hibino, S. Kanada, A. Suzuki-Parker and T. Nagatomo, 2015: Projection of future climate change over Japan in ensemble simulations with a high-resolution regional climate model. SOLA. 11. 90 – 94, doi:10.2151/sola.2015-022.

Murata, A., H. Sasaki, H. Kawase, S. Nosaka, T. Aoyagi, M. Oh'izumi, N. Seino, F. Shido, K. Hibino, K. Ishihara, H. Murai, S. Yasui, S. Wakamatsu, and I. Takayabu, 2017: Projection of future climate change over Japan in ensemble simulations using a convection-permitting regional climate model with urban canopy, SOLA, 13, 219 – 223, https://doi.org/10.2151/sola.2017-040.

Okada, Y., T. Takemi, H. Ishikawa, S. Kusunoki and R. Mizuta, 2017: Future changes in atmospheric conditions for the seasonal evolution of the Baiu as revealed from projected AGCM experiments. J. Meteor. Soc. Japan, 95, 239 – 260.

Osakada, Y., and E. Nakakita 2018. Future Change of Occurrence Frequency of Baiu Heavy Rainfall and Its Linked Atmospheric Patterns by Multiscale Analysis. SOLA. 14. 79-85, doi:10.2151/sola.2018-014.

Ose, T., 2019a: Characteristics of future changes in summertime East Asian monthly precipitation in MRI-AGCM global warming experiments. J. Meteor. Soc. Japan, 97, 317 – 335. doi:10.2151/jmsj.2019-018.

Ose, T., 2019b: Future changes in summertime East Asian monthly precipitation in CMIP5 and their dependence on present-day model climatology. J. Meteor. Soc. Japan, 97, 1041 – 1053. doi:10.2151/jmsj.2019-055.

Pfahl, S., P. A. O'Gorman and E. M. Fischer, 2017: Understanding the regional pattern of projected future changes in extreme precipitation. Nature Climate Change, 7, 423 – 428, doi:10.1038/NCLIMATE3287

Polade, S.D., Pierce, D.W., Cayan, D.R., Gershunov, A. and Dettinger, M.D., 2014: The key role of dry days in 52 changing regional climate and precipitation regimes. Sci. Rep. 4, 1 – 8. doi:10.1038/srep04364.

Sampe, T. and S.-P. Xie, 2010: Large-scale dynamics of the Meiyu-Baiu rainband: Environmental forcing by the westerly jet. J. Climate, 23, 113 – 134.

Santer, B.D., Thorne, P.W., Haimberger, L., Taylor, K.E., Wigley, T.M.L., Lanzante, J.R., et al., 2008: Consistency of modelled and observed temperature trends in the tropical troposphere. Int. J. Climatol. 28, 1703 – 1722. doi:10.1002/joc.1756.

Seager, R., N. Naik and G. A. Vecchi, 2010: Thermodynamic and dynamic mechanisms for large-scale changes in the hydrological cycle in response to global warming. J. Climate, 23, 4651 – 4668, doi:10.1175/2010jcli3655.1.

Shiogama, H., Y. Imada, M. Mori, R. Mizuta, D. Stone, K. Yoshida, O. Arakawa, M. Ikeda, C. Takahashi, M. Arai, M. Ishii, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2016: Attributing historical changes in probabilities of record-breaking daily temperature and precipitation extreme events. SOLA, 12, 225 – 231, doi:10.2151/ sola.2016-045.

Trenberth, K.E., 2011: Changes in precipitation with climate change. Clim. Res., 47, 123 – 138, doi:10.3354/cr00953.

Xie, S.-P., C. Deser, G. A. Vecchi, J. Ma, H. Teng and A. T. Wittenberg, 2010: Global warming pattern formation: sea surface temperature and rainfall. J. Climate, 23, 966 – 986, doi:10.1175/2009jcli3329.1.

Xie, S.-P., C. Deser, G.A. Vecchi, M. Collins, T. L. Delworth, A. Hall, E. Hawkins, N. C. Johnson, C. Cassou, A. Giannini and M. Watanabe, 2015: Towards predictive understanding of regional climate change. Nat. Clim. Change, 5, 921 – 930, doi:10.1038/nclimate2689.

気象庁，2015：IPCC 第 5 次評価報告書第 I 作業部会報告書 よくある質問と回答 気象庁訳. https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar5/ipcc_ar5_wg1_faq_jpn.pdf.

気象庁，2017：地球温暖化予測情報第 9 巻.

気象庁，2019：気候変動監視レポート 2018.

中北英一，森元啓太朗，峠嘉哉，2017：5 km 解像度領域気候モデルを用いたゲリラ豪雨生起頻度の将来変化推定．土木学会論文集 B1（水工学），Vol.73, No.4, I_133-I_138.

文部科学省研究開発局，2019：統合的気候モデル高度化研究プログラム 領域テーマ C　統合的気候変動予測 平成 30 年度研究成果報告書. 67-71, 日本付近の夏季降水量の将来変化とその要因分析.

文部科学省研究開発局，2020：統合的気候モデル高度化研究プログラム 領域テーマ C　統合的気候変動予測 令和元年度研究成果報告書. 109-111, 日本付近の夏季降水量の将来変化とその要因.

コラム4.　気候変動を踏まえた治水計画のあり方について

平成 27 年 9 月関東・東北豪雨や令和元年東日本台風によるものなど、日本では毎年、水災害が発生している。「洪水により相当の家屋が浸水する恐れがある水位（氾濫危険水位）」を超過した河川数も、近年は増加傾向にある。これは、河道掘削や堤防整備など毎年進捗させている治水対策の速度に対し、気候変動による影響が顕在化する速度が上回り始めていることの現れではないかと危惧している。

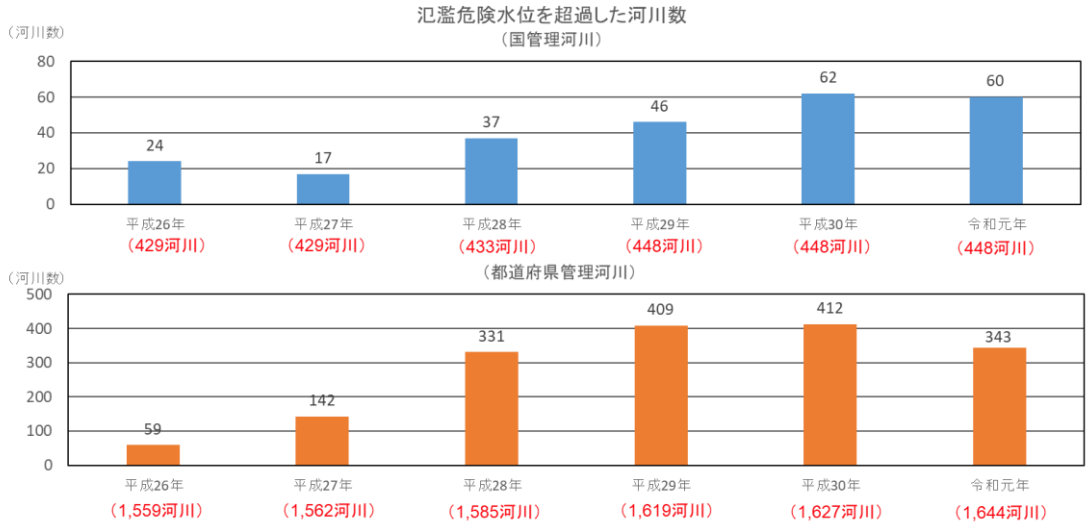


図　コラム 4.1　氾濫危険水位を超過する河川数のグラフ

対象は洪水予報河川及び水位周知河川であり、括弧内に各年の指定済河川数を示す。国土交通省において被害状況等のとりまとめをおこなった災害での河川数を計上した。一連の災害により 1 河川で複数回超過した場合は、全体で 1 回（1 河川）として計上した。（国土交通省作成）

今後は気候変動により水害が更に激甚化・頻発化することが懸念されることから、国土交通省では、治水計画の目標としている比較的発生頻度の低い大雨（年超過確率 1/100）が将来どの程度増加するのかなどを検証するため、有識者による検討会を設置した。検討には、文部科学省が開発している超大容量のデータを蓄積できるデータ統合・解析システム（DIAS）上にアーカイブされた地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース（d4PDF。付録 1 参照）を 20 km から 5 km にダウンスケーリングした結果が用いられた。

その結果、IPCC (2013) で示されている 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、21 世紀末には 20 世紀末と比べて、全国の一級水系で治水計画の対象とする降雨量の変化倍率が約 1.1 倍、治水計画の目標とする規模（年超過確率 1/100）の洪水の流量の平均値は約 1.2 倍になり、洪水の発生頻度の平均値は約 2 倍と国土交通省により試算された。

現在、パリ協定における温室効果ガス排出抑制の取組みが進められていることから、現時点において治水計画に反映させる外力の基準とするシナリオは、2℃上昇相当の RCP2.6 とすることとしている。今後、事前の水災害対策に気候変動の影響を取り込むため、国土交通省では、これらの検討結果を治水計画や施設設計に反映するべく、検討を開始した。

＜地域区分毎の降雨量変化倍率＞

地域区分	2℃上昇（暫定値）	4℃上昇	
			短時間
北海道北部、北海道南部、九州北西部	1.15	1.4	1.5
その他12地域	1.1	1.2	1.3
全国平均	1.1	1.3	1.4

※ 4℃上昇の降雨量変化倍率のうち、短時間とは、降雨継続時間が3時間以上12時間未満のこと



＜参考＞降雨量変化倍率をもとに算出した、流量変化倍率と洪水発生頻度の変化

気候変動シナリオ	降雨量	流量	洪水発生頻度
RCP2.6（2℃上昇相当）	約1．1倍	約1．2倍	約2倍
RCP8.5（4℃上昇相当）	（約1．3倍）	（約1．4倍）	（約4倍）

図　コラム 4.2　降雨量、流量の変化倍率と洪水発生頻度の変化
（国土交通省作成）

第6章　降雪・積雪

観測事実

- 1962 年以降に観測された日本の年最深積雪には、日本海側の各地域とも有意な減少傾向が見られる。1 日に 20 cm 以上の降雪が観測される日数も、各地域で有意に減少している。

将来予測

- 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末の日本の年最深積雪及び年降雪量は 20 世紀末と比べて全国的に有意に減少すると予測される（確信度が高い）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南ではほとんどの地域で有意に減少する（確信度が高い）一方で、北海道では変化傾向が不明瞭である。
- 温暖化が進んだとしても、厳冬期に十分に気温が低く降水が降雪となる地域では、気温上昇による水蒸気の増加に伴い厳冬期の降雪量が増加し、最深積雪も増加する地域があると予測されている（確信度が低い）。
- 大規模アンサンブルを用いた将来予測研究の結果から、気温上昇に伴い平均的な降雪量が減少した場合であっても、低頻度で発生する大雪のリスクが低下するとは限らないことが示唆されている（確信度が低い）。

降雪・積雪は市民の生活や農業、観光業等へ影響を与えるほか、地域によっては融雪水が重要な水資源となっている。また、比較的短い期間でまとまった量の雪が降ることにより、家屋等への被害や交通機関等生活への影響が生じる。本章では気候変動に伴う降雪・積雪の変化について、観測事実と将来予測を示す。

6.1　観測事実

6.1.1　世界

IPCC (2013) によると、20 世紀半ば以降、北半球の積雪面積は減少しており、特に春に顕著である（*確信度が非常に高い*）。具体的には、1967 年から 2012 年の期間で 3 月と 4 月の平均については 10 年当たり 11.7%（8.8～14.6%）の割合で減少している。また、観測されている 1970 年以降の北半球の春季の積雪面積の減少に人為的寄与があった*可能性が高い*とされている（図 6.1.1）。

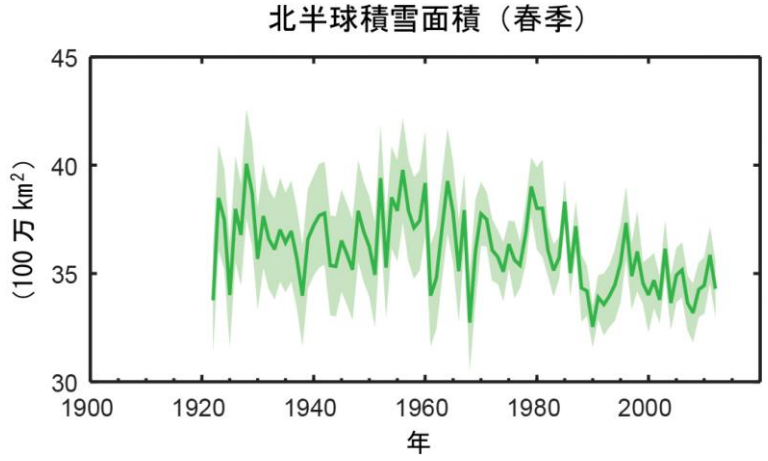


図 6.1.1　北半球における春季（3～4 月）の積雪面積の平均値
（IPCC 第 5 次評価報告書第 I 作業部会報告書 政策決定者向け要約 気象庁訳（気象庁, 2015）より、図 SPM.3 (a) を転載）

6.1.2　　日本

(1)　年最深積雪のこれまでの変化

気象庁の日本海側の観測地点（表 6.1.1）で観測された積雪のデータを用いて計算した、年最深積雪の基準値（1981～2010 年の 30 年平均値）に対する比[32]を図 6.1.2 に示す。なお、本章において年は寒候年（前年 8 月から当年 7 月までの 1 年間）であり、例えば、「2018 年」は 2017 年 8 月から 2018 年 7 月の期間を意味する。

年最深積雪の基準値に対する比は、各地域とも減少傾向が見られ、10 年当たりの減少率は、北日本の日本海側で 3.2%（信頼水準 90%で統計的に有意）、東日本の日本海側で 11.4%（信頼水準 95%で統計的に有意）、西日本の日本海側で 13.5%（信頼水準 95%で統計的に有意）である。また、全ての地域において、1980 年代初めの極大期から 1990 年代初めにかけて大きく減少しており、それ以降は東日本の日本海側と西日本の日本海側で 1980 年以前と比べると少ない状態が続いている（気象庁, 2019）。

気温が上昇して 0℃を上回ることが多くなれば、積もった雪が融解しやすくなり、同時に降水が雪から雨に変わることも多くなると考えられる。その点では、年最深積雪の減少傾向は長期的な気温の上昇傾向（第 4 章参照）と整合的である。ただし、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的短いことから、長期変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

気象庁の観測に加え、大学・研究機関の独自の積雪観測あるいは数値実験を用いた解析も行われており、主に北陸地方の平野・沿岸部の年積算降雪量や年最大積雪深には有意な減少傾向が見られるが、標高の高い山岳域の積雪の変化は小さいという報告がある（鈴木, 2010; Kawase et al., 2012）。

標高が低く気温が高い平野の積雪は冬季気温の変動に大きな影響を受けるが、標高が高く気温が低い山岳域では、積雪は冬季降水量の変動に影響を受ける。そのため、山岳域と平野部の年最大積雪深の年々変動は異なり、現時点では山岳域の積雪には平野部ほど温暖化の影響が現れていない（鈴木, 2010; Yamaguchi et al., 2013; Kawase et al., 2012; 2018; 川瀬ほか, 2019）。

表 6.1.1　日本の年最深積雪基準比の計算対象地点

地域	**観測地点**
北日本 日本海側	稚内、留萌、旭川、札幌、岩見沢、寿都、江差、倶知安、若松、青森、秋田、山形
東日本 日本海側	輪島、相川、新潟、富山、高田、福井、敦賀
西日本 日本海側	西郷、松江、米子、鳥取、豊岡、彦根、下関、福岡、大分、長崎、熊本

32 年最深積雪の値は場所による差が大きいため、偏差ではなく比（平均に対する割合）を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。

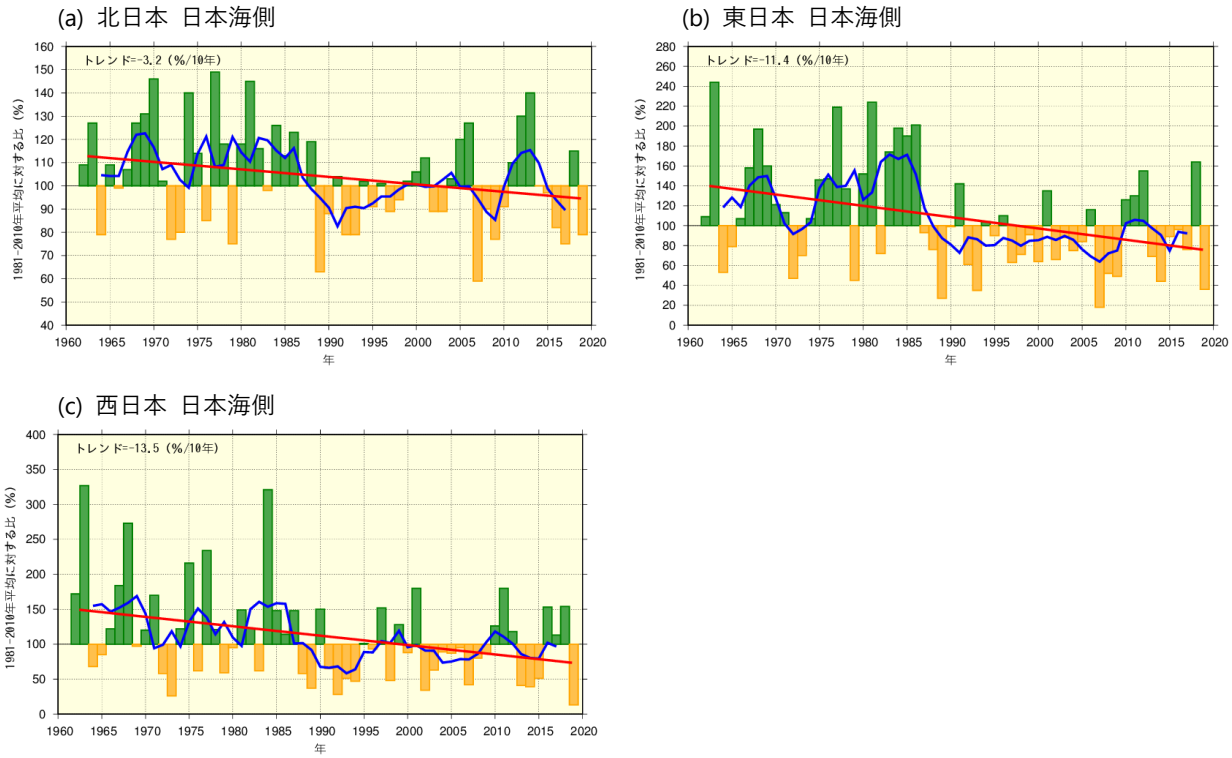


図 6.1.2　日本の年最深積雪の基準値に対する比の経年変化（1962～2019 年）

(a) 北日本の日本海側、(b) 東日本の日本海側、(c) 西日本の日本海側における、各地域の観測地点（表 6.1.1 参照）での各年の年最深積雪の基準値に対する比を平均したもの。緑（黄）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。青太線は比の 5 年移動平均値、赤直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

(2)　大雪のこれまでの変化

気象庁の日本海側の観測地点（表 6.1.1）で観測された降雪量のデータを基に算出した日降雪量 20 cm 以上の年間日数の長期変化を図 6.1.3 に示す。近年の期間に注目すると、北日本日本海側では 1 地点当たり年に数回程度、その他の地域では 1 地点当たり年に数回から 1 回未満の現象である。

日降雪量 20 cm 以上の年間日数は、日本海側では各地域とも減少しており、10 年当たりの減少率は北日本の日本海側で 0.5 日、東日本の日本海側で 0.6 日、西日本の日本海側で 0.2 日（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）である。

同じく日降雪量 50 cm 以上の年間日数は、北日本及び東日本の日本海側で有意に減少している。10 年当たりの減少率は北日本の日本海側で 0.05 日、東日本の日本海側で 0.1 日（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）である。西日本の日本海側では 1 地点当たり数年から 10 年に 1 回程度しか発生していない。日降雪量 20 cm でも同様だが、有意に減少している地域についても、1990 年代以降は発生日数が少なくなっているものの、数年おきに発生日数の多い年も現れており、ここで算出された減少率のまま頻度が減少していくかどうかは分からない。また、北日本では発生頻度の特に多い年が 1970 年前後に集中しているものの、これと長期的な変化傾向との関連を評価するのは難しい。

雪の降り方には地域特性によって大きな違いがあるため、ここで示した基準が極端な降雪の指標としてなじまない場所もあると考えられる。しかしながら、発生頻度が低い現象であることから、これ以上領域を狭めるとサンプル数が不足してしまい、評価が難しくなる。現状で 60 年に満たな

い統計期間しか確保できていないことも考えると、極端な降雪の地球温暖化に伴う長期的な変化傾向を適切に評価するためには更なるデータの蓄積が必要と言える。

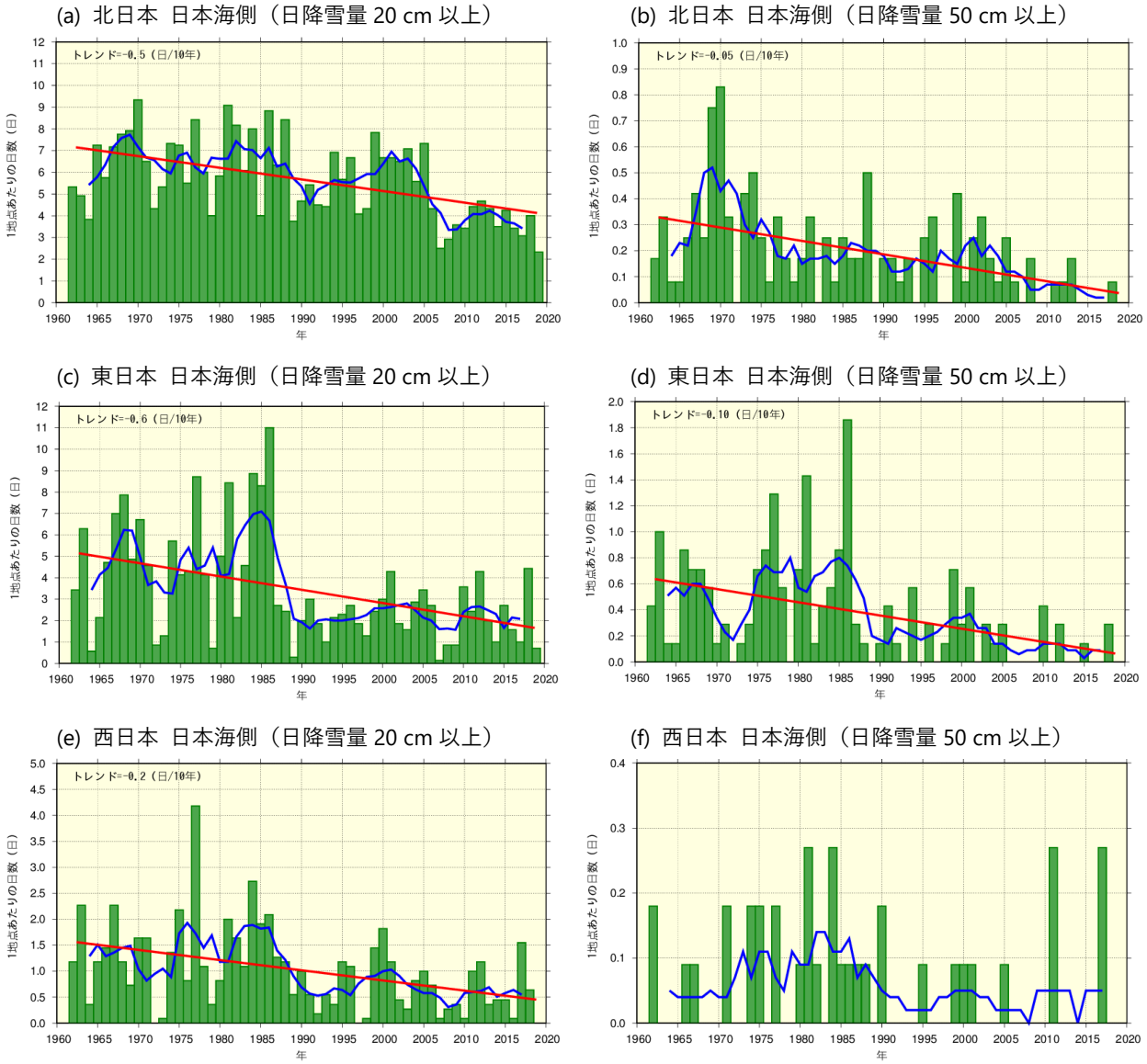


図 6.1.3　日本海側の各地域における日降雪量 20 cm 以上、50 cm 以上の年間日数の経年変化（1962～2019 年）

上段から順に、北日本、東日本、西日本の各地域日本海側について、左列（a、c、e）が日降雪量 20 cm 以上、右列（b、d、f）が日降雪量 50 cm 以上の日数。棒グラフは各地域の観測地点（表 6.1.1 参照）での各年の日数を平均した値を示す。直線は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

6.2　将来予測

6.2.1　世界

IPCC (2019) では、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] の予測等を基に、北極域並びに山岳域において、積雪面積及び積雪期間の減少が進むとしている。

北極域の秋・春の積雪面積の減少は進み、1986 年から 2005 年の期間に比べ、2031 年から 2050 年では 5%から 10%減少すると予測されている。21 世紀末にかけてはシナリオ依存性が大きく、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）であればその値で安定するが、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）であれば更に 15%から 25%減少する（*確信度が高い*）。山岳域のうち低標高域での冬期の積雪深は、シナリオによ

らず 2031 年から 2050 年までに 10%から 40%減少し（*確信度が高い*）、21 世紀末には 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 10%から 40%の減少で安定するものの、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 50%から 90%の減少となる（*確信度が高い*）。

北極域の積雪期間の減少は、秋の積雪開始の遅れ、春の融雪の早まりの両方のためで、基本的には地上気温の上昇によっている。予測される積雪域も、各モデルでの将来の昇温量に対応して減少する。シナリオによらず 2031 年から 2050 年では 5%から 10%減少し、21 世紀末にかけても RCP4.5 シナリオではそれが維持されるが、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 15%から 25%の減少になる（*確信度が高い*）。

積雪量や融雪水も、多くの地域では減少するが、21 世紀後半、ユーラシア大陸東部や北米大陸北部のような、厳冬期に十分に気温が低く降水が降雪となる地域では、大気中の水蒸気の増加に伴う降雪の増加により積雪量の増加が予測される（第 6.3 節参照）。

6.2.2　　日本

(1)　年最深積雪、年降雪量、季節性の将来予測

気象庁による予測では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、21 世紀末（2076～2095 年平均）における年最深積雪は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べて、全国的に有意に減少する（図 6.2.1）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南でのほとんどの地域で有意に減少する一方で、北海道では変化傾向が不明瞭である。両シナリオとも、広い範囲で見られている減少傾向については、気温の上昇（第 4 章参照。確信度が高い）に伴い降水がある場合も雪ではなく雨になることが増えることを反映したものと考えられ、観測されている減少傾向とも整合することから確信度は高い。全国及び各地域で平均すると、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）における東日本を除き、減少幅が年々変動の幅を大きく上回っており、21 世紀末における最深積雪は、20 世紀末にはほとんど現れないような小さい値が例年見られるようになると予測されている（図 6.2.2; 表 6.2.1）。

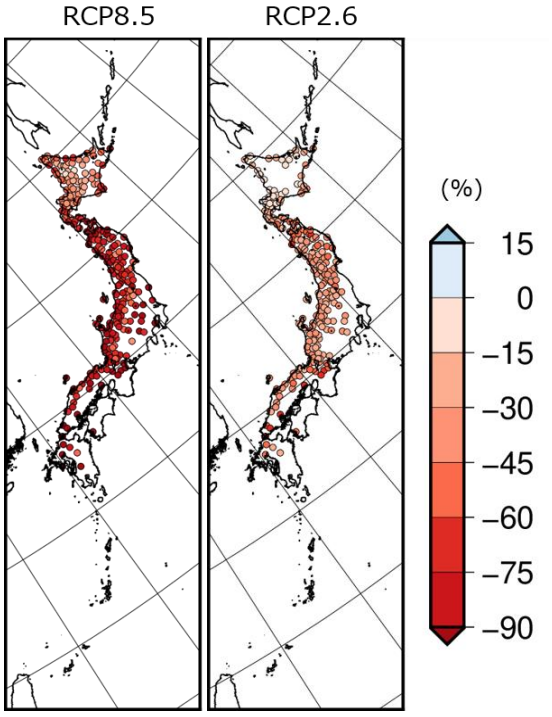


図 6.2.1　気象庁の予測による
年最深積雪の将来変化（%）
左が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、右が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測結果。地点毎にバイアス補正をした予測データを用いて、20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）の変化率で示す。増減が 4 メンバーで一致していない地点の変化率は、予測の不確実性が高いため表示していない。

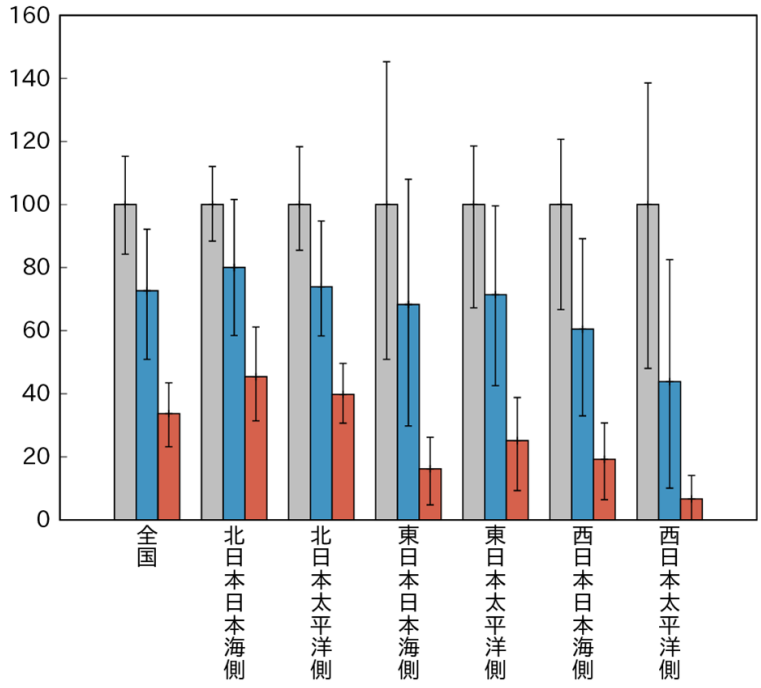


図 6.2.2　気象庁の予測による全国及び地域別の年最深積雪の将来変化（%）
地点毎にバイアス補正をした予測データを用いて、20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）における年最深積雪の比率を棒グラフ、年々変動の幅を細い縦線で示す。棒グラフの色は灰が 20 世紀末、赤が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で、青が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で予測される将来変化率に対応する。

表 6.2.1　気象庁の予測による全国及び地域別の年最深積雪の将来変化（平均値及び年々変動の幅）（%）
4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）のそれぞれについて 20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）における年最深積雪の比率（%）を「将来変化率（年々変動の下限～上限）」で示し、信頼水準 90%で有意に減少する場合は赤字としている。20 世紀末については年々変動の幅のみ示している。数値は小数点以下を四捨五入しているため、絶対値が 0.5 未満の値は「0」と表示される。

地域	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	(84 – 115)	73 (51 – 92)	34 (23 – 43)
北日本 日本海側	(88 – 112)	80 (58 – 102)	45 (31 – 61)
北日本 太平洋側	(85 – 118)	74 (58 – 95)	40 (31 – 50)
東日本 日本海側	(51 – 145)	68 (30 – 108)	16 (5 – 26)
東日本 太平洋側	(67 – 119)	71 (43 – 100)	25 (9 – 39)
西日本 日本海側	(67 – 121)	61 (33 – 89)	19 (6 – 31)
西日本 太平洋側	(48 – 139)	44 (10 – 83)	7 (0 – 14)

同じく気象庁による予測では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合、降雪量は全国的に有意に減少する（図 6.2.3; 図 6.2.5）。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南のほとんどの地域で有意に減少する一方、北海道では変化傾向が不明瞭である。両シナリオとも、広い範囲で減少傾向が予測されることについては、気温の上昇に伴う変化と考えられるため、確信度が高い。

地域ごとに見ると、全ての地域で有意な減少が予測されている（図 6.2.5; 表 6.2.2）。このうち東日本の日本海側と西日本の日本海側については、冬季の降水量も減少する傾向が予測されており

（第 5 章参照）、この予測計算で用いられたモデルにおいては冬季の北西季節風が北日本を除いて弱化する予測となっていること（第 8 章参照）が要因として考えられる。ただし、降水量の予測（第 5 章参照）と同様、地域ごとの定量的な予測については不確実性が高いと考えられる。

なお、北海道内陸部や 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）における東日本の日本海側の山間部には、厳冬期の降雪量及び最深積雪が増加する地域もあると予測されている（図 6.2.4）。これは、世界の将来予測（第 6.2.1 項）にも記載されているように、気温上昇による水蒸気量の増加に伴って降水量が増加し、かつ温暖化が進んだとしても十分に（雪が融けない程度に）寒冷な地域であれば、降雪量及び積雪量が増加することによるものと考えられる（第 6.3 節参照）が、地域規模での降水量の予測の不確実性（第 5 章参照）を考慮すると、確信度は低い。

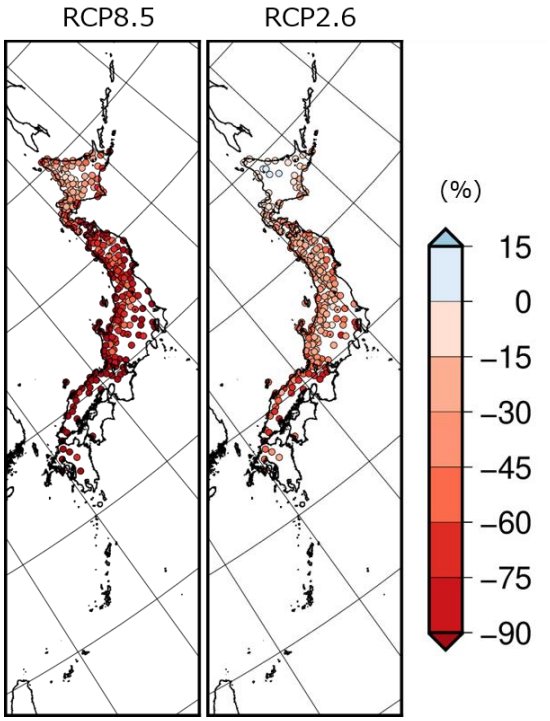


図 6.2.3　気象庁の予測による
年降雪量の将来変化（%）
左が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、右が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測結果。地点毎にバイアス補正をした予測データを用いて、20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）の変化率で示す。増減が 4 メンバーで一致していない地点の変化率は、予測の不確実性が高いため表示していない。

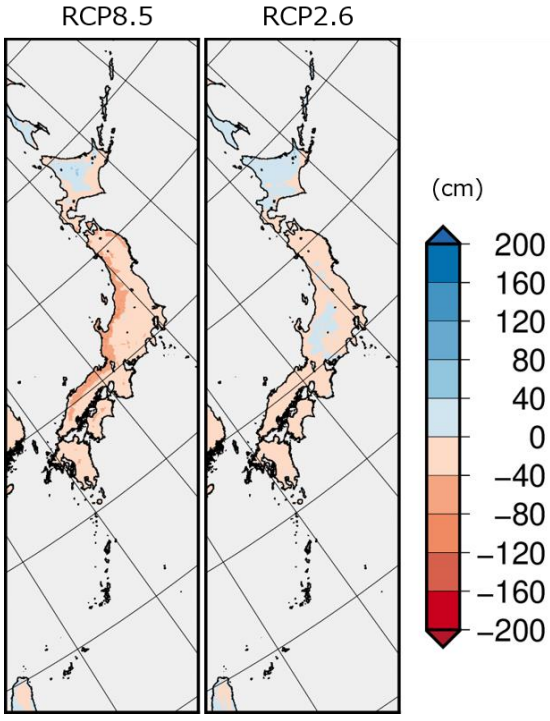


図 6.2.4　気象庁の予測による
2 月の合計降雪量の将来変化（cm）
左が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、右が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測結果。バイアス補正をしていない予測データを用いて、20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）の変化量で示す。

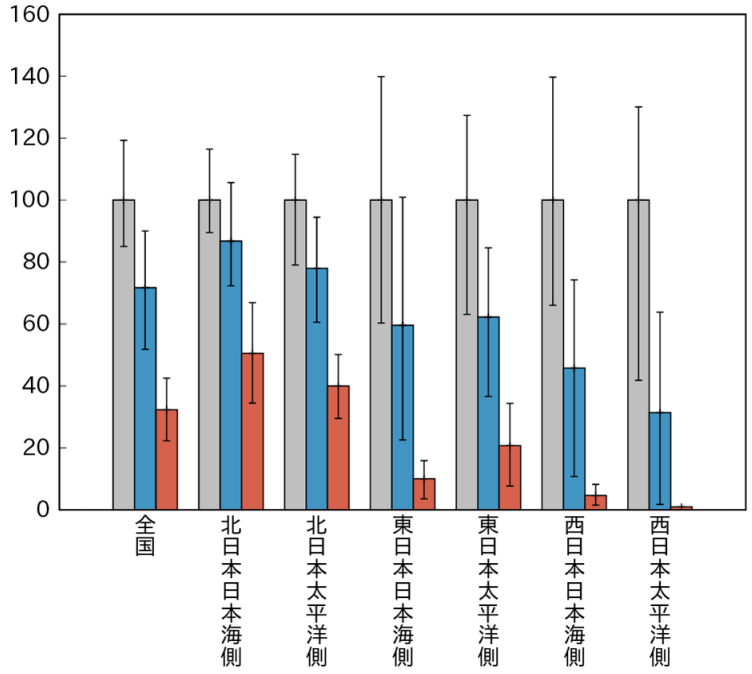


図 6.2.5　気象庁の予測による全国及び地域別の年降雪量の将来変化（%）

図の見方は図 6.2.2 と同様。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における西日本太平洋側の年々変動の幅は、適切に算出されないため示していない（詳細は付録 1 参照）。

表 6.2.2　全国及び地域別の年降雪量の将来変化（平均値及び年々変動の幅）（%）

表の見方は表 6.2.2 と同様。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における西日本太平洋側の年々変動の幅は、適切に算出されないため示していない（詳細は付録 1 参照）。

地域	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	(85 – 119)	72 (52 – 90)	32 (22 – 42)
北日本　日本海側	(90 – 116)	87 (72 – 106)	51 (34 – 67)
北日本　太平洋側	(79 – 115)	78 (61 – 94)	40 (30 – 50)
東日本　日本海側	(60 – 140)	60 (23 – 101)	10 (3 – 16)
東日本　太平洋側	(63 – 127)	62 (37 – 85)	21 (8 – 34)
西日本　日本海側	(66 – 140)	46 (11 – 74)	5 (2 – 8)
西日本　太平洋側	(42 – 130)	31 (2 – 64)	1 (--------)

日本海側の各地域における降雪量の季節変化（図 6.2.6）を見ると、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では各地域とも現在と比べて降雪期間が短くなる（始期が遅れ、終期が早まる）ことが予測されている。気温の上昇に伴って雪が雨に変わることを反映した結果と考えられることから、確信度は高い。また、北日本の日本海側や東日本の日本海側では降雪のピーク時期が 1 か月程度遅くなっているが、季節、地域規模での降雪量の予測については不確実性が高い。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では降雪期間の前半において明瞭な減少が予測されている一方、後半は 20 世紀末との差が小さくなっている（確信度が低い）。

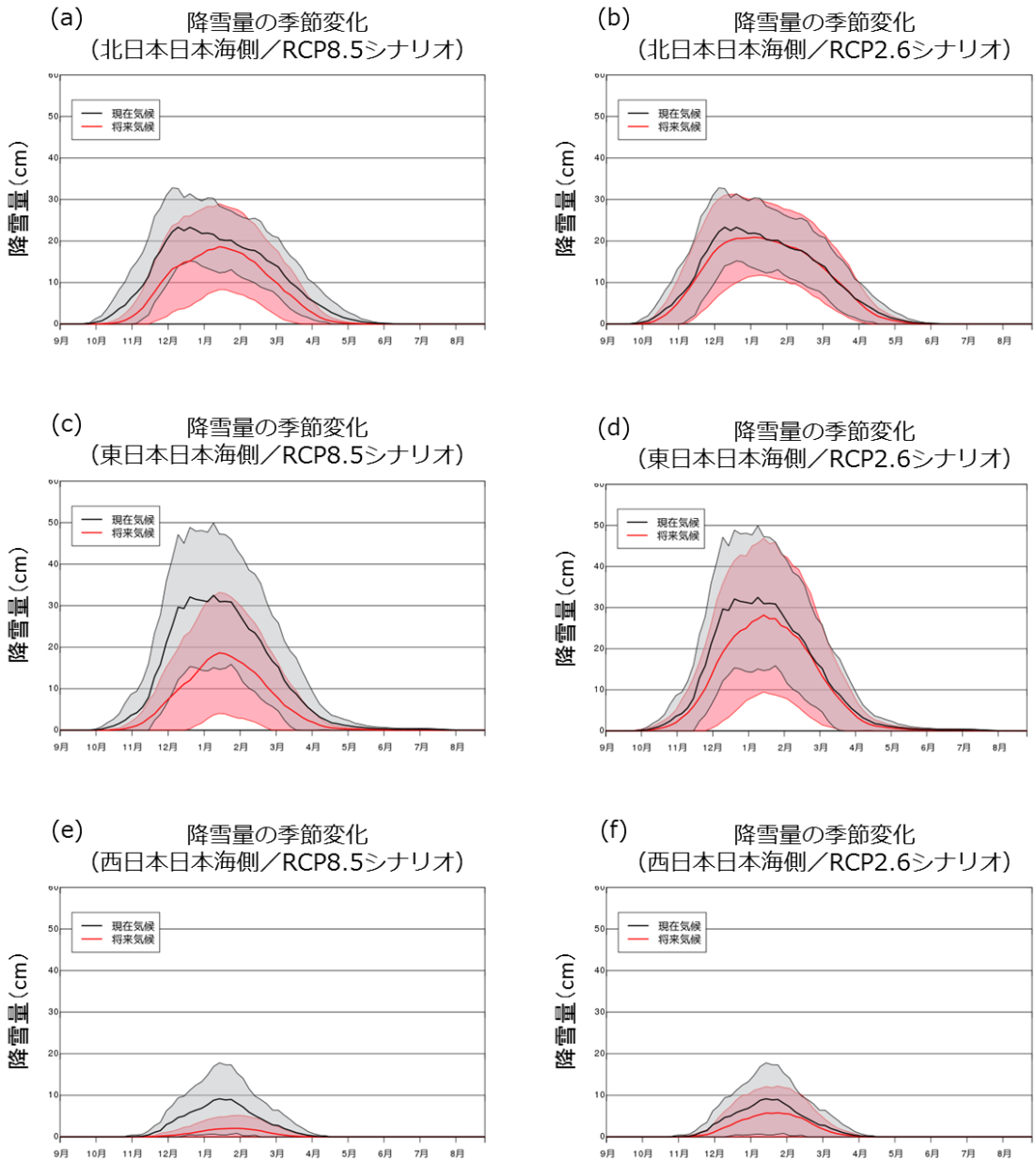


図 6.2.6　地域別の降雪量の季節進行の変化（cm）

左列に 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、右列に 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測を示す（バイアス補正をしていない予測データ）。黒は 20 世紀末（1980～1999 年平均、凡例では現在気候と表記）、赤は 21 世紀末（2076～2095 年平均、凡例では将来気候と表記）における通年半旬別値を 1 年分示したもので、折線は通年半旬別値（気候値）を示し、陰影は年々変動の幅を示す。

(a, b)：北日本 日本海側、(c, d)：東日本 日本海側、(e, f)：西日本 日本海側

(2)　極端な降雪の将来予測に関する研究事例

発生頻度が低い極端な降雪現象については大規模アンサンブルが必要であり、本報告書における気象庁による予測で扱うことは困難である。上記 (1) で示したとおり、気温上昇に伴い年間の総降雪量は全国的に減少するものの、以下に挙げる例のように、近年の研究結果から、低頻度で発生する大雪のリスクは必ずしも低下しないことが示唆されている。

Kawase et al. (2016) は、d4PDF（付録 1 参照）を用いて、世界平均気温が工業化以前と比べて約 4℃上昇した場合の日本の降雪量の変化を調べた。その結果、冬季の総降雪量は北海道山岳部を除

き減少するが、気温が 0℃を超えない本州の山岳部や北海道の内陸部では、大気中の水蒸気の増加等により、10 年に一度の大雪のような災害を起こしかねない極端な降雪が増大すると予測された（図 6.2.7）。

Sasai et al. (2019) は、d4PDF を基に水平解像度を 5 km に高解像度化した大規模アンサンブルの結果を用いて、工業化以前と比べて世界平均気温が約 2℃又は約 4℃上昇した場合の日本において、各年で最も多い日降雪量に対応する大雪が現在と比べてどのように変化するのか調べた。その結果、太平洋側では地球温暖化による気温上昇が雪を雨に変えるために大雪の降雪量が著しく減少する一方、日本海側の比較的標高が高い場所である中部日本山岳地域では現在よりも増加し得ると指摘している。

一方、Kawase et al. (2020) は、Sasai et al. (2019) の実験結果を水平解像度 1 km に高解像度化し、極端に雪が多い年や少ない年が地球温暖化によりどのように変化するか調べた。その結果、中部山岳地域において、将来の極端に雪が多い年は 12 月後半から 2 月前半に現在以上の降雪量となる一方、極端に雪が少ない年は現在よりも降雪量が減少する予測を示した。つまり、地球温暖化に伴い、豪雪の年と少雪の年が現在よりも極端化する可能性を指摘している。日本における極端な降雪現象の将来変化については、これらの研究事例があるもののまだ少数であり、更にその中で対象とされているまれにしか発生しない極端な降雪について観測データに基づく評価が難しいと考えられるため、将来予測の確信度は低い。ただし、国外においても、米国のロッキー山脈や欧州のアルプス山脈周辺、スカンジナビア半島の山岳地域等の寒冷地域では、地球温暖化に伴い強い降雪が増加する予測もなされている（de Vries et al., 2014; Lute et al., 2015; Janoski et al., 2018）。地球温暖化が進行しても十分に寒冷な地域では、気温の上昇に伴って大雪のリスクが低下すると単純に判断することができない点には注意が必要である。

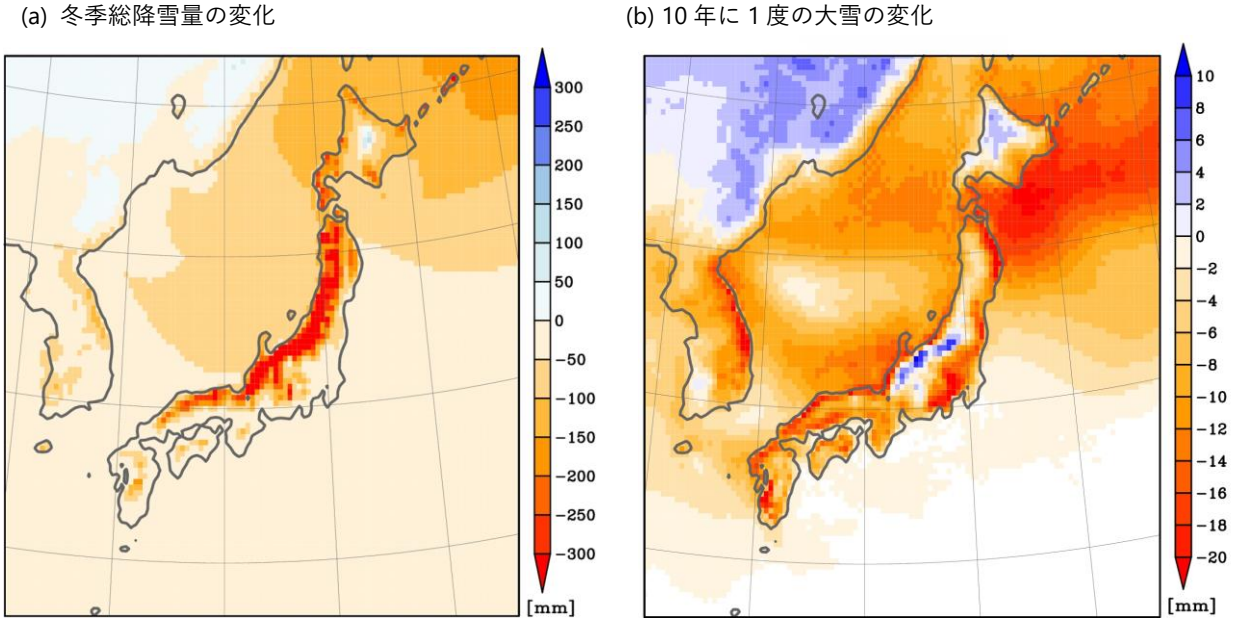


図 6.2.7　冬季（11～翌年 3 月）の総降雪量及び 10 年に一度の大雪（日降雪量）の将来変化
(a) が冬季の総降雪量の、(b) が 10 年に一度の大雪の将来変化。いずれも、d4PDF に基づき世界平均気温が 4℃上昇した場合の変化を予測した結果で、水の量（mm）に換算した値で示している。（Kawase et al. (2016) より、Climatic Change（https://www.springer.com/journal/10584）から Springer Nature の許可を得て転載 ©Springer Nature）

6.3　背景要因

気温が上昇すると、雪が融解しやすくなり、降水が雪から雨に変わることが多くなるため、全体としては降雪、積雪は減少すると考えられる。ただし、地域や季節、現象によっては例外もあり、その要因は以下のように理解することができる。

まず、気温が上昇しても 0℃以下であれば積雪は融解せず、降水は降雪のままである。そして、気温の上昇に伴って大気中の水蒸気が増加し、湿潤地域の更なる湿潤化や極端な降水の頻度・強度の増大が生じる（第 5 章参照）。これらのことから、地球温暖化が進行しても気温が 0℃以下となる地域や季節においては、降水量の増加が降積雪の増加として現れる場合もあると考えられる。

日本付近においては、地球温暖化が進行すると日本海の海面水温も上がるため、ユーラシア大陸からの寒気の吹き出しの際、より多量の水蒸気が大気に供給されるようになる。日本海側の地域で大雪が降るのは、強い寒気の吹き出しがあった時や、冬の季節風が朝鮮半島の白頭山などの山を迂回したのち日本海で合流する日本海寒帯気団収束帯が発生した時である。この時、温暖化が進行した状況下では、より多量の水蒸気が日本海から大気に供給されるとともに、大気もより多くの水蒸気を蓄えることができる。この時、沿岸域など気温が 0℃を超えている地域では大雨が降るが、気温が低い内陸部や山地では大雪として降ることになる。第 6.2.2 項の (2) で示した大雪のリスクが必ずしも低下しないことを示唆する研究結果は、このような要因を反映したものと考えられる。

気温の上昇と水蒸気量の変化に加えて、地域ごとの降水量については大気循環の変化の影響も大きく、降雪、積雪の将来予測における不確実性の要因となっている。

参考文献

de Vries H, Lenderink G and van Meijgaard E, 2014: Future snowfall in western and central Europe projected with a high-resolution regional climate model ensemble. Geophys. Res. Lett., 41, 4294 – 4299, doi:10.1002/2014GL059724.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Janoski T., Broccoli A., Kapnick S. and Johnson N., 2018: Effects of climate change on wind-driven heavy-snowfall events over Eastern North America. J. Climate, 31, 9037 – 9054.

Kawase, H., T. Yoshikane, M. Hara, M. Fujita, N. Ishizaki, H. Hatsushika and F. Kimura, 2012: Downscaling of snow cover changes in the late 20th Century using a past climate simulation method over Central Japan. SOLA, 8, 61 – 64.

Kawase, H., A. Murata, R. Mizuta, H. Sasaki, M. Nosaka, M. Ishii and I. Takayabu, 2016: Enhancement of heavy daily snowfall in central Japan due to global warming as projected by large ensemble of regional climate simulations. Climatic Change, 139, 265 – 278, https://doi.org/10.1007/s10584-016-1781-3.

Kawase, H., A. Yamazaki, H. Iida, K. Aoki, H. Sasaki, A. Murata and M. Nosaka, 2018: Simulation of extremely small amounts of snow observed at high elevations over the Japanese Northern Alps in the 2015/16 winter. SOLA, 14, 39 − 45, doi:10.2151/sola.2018-007.

Kawase, H., T. Yamazaki, S. Sugimoto, T. Sasai, R. Ito, T. Hamada M. Kuribayashi, M. Fujita, A. Murata, M. Nosaka and H. Sasaki, 2020: Changes in extremely heavy and light snow-cover winters due to global warming over high mountainous areas in central Japan. PEPS, accepted.

Lute A.C., Abatzoglou J.T., Hegewisch K.C., 2015: Projected changes in snowfall extremes and interannual variability of snowfall in the western United States. Water Resour. Res., 51, 960.972, doi:10.1002/2014WR016267.

Sasai, T., H. Kawase, Y. Kanno, J. Yamaguchi, S. Sugimoto, T. Yamazaki, H. Sasaki, M. Fujita and T. Iwasaki, 2019: Future Projection of Extreme Heavy Snowfall Events With a 5-km Large Ensemble Regional Climate Simulation. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124, https://doi.org/10.1029/2019JD030781.

Yamaguchi, S., K. Iwamoto and S. Nakai, 2013: Interannual fluctuations of the relationship between winter precipitation and air temperature in the heavy-snowfall zone of Japan. Ann. Glaciol., 54, 183 – 188.

気象庁，2017：地球温暖化予測情報第 9 巻.

気象庁，2019：気候変動監視レポート 2018.

鈴木博人，2010：新潟県とその周辺における降積雪量の 1927-2005 年の経年変化：鉄道駅構内の露場で観測された降積雪量データを用いた解析．天気、57、289 – 303.

川瀬宏明，飯田肇，青木一真，島田亙，野坂真也，村田昭彦，佐々木秀孝，2019：立山黒部アルペンルートにおける積雪観測と異なる水平解像度の非静力学地域気候モデル（NHRCM）を用いた積雪再現実験の比較．地学雑誌，128，77 – 92.

第7章　　熱帯低気圧

観測事実

- 台風の発生数、日本への接近数・上陸数に長期的な変化傾向は見られない。
- 台風の強度に長期的な変化傾向は見られない。
- 北西太平洋域では、台風の強度が最大となる緯度がやや高緯度側へ移動する傾向が見られる（*確信度は低から中程度*）。

将来予測

- 世界では全熱帯低気圧に占める非常に強い熱帯低気圧の割合が増加する（確信度は高から中程度）。
- 日本付近の台風の強度は強まる（確信度が中程度）。
- 日本付近の台風に伴う雨の年間総量に変化はないが、個々の台風の降水量は増加する（確信度が中程度）。

7.1　　観測事実

7.1.1　　世界

熱帯又は亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧と言う。ここではまず、世界における熱帯低気圧の長期変化傾向を述べる。IPCC (2013) では、北大西洋域において 1970 年代以降、強い熱帯低気圧の発生数や強度に増加傾向があることについては*確信度が高い*が、その要因を人為起源とすることについては*確信度が低い*と評価している。一方、その他の海域においては、熱帯低気圧の発生数に有意な長期変化傾向は見られず、強度の増加傾向に関しては十分な精度による長期間の観測が不足していることから*確信度は低い*としている。

世界の熱帯低気圧の強度は、平均的には低緯度帯で最大となるが、Kossin et al. (2014) は強度が最大となる緯度が過去 30 年間にやや高緯度側へ変化していることを示した。これに対して、解析対象とする期間や海域、熱帯低気圧の強度などにより変化の程度や変化する方向などが異なることを指摘する研究もあり（Tennille and Ellis 2017; Zhan and Wang 2017）、世界的な長期変化傾向としての確信度は低い。

世界の平均的な熱帯低気圧の進行速度に関しては、低下を指摘する研究（Kossin 2018）はあるものの、その変化傾向に対する研究者間の見解は一致しておらず（Moon et al., 2019; Lanzante, 2019; Kossin, 2019; Yamaguchi et al., 2020）、*確信度は低い*（Knutson et al., 2019）。

7.1.2　　日本付近（台風）

熱帯低気圧のうち、北西太平洋又は南シナ海に存在し、なおかつ低気圧域内の最大風速（10 分間の平均風速）がおよそ 17 m/s（34 ノット）以上のものを、日本では台風と呼んでいる。図 7.1.1 に台風の発生数や日本への接近数・上陸数を示す。ここでは、台風の中心が国内のいずれかの気象官署等から 300 km 以内に入った場合を「接近」、北海道、本州、四国、九州の海岸線に達した場合を「上陸」と判定している。

台風の発生数は、1960 年代中頃、1990 年代初め、2010 年代中頃に増加が見られ、1990 年代後半から 2010 年代初めにかけては平年より少ない年が多かった。1951 年から 2019 年の期間全体では、数十年スケールの変動や年々の変動が卓越する一方、長期的な変化傾向は見られない。なお、気象

庁が静止気象衛星ひまわりによる本格的な観測を開始したのは 1978 年であり、それ以前の台風発生数については見落としの可能性がある。また、より正確な長期変化傾向の把握には、更に多くのデータの蓄積が必要である。

日本への接近数は、発生数に似た傾向の変動を示し、発生数と同様に長期変化傾向は見られない。日本への上陸数においても、長期的な変化傾向は見られない。

台風の強さの変化を見るため、図 7.1.2 に「強い」以上の台風の発生数・割合を示す。気象庁では 1977 年以降の台風について、10 分間平均風速の最大値が 33 m/s 以上のものを「強い」、44 m/s 以上のものを「非常に強い」、54 m/s 以上のものを「猛烈な」台風と分類しており、図 7.1.2 では、台風の発生から消滅までの間に「強い」以上に分類された台風を対象としている。「強い」以上の台風は、年間 10 個から 20 個程度発生することが多く、発生数、割合とも、1980 年代後半から 1990 年代初めや 2000 年代中頃にやや増加し、1990 年代後半や 2010 年代初めにはやや減少している。また、年々の変動も大きい。その一方で、長期的な変化傾向は見られない。

台風に関するここまでの結果は気象庁のデータに基づくものであるが、台風の発生数や強さの長期変化傾向については、国際的なデータの比較・検討も行われている（例えば、Ying et al., 2012）。このうち、Mei and Xie (2016) は、1 分間平均風速を基にした米国合同台風警報センター（JTWC）のデータ及び 10 分間平均風速に基づく気象庁のデータを補正して用い、強い台風の発生数・割合、北西太平洋全域の台風の生涯最大強度、更に日本を含む東アジアに上陸しやすい経路をとる台風の生涯最大強度にについて、1970 年代後半以降で増加傾向があることを示した。一方、Ying et al. (2012) では、台風に関する長期変化傾向は、データの違いのほか、解析対象とする期間、解析手法の違いによっても異なり、強い台風に関する長期変化傾向では特に違いが大きいことを指摘している。IPCC (2019) では、強い台風の増加傾向について*確信度は低い*と評価している。

台風の強度が生涯最大となる緯度について、Kossin et al. (2016) は、やや高緯度側へ変化する傾向が、北西太平洋域では他の海域に比べて比較的明瞭である（図 7.1.3）と指摘している。IPCC (2019) や Knutson et al. (2019) は、その長期変化傾向の*確信度は低から中程度*であるものの、変化の要因を人為起源とすることについては*確信度が低い*としている。

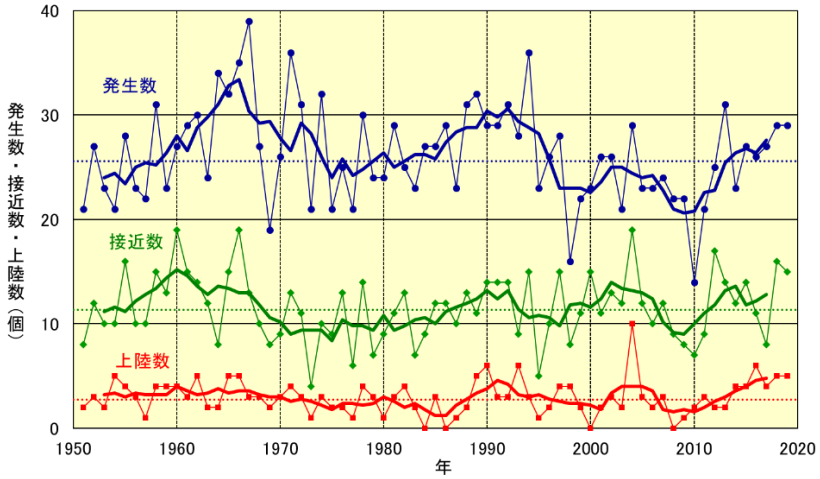


図 7.1.1　台風の発生数・接近数・上陸数

細実線で結ばれた点は各年の数、太線は 5 年移動平均、細い破線は平年値（1981～2010 年平均）を示す。

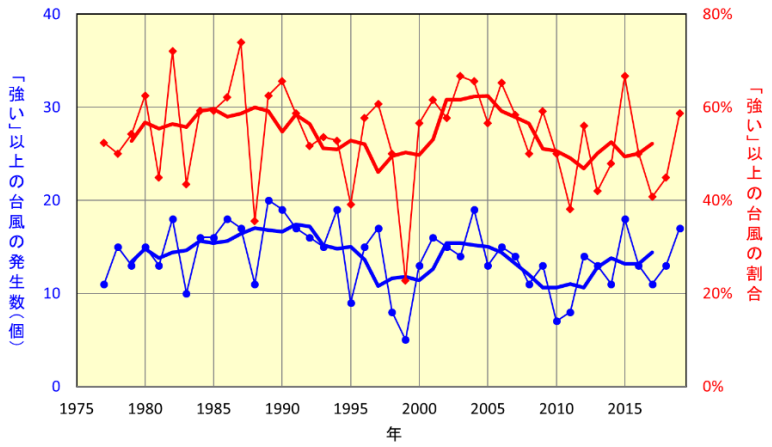


図 7.1.2　「強い」以上の台風の発生数・割合

青細線は「強い」以上の台風の発生数、赤細線は台風の年間発生数に対する「強い」以上の台風の割合。太線は 5 年移動平均。

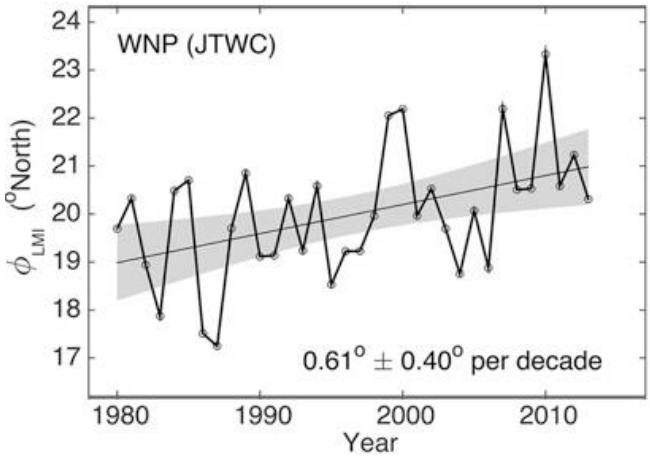


図 7.1.3　台風の強度が生涯中最大となる緯度（北西太平洋域）

縦軸は緯度（北緯）、横軸は年、太線（黒）は年平均した緯度（北緯）、直線（灰色）と陰影は長期変化傾向とその信頼区間（95%）、図中の数値（0.61°±0.40°）は、10 年当たりの長期変化傾向とその信頼区間（95%）を表す。米国合同台風警報センター（JTWC）のデータに基づく。（Kossin et al. (2016) より転載 © American Meteorological Society. Used with permission）

7.2　将来予測

7.2.1　世界

本項では、最新のレビュー論文である Knutson et al. (2020) に基づく世界の熱帯低気圧の将来予測を中心に記述する。Knutson et al. (2020) は、これまでに行われた複数の研究結果を用いて世界平均気温が 2 度上昇する前後の熱帯低気圧の変化を示しており、既出の IPCC 報告書以降に得られた熱帯低気圧の将来予測に関する最新の知見が多く含まれている。なお、本項で示す確信度は、本報告書における規定の書式（第 1.5 節参照）で記載しているものを除き、Knutson et al. (2020) において示されているものである。

世界の高解像度大気大循環モデル（GCM[33]）の気候シミュレーションの多くは、温暖化気候において熱帯低気圧の数が減少することを予測している（Knutson et al., 2020）（図 7.2.1）。ただし、統計的ダウンスケール実験や、現在と温暖化気候で熱帯低気圧の種を同じ数だけ与える力学的ダウンスケール（例えば Emanuel, 2013）と粗い解像度の一部の GCM（例えば Murakami et al., 2014）、1 つの高解像度結合 GCM（Bhatia et al., 2018）は、数の増加を予測している。また、数の変化についての理論は確立されていない。そのため、将来熱帯低気圧の数は減少すると考えられるものの、確信度については評価が分かれている。

熱帯低気圧の数の減少をもたらすメカニズムの一つとして、温暖化に伴い熱帯対流圏の大気が安定化し、熱力学バランスから規定される熱帯の平均上昇流が減少することで熱帯低気圧発達が阻害されるという説がある（Sugi et al., 2012）。また、個々の熱帯低気圧の強度が高まることにより、熱帯低気圧 1 つ当たりの上昇流は増加するため、同じ平均上昇流であっても熱帯低気圧の発生数は減少する（Satoh et al., 2015）という研究結果も示されている。

熱帯低気圧に伴う雨と風は強まると予測され（図 7.2.1）、その確信度は高から中程度と評価されている。降水強化のメカニズムはよく理解されており、地球温暖化に伴い大気が保持できる水蒸気量が増加する（クラウジウス・クラペイロンの関係。気温が 1℃上昇するごとに飽和水蒸気量が 7%程度増加する）ため、仮に同じ風の強さの熱帯低気圧としても、水蒸気収束の増加で降水は強まり、風が強まると更に降水は強まる。確認されている最新の予測結果も、すべてが降水の増加を示している（Knutson et al., 2020）。熱帯低気圧に伴う最大地表風速の増加は海面水温などの環境場から推定される熱帯低気圧の可能発達強度理論（Emanuel, 1986）と整合的で、地球温暖化に伴う海面水温上昇を中心とした環境場の変化により、熱帯低気圧がより高い強度まで発達できるようになると考えられている。比較的古いわずかな GCM 実験では強度は変わらないという結果を出しているが、最新の GCM やダウンスケール実験は全てが強化を示している（Knutson et al., 2020）。

非常に強い熱帯低気圧（Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale Category 4 – 5。1 分平均最大地表風速 59 m/s 以上）の数については、最新の高解像度 GCM も含め、これまでの予測では増える結果と減る結果が混在している（図 7.2.1）。非常に強い熱帯低気圧の発生数は、熱帯低気圧全体の発生数の変化と風速の変化の両方の影響を受け、地球温暖化に伴い単調な増減をするとは限らないため、将来予測の不確実性が高い。その一方で、非常に強い熱帯低気圧が全ての熱帯低気圧に占める割合は、個々の熱帯低気圧の風速に類似した指標として評価することができ、ほぼすべての高解像度 GCM が増加を示している。そのため、非常に強い熱帯低気圧が全ての熱帯低気圧に占める割合は将来増加すると考えられ、その確信度は高から中程度と評価されている。（Knutson et al., 2020）

熱帯低気圧の地理的分布に関しては、多くの研究でハワイを含む中央北太平洋域における存在頻度の増加が予測されている（確信度が中程度）。その背景要因としては、海面水温及び大気循環の変化が考えられている。例えば Murakami et al. (2013) は、ハワイ周辺や中央北太平洋域において、鉛直流や水平風鉛直シアーに関連する熱帯循環と海面水温が、熱帯低気圧が発達しやすい分布になることを示し、Knutson et al. (2015) では、海域ごとの海面水温上昇が各領域のほとんどの熱帯低気圧に関する指標と相関していることを示した。また、海面水温上昇の分布は、一般に予測により

33 General Circulation Model（大循環モデル）。大気や海洋の大規模な流れを計算するために用いられる。ここでは、特に必要がない限り、大気のみを対象とする大気大循環モデルと、大気と海洋の両方を対象とする結合大循環モデルの両方を、GCM と称している。

不確実性があると考えられているが、Yoshida et al. (2017) は、将来予測に 6 種類の代表的な海面水温上昇の分布を用いた上で、同様の頻度増加が有意に見られることを示した（図 7.2.2）。加えて Yamaguchi et al. (2020) では、日本を含む中緯度域において偏西風の北上により熱帯低気圧の移動速度が遅くなり、各地点で見た場合の熱帯低気圧の影響が長引くことで、自然災害リスクが高まる可能性が指摘されている。

非常に強い熱帯低気圧について、地理的分布で存在頻度を議論している研究は少数ながら存在する（Murakami et al., 2012; Knutson et al., 2015; Sugi et al., 2016; Yoshida et al., 2017）。シナリオ等の実験設定はそれぞれ異なるものの、そのいずれもが、日本の南海上での頻度の増加を予測している（図 7.2.2）。これらの研究は同時に、北西太平洋の南西側での頻度の減少を予測している。非常に強い熱帯低気圧より弱いものも含むカテゴリー3 以上の存在頻度を予測した研究（Bhatia et al., 2018）では、北西太平洋の南西側で減少ではなく増加が見られるものの、日本の南海上では同様に増加を示している。上記の日本の南海上での増加を示した GCM は、モデル別には 4 種類、GCM の解像度や対流スキームの違いを含めても 7 種類であり、多くはないが、非常に強い熱帯低気圧の存在頻度の地理分布を議論したものは全て一貫した結果を示している。そのため、日本の南海上で非常に強い熱帯低気圧の存在頻度が将来増加すると考えられる（確信度が中程度）。この中の一つの研究（Knutson et al., 2015）では、大気海洋結合効果を加えた領域ダウンスケールを行った上で同様の結果を示しており、大気海洋結合効果や更なる高解像度化の影響を加味しても一貫した結果が得られる可能性を示している。また Yoshida et al. (2017) は、d4PDF（付録 1 参照）に対して最大地表風速にバイアス補正（Sugi et al., 2016）を施し、将来予測の不確実性の低減を試みた上での結果である点も重要である。

ただし、GCM の解像度が粗いこと等が原因で熱帯低気圧の強度が観測より弱い傾向があること、発達が遅れて高緯度側で強度が大きめに出る北偏バイアスがあること（Kanada and Wada, 2017）、過発達を抑える大気海洋結合効果は一部の GCM しか取り入れられていないことなど、熱帯低気圧の再現性に関する問題は依然としてあり、更なる予測モデルの改善が必要である。

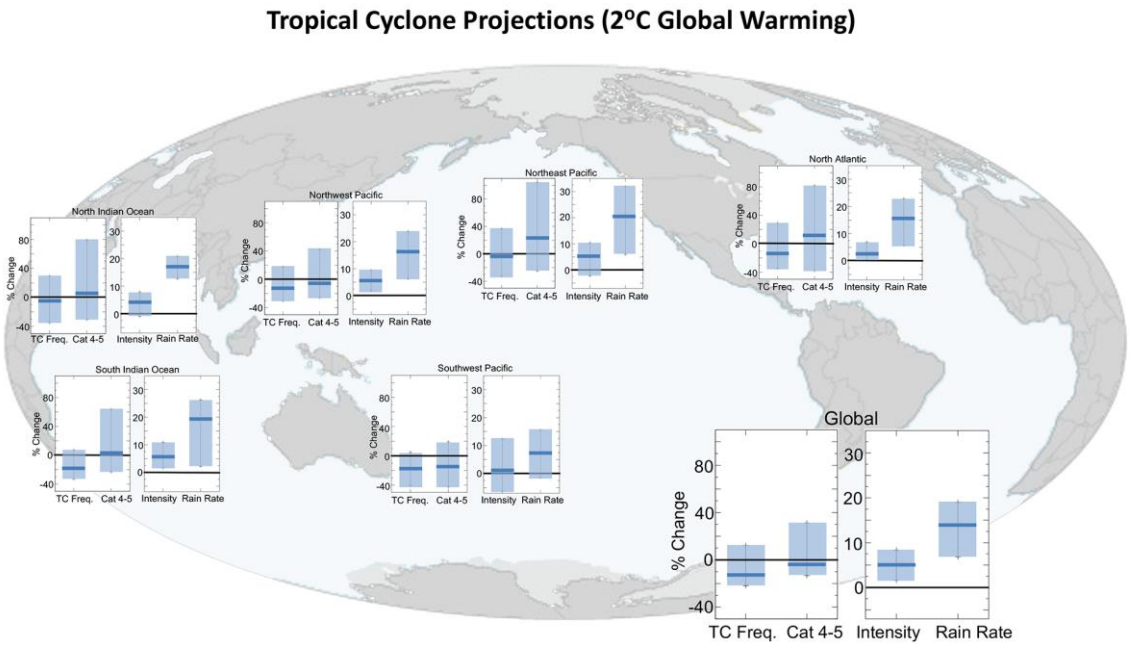
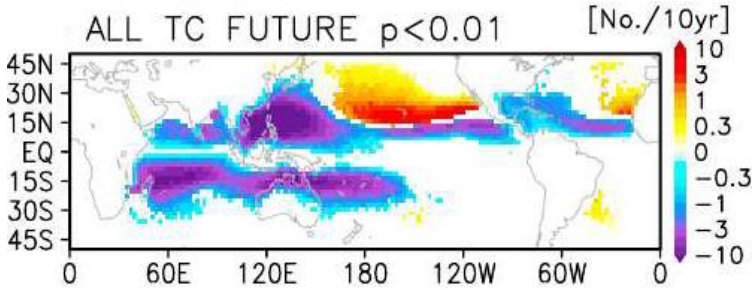


図 7.2.1　世界平均気温が 2 度上昇した場合の熱帯低気圧（TC）の変化予測

各海域（上段左から、北インド洋、北西太平洋、北東太平洋、北大西洋、下段左から、南インド洋、南西太平洋）と世界平均について、TC 及び非常に強い TC の頻度並びに TC 強度及び TC 周囲の降水率の、予測される変化率の中央値とパーセンタイル範囲[26]が示されている。TC 頻度については、公表されている推定値全体の 5〜95 パーセンタイル範囲が示されている。他の 3 つについては、10〜90 パーセンタイルの範囲が表示されている。使用されている研究データの詳細については転載元の補足資料を参照。（Knutson et al. (2020) より転載 © American Meteorological Society. Used with permission）

(a) 全ての熱帯低気圧の存在頻度の将来変化



(b) 非常に強い熱帯低気圧の存在頻度の将来変化

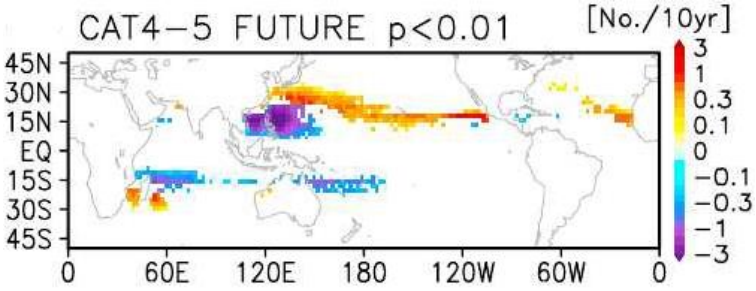


図 7.2.2　熱帯低気圧の存在頻度の将来変化

(a) は全ての、(b) は非常に強い（地表最大風速 59 m/s 以上の）熱帯低気圧について、存在頻度の将来変化を、d4PDF の 4℃昇温実験と過去再現実験の差分として算出したもの。カラースケールは 10 年当たりの頻度を表す。（Yoshida et al. (2017) より転載）

7.2.2　　日本付近（台風）

いまのところ、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）を使用した台風の研究は存在しない。以下に示す結果は、特記しない限り、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による 21 世紀末の将来気候、又は世界平均気温が 4℃上昇した状態に相当する予測の下での結果である。

温室効果ガス排出シナリオによる将来予測実験及び過去の台風事例を地球温暖化が進行した条件下で再現する擬似温暖化実験の結果によると、将来、日本付近の台風の強度が強まることが予測されている（確信度が中程度）。Tsuboki et al. (2015) の SRES A1B シナリオを用いた実験によると、21 世紀末においてはスーパー台風と呼ばれる階級の台風の最大強度が増大し、スーパー台風の強度で日本にまで達することが予測されている。ここで、スーパー台風とは、米国合同台風警報センター（JTWC）が設定する最大強度階級であり、1 分平均の最大地上風速が 130 ノット（約 67 m/s）以上に相当する。この研究では、全球モデルによる現在気候及び将来気候シミュレーションデータから、それぞれ 30 個の強い台風を抽出し、地域気候モデルを用いた力学的ダウンスケーリングによって台風の最大強度を見積もった（図 7.2.3）。この研究で使用されたモデルによると、温暖化時に最も発達した台風の中心気圧が 860 hPa 程度、最大風速が 85 m/s から 90 m/s になる可能性が示された。現在気候実験における同様の台風との差は、中心気圧では 20 hPa 程度、最大風速では 15 m/s 程度であった。また、Kanada et al. (2020) では、4 km 格子の地域気候モデルを用いた約 100 個の力学的ダウンスケーリング実験が行われた。温暖化を想定した実験と現在気候実験の結果を比較すると、日本付近の台風の中心気圧は、平均で 958 hPa から 948 hPa に下がることが確認された。温暖化時の極端に発達した台風の壁雲内には、強くかつ高い高度にまで到達する上昇流が存在しており、温暖化に伴う海面水温の上昇と地表付近の水蒸気量の増加の影響が見られた。

個別の台風事例を対象に擬似温暖化実験を行うことで、台風に対する地球温暖化の影響を調べた研究もあり、日本付近では台風の強度が強まる結果となったものが多い。以下に挙げる研究では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における 21 世紀末の海面水温、気温を上乗せした擬似温暖化実験を行っている。Kanada et al. (2017) では、昭和 34 年台風第 15 号（1959 年の伊勢湾台風）を対象として、4 種類の 5 km 格子間隔の地域気候モデルを用いた比較実験が実施された。その結果、全てのモデルにおいて、温暖化時における伊勢湾台風の強度が増大するという結果が得られた。強度増大の原因としては、地球温暖化による対流圏下層の水蒸気量の増加が壁雲内側での顕著な上昇流、ひいては潜熱放出をもたらすことが挙げられている。また、Takemi et al. (2016) では平成 3 年台風第 19 号（1991 年の台風 Mireille）、Ito et al. (2016) では平成 16 年台風第 18 号（2004 年の台風 Songda）を対象とした擬似温暖化実験を実施し、温暖化条件下においては成熟期に台風が強化されるという結果を得た。

一方、台風に伴う降水については、将来個々の台風の雨量が増加する（確信度が中程度）が、年間を通して考えた場合の台風全体の降水量に変化はない。Watanabe et al. (2019) によると、日本に接近する台風は減少するものの、個々の台風の降水強度が増大する。これらの効果が相殺するため、台風に伴う降水の年間総量には有意な変化がない。また、台風に伴う非常に激しい降水の頻度が増加する。これは台風接近数の減少と比べて、個々の台風の降水強度増大の影響をより強く受けるためである。

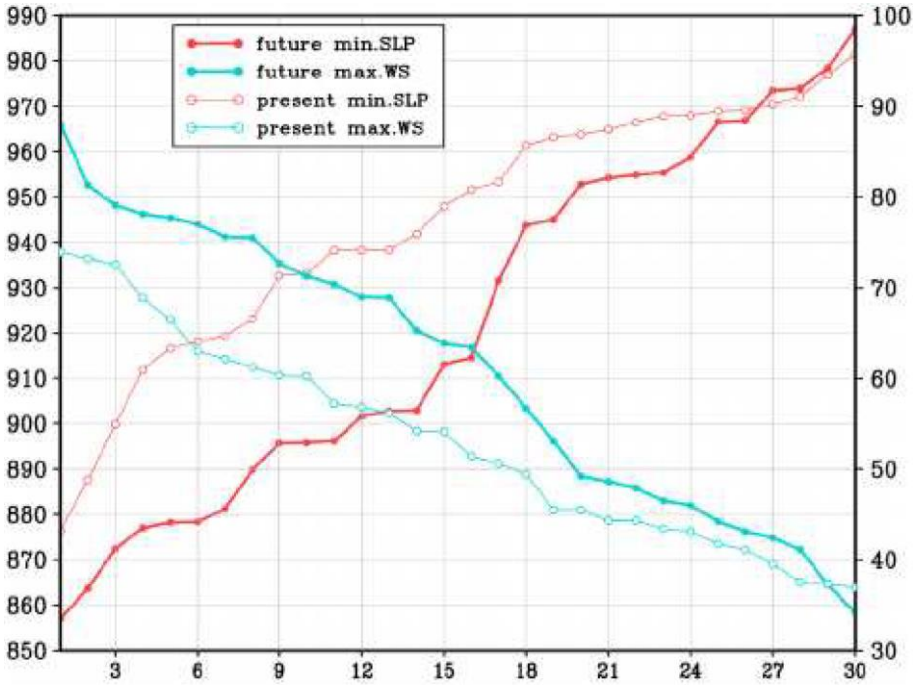


図 7.2.3　現在気候及び将来気候における、強い台風（各期間の上位 30 個）の最大強度

横軸は、現在気候（1979～1993 年、細線）及び将来気候（2074～2087 年、太線）それぞれで強い方から順に選んだ 30 個の台風事例。左縦軸は中心気圧（赤、hPa）、右縦軸は最大風速（水色、m/s）を表す。（Tsuboki et al. (2015)より、CC-BY-NC-ND 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by-nc-nd/4.0/）に基づき転載）

参考文献

Bhatia, K., G. Vecchi, H. Murakami, S. Underwood and J. Kossin, 2018: Projected response of tropical cyclone intensity and intensification in a global climate model. J. Climate, 31, 8281 – 8303, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0898.1.

Emanuel, K.A., 1986: An Air-Sea Interaction Theory for Tropical Cyclones. Part I: Steady-State Maintenance. J. Atmos. Sci., 43, 585 – 605, https://doi.org/10.1175/1520-0469(1986)043<0585:AASITF>2.0.CO;2.

Emanuel, K.A., 2013: Downscaling CMIP5 climate models shows increased tropical cyclone activity over the 21st century. Proc. Nat. Acad. Sci., 110: doi: 10.1073/pnas.1301293110.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨ rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Ito, R., T. Takemi and O. Arakawa, 2016: A possible reduction in the severity of typhoon wind in the northern part of Japan under global warming: A case study. SOLA, 2016, 12, 100 − 105.

Kanada, S., T. Takemi, M. Kato, S. Yamasaki, H. Fudeyasu, K. Tsuboki, O. Arakawa and I. Takayabu, 2017: A multimodel intercomparison of an intense typhoon in future, warmer climate by four 5-km-mesh models. J. Climate, 30, 6017 – 6036.

Kanada, S., K. Tsuboki and I. Takayabu, 2020: Future changes of tropica cyclones in the midlatitudes in 4-km-mesh downscaling experiments from large-ensemble simulations, SOLA, https://doi.org/10.2151/sola.2020-010.

Knutson, T., S. J. Camargo, J. C-L. Chan, K. Emanuel, C.-H. Ho, J. Kossin, M. Mohapatra, M. Satoh, M. Sugi, K. Walsh and L. Wu, 2019: Tropical cyclones and climate change assessment: Part I. Detection and attribution. Bull. Amer. Meteor. Soc., DOI: 10.1175/BAMS-D-18-0189.1

Knutson, T., S. J. Camargo, J. C. Chan, K. Emanuel, C. Ho, J. Kossin, M. Mohapatra, M. Satoh, M. Sugi, K. Walsh and L. Wu, 2020: Tropical Cyclones and Climate Change Assessment: Part II. Projected Response to Anthropogenic Warming. Bull. Amer. Meteor. Soc., 101, E303–E322, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0194.1.

Knutson, T. R., J. J. Sirutis, M. Zhao, R. E. Tuleya, M. Bender, G. A. Vecchi, G. Villarini and D. Chavas, 2015: Global projections of intense tropical cyclone activity for the late 21st century from dynamical downscaling of CMIP5/RCP4.5 scenarios. J. Climate, 28(18), DOI:10.1175/JCLI-D-15-0129.1

Kossin, J.P., 2018: A global slowdown of tropical-cyclone translation speed. Nature, 558, 104-107.

Kossin, J.P., 2019: Reply to: Moon, I.-J. et al.; Lanzante, J. R., Nature, 570, E16-E22.

Kossin, J.P., K.A. Emanuel and S. J. Camargo, 2016: Past and projected changes in western North Pacific tropical cyclone exposure. J. Climate, 29, 5725 – 5739.

Kossin, J.P., K.A. Emanuel and G.A. Vecchi, 2014: The poleward migration of the location of tropical cyclone maximum intensity. Nature, 509, 349 – 352.

Lanzante, J.R., 2019: Uncertainties in tropical-cyclone translation speed. Nature, 570, E6-E15.

Mei, W. and S.-P. Xie 2016: Intensification of landfalling typhoons over the northwest Pacific since the late 1970s. Nature Geoscience, 9, 753 – 757.

Moon, I,-J., S.-H. Kim and J. C.L. Chan, 2019: Climate change and tropical cyclone trend. Nature, 570, E3-E5.

Murakami H, Hsu P-C, Arakawa O and Li Y., 2014. Influence of model biases on projected future changes in tropical cyclone frequency of occurrence. J. Climate, 27: 2159 – 2181.

Murakami, H., Y. Wang, H. Yoshimura, R. Mizuta, M. Sugi, E. Shindo, Y. Adachi, S. Yukimoto, M. Hosaka, S. Kusunoki, T. Ose and A. Kitoh, 2012. Future changes in tropical cyclone activity projected by the new High-Resolution MRI-AGCM. J. Climate, 25(9): 3237 – 3260.

Satoh, M., Y. Yamada, M. Sugi, C. Kodama and A.T. Noda, 2015: Constraint on future change in global frequency of tropical cyclones due to global warming. J. Meteorol. Soc. Japan, 93, 489 – 500, doi:10.2151/jmsj.2015-025.

Sugi, M., H. Murakami and K. Yoshida, 2016. Projection of future changes in the frequency of intense tropical cyclones. Clim. Dyn., 49(1-2): 619 – 632.

Sugi M, Murakami H and Yoshimura J., 2012: On the mechanism of tropical cyclone frequency changes due to global warming. J. Meteor. Soc. Japan, 90A: 397 – 408.

Takemi, T., R. Ito and O. Arakawa, 2016: Effects of global warming on the impacts of Typhoon Mireille (1991) in the Kyushu and Tohoku regions. Hydrological Research Letters 10, 81 – 87.

Tennille, S.A. and K.N. Ellis, 2017: Spatial and temporal trends in the location of the lifetime maximum intensity of tropical cyclones. Atmosphere, 8, 198, doi:10.3390/atmos8100198.

Tsuboki, K., M. K. Yoshioka, T. Shinoda, M. Kato, S. Kanada and A. Kitoh, 2015: Future increase of supertyphoon intensity associated with climate change. Geophys. Res. Lett., 42, 646 – 652.

Watanabe, S. I., A. Murata, H. Sasaki, H. Kawase and M. Nosaka, 2019: Future projection of tropical cyclone precipitation over Japan with a high-resolution regional climate model, J. Meteor. Soc. Japan, 97, 805 – 820.

Yamaguchi, M., J. C. L. Chan, I.-J. Moon, K. Yoshida and R. Mizuta, 2020: Global warming changes tropical cyclone translation speed. Nature Communications, 11:47, https://doi.org/10.1038/s41467-019-13902-y.

Ying, M., T.R. Knutson, T.-C. Lee and H. Kamahori, 2012: The second assessment report on the influence of climate change on tropical cyclones in the Typhoon Committee region. ESCAP/WMO Typhoon Committee, Macao, China, TC/TD-No.0004, 71 pp.

Yoshida, K., M. Sugi, R. Mizuta, H. Murakami, and M. Ishii, 2017: Future changes in tropical cyclone activity in high-resolution large-ensemble simulations, Geophys. Res. Lett., 44, 9910 – 9917, https://doi.org/10.1002/2017GL075058.

Zhan, R. and Y. Wang, 2017: Weak tropical cyclones dominate the poleward migration of the annual mean location of lifetime maximum intensity of northwest Pacific tropical cyclones since 1980. J. Climate, 30, 6873 – 6882.

コラム5.　急速に発達する低気圧

日本付近で日々の周期的な天候の変化をもたらすのは、主に中緯度地域で発生・発達する低気圧（温帯低気圧）であるが、その中でも急速に発達する低気圧は、大雨・大雪のほか、台風並みの暴風をもたらすことがあり、大規模災害の要因となっている。例えば 2012 年 4 月 3 日には、日本海を北東進する温帯低気圧が 12 時間で 1,000 hPa から 972 hPa へと急速に発達し、4 日から 5 日にかけて日本列島に接近、横断した。この低気圧による暴風や大雨、高潮などの影響で、少なくとも 37 都道府県において、死者を含む人的被害、交通障害、建物被害、ライフラインの障害などが発生した。

多くの研究では、低気圧の中心気圧が 24 時間当たり 24 hPa × sinφ / sin(60°) 以上発達したもの（φ は緯度）を急発達と定義している（Sanders and Gyakum, 1980）。急発達する低気圧は、英語で bomb cyclone や explosive cyclone と表現され、その日本語訳として爆弾低気圧と呼ばれることもある。日本周辺（東経 160 度以西）においては年間 15 個から 25 個程度発生している（図 コラム 5.1：爆弾低気圧情報データベース）。このような急発達は冬季に最も多く発生する。冬季の急発達は日本の東海上で発生することが多く、その中でも近海で発達した場合は、北日本で暴風雪をもたらす。日本の東海上は北半球全体で見ても発生頻度が最も多い地域となっている（図 コラム 5.2 (a)）。一方、秋の後半や春の前半には、日本の南海上を進む南岸低気圧や日本海を進む低気圧の急発達が見られ、それらは東日本・西日本に強風災害をもたらす。

地球温暖化による将来変化予測においては、弱いものも含めた温帯低気圧全体の発生数は減少し、また低気圧全体の活動度（ストームトラック活動度と呼ばれる）の高い場所が現在より極側へ移動すると予測されている（Chang et al., 2012）。急発達する低気圧やその結果として形成される強い低気圧の場所も極側へ移動する。これらは温帯低気圧の生成メカニズムと関連している。温帯低気圧は低緯度側と高緯度側の温度差を主なエネルギー源としており、低気圧の急発達は、そのような南北温度差が大きい場所に、多量の水蒸気の凝結によって生じる熱や対流圏上層の気圧の谷との相互作用による上昇流などが重なり合って生じると考えられている。地球温暖化に伴う気温の上昇は、地上付近では高緯度の方が大きいため、南北温度差が縮小して低気圧の発生が抑えられる。また、地球温暖化により熱帯域が拡大し、ジェット気流が北上することで、低気圧活動も北上すると考えられている。現時点では本州付近が低気圧活動度の最も高い緯度帯であるため、低気圧活動の北上に伴い、日本の南岸で急発達する低気圧は減少すると予測されている。ただし北海道付近では、低気圧全体が減少する効果と活動が北上する効果が重なるため、気候モデル間のばらつきが大きいものの、急発達する低気圧はやや増加する可能性がある（図 コラム 5.2 (b)）。もっとも、発生頻度は年ごとの変動や十年規模の時間スケールでの変動が大きく、現時点では、地球温暖化によるはっきりとした変化は見られていない。

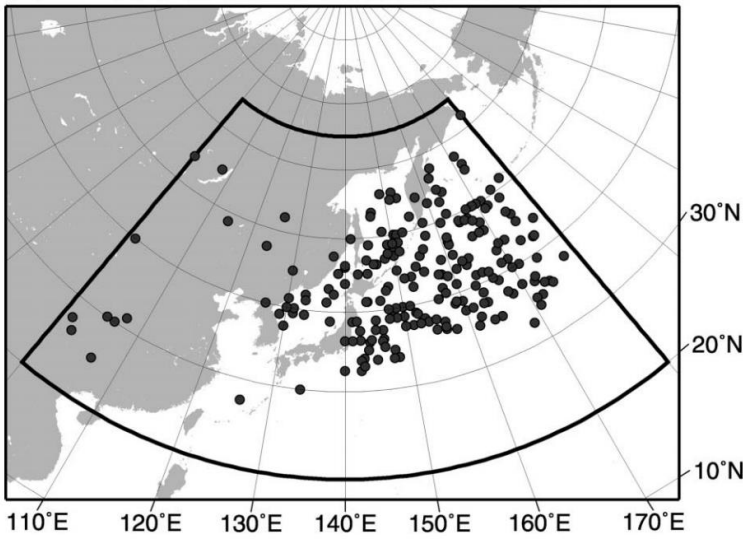


図 コラム 5.1　急発達する低気圧が最も発達した場所の分布

1994 年 10 月から 1999 年 3 月までの気象庁客観解析データ[34]を使用。（Yoshida and Asuma (2004) より転載 © American Meteorological Society. Used with permission）。

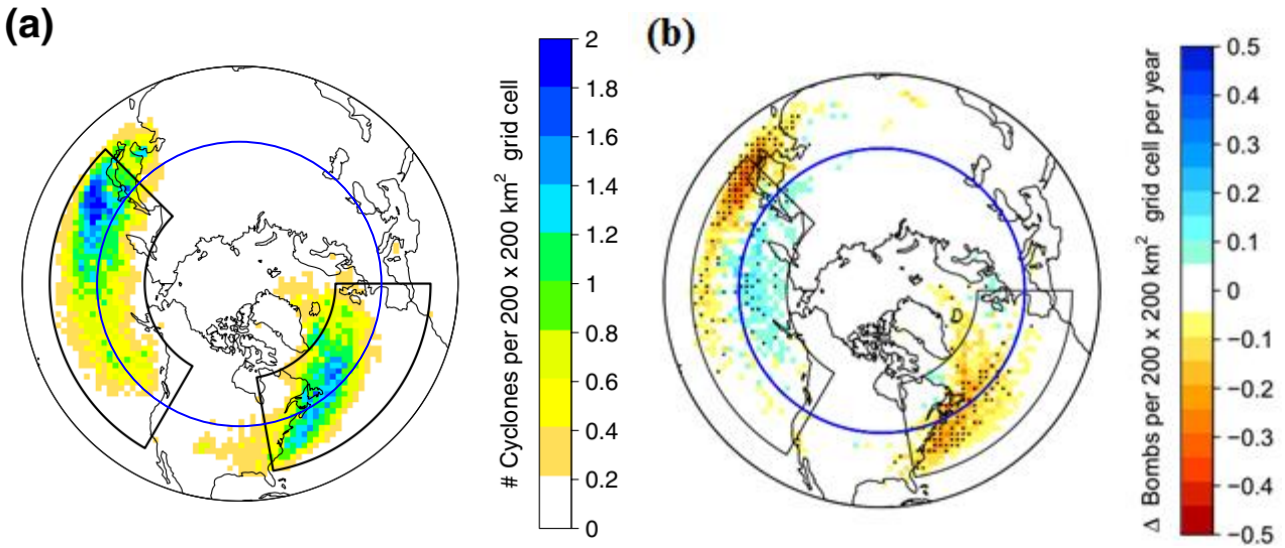


図 コラム 5.2 急発達する低気圧の頻度分布とその将来変化

(a) 3 種類の再解析データ[1]から求めた、急発達する低気圧の頻度分布。1980 年～2005 年の平均。（Seiler and Zwiers (2016a) より、Climate Dynamics（https://www.springer.com/journal/382）から Springer Nature の許可を得て転載 ©Springer Nature）。

(b) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による、2081～2099 年における急発達する低気圧の頻度の 1981～1999 年からの変化を、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5]の 23 モデル平均で見たもの。青い線が北緯 45 度。ドットの部分は全モデルのうち 3 分の 2 以上が同じ変化符号を示す場所を表す。（Seiler and Zwiers (2016b) より、Climate Dynamics（https://www.springer.com/journal/382）から Springer Nature の許可を得て転載 ©Springer Nature）

(a) (b) とも、北極を中心に、欧州を上、北米を下に描画している（日本列島は左上方に描かれている）。

34 不規則に分布した観測点のデータから内挿して作成した格子点データ

参考文献

Chang, E.K.M., Y. Guo and X. Xia, 2012: CMIP5 multimodel ensemble projection of storm track change under global warming. J. Geophys. Res., 117, D23118, doi:10.1029/2012JD018578.

Sanders, F. and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the “bomb”. Mon. Wea. Rev., 108, 1589 – 1606, doi:10.1175/1520-0493(1980)108<1589:SDCOT>2.0.CO;2.

Seiler, C. and F. Zwiers, 2016a: How well do CMIP5 climate models reproduce explosive cyclones in the extratropics of the Northern Hemisphere? Climate Dyn., 46, 1241 – 1256, doi:10.1007/s00382-015-2642-x.

Seiler, C., and F. Zwiers, 2016b: How will climate change affect explosive cyclones in the extratropics of the Northern Hemisphere? Climate Dyn., 46, 3633 – 3644, doi:10.1007/s00382-015-2791-y.

Yoshida, A., and Y. Asuma, 2004: Structures and environment of explosively developing extratropical cyclones in the northwestern Pacific region. Mon. Wea. Rev., 132, 1121 – 1142.

九州大学大学院理学研究院地球惑星科学部門 気象学・気候力学分野（川村隆一研究室）：爆弾低気圧情報データベース. http://fujin.geo.kyushu-u.ac.jp/meteorol_bomb/, 2020 年 1 月 28 日閲覧.

コラム6.　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気象現象（以下「極端現象」）に対して地球温暖化がどの程度影響を与えていたか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[35]。

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得ることから、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、その他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、無数に起こり得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[36]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、2018 年 7 月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

2018 年 7 月、日本列島は記録的な猛暑に見舞われた。同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℃以上の日）の年間の延べ地点数も 6,000 地点を超えて過去最多を記録した（気象庁, 2018）。猛暑が深刻化した背景には、日本付近で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っていた状況があった。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。2018 年 7 月に出現した 2 段重ねの高気圧は、日本の過去の猛暑の際に発達していた高気圧の中でも数本の指に入る強度であり、これらが猛暑の直接的な引き金となったことは間違いない（Simpo et al., 2019）。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？

ここでは、気象庁気象研究所が開発した水平解像度約 60 km の気候モデルである MRI-AGCM3.2 を用いて、発生頻度を対象とした EA を実施した（Imada et al., 2019）。用いたデータセットは、

35 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的な変化傾向（トレンド）に注目する点が根本的に異なる。

36 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。

d4PDF（付録 1 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 2018 年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、エーロゾルなど）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 2018 年までの 100 メンバーのアンサンブルを生成した。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（SST）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 メンバー実施した（Shiogama et al., 2016）。これらのデータセットを用いて日本上空約 1,500 m の気温の確率密度分布（PDF）を示したのが図コラム 6.1 である。東日本における 2018 年 7 月の月平均気温の平年差は+2.8℃と統計開始以来 1 位を記録したが、同じく日本上空の気温も過去最高であった。気象庁が定義する平年値の期間である 1981 年から 2010 年の 30 年の各年 7 月の計算結果で見積もった場合、2018 年 7 月の上空の気温の記録を超えるような猛暑が起こる確率は約 2.1%であり、47.6 年に 1 回程の頻度でしか起こらない非常に極端な現象であったことが分かる。これに対し、2018 年 7 月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こ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 19.9%（およそ 5 年に 1 回の頻度）にまで増加した。

では、地球温暖化が起こ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 6.1 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、観測された 2018 年 7 月の気温を超える確率はわずか 0.00003%と見積もられた。つまり、人間活動による地球温暖化がなければ、2018 年 7 月の記録的な猛暑は起こ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、過去に発生した様々な猛暑事例の中でも、「地球温暖化がなければほぼ 0%」という数字がはじき出された例は数が少ない。高気圧が極端に発達すれば、地球温暖化がなかったと仮定した世界でも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。

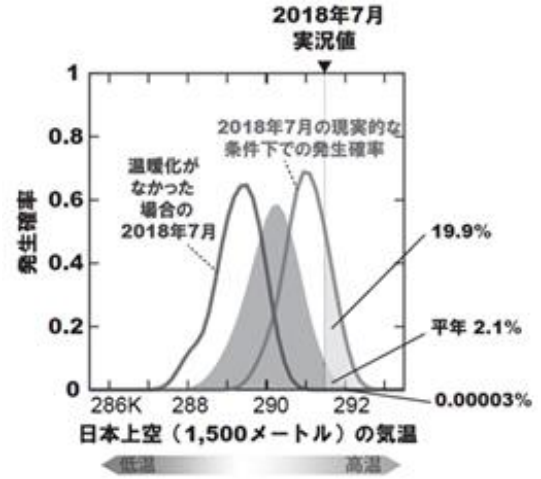


図 コラム 6.1　高温の発生確率
実線は 2018 年 7 月の日本域上空約 1,500 m の気温の確率密度分布（PDF）。高温側の PDF は現実の条件下におけるモデル実験、低温側の PDF は地球温暖化が起こらなかった想定でのモデル実験。陰影で示した PDF は平年値の期間（1981～2010 年）の 30 年分の 7 月のデータから作成。

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、地形による局所循環や、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。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 EA 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。

ここでは、広範囲で記録的な大雨が長時間持続し、洪水や土砂災害などにより 200 人以上の命が奪われた平成 30 年 7 月豪雨について、雨量に注目した EA の結果を紹介する。気象庁 55 年長期再解析（JRA-55: Kobayashi et al., 2015）と気象研究所の非静力学地域気候モデル（NHRCM）を用いて、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。日本の夏季平均気温は地表部では 2018 年までの 39 年間で 0.96℃上昇しており、100 年で約 1.1 度上昇している日本の夏季気温の上昇幅とほぼ変わらない。なお、非温暖化実験では、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。NHRCM によって再現された 6 月 28 日から 7 月 8 日までの期間積算降水量を図 コラム 6.2 (b) に示す。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 度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（図 コラム 6.2 (c): Kawase et al., 2019）。

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、気候問題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。

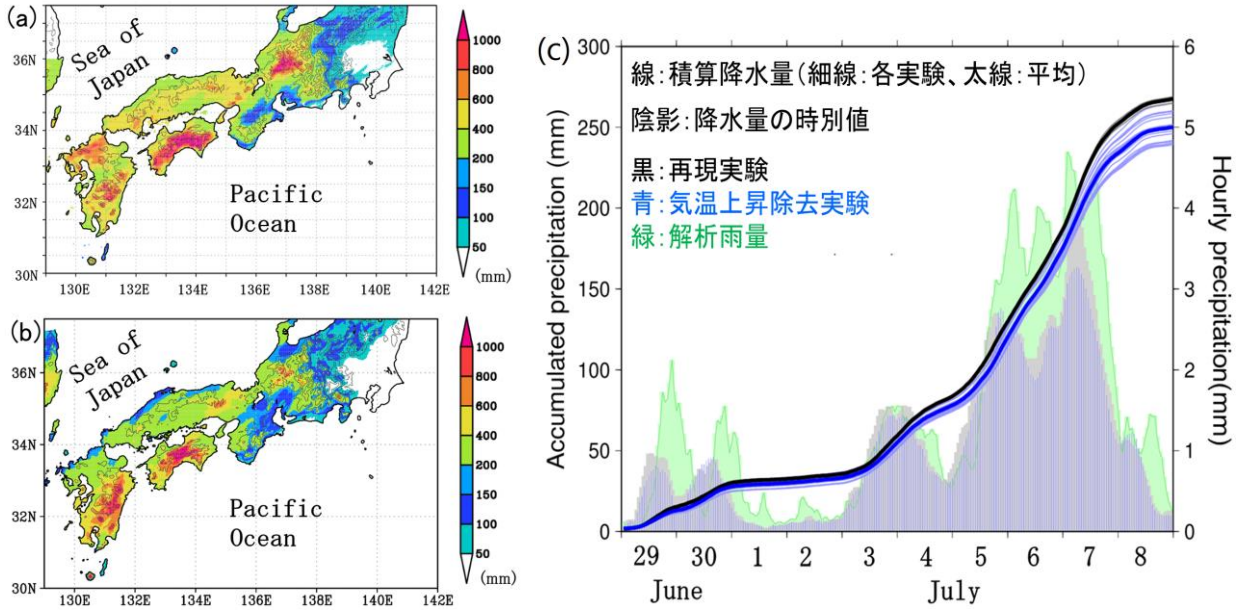


図 コラム 6.2　6 月 28 日から 7 月 8 日までの (a) 気象庁による解析雨量（期間積算）、(b) NHRCM02 で再現された期間積算降水量、(c) 降水量の時系列図

(c) 積算降水量（線）と時間降水量（陰影）の降水量の時系列図。(a) 及び (b) の陸上で平均したもの。黒色は過去再現実験、青色は気温上昇除去（非温暖化）実験、緑色は解析雨量。細線は各アンサンブル実験（過去再現実験は 5 本、非温暖化実験は 20 本）の結果、太線は過去再現実験及び非温暖化実験それぞれのアンサンブル実験の平均。

参考文献

Hirahara, S., M. Ishii and Y. Fukuda, 2014: Centennial-Scale Sea surface temperature analysis and its uncertainty. J. Climate, 27, 57 – 75.

Imada, Y., H. Kawase, H. Watanabe, H. Shiogama and M. Arai, 2019: The July 2018 high temperature event in Japan could not have happened without human-induced global warming. SOLA, 15A, 8 – 12.

Kawase, H., Y. Imada, H. Tsuguti, T. Nakaegawa, N. Seino, A. Murata and I. Takayabu, 2019: The heavy rain event of July 2018 in Japan enhanced by historical warming. Bull. Amer. Meteor. Soc., in press.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Japan, 93, 5 – 48, doi:10.2151/jmsj.2015-001.

Mizuta, R., A. Murata, M. Ishii, H. Shiogama, K. Hibino, N. Mori, O. Arakawa, Y. Imada, K. Yoshida, T. Aoyagi, H. Kawase, M. Mori, Y. Okada, T. Shimura, T. Nagatomo, M. Ikeda, H. Endo, M. Nosaka, M. Arai, C. Takahashi, K. Tanaka, T. Takemi, Y. Tachikawa, K. Temur, Y. Kamae, M. Watanabe, H. Sasaki, A. Kitoh, I. Takayabu, E. Nakakita and M. Kimoto, 2017: Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60 km global and 20 km regional atmospheric models. Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 1383 – 1398.

Pall, P., T. Aina, D.A. Stone, P.A. Stott, T. Nozawa, A.G.J. Hilberts, D. Lohmann and M.R. Allen, 2011: Anthropogenic greenhouse gas contribution to flood risk in England and Wales in autumn 2000. Nature, 470, 382 – 386.

Shiogama, H., Y. Imada, M. Mori, R. Mizuta, D. Stone, K. Yoshida, O. Arakawa, M. Ikeda, C. Takahashi, M. Arai, M. Ishii, M. Watanabe and M. Kimoto, 2016: Attributing Historical Changes in Probabilities of Record-Breaking Daily Temperature and Precipitation Extreme Events. SOLA, 12, 225 – 231.

Simpo, A. and coauthors, 2019: Primary Factors behind the Heavy Rain Event of July 2018 and the Subsequent Heat Wave in Japan. SOLA, 15A, 13 – 18.

気象庁，2018：真夏日・猛暑日となった観測地点数（2018 年　日毎）．https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/temp/2018_hp.pdf，2020 年 3 月 3 日閲覧.

厚生労働省，2018：人口動態統計月報（概数）（平成 30 年 9 月分）．https://www.mhlw.go.jp/toukei/saikin/hw/jinkou/geppo/m2018/09.html，2020 年 3 月 3 日閲覧.

第8章　大気循環

将来予測

日本付近では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において以下の将来変化が見られ、その確信度は中程度である。

- 冬季は、アリューシャン低気圧は北偏し東方海上から日本の南東に高気圧偏差が広がる暖冬型の気圧配置となり、日本域では北風が弱くなる。
- 春季は、日本の北方を中心にアリューシャン低気圧が強まるため、日本域では西風が強くなる。
- 夏季は、夏の太平洋高気圧の北日本への張り出しが弱い気圧配置で、日本域では西風が強くなる。
- 秋季は、東方海上から日本付近に広がる高気圧帯が北偏しアリューシャン低気圧の南下が遅れて、日本域では南風が強くなる。

日本域の将来の気候変動を詳細に予測する領域モデルが、どのような大規模場の将来変化をダウンスケーリングしているのかを知っておくことは、予測結果及びその信頼性を適切に理解する上で重要である。本章では、大気モデルによる予測で用いられている全球 20 km モデル（MRI-AGCM3.2S。水平解像度 20 km の全球大気モデル。第 4.2.1 項の (1) 参照。モデルや予測計算の詳細については付録 1 参照）が予測する大気循環場の将来変化を示し、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] に代表される他のモデルによる予測結果や研究事例、これまでに起きている変化等と比較する。比較対象として用いている CMIP5 のメンバー数等については、付録 1.5.1 項を参照されたい。

なお、観測データのみで大規模な大気循環場の過去の変動について評価するのは難しいため、本章では再解析データ [1]（JRA-55: Kobayashi et al., 2015）及び歴史再現実験結果[37]を参照する。

8.1　世界の大気循環に関する観測事実と将来予測

8.1.1　ハドレー循環と熱帯域の大気循環の変化

ハドレー循環は、熱帯から亜熱帯にかけて見られる大規模な南北方向の大気循環で、対流圏上層で極向き、下層で熱帯向きの循環である。熱帯の積雲対流活動に伴い上昇流が形成され、亜熱帯から中緯度で下降流となって乾燥域が形成される。春季と秋季は両半球対称的であるが、冬季と夏季は夏季半球熱帯域の上昇流から冬季側の半球に大きく張り出す一方、夏季半球側への広がりは小さくなる。なお、ハドレー循環とともによく知られている大規模な大気循環として、赤道周辺の東西方向の循環であるウォーカー循環がある。

1979 年から 2005 年までの各種再解析データより、ハドレー循環が冬季北半球の高緯度へ拡大（緯度にして 1.5 度以下）していることが示されている。これは CMIP5 による歴史再現実験結果（0.3 度以下の拡大）と定性的には整合しているものの、定量的にはモデルの結果より再解析データに現れている拡大幅の方がかなり大きい。また、1949 年から 2009 年の海面気圧の観測データを用いたトレンド解析によれば、大気全体を東西方向に平均（以下「帯状平均」）した場合、冬季の亜熱帯か

37 将来予測と同様のモデルによる予測を、現在ではなく過去のある時点から行った結果。

ら熱帯域では自然変動でない気圧の上昇トレンドが解析されており、気候モデルによる過去再現実験によるこの期間のトレンドとも一致する。（IPCC (2013) 第 10 章 10.3.3.4; Gillet and Stott, 2009）

将来予測では、ハドレー循環の高さや南北幅は増加する傾向が示されている。前者は対流圏界面の上昇であり、後者は熱帯域の拡大と亜熱帯乾燥域の極向きへの移動として現れる。（IPCC (2013) 第 12 章 12.4.4.2）

モデル実験による研究からは、ハドレー循環の拡大は地球温暖化による大気鉛直安定化に伴う中高緯度帯でのストームトラック活動の弱化と極側への移動（図 8.1.1）によると理解されているが、再解析データと歴史再実験の定量的な差の原因は不明である。その他、オゾンやエーロゾル、海面水温の変化などによる熱帯循環拡大の可能性が指摘されている。（IPCC (2013) 第 10 章 10.3.3.1）また、熱帯域においては季節にかかわらず海洋大陸での気圧上昇が明瞭であり、熱帯東太平洋域での気圧低下と合わせて、ウォーカー循環の弱化の予測と一致する。（IPCC (2013) 第 12 章 12.4.4.1）

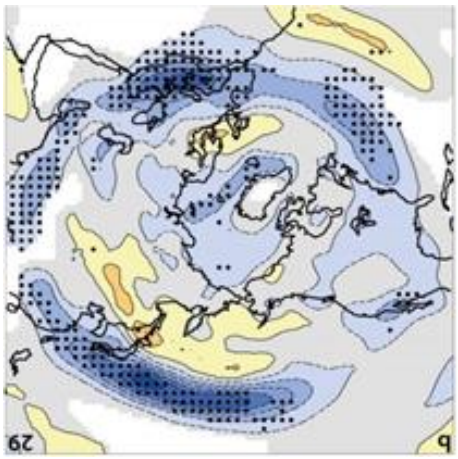


図 8.1.1　冬季中高緯度における低気圧存在頻度の将来変化
4℃上昇シナリオ（RCP8.5）を用いた、CMIP5 による 21 世紀末の予測。青系の色は減少、赤系の色は増加で、0.6 個/月ごとの陰影。白色は-0.3～＋0.3 個/月の範囲。点描部は 90%以上のモデルで増減が一致している領域を示す。（IPCC (2013) より、図 12.20 を回転・転載）

8.1.2　　北極振動と極域の大気循環の変化

北極振動（Arctic Oscillation: AO）は、高緯度域と中緯度域において、一方では海面気圧が平年より高く、他方では平年より低くなる現象である。北極域の海面気圧が平年より低く中緯度帯の気圧が平年より高い場合を正の北極振動と呼び、北極域から中緯度に向かって寒気が流れ込みにくい。この場合、日本では、北日本を中心に高温偏差となる。北極振動に伴う変動は地上から成層圏にまで及ぶような背の高い鉛直構造をもっており、水平方向に見ると北極を中心とした環状の空間分布になることから北半球環状モード（Northern Annular Mode: NAM）とも呼ばれる。

AO もしくは NAM の指数は、帯状平均海面気圧の南北差（北緯 35 度と北緯 65 度の差で、北極域の海面気圧が負偏差の方向が正に相当する）で定義される。1951 年から 2011 年の観測解析データによれば、NAM 指数は冬季や春季に正のトレンドを示している。CMIP5 による歴史再現実験結果では、この期間では決まったトレンドは見られないことから、観測解析データのトレンドには自然変動成分の寄与が考えられる。しかし、温室効果ガスの効果のみをモデル強制力とした実験では NAM 指数の正のトレンドが見られ、変化の方向は一致していると考えられている。春季にはオゾンの変動も寄与しているとする報告もある。（IPCC (2013) 第 10 章 10.3.3.2）

21 世紀末の将来変化においては、冬季における高緯度帯での気圧の低下傾向及び中緯度帯での気圧の上昇傾向は明瞭であり、これは NAM 指数が正のトレンドを示していることとハドレー循環の拡大から説明できる。また、年平均で見た帯状平均した中緯度ジェットが対流圏で極方向へ移動する傾向は、南北半球で共通している。その原因としては、熱帯を中心とした対流圏上層大気の昇

温と極域の上層大気の温度低下が考えられるが、各種の波活動の変化による可能性もある。北極域では雪氷融解によって地表面の昇温が大きく、対流圏下層の南北の温度差が小さくなるため、北半球では地球温暖化に伴う中緯度ジェットの変化は弱く明瞭さに欠ける。（IPCC (2013) 第 12 章 12.4.4.1）

なお、自然変動の NAM は対流圏から成層圏まで続く環状の構造を持つが、温暖化実験で見られる将来変化は地表付近と対流圏中層で増減が異なる場合がある。すなわち、温暖化実験で予測される海面気圧の変化は NAM に似た構造を示すが、対応する大気循環の変化の鉛直構造は、実際に観測される自然変動の NAM と異なることがある。そのため、ここで示した AO 及び NAM の実態及び予測を参照する際には、鉛直方向も含めた大気循環全体が AO 及び NAM の正の位相と同様の変化をするとは限らない点に注意が必要である。（IPCC (2013) 第 10 章 10.3.3.2）

8.1.3　　冬の東アジア大気循環

冬季の東アジアでは、西の大陸にシベリア高気圧、東の海上にアリューシャン低気圧が位置する西高東低の気圧配置となり、日本付近ではシベリアから寒気を伴う北寄りの季節風が吹く。これに日本海からの水蒸気供給と日本列島の山岳の効果が加わり、日本海側では降雪が、太平洋側では乾燥した天気が続く。季節風が弱まると、太平洋南岸近くを低気圧が通過し、太平洋側に降雪や降雨をもたらすことがある。

客観解析データ[34]の解析では、冬の東アジアモンスーン（北寄りの風）は、1980 年代以降は顕著に弱くなっている。（IPCC (2013) 第 14 章）

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀末には、海面気圧が日本の北方で低下し南方海上で上昇する将来変化が、観測の年々変動の標準偏差の 2 倍を超える大きさで予測されている。予測されている南方海上の高気圧偏差は、観測されている冬の東アジアモンスーンの弱化をもたらす傾向である。（IPCC (2013) 図 12.18）

偏西風の北上と強化（詳細は第 8.3.3 項参照）に伴い、日本の南岸で低気圧の数は減少、北方で増加の傾向が予測されている（図 8.1.1; IPCC (2013) 図 12.20）。冬のブロッキング頻度が増える可能性は低い（IPCC (2013) 第 14 章 p. 1247）。

8.1.4　　夏の東アジア大気循環

夏季の東アジアは、西の大陸に低気圧が位置し、東には亜熱帯から太平洋高気圧が広がる気圧配置で、日本付近では南寄りの季節風が吹く。太平洋高気圧の北側には梅雨前線が形成されて季節進行とともに北上するため、初夏から盛夏に至るまでの季節変化が大きい。更に、台風の進路や強度によっては太平洋側を中心に大雨となり、またオホーツク海高気圧が発達する年には北日本で冷涼な夏となるなど、大きな年々変動が生じる。

夏の東アジアモンスーン（南寄りの風）は、1960 年から 1980 年にかけて弱くなっていたが、最近は回復してきている。（モデルによる再現実験の結果は IPCC (2013) 図 14.5; 図 8.3.2）

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による 21 世紀末では、海面気圧が日本の北部で低下し南方亜熱帯海上で上昇するという将来変化が、観測の年々変動の標準偏差を超える大きさで予測されている。（IPCC (2013) 図 12.18）夏季東アジアで予測されている気圧配置の東西変化は現在の大気循環場を強める変化であり、夏の東アジアモンスーン（南風）は将来強まると予測されている。（IPCC (2013) 図 14.5; 図 8.3.2）

8.2　日本付近の大気循環に関する観測事実と将来予測

8.2.1　冬季の気圧配置

JRA-55 の 1980 年から 2018 年にかけての長期変化（図 8.2.1 (f)）を見ると、この期間、日本の南東海上を中心に気圧の上昇傾向が、オホーツク海上では低下傾向が見られる。冬のアリューシャン低気圧が 20 世紀に強まる長期変化傾向を示す研究（Gan et al., 2017）もあるが、この解析期間では同様の傾向は確認できない。シベリア高気圧は、中国大陸では弱くなる傾向であるが、シベリアでは逆に強くなる傾向である。

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）（図 8.2.1 (a)）で見ると、アリューシャン低気圧は北偏し東方海上から日本付近に気圧の上昇傾向が予測されているため、北日本を除いて冬型の気圧配置は弱まり北寄りの季節風が弱まる（確信度は中程度）。低気圧が日本の北方を中心にオホーツク海北部から北太平洋で強まるため、北日本では西寄りの季節風が強まる。日本の南西方における気圧の上昇傾向については、CMIP5（図 8.2.1 (c)）や全球 60 km モデル（d4PDF（付録 1 参照）による。以降全て同じ。）（図 8.2.1 (e)）で見ると、予測される変化傾向はモデルやメンバーによりばらつきが大きく、不確実性が高いことが分かる。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）（図 8.2.1 (b)）でも、シグナルは弱いが同様の将来変化を示す（確信度は低い）。強くなるアリューシャン低気圧の中心はオホーツク海である。CMIP5 の日本の南方における気圧の上昇傾向は、RCP8.5 に比べて不確実性がやや高い（図 8.2.1 (d)）。

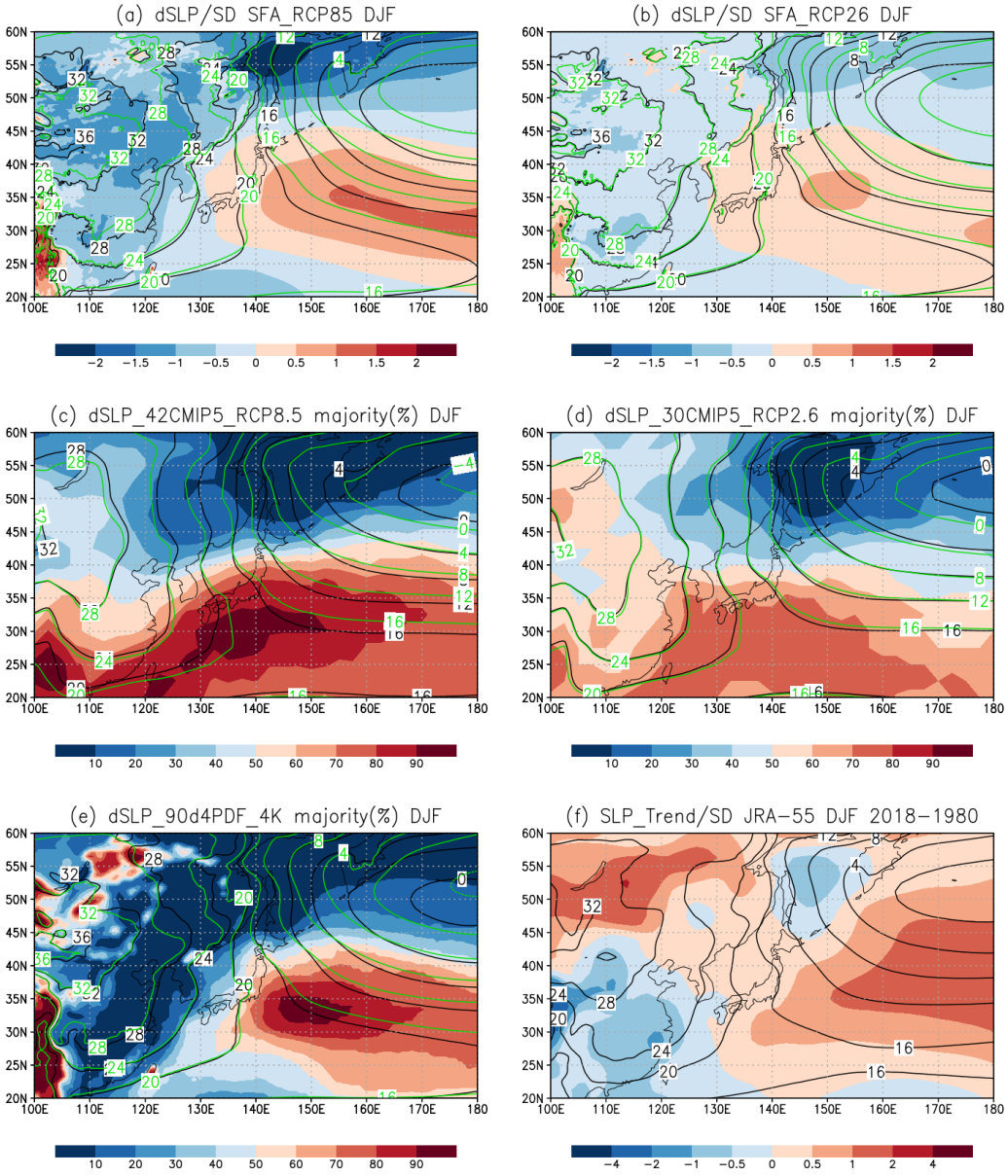


図 8.2.1　冬季（12～2 月）平均海面気圧の将来予測及びこれまでの変化

(a) 全球 20 km モデルによる冬季（12～翌 2 月）海面気圧（hPa）。20 世紀末（1980～1999 年の 20 年間：黒色等値線）と 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末（2076～2095 年の 20 年間：緑色等値線）は、1,000 hPa からの差。将来変化（陰影）は、20 世紀末の年々変動標準偏差で規格化。

(b) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）であることを除き、(a) と同じ。

(c) 42 の CMIP5 による冬季（12～2 月）平均海面気圧（等値線：hPa）及び 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）将来変化の正符号モデル間一致度（陰影：%）。増加（減少）傾向を示すモデルの割合が多いと 100%（0%）に近づく。50%に近い場合は増加傾向と減少傾向を示すモデルの数の差が小さく、モデルによる不確実性（付録 1 参照）が高いことを意味する。その他は (a) と同じ。

(d) 30 の CMIP5 による 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の将来変化。その他は(c)と同じ。

(e) d4PDF の全球 60 km モデル 90 メンバーによる将来変化の正符号一致度（陰影：%）。気候の内部変動による不確実性（付録 1）の高さに対応する。その他は (c) と同じ。

(f) JRA-55 解析値（1980～2018 年の 39 年間）の冬季（前年 12～2 月）海面気圧（hPa）の長期変化を、長期変化を除く年々変動の標準偏差で規格化して表示（陰影）。黒色等値線は期間平均値で、1,000 hPa からの差。

8.2.2　　春季の気圧配置

JRA-55 の 1980 年から 2018 年にかけての長期変化（図 8.2.2 (f)）を見ると、この期間にオホーツク海から日本海を経て中国北部には気圧の低下傾向が、その南では上昇傾向が見られる。これらの傾向は将来変化と一致するが、太平洋北部では上昇傾向が見られており、以下に示す将来変化とは大きく異なる。

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）（図 8.2.2 (a)）で見ると、日本の北方を中心にアリューシャン低気圧が強まり、日本付近では西寄りの風が強まる（確信度は中程度）。CMIP5（図 8.2.2 (c)）では、南東海上から東西に広がる高気圧が強く、日本南部まで広がる点が異なる。全球 60 km モデル（図 8.2.2 (e)）では、ほとんどのメンバーが、南西諸島の南部を除くほとんどの地域で気圧の低下傾向を示す。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）（図 8.2.2 (b)）では、日本の北方を中心にアリューシャン低気圧が強まるが、シグナルは弱い。CMIP5（図 8.2.2 (d)）の結果からは、南方海上の気圧の上昇傾向についてはモデルによる不確実性が高いことが分かる。

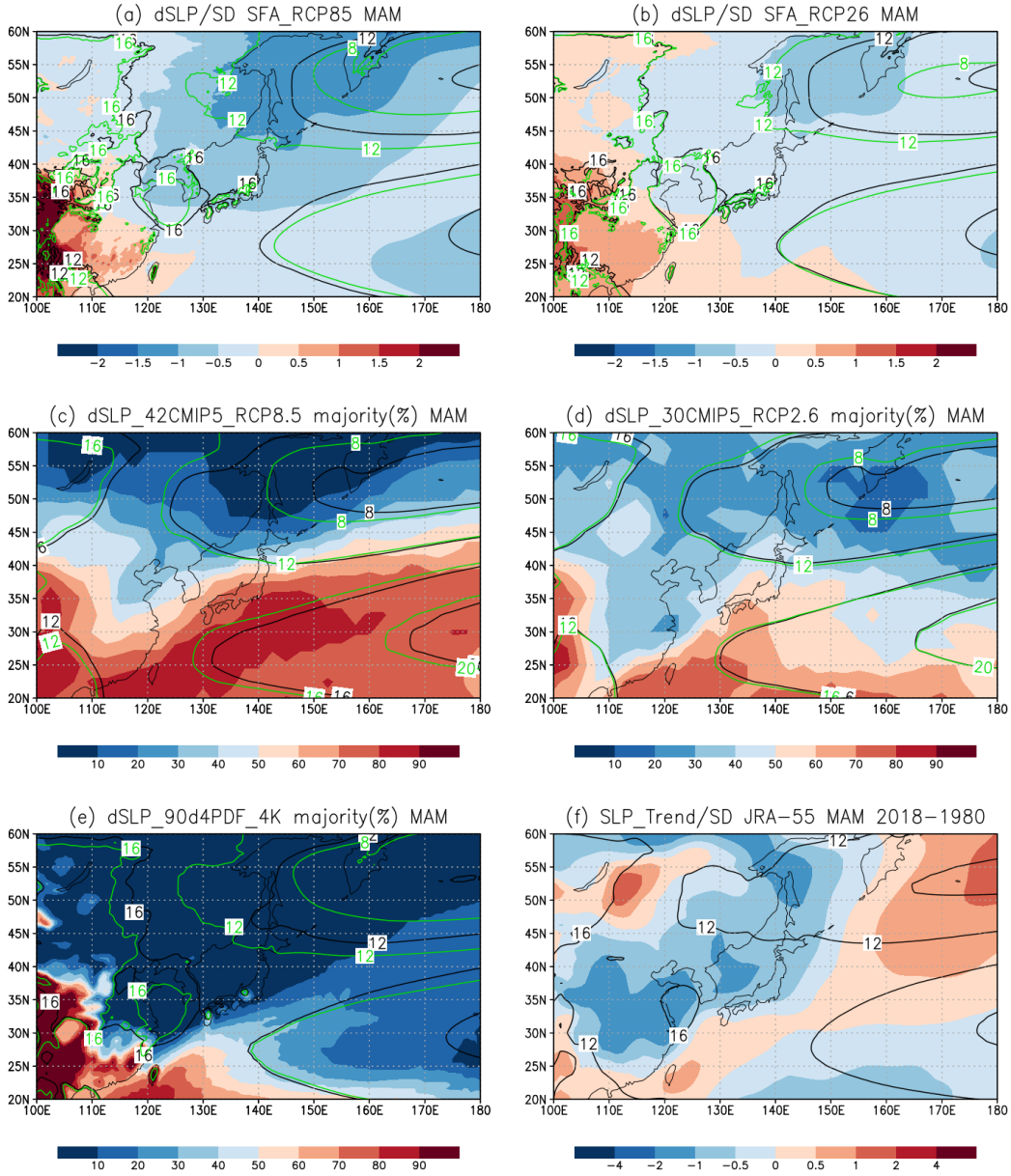


図 8.2.2　春季（3～5 月）平均海面気圧の将来予測及びこれまでの変化

春季であることを除いて、図 8.2.1 と同じ。

8.2.3　　夏季の気圧配置

JRA-55 の 1980 年から 2018 年にかけての長期変化（図 8.2.3 (f)）を見ると、この期間、北日本からオホーツク海上では気圧の低下傾向が、日本の南方から太平洋北部やシベリアでは上昇傾向が見られる。以下に示す将来変化において見られる太平洋高気圧の弱い北への張り出しと日本南方の気圧の上昇傾向などは、観測されているトレンドと共通しているところもあるが、南東海上など十分な類似性があるとは認められない。

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）（図 8.2.3 (a)）では、夏の太平洋高気圧の北日本への張り出しは弱く（確信度は中程度）、南西諸島から西日本では強まる傾向である（確信度は低い）。東アジアの大陸沿岸や日本の南東側の太平洋では気圧の低下傾向が見られるが、日本域で平均すると北風系の変化傾向を示す（確信度は低い）。全球 60 km モデル（図 8.2.3 (e)）も同様の変化傾向を示し、メンバー間で変化の符号がよく一致している。一方、CMIP5（図 8.2.3 (c)）においては、夏の太平洋高気圧が日本の南方海上で強まる点や、日本、特に北日本から大陸沿岸で気圧の低下傾向が見られる点が共通しているが、日本の南西諸島が属する緯度帯でのモデル一致度は小さい。このことから、南西諸島から日本の南方海上における気圧配置の将来予測についてはモデルによる不確実性が高く、全球 20 km モデルと全球 60 km モデルの結果はそれを反映できていないと考えられる。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）（図 8.2.3 (b)）の場合、太平洋高気圧の日本付近への広がりが弱い点で 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）（図 8.2.3 (a)）に類似する。CMIP5（図 8.2.3 (d)）においても、日本域を含む緯度帯に見られる気圧の低下傾向が、多数モデルの一致するところとなっている。しかし、その振幅は年々変動に比べてやや小さい（表 8.2.1）。

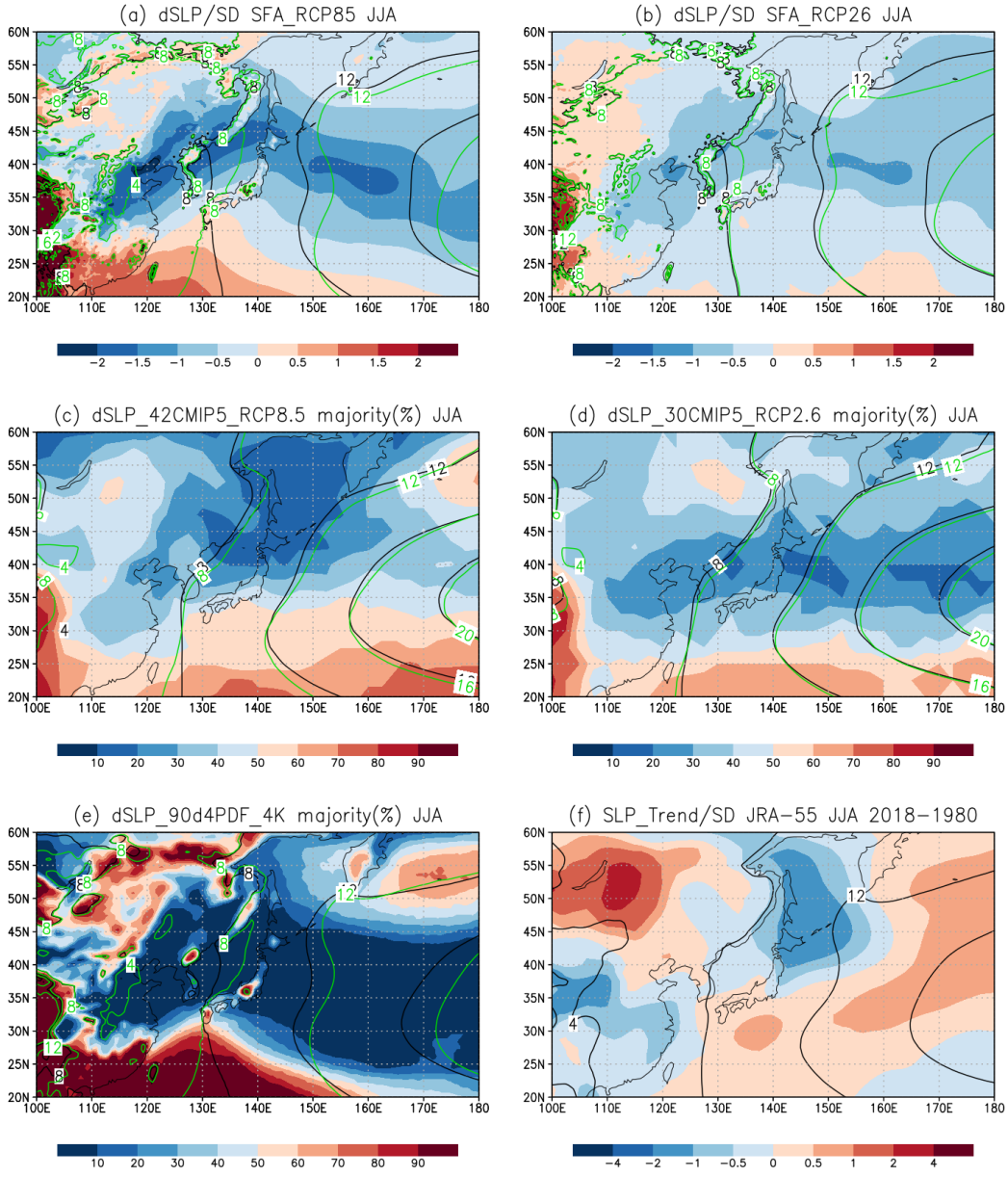


図 8.2.3　夏季（6～8 月）平均海面気圧の将来予測及びこれまでの変化

夏季であることを除いて、図 8.2.1 と同じ。

8.2.4　　秋季の気圧配置

JRA-55 の 1980 年から 2018 年にかけての長期変化（図 8.2.4 (f)）を見ると、この期間の長期変化は日本付近を中心に RCP8.5 の将来変化（図 8.2.4 (a)）と比較的類似したパターンを示す。

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）（図 8.2.4 (a)）で見ると、日本付近では東方海上から広がる高気圧帯がやや北偏し、アリューシャン低気圧の南下が遅れる傾向である（確信度は中程度）。アリューシャン低気圧は北偏するとともに大陸東部で気圧の低下傾向が見られる。CMIP5（図 8.2.4 (c)）においても共通点が多く、全球 60 km モデル（図 8.2.4 (e)）においても変化の符号がメンバー間でよく一致していることがわかる。

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）（図 8.2.4 (b)）では、日本西方における気圧の低下傾向については 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と一致するが、その他のシグナルは弱い。CMIP5（図 8.2.4 (d)）では、東方海上から日本付近に広がる気圧の上昇傾向を含めてモデル間の一致度は弱く、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で見られていた特徴は不明瞭である。

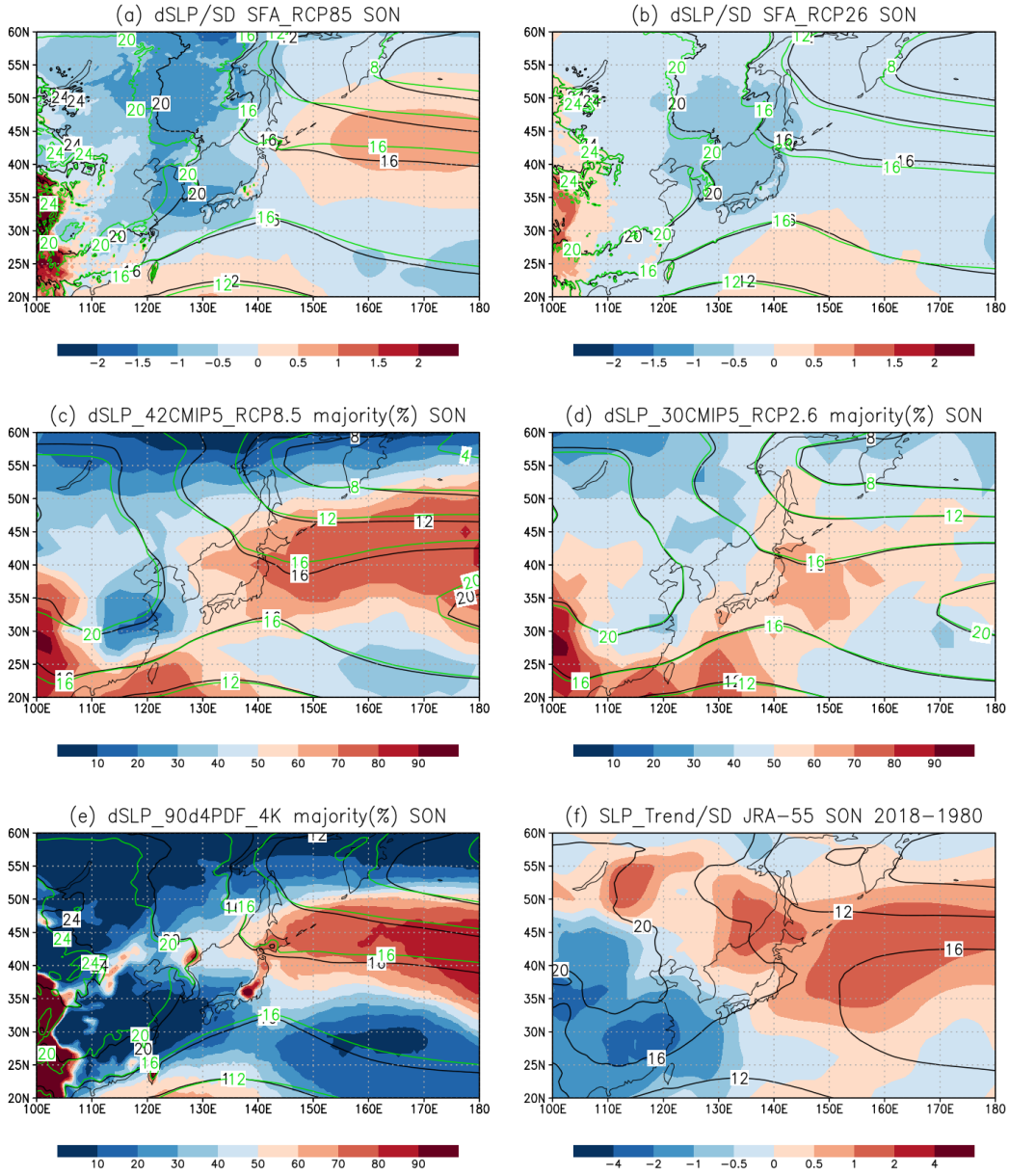


図 8.2.4　秋季（9～11 月）平均海面気圧の将来予測及びこれまでの変化
秋季であることを除いて、図 8.2.1 と同じ。

8.2.5　　ジェット気流の季節変化

1 年間の海面気圧配置の将来変化をまとめると、冬季は西高東低の気圧配置が弱まる暖冬型、夏季は太平洋高気圧の北への張り出しが弱い将来変化であり、春季は北方にアリューシャン低気圧が残る季節変化、秋季はアリューシャン低気圧の南下が遅れる季節変化傾向が見られる。

1 年間の季節変化の将来変化傾向は、上層東西風の将来変化においても確かめることができる。図 8.2.5 は、日本域（東経 120 度から 150 度）で平均した 200 hPa 西風の月別緯度分布の将来変化を示す。日本付近では 1 年間を通して偏西風が吹いているが、その中心緯度と最大風速値の季節変化は寒気と暖気の境とそのコントラストの大きさの目安であり、擾乱が発達し通過しやすい緯度帯に対応する。

偏西風の季節変化の将来変化（図 8.2.5 (a)）を見ると、秋季から冬季の偏西風は北偏する傾向であることから、秋季からアリューシャン低気圧の南下が遅れる季節変化のあと、冬季における暖冬型気圧配置への将来変化を示す。春季は、偏西風はやや北偏しながらも現在気候の偏西風の緯度帯全体で強まり、西風が強い気圧配置が残る。初夏は亜熱帯の偏西風の北上が遅れる季節変化であり、盛夏には日本域で偏西風は弱くなる将来変化を示す。現在気候における関係から考えると梅雨前線の北上の遅れと日本域での早期弱化と読み替えることも可能であるが、降水量の将来変化には水蒸気量の増加も関係しているため、別の解析が必要である。

以上の結果は、CMIP5（図 8.2.5 (b)）においてもおおむね確かめることができる。ただし、夏季の日本付近においては偏西風の将来変化の符号一致度が低く、モデルによる不確実性が高いことを示している。

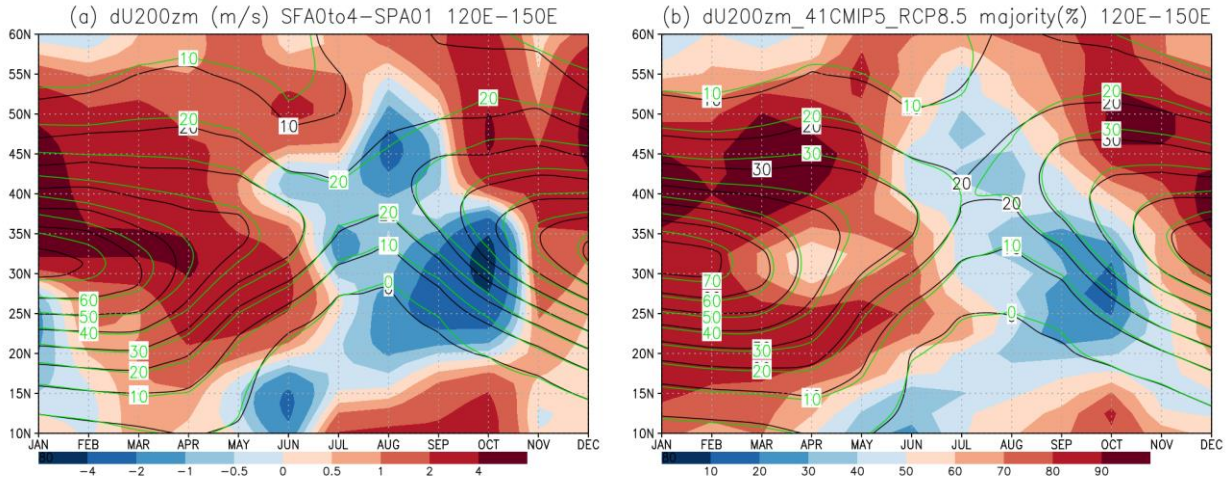


図 8.2.5　日本域（東経 120〜150 度）で平均した上空（200 hPa）の西風

黒と緑の等値線は、それぞれ、20 世紀末（1980〜1999 年）及び 21 世紀末（2076〜2095 年）における値（m/s）。(a) は全球 20 km モデル平均の 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合で、陰影は 21 世紀末の将来変化（m/s）。(b) は CMIP5（この場合は 41 モデル）による 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合で、陰影は将来変化の正符号一致度（%）。

8.2.6　　日本域平均の気圧配置及び季節風の将来変化の確信度評価

面的な気圧配置から季節風変化の形で指数を算出し、日本付近で予測される平均的な変化の大きさやばらつきを定量化して確信度を評価する。

日本域の季節平均海面気圧（slp）の将来変化（dslp）を用いて、南北風変化指数（dv）を「東経 150 度の dslp と東経 120 度の dslp の差を、北緯 25 度から北緯 45 度まで平均した値」と定義する。また、東西風変化指数（du）を「北緯 25 度の dslp と北緯 45 度の dslp の差を、東経 120 度から東経 150 度まで平均した値」と定義する。dv が正であれば南風偏差（南風が強まるか北風が弱まる傾向）の将来変化、du が正であれば西風偏差（西風が強まるか東風が弱まる傾向）の将来変化が予測されていることを意味する。図 8.2.6 は、dv を横軸、-du を縦軸として、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による、全球 20 km モデル及び CMIP5 のそれぞれについて、各メンバーとアンサンブル平均を示す散布図であり、おおまかには日本周辺の高気圧偏差の地理的な方向と将来変化の大きさを示す。例えば、図の右下は dv 及び du がともに正であることから南西風偏差を意味しており、これは南東側（地図で見ると右下側）に高気圧偏差（反時計回りの風偏差を伴う）があることに対応する。（Ito et al., 2020）

算出した指数を 20 世紀末（1980～1999 年）の年々変動の標準偏差で規格化した結果を表 8.2.1 に示す。全球 20 km モデルによる将来変化は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 20 世紀末における年々変動標準偏差の 2 分の 1 以上の大きさを示す一方、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、ほぼ標準偏差の 2 分の 1 以下である。この結果に基づき、表 8.2.1 の規格化指数が 0.5 以上である場合を対象に、図 8.2.6 に見られる CMIP5 モデルアンサンブルメンバーの変化傾向と一致度が高い場合を「確信度は中程度」、低い場合を「確信度は低い」と評価した。表 8.2.1 の規格化指数が 0.5 より小さい場合には、明瞭な変化傾向は予測されていないと考え、確信度も付記しないこととした。

表 8.2.1　全球 20 km モデルによる日本域気圧配置と季節風将来変化の確信度評価

風変化指数（du と dv。定義は本文参照）の 20 世紀末（1980～1999 年）に対する 21 世紀末（2076～2095 年）の将来変化を 20 世紀末の年々変動の標準偏差で規格した値。緑色は 1、黄色は 0.5 より大きい将来変化値を表す。◎は確信度が中程度であること、○は確信度が低いことを表す（本文参照）。

	4℃上昇シナリオ（RCP8.5）		**2℃上昇シナリオ（RCP2.6）**	
	西風将来変化を年々変動で規格化	**南風将来変化を年々変動で規格化**	**西風将来変化を年々変動で規格化**	**南風将来変化を年々変動で規格化**
冬季	0.30	1.05◎	0.00	0.55○
春季	0.74◎	-0.48	0.39	-0.31
夏季	1.07◎	-0.52○	0.33	-0.04
秋季	0.37	0.62◎	0.48	0.14

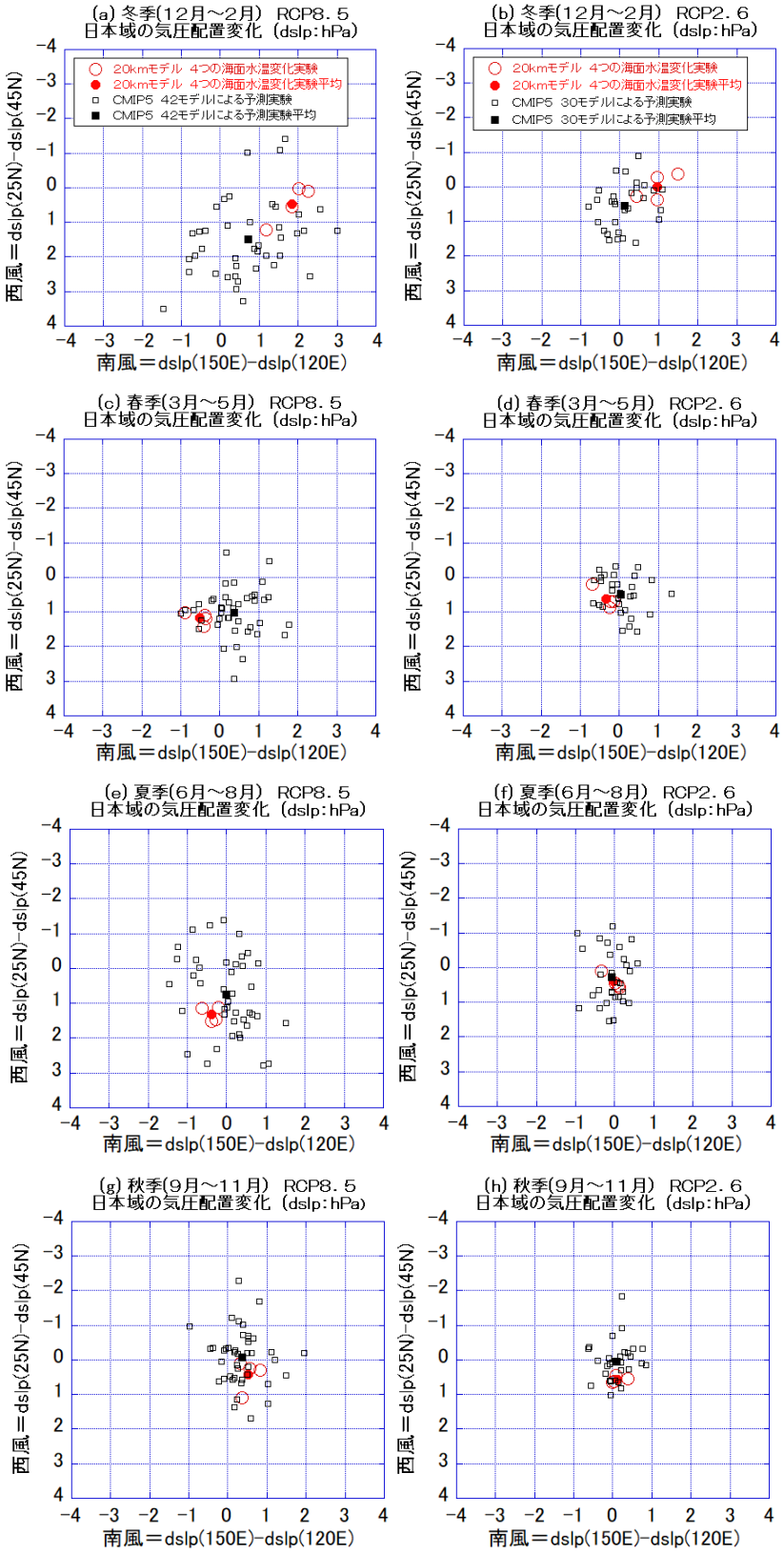


図 8.2.6　指数化した日本域の季節平均気圧配置の将来変化

縦軸は西風変化指数（南北海面気圧差変化（hPa））、横軸は南風変化指数（東西海面気圧差変化（hPa））。定義の詳細は本文参照。左列は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、右列は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による将来変化。(a) 及び (b) は冬季、(c) 及び (d) は春季、(e) 及び (f) は夏季、(g) 及び (h) は秋季平均。赤印は全球 20 km モデル実験 4 メンバーとアンサンブル平均、黒印は CMIP5 モデル実験（4℃上昇シナリオ（RCP8.5）42 メンバーと 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）30 メンバー）とそのアンサンブル平均。

8.3　背景要因

大気循環に将来変化をもたらす要因は、地球温暖化による昇温が空間的に一様でないことである。具体的な代表例として、以下のものが考えられる。

① 対流圏は昇温するが成層圏は冷却するため、対流圏界面の高度が大きく変化する亜熱帯と中緯度間ではジェット気流の位置や強さが変化する。

② 熱帯域など対流活発域では、水蒸気が増加した湿潤大気の不安定性解消により鉛直温度成層が安定化し、鉛直方向の大規模な大気運動は抑制される。

③ 大陸地表面温度の昇温は海面水温の昇温より大きい。雪氷は融解し海面や陸面が現れる。陸面・海面の温度コントラストが冬季は小さく夏季は大きくなる結果、大陸周辺の地表面付近では冬季モンスーンは弱く、夏季モンスーンは強くなる。

④ 海面水温の昇温は一様でなく地域的な分布が生じる。例えば、多くのモデルでは、他の海域と比べて赤道太平洋上で海面水温が大きく上昇する分布になると予測しているが、このような海域では相対的に対流が活発になり、これに対する大気の応答が生じる。

8.3.1　冬季気圧配置の将来変化

なぜ、冬季の日本付近で西高東低の冬型気圧配置が弱まる一方、アリューシャン低気圧は北偏して強まるのか。モデル予測実験研究（図 8.3.1）によると、21 世紀末の冬季には、赤道太平洋での海面水温変化への大気応答として日本の南東域に高気圧偏差が形成され、更にアリューシャン低気圧が深まるためである。また、日本の南東域の高気圧偏差には海洋と大陸の間の地表面温度コントラストが弱まる効果が加わる。一方、オホーツク海の海氷減少による昇温は、低気圧偏差をもたらす。（Gan et al., 2017）

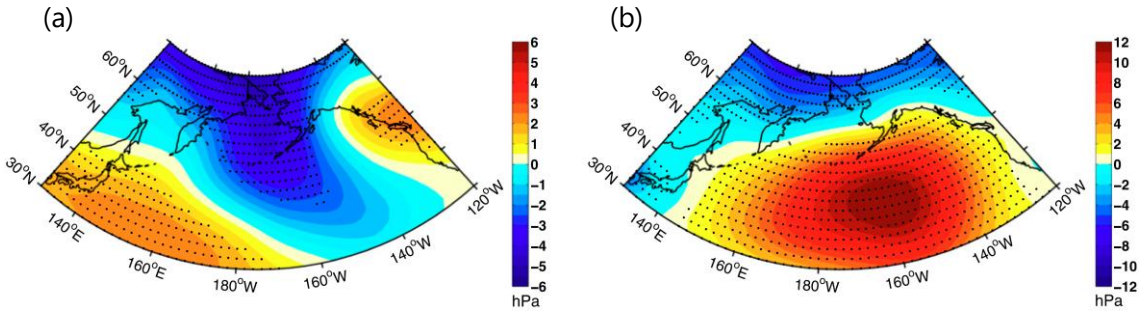


図 8.3.1　冬季（12～翌 2 月）海面気圧の将来変化（hPa）

米国大気科学研究所（NCAR）大気モデル（CAM3.1）実験による。(a) 二酸化炭素（CO_2）濃度を現在気候実験の 4 倍にした大気海洋結合モデル実験による海面気圧の将来変化。(b) (a) の実験で得られた海面水温変化を全球で平均して一様昇温として与えつつ、CO_2 濃度は (a) と同様に現在の 4 倍にした大気モデル実験による海面気圧の将来変化。（Gan et al. (2017) より転載 © American Meteorological Society. Used with permission)

CMIP5 の一つ前の結合モデル相互比較プロジェクトである CMIP3 の結果（Nishii et al., 2009）では、地球温暖化により寒気の南下が弱まると、真冬でも日本海で低気圧が頻繁に発達する傾向が予測されており、「春一番」の早期化の可能性が高まる。CMIP5 の結果を示す図 8.1.1 では、日本南岸の太平洋で低気圧活動は大きく減少するが、相対的に日本海での減少は小さく、北海道周辺ではむしろ増加する傾向である。

8.3.2　　夏季気圧配置の将来変化

Kosaka and Nakamura (2011) によると、CMIP3 の結果では、東南アジアから北西太平洋上の鉛直安定度増加（や降水量減少）を外力とする、正の太平洋-日本（PJ）振動的なパターンに似た応答が見られる。その平均的な位相は、フィリピン付近の緯度帯の大気下層循環で高気圧性偏差、日本の南東側を中心に低気圧性偏差であり、年々変動に現れる PJ パターンと比較すると南北位相の位置が異なる。また、符号も含めてモデル依存性も小さくない。オホーツク海から太平洋北部にかけて高気圧性の大気下層循環が有意に見られるのも特徴である。この結果、盛夏の北日本太平洋側では北東風頻度が増加するという研究結果が出ている（Endo, 2012）

夏季の東アジアでは、モンスーン（南風）が強まるのか弱まるのか。IPCC によれば、CMIP5 平均の東アジア南風指数は強化される方向であるが、符号を含めて不確実性は高い。（図 8.3.2）

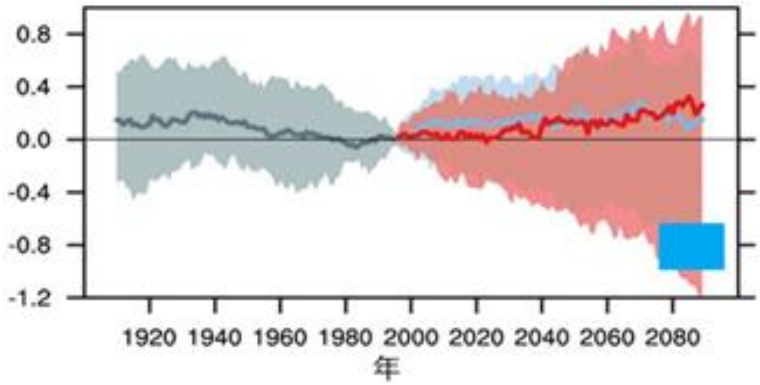


図 8.3.2　夏季東アジアモンスーン南風指数の経年変化

南風指数は、東経 160 度と同 110 度における北緯 10～50 度の平均海面気圧の差（hPa）で定義され、CMIP5 の歴史実験（灰色）と RCP8.5 と RCP4.5 シナリオ実験（赤色と水色）から計算されている。（IPCC (2013) より、図 14.5 を改変・転載。元の図を和訳し、全球 20 km モデルによる 21 世紀末のおおよその予測範囲について青色で加筆）

CMIP5 モデル実験の研究（図 8.3.3）（Endo et al., 2018）によると、標準の温暖化実験では、東アジアの海洋側では南風が弱くなる地域が見られる。一方、海面水温を現在気候のままで温暖化実験を行うと、東アジアの海洋側においても熱帯を除き南風が弱くなる地域がなくなる。東アジア南風指数が将来弱化する CMIP5 モデルは、海洋昇温量が大きい又は海面水温昇温の影響を大きく表現するモデルであると考えられる。

全球 20 km モデルの場合の結果が負に偏っていること（図 8.3.2）については、東アジアの北風偏差による水蒸気輸送の変化を通して日本域の夏季の降水量将来変化の予測（全球 20 km モデル平均の増加率が CMIP5 モデルの平均に比べて大幅に小さく、減少傾向を予測するメンバーもある）にも影響している可能性がある（Ose et al., 2020）。

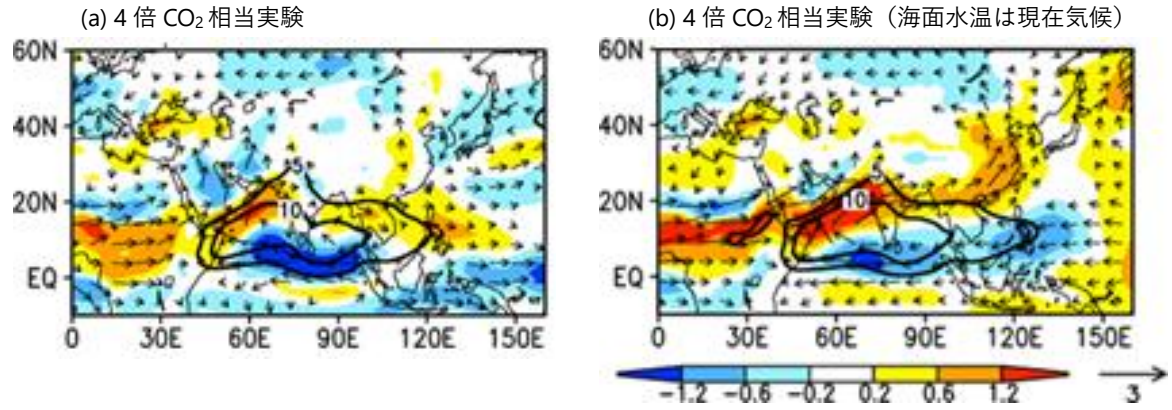


図 8.3.3　温暖化実験における夏季 850 hPa 風速の将来変化

(a) 二酸化炭素（CO_2）濃度を 4 倍に増加させ、海面水温もそれに対応して上昇させたものを与えた大気モデル実験の結果。青色系は風速（m/s）の減少、赤黄色系は増加を表す。図中の矢印は 850 hPa 風ベクトルの変化。

(b) 海面水温を現在気候値に固定した場合。その他の設定は (a) と同様。

（いずれも Endo et al. (2018) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載）

8.3.3　　ジェット気流の将来変化

Harada et al. (2013; 2014) によると、CMIP5 の冬季の東アジアのジェット気流は日本域から太平洋にかけて強くなり北上傾向にあると予測されているが、これは熱帯降水分布の経度分布変化に伴い生じる定常波の変化、及び関連するストームトラックの影響で説明できる。一方、東南アジアから南シナ海においてもジェット気流は強くなる傾向であり、これは基本場の将来変化（熱帯域での上昇流の抑制）で説明できる。

CMIP5 のモデル実験の研究（Endo et al., 2018）によれば、海洋の平均昇温の効果や海面水温の昇温分布の効果のみを設定した実験では、夏季ジェット気流は現在気候の場合の南側を中心に強まる一方、大陸地表面温度の昇温効果のみを設定した実験では逆に南側を中心に弱くなる。将来の夏季平均のジェット気流は現在気候時に比べてやや南側で強まるが、これは海洋と大陸上の昇温の 2 つの効果の打ち消し合いの結果と言える。

観測に基づく研究（Horinouchi et al., 2019）によれば、6 月から 7 月の東アジアの降水帯（梅雨帯）は、上層のジェット気流の南側に位置し、季節変化とともに北上する。CMIP5 モデルの現在気候実験及び将来実験においても、ジェット気流と梅雨帯の緯度には同様の関係が認められる。CMIP5 モデルの 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の将来実験では、夏季のジェット気流は、平均的に見て現在より南側で強化され緯度にして 0.94 度南下し、これに伴い梅雨帯のピークの緯度は現在より 0.41 度南側に移動する。

現在気候再現性が高い 5 つの CMIP3 モデルによる予測結果を用いた研究（Hirahara et al., 2012）では、初夏から盛夏への季節進行の観点で見ると、将来の東アジア域ジェット気流は、季節進行とともに北上する現在気候のジェット気流の南側で強まる傾向であるが、日本域で平均すると梅雨帯の北上の遅れは見られない。全球大気モデルの予測結果の研究（Ose, 2019）では、降水量の将来変化量は水蒸気量の増加による降水量増加もあり、更に東西方向に流れるジェット気流のほかに南北

方向の大気循環の将来変化もまた降水変化の地域分布に関係しているため、結果としての降水量変化予測にはモデル依存性や経度依存性が見られる。

参考文献

Endo, H., 2012: Future changes of Yamase bringing unsusual cold summers over Northeastern Japan in CMIP3 multi-models. J. Meteor. Soc. Japan, 90A, 123 – 136, DOI:10.2151/jmsj.2012-A06.

Endo, H., A. Kitoh and H. Ueda, 2018: A unique feature of the Asian summer monsoon response to global warming: the role of different land-sea thermal contrast change between the lower and upper troposphere. SOLA, 14, 57 – 63, DOI:10.2151/sola.2018-010.

Engel, A., T. Mobius, H. Bonisch, U. Schmidt, R. Heinz, E. Atlas, S. Aoki, T. Nakazawa, S. Sugawara, F. Moore, D. Hurst, J. Elkins, S. Schauffler, A. Andrews and K. Boering, 2009: Age of stratospheric air unchanged within uncertainties over the pst 30 years. Nature Geo., 2, 28 – 31.

Gan, B., L. Wu, F. Jia, S. Li, W. Cai, H. Nakamura, M.A. Alexander and A.J. Miller, 2017: On the response of the Aleutian low to greenhouse warming. J. Climate, 30, 3907 – 3925. DOI:10.1175/JCLI-D-15-0789.1.

Gillet and Stott, 2009: Attribution of anthropogenic influence on seasonal level pressure. Geophys. Res. Lett., 36, L23709.

Harada M., S. Hirahara, S. Hagiya, H. Murai, Y. Oikawa and S. Maeda, 2013: Intensification of the south side of the Asian jet stream during the northern winters in CMIP5 models. SOLA, 9, 94 – 97, doi.10.2151/sola.2013-021.

Harada M., S. Wakamatsu, S. Hirahara, H. Murai, Y. Oikawa and S. Maeda, 2014: Impacts of slowed tropical circulation on winter stationary waves in East Asia and the North Pacific. SOLA, 10, 180-184, doi.10.2151/sola.2014-038.

Hirahara, S., H. Ohno, Y. Oikawa and S. Maeda, 2012: Strengthening of the Southern Side of the Jet Stream and Delayed Withdrawal of Baiu Season in Future Climate. J. Meteor. Soc. Japan, 90, 663 – 671, DOI:10.2151/jmsj.2012.506.

Horinouchi T., S. Matsumura, T. Ose and Y.N. Takayabu, 2019: Jet-precipitation relationship and future change of the Mei-Yu-Baiu rainband and subtropical jet in CMIP5 coupled GCM simulations. J. Climate, 32, 2247 – 2259, DOI:10.1175/JCLI-D-18-0426.1.

Ito, R., T. Ose, H. Endo, R. Mizuta, K. Yoshida, A. Kitoh and T. Nakaegawa, 2020: Seasonal characteristics of future climate change over Japan and the associated atmospheric circulation anomalies in global model experiments. Hydrol. Res. Lett., 14, 130 – 135, doi:10.3178/hrl.14.130.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi , 2015: The JRA-55 reanalysis: general specifications and basic characteristics. doi: 10.2151/jmsj.2015-001.

Kosaka, Y. and H. Nakamura, 2011: Dominant mode of climate variability, intermodal diversity, and projected future changes over the summertime western North Pacific simulated in the CMIP3 model. J. Climate, 24, 3935 – 3955, DOI:10.1175/2011JCLI3907.1.

Nishii, K., T. Miyakawa, Y. Kosaka and H. Nakamura, 2009: Reproducibility and Future Projection of the Midwinter Storm-Track Activity over the Far East in the CMIP3 Climate Models in Relation to ‘‘Haru-Ichiban’’ over Japan. J. Meteor. Soc. Japan, 87, 581 – 588, DOI:10.2151/jmsj.87.581.

Ose, T., 2019: Characteristics of future changes in summertime East Asian monthly precipitation in MRI-AGCM global warming experiments. J. Meteor. Soc. Japan, 97, 317-335. doi:10.2151/jmsj.2019-018.

Ose, T., Y. Takaya, S. Maeda and T. Nakaegawa, 2020: Resolution of Summertime East Asian Pressure Pattern and Southerly Monsoon Wind in CMIP5 Multi-Model Future Projections. J. Meteor. Soc. Japan, 98, 927 – 944. doi:10.2151/jmsj. 2020-047.

第9章　海水温

観測事実

- 世界の年平均海面水温は 100 年当たり 0.55℃で、また日本近海の年平均海面水温は 100 年当たり 1.14℃で、有意に上昇している。世界平均した海洋内部の水温も長期的に上昇している。

将来予測

- 日本近海の 21 世紀末の年平均海面水温は 20 世紀末に比べ有意に上昇し（確信度が高い）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で 3.6 ± 1.3℃、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 1.1 ± 0.6℃上昇すると予測されている。

9.1　観測事実

9.1.1　世界

(1)　海面水温

気象庁は、米国海洋大気庁（NOAA）作成の ICOADS（International Comprehensive Ocean-Atmosphere Data Set）や現業的に収集している近年のデータを合わせた 100 年以上にわたる歴史的なデータにより作成された海面水温格子点データ（COBE-SST: Ishii et al., 2005）を用いて、1891 年から 2019 年の世界の海面水温の上昇率を見積もった。

2019 年の世界全体の年平均海面水温の平年差（1981～2010 年の平均値からの差）は +0.33℃で、1891 年以降では 2016 年と並び最も高い値となった。この結果、2014 年から 2019 年までの最近 6 年間の値が上位 6 番目までを占めることとなった。世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は 100 年当たり +0.55℃（信頼水準 99%で統計的に有意。統計期間 1891～2019 年）である（図 9.1.1）。また、海面水温の長期変化傾向には海域による違いがあり（図 9.1.2）、北太平洋及び北大西洋の西岸境界流域では全球平均を上回る上昇率を示す（Wu et al., 2012）とともに、南大西洋の上昇率は 100 年当たり +0.71℃（信頼水準 99%で統計的に有意）で、全球平均の上昇率より有意に大きい（信頼水準 99%）。

世界全体の平均海面水温は、地球温暖化の指標として用いられる世界の平均気温（第 4.1 節参照）と同様、その長期的な上昇には地球温暖化の影響が考えられるが、気候システムに内在する数年から数十年規模の自然変動の影響も受けて変動している。

年々変動に関しては、エルニーニョ現象の発生から半年程度遅れて上昇することが知られており（Angell, 1990）、例えば顕著なエルニーニョ現象が終息した 2016 年の年平均海面水温平年差は +0.33℃で、これもエルニーニョ現象直後である 2019 年と並び過去 129 年間の最高値であった。ただし、個々のエルニーニョ現象の規模と平均海面水温の上昇幅との関係は単純に対応するものではなく、またエルニーニョ現象以外の自然変動の影響も及んでいる可能性がある。

数年以上の時間規模の変動（図 9.1.1 青線）に注目すると、最近では 1970 年代半ばから 2000 年前後にかけて明瞭な上昇傾向を示した後、2010 年代前半にかけては横ばい傾向で推移し（ハイエイタス）、その後再び上昇傾向を示した。これは地球温暖化に伴う百年規模の変化に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化の進行を正確に評価するためには、この自然変動の影響の評価が欠かせない。また、近未来の地球温暖化予測を行う上でも、海洋の自然変動の影響を加味することが課題となっている（コラム 3 参照）。

地球温暖化により海面水温の上昇が進むにしたがい、その海域で以前には見られなかった、あるいはまれであった極端な高水温現象がより頻繁に発生する可能性が高まってきている。高水温現象がある程度の範囲と期間で継続すると、生態系や漁業、局地的な天候に大きな影響を及ぼすことが懸念され、「海洋熱波」として注目が高まりつつある（IPCC, 2019）。例えば 2013 年から 2015 年にかけて北東太平洋北米西岸沖で持続した「Blob（ブロブ： Bond et al., 2015）」と名付けられた高水温現象は、この海域の生態系に大きなダメージを与えた。また、熱帯域、亜熱帯域では、通常より高い水温が持続することで引き起こされるサンゴの白化現象の頻度が増している（Hughes et al., 2018）。

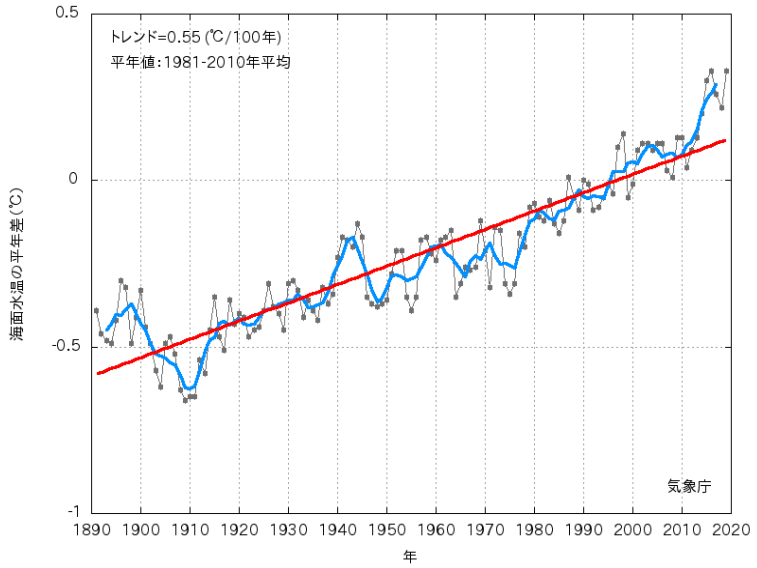


図 9.1.1　世界全体の年平均海面水温平年差の年々変動（1891～2019 年）
各年の値を黒丸、5 年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

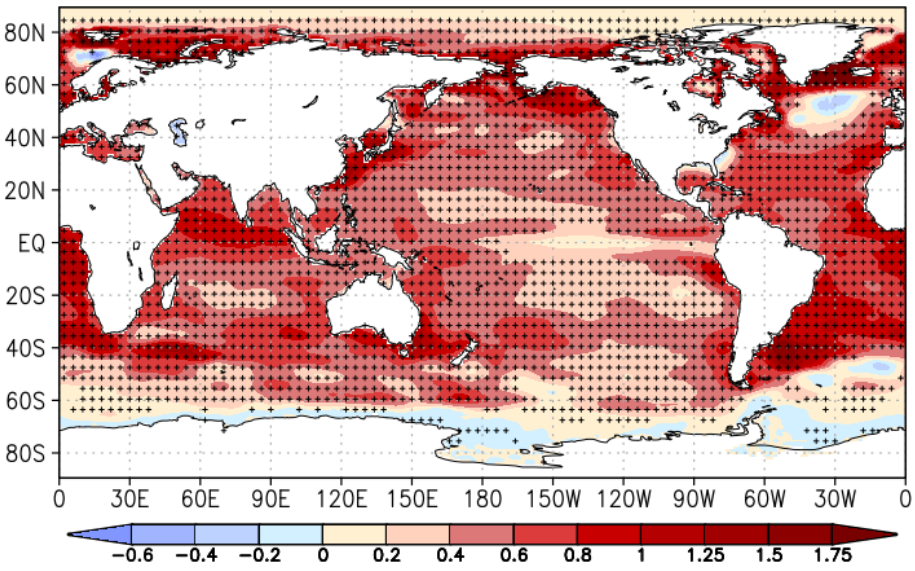


図 9.1.2　年平均海面水温の長期変化傾向（℃/100 年）
1891～2019 年の期間から算出した変化傾向を示す。
＋記号は変化傾向が信頼水準 95%で統計的に有意であることを示す。

(2)　海洋貯熱量

地球表面の7割を占める海洋は、大気に比べて熱容量が大きいため大量の熱を蓄えることができ、温室効果ガスの増加により地球に新たに加わった熱エネルギーの約 90%を取り込んでいる（IPCC, 2013）。したがって、海洋に蓄えられる熱量（貯熱量）の変化は、地球温暖化の進行を監視する上で重要な指標である。また、海水温の上昇に伴う海水の熱膨張は水位に影響を及ぼすため、水位変化の要因について定量的な評価を行う上でも、貯熱量の増加を把握することが必要である。貯熱量の増加による水温上昇は、海洋生物が生息する環境の変化を通じた生態系への影響の観点からも懸念されている。

図 9.1.3 は、過去の現場観測データを基に作成した歴史的海水温データセット（Ishii et al., 2017）に基づく、海面から水深 2,000 m までの海洋貯熱量の 1955 年からの増加量である。貯熱量は長期的に増加する傾向にあり、2019 年の貯熱量は 1955 年と比べて約 43×10^{22} J 増加した。水深 2,000 m までの平均水温で言えば、この間に約 0.15℃上昇したことになる。貯熱量の増加は 1990 年代半ばから加速しており、例えば 1993 年の前後で比べると、1993 年以前は 10 年当たり約 3.9×10^{22} J であったところ、同年以降は 10 年当たり約 9.7×10^{22} J と、およそ 2.5 倍となっている。このような加速は IPCC (2019) でも注目されている。また、海洋表層（ここでは海面から水深 700 m まで）と中層（ここでは水深 700 m から 2,000 m まで。なお、海洋の平均水深は約 4,000 m である。）で比較すると、それぞれの貯熱量の増加量は約 27×10^{22} J、約 15×10^{22} J と、地球温暖化の影響が海面付近のみならず海洋内部まで及んでいることが分かる。海洋内部に熱が蓄えられる仕組みとしては、海面から熱が海の中へ直接伝わっていくことがまず挙げられる。これに加え、中・高緯度の海面付近の海水が低緯度側のより軽い海水の下に潜り込んでいく流れや、北大西洋や南極大陸近くの海域で生成される低温で高塩分の重たい海水が深層に達する対流、またこれらの循環によっても、熱が運ばれていると考えられている（IPCC, 2013）。

世界平均の地上気温や海面水温は、1990 年代末から 2010 年前後まで昇温が滞った（ハイエイタス）が、海洋貯熱量にはそのような滞りは認められず、この期間も変わらず上昇は続いている。新たに加わった熱エネルギーの 90%以上が海洋に取り込まれていることを考えると、地球システム全体のエネルギーはこの期間も増加傾向に大きな変化はなかったと判断される。つまり、地球システム内で、気温や海面水温の滞りに対応する分、大気から海洋や雪氷圏などへ熱エネルギーが移動したと考えられる（図 4.1.1; コラム 3 参照）。

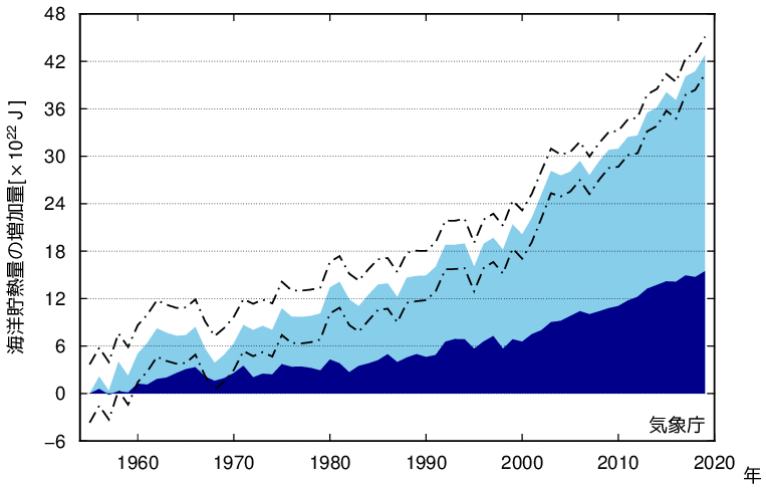


図 9.1.3　1955 年以降の年平均海洋貯熱量の増加

水色の陰影は海面から水深 700 m まで、紺色の陰影は水深 700 m から 2,000 m までの年平均貯熱量。一点鎖線は海面から水深 2,000 m までの解析値の 95%信頼区間を示す。

9.1.2　　日本近海

(1)　海面水温

高槻ほか（2007）に倣い、気象庁が収集している船舶やブイ等の現場観測データ及びそれを基とする緯度・経度 1 度間隔の海面水温格子点データ（COBE-SST: Ishii et al., 2005）を組み合わせることで、海面水温の変動特性に基づき分類した日本近海の 13 海域及び日本近海全体における年平均海面水温の長期変化傾向を見積もった。なお、1900 年代初頭以前や第二次世界大戦の前後数年は観測数が少なく、一定数に満たない年は欠測としている。

図 9.1.4 に、日本近海の 13 海域で平均した年平均海面水温の長期変化傾向を示す。1900 年から 2019 年までの統計期間において 13 海域で平均した上昇率は、+1.14℃/100 年となっており（信頼水準 99%で統計的に有意）、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率（+0.53℃/100 年）よりも大きく、日本の気温の上昇率（+1.24℃/100 年）と同程度の値となっている。

海域別に見ると（図 9.1.5）、各海域で一様に上昇しているのではなく、黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖、釧路沖の海域平均海面水温の上昇率は日本の気温の上昇率と同程度となっている一方、三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東及び先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。季節別では、一般に冬の昇温率が大きい。

上昇の割合は時間的にも一定ではなく、長期的な昇温に加えて十年規模の変動が顕著に認められる。全海域平均水温（図 9.1.4）は、近年では 2000 年頃に極大、2010 年頃に極小となった後、上昇している。この変化に対応する最も卓越する変動は、東シナ海北部、黄海、日本海南西部、日本海中部を中心に広い海域で冬季の海面水温に認められるもので、冬季の季節風の強さが深く関係していると考えられる。それ以外にも、北海道周辺海域を中心に 2000 年頃から夏季の海面水温の上昇が認められ、熱帯の対流活動の影響を受けている可能性が指摘されている（吉田ほか, 2020; Park et al., 2012）。

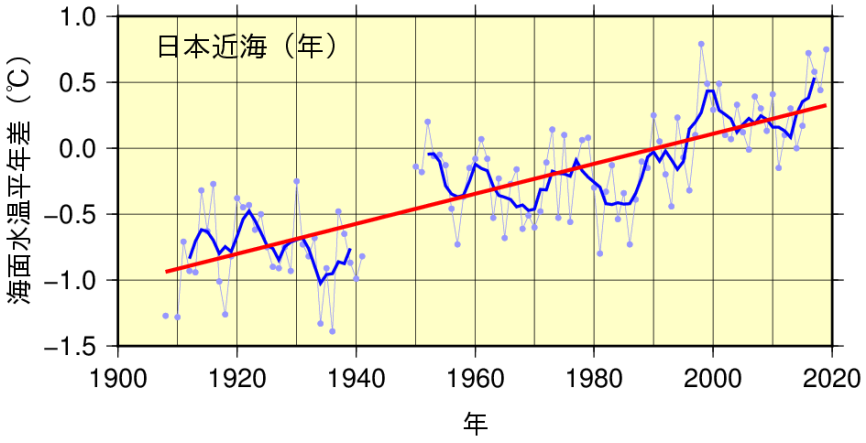


図 9.1.4　日本近海の全海域平均海面水温（年平均）の平年差の推移)
図の青丸は各年の平年差を、青の太い実線は 5 年移動平均値を、赤の太線は長期変化傾向を表す。平年値は 1981～2010 年の 30 年間の平均値。

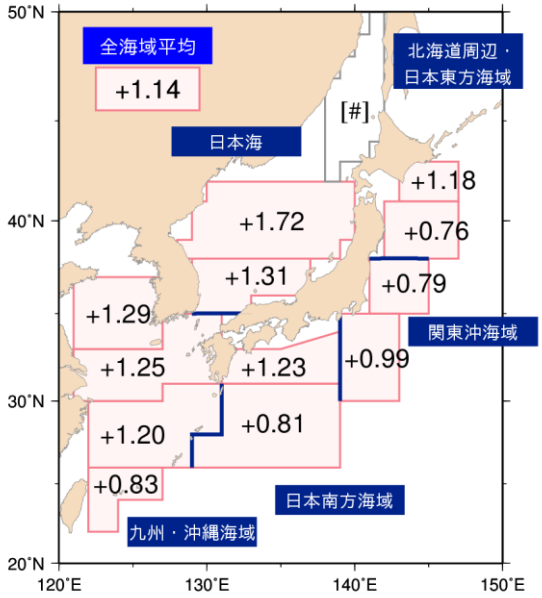


図 9.1.5　日本近海の海域平均海面水温（年平均）の上昇率（°C/100 年）

1900～2019 年までの上昇率を示す。上昇率の数字は信頼水準 99%以上で有意な変化傾向があることを示す。上昇率が [#] とあるものは、100 年間の変化傾向が明確に見いだせないことを示す。

9.2　将来予測

9.2.1　世界

IPCC (2019) よると、世界の平均海水温は、*ほぼ確実に* 21 世紀中に上昇すると見られる（*確信度が高い*）。世界の平均海面水温は、21 世紀末（2081～2100 年平均）には、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べて、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.73℃（90%信頼区間：0.60～0.87℃）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 2.58℃（90%信頼区間：2.34～2.82℃）上昇すると予測される（IPCC (2019) 表 CB1.1; 図 9.2.1 (a)）。2015 年から 2100 年までに海面から水深 2,000 m まで（上層 2,000 m 深まで）の海洋が吸収する熱量は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 93.5×10^{22} J（90%信頼区間：65～134 $\times 10^{22}$ J）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で 218×10^{22} J（90%信頼区間：171～279 $\times 10^{22}$ J）であると予測される（IPCC (2019); 図 9.2.1 (b)）。これらはそれぞれ、0.35℃及び 0.82℃の昇温に相当する（海水比熱と海水密度をそれぞれ 3,990 J kg^{-1} K^{-1} 及び 1036 kg m^{-3} とし、2,000 m 以浅の体積は地球を半径 6,375 km の球体と仮定して GEBCO_2019 を基に算出）。

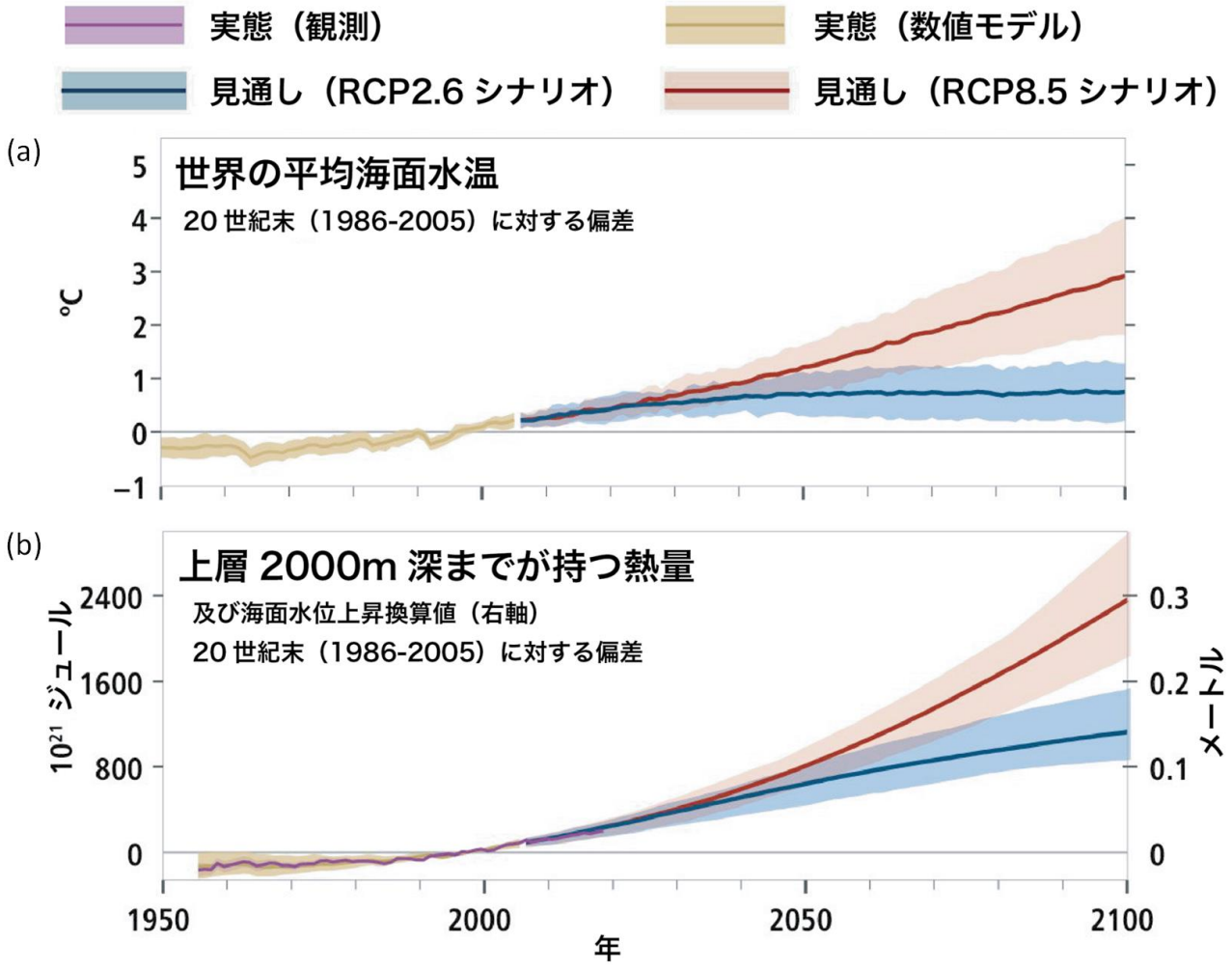


図 9.2.1　世界平均海面水温と上層 2,000 m 深までの海洋貯熱量の推移

(a) 世界の平均海面水温の 20 世紀末に対する偏差。(b) 上層 2m000 m 深までが持つ熱量の 20 世紀末に対する偏差。右軸は熱膨張に伴う海面水位上昇の概算値を示す。(IPCC (2019) 政策決定者向け要約より、図 SPM.1 の一部を和訳・転載)

9.2.2　　日本近海

SI-CAT[4]海洋モデル（付録 1 参照）によると、日本近海の平均海面水温は、21 世紀中に有意に上昇すると予測される（確信度が高い）。これは、観測トレンドや結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5]モデル予測とも整合的な結果である。21 世紀末（2081～2100 年平均）には、20 世紀末（1986～2005 年平均)と比べて、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 1.1 ± 0.6℃、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 3.6 ± 1.3℃上昇すると推定される（不確実性の幅は 90%信頼区間）。これらの見積りは世界平均より大きい値となっている。日本近海の海面水温上昇は一様でなく、上昇の程度は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では日本海中部、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では釧路沖や三陸沖で大きいと予測される。

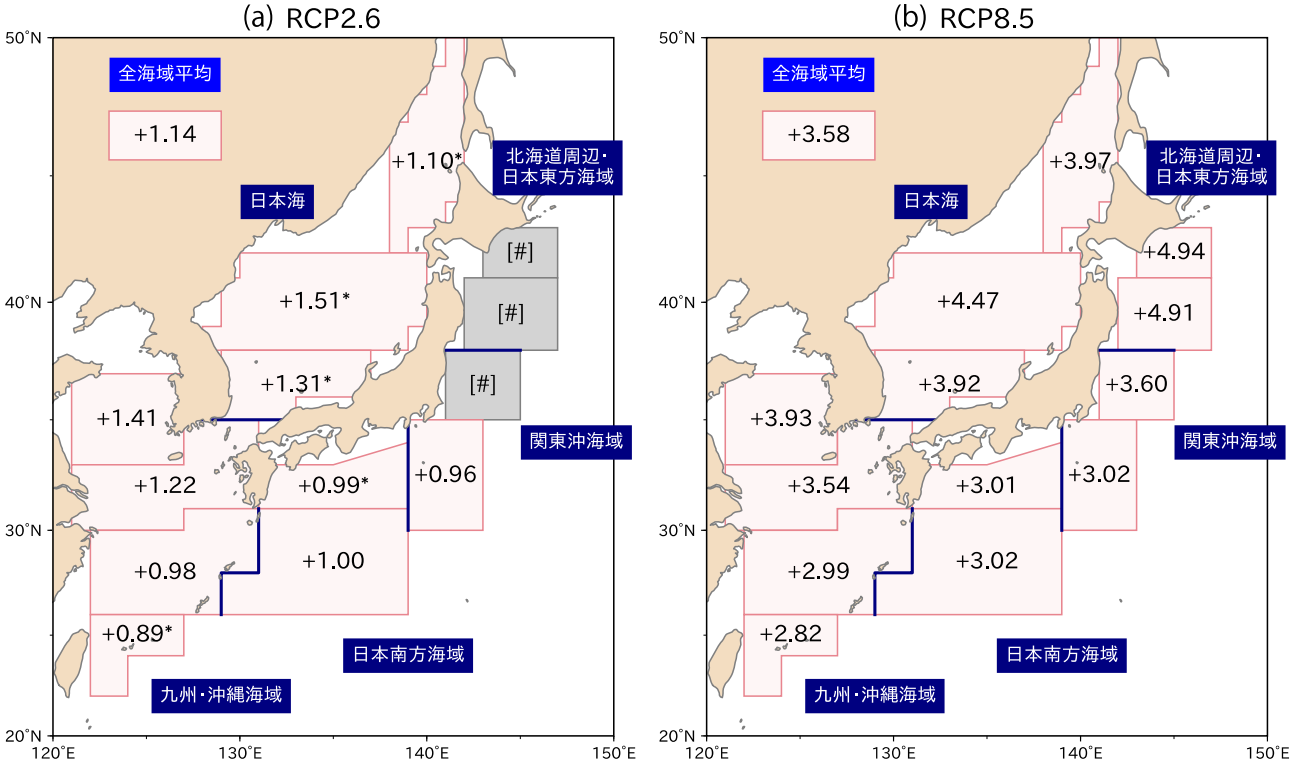


図 9.2.2　SI-CAT モデルデータに基づく、
21 世紀末における日本近海の海域平均海面水温の 20 世紀末からの上昇幅（℃）

(a) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による見積り。図中の無印の値は信頼水準 99%以上で統計的に有意な値を、「*」を付加した値は 95%以上で有意な値を示している。上昇率が [#] とあるものは、統計的に有意な長期変化傾向が見出せないことを示している。

9.3　　背景要因

1970 年代以降の海面から水深 2,000 m までの温暖化には、人為起源の強制力が寄与した*可能性が非常に高い*（IPCC (2013); IPCC (2019)）。このような海洋内部の昇温は、海水の熱膨張を通じて世界平均海面水位の上昇をもたらす要因の一つとなっている（第 10.3 節参照）。また、海水温の上昇率は表層の方が大きいため、表層と深層の密度差が拡がり海洋内部の成層の度合いが強まりつつあり、生態系への影響が懸念されている（IPCC (2019); 第 14.1.1 項参照）。

一般に、日本を含む西岸境界流域では、1900 年から現在までの海面水温上昇率が全球平均よりも 2 倍から 3 倍大きいという見積もりがある（Wu et al., 2012）。海洋再解析データ[1]（simple ocean data assimilation (SODA): Giese and Ray, 2011）に基づく解析によると、その主要因として、風系

の北上に伴い 1900 年以後、西岸境界流が強まった、あるいは 1 度程度北上した傾向が寄与した可能性（*確信度は低い*）が指摘されている（Wu et al., 2012; IPCC (2013)）。

日本付近の海面水温上昇率が世界平均の上昇率よりも大きい要因としては、上記の海洋循環の変化（日本付近においては暖流である黒潮の変化）の影響に加え、大陸に近い海域の海面水温の上昇率が相対的に大きくなっていることから、日本に近い大陸内陸部での大きな気温の上昇率の影響を受けている可能性も考えられる（気象庁, 2015）。また、大気海洋結合モデルを用いた最近の研究によると、1980 年代以降の黒潮域の昇温の要因として、対流圏下層において北西太平洋域に運ばれた暖気の移流と黒潮の北偏を伴う海洋循環の変化の双方が寄与した可能性が指摘されている（Toda and Watanabe, 2020）。

SI-CAT 海洋モデルによる 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）下の将来予測では、日本近海の水温は世界平均より上昇率が大きい。なかでも三陸沖や釧路沖で特に海面水温の上昇率が大きい（図 9.2.2 (b)）。これらの海域は、モデルの現在気候における海面水温の南北傾度が大きい領域（海洋前線域）に対応している（図 付録 1.4.1 (a)）。今回用いたモデルでは、偏西風の北偏に伴い北太平洋の亜熱帯循環が北偏する傾向が見られた（第 13.1.1 項の (2) 参照）ことから、その結果として、特に海洋前線域で大きな水温差が生じたと考えられる。

参考文献

Angell, J.K., 1990: Variation in global tropospheric temperature after adjustment for the El Niño influence, 1958-89. Geophys. Res. Lett., 17, 1093 – 1096.

Bond, N.A., M.F. Cronin, H. Freeland and N. Mantua 2015: Causes and impacts of the 2014 warm anomaly in the NE Pacific. Geophys. Res. Lett., 42, 3414 – 3420, doi:10.1002/2015GL063306.

Giese, B.S. and Ray, S. El Niño variability in simple ocean data assimilation (SODA), 1871_2008. J. Geophys. Res. 116, C02024 (2011).

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegrı́a, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective analyses of sea-surface temperature and marine meteorological variables for the 20th Century using ICOADS and the Kobe Collection. Int. J. Climatol., 25, 865 – 879.

Ishii, M., Y. Fukuda, H. Hirahara, S. Yasui, T. Suzuki and K. Sato, 2017: Accuracy of Global Upper Ocean Heat Content Estimation Expected from Present Observational Data Sets. SOLA, 13, 163 – 167.

Toda, M. and M. Watanabe, 2020: Mechanisms of enhanced ocean surface warming in the Kuroshio region for 1951-2010, Clim. Dyn., 54, 4129 – 4145.

Wu, L., W. Cai, L. Zhang, H. Nakamura, A. Timmermann, T. Joyce, M. J. McPhaden, M. Alexander, B. Qiu, M. Visbeck, P. Chang and B. Giese, 2012: Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents. Nature Climate Change, 2, 161 – 166.

気象庁, 2015：異常気象レポート 2014　近年における世界の異常気象と気候変動～その実態と見通し～. 253 pp.

高槻靖，倉賀野連，志賀達，分木恭朗，井上博敬，藤原弘行，有吉正幸，2007：日本周辺海域における海面水温の長期変化傾向．測候時報，74，S33-S87.

吉田久美, 北村佳照, 中野俊也, 2020：日本近海における海面水温の十年規模変動. 海の研究, 29(2), 19-36，doi:10.5928/kaiyou.29.2_19.

コラム7.　国際的な気候観測体制の現状と課題等

1.　気候観測の範囲・目的・枠組み

気候観測は、気候の状態の記述、気候サービスの提供、又は気候変動の緩和・適応に関する意思決定に資するため、大気・海洋・陸面の諸要素について、世界中の現業・研究機関により、地上・船舶・航空機・衛星等で行われている。世界気象機関（WMO）、ユネスコ政府間海洋学委員会（UNESCO/IOC）、国際学術会議（ISC）及び国連環境計画（UNEP）を資金拠出機関とする全球気候観測システム（GCOS）では、正確で持続的な気候観測や気候データへの無料で無制限なアクセスを目指し、現時点で 54 の必須気候要素（ECV）を選定して広範な国際観測・研究計画を支援し、協働・連係している。GCOS は、全球地球観測システム（GEOSS）や気候サービスのための世界的枠組（GFCS）に気候観測分野で貢献するほか、気候変動に関する国際連合枠組条約（UNFCCC）の下で組織的観測を分担している。また、欧州委員会の地球観測計画コペルニクスとも連携関係にある。

2.　現状と課題の分析

GCOS では、各 ECV について観測要件を見直し、その要件に照らして気候観測の現状・課題を分析して現状報告書として公表した上で、それを受けて実施計画を策定・公表している。これらの過程では、GCOS の専門家が関与するとともに、公開レビューやシンポジウムを通じて広くニーズやフィードバックを聴取しながら進めている。2015 年の現状報告書によると、大気・海洋・陸面や衛星の分野間や観測要素ごとに発展状況が異なる中で、共通的なものやデータに関する課題として以下が認識されている。

- 観測網の不足の持続的な解消や開発途上国が気候変動への適応に必要な観測を確保するための能力開発が依然として大きく不足している。
- 自動観測により観測頻度が高まり遠隔地での観測も可能となっているが、品質に課題がある。
- 通報様式の標準化等により準リアルタイムでの全球的なデータ交換拡張の可能性がある。
- 歴史的なデータの復元が進展しているが、データポリシーにより阻害されることもある。
- 短期的な研究資金により開始した観測活動の維持が課題である。
- 観測データのポータルサイトやサーチエンジンが多数ある一方、利用可能なデータ・プロダクトの全体像がつかめない。
- 実測データの収集が、データ提供者の事情により不完全で更新されていない事例がある。
- データセンターから提供されるデータのフォーマットが使いにくく、品質管理されていないなどの事例がある。

3.　今後に向けた展望

2016 年の GCOS 実施計画策定以降、パリ協定を受けた気候変動の緩和・適応に係る政策の支援のため、水・炭素循環及びエネルギー収支の解明に向けた気候システム全体にわたる観測など、新たなニーズや要望の拡大への対処が必要となっている。また、衛星観測の高精度化のほか、クラウドソーシングデータや低コスト観測など、気候観測に係る技術の発展への対応も課題となっている。2023 年のパリ協定グローバルストックテイクを目指した次期実施計画策定の一環として ECV 観測要件の見直しを終え、現状・課題の分析を始めつつある。

第10章　海面水位

観測事実

- 日本沿岸の平均海面水位は、過去 100 年間に上昇傾向は見られないものの、1980 年以降では上昇傾向が見られる。

将来予測

- 日本沿岸の年平均海面水位は 21 世紀中に上昇すると見られる（確信度が高い）。21 世紀末には、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の下では 0.71 m（0.46～0.97 m）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の下では 0.39 m（0.22～0.55 m）上昇すると推定される。

10.1　観測事実

10.1.1　世界

IPCC (2019) では、過去の海面水位変化について以下のとおり結論づけている（括弧内の数値は 95%信頼区間（*非常に高い可能性*）を示す）。世界平均海面水位は、グリーンランド及び南極の氷床から氷が減少する速度の増大（*確信度が非常に高い*）や、氷河の質量の減少及び海洋の熱膨張の継続により、最近の数十年加速して上昇している。熱帯低気圧による風及び降雨の増大、並びに極端な高波の増加は、相対的な海面水位の上昇と結びついて、極端な海面水位の発生及び沿岸域のハザードを悪化させる（*確信度が高い*）。1902 年から 2010 年の期間に世界平均海面水位は 0.16 m（0.12～0.21 m）上昇した（図 10.1.1）。2006 年から 2015 年の世界平均海面水位上昇率は、1 年当たり 3.6 mm（3.1～4.1 mm）であり、これは直近の 100 年で例がない高さで（*確信度が高い*）、1 年当たり 1.4 mm（0.8～2.0 mm）であった 1901 年から 1990 年の上昇率の 2.5 倍である。なお、海面水位の上昇は世界的に一様ではなく、地域により異なる。地域による違いは、世界平均海面水位の上昇の ±30%以内であり、陸域の氷の減少に伴う地殻変動、海洋の昇温による熱膨張及び海洋循環の変化の地域的偏りによって生じる。世界平均海面水位との地域差は、局所的な人為的な活動（例えば地下水のくみ上げ）によるものを含む、急速な土地の上下動がある地域においてより大きくなりうる（*確信度が高い*）。

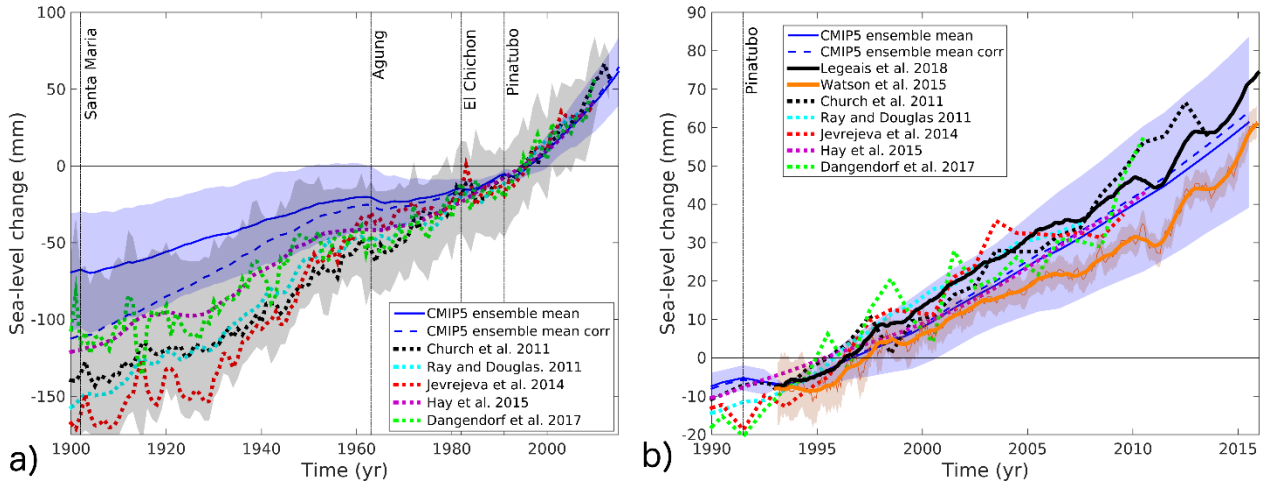


図 10.1.1　数値シミュレーションと観測による世界平均海面水位の比較

(a) は 1901 年以降、(b) は 1993 年以降の時系列。青の陰影部は数値シミュレーションの 95%信頼区間。灰色の陰影部は潮位計観測の 95%信頼区間。（IPCC (2019) より、図 4.5 を転載）

10.1.2　日本

気象庁では、日本沿岸の 70 地点（2020 年 1 月 1 日現在）で潮位の観測を実施するとともに、他機関の検潮所の観測データも用いて海面水位を監視している。日本沿岸の平均的な海面水位の長期変化傾向をつかむためには、地盤変動の少ない地点のできるだけ長期にわたる潮位観測データが必要である。このような条件に合う地点として、図 10.1.2 に示すとおり、1906 年から 1959 年については 4 地点を、1960 年以降については 16 地点を選択した。前者については、4 地点の年平均潮位平年差の平均値を日本沿岸の長期的な海面水位の評価に用いた。後者については、地域の偏りを受けないようにするため、櫻井及び小西（2005）に基づいて 16 地点を長期変動パターンの類似している 4 海域に分け、海域ごとに年平均潮位平年差を求めた後、4 海域を平均した値を日本沿岸の長期的な海面水位の評価に用いた（平年差は 1981～2010 年平均値からの差を表す）。

上述のデータから求めた年々変動を図 10.1.3 に示す。期間により地点数が異なるが、1960 年以降の 16 地点を用いた 4 海域平均の平年差の 5 年移動平均値（赤実線）と同期間の 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値（青破線）との間には高い相関があり（相関係数は 0.98）、地点数が異なっても長期変化の議論は可能である。過去約 100 年間の世界及び日本の平均気温が比較的単調に上昇しているのとは異なり、ここ 100 年の日本沿岸の海面水位には世界平均海面水位に見られるような上昇傾向は見られないが、1980 年以降については上昇傾向が明瞭である。全期間を通して 10 年から 20 年周期の変動（十年規模の変動）と 50 年を超えるような長周期の変動が卓越している（Sasaki et al., 2017）。また、1960 年から 2019 年の海面水位の変化を海域別に見た場合、北陸から九州地方の東シナ海側沿岸で他の海域に比べて大きな上昇傾向が見られる（図 10.1.4; 表 10.1.1）。

IPCC (2019) とほぼ同じ期間で日本沿岸の海面水位の変化を求めると、1906 年から 2010 年の期間では上昇傾向は見られない。一方、2006 年から 2015 年の期間では 1 年当たり 4.1 mm（0.1～8.2 mm）の割合で上昇している。

気象庁では、2003 年の途中から、国土地理院と連携して全国 13 地点の検潮所に GPS 観測装置を設置し、その観測データを活用して地盤変動の影響を精密に評価している。この 13 地点の観測データより、地殻変動の影響をより精密に評価することができる。図 10.1.5 は、2004 年以降（GPS 補正量を求めるためには 1 年分のデータが必要である。）に観測された各検潮所における年平均海面水位を、検潮所併設の GPS で観測された地盤上下変動量により補正したものである。上記 13 地点を平均した海面水位は、2006 年から 2015 年の期間で、地盤補正前は 1 年当たり 9.0 mm（5.5～12.6 mm）の割合で、地盤補正後は 1 年当たり 4.4 mm（1.7～7.2 mm）の割合で上昇しており（図 10.1.6）、図 10.1.3 の同期間の上昇率が妥当であることを裏付けている。

このように近年に限ると、日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位の上昇率と同程度になっている。

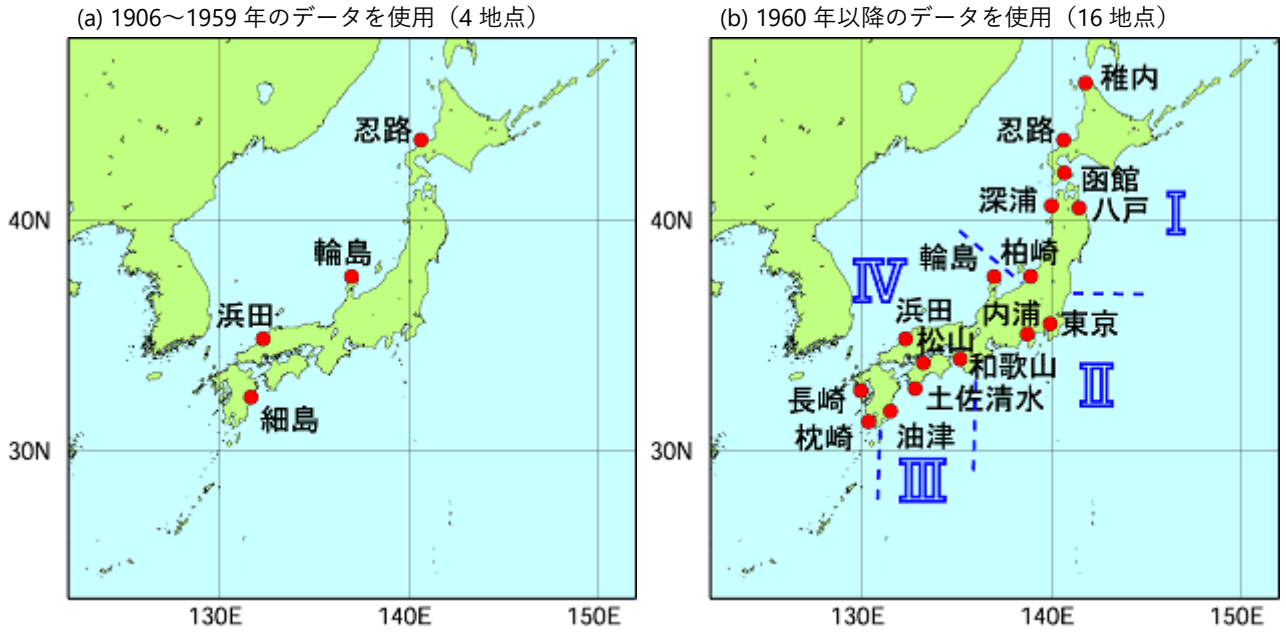


図 10.1.2　評価に用いた海面水位観測地点

日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所として、(a) 1906 年から 1959 年までは 4 地点、(b) 1960 年以降は 16 地点の検潮所を選択。1960 年以降については、海面水位の長期変動パターンが類似している海域別に、日本周辺を、北海道・東北地方の沿岸（I）、関東・東海地方の沿岸（II）、近畿～九州地方の太平洋側沿岸（III）、北陸地方から九州地方の東シナ海側沿岸（IV）の 4 海域に分類。忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管。東京は 1968 年以降のデータを使用している。平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011 年以降のデータを使用していない。

表 10.1.1　図 10.1.2 の各海域及び 4 海域平均の 1 年当たりの上昇率（mm/年）

最上段は 1960～2019 年の期間で算出した上昇率、下 2 段は IPCC (2019) における世界平均の海面水位の上昇率と同じ期間で算出した上昇率を示す。

	海域 I	海域 II	海域 III	海域 IV	4 海域平均	（世界平均）
1960～2019 年	1.1（0.9～1.4）	0.6（0.0～1.2）	1.1（0.6～1.6）	2.4（2.1～2.8）	1.3（1.0～1.7）	
1970～2015 年	1.4（1.0～1.8）	0.8（0.0～1.5）	1.0（0.2～1.7）	2.6（2.1～3.1）	1.4（0.9～1.9）	2.06（1.77～2.34）
1993～2015 年	1.7（0.6～2.8）	3.7（1.8～5.6）	2.2（0.5～3.9）	3.7（2.6～4.8）	2.8（1.7～4.0）	3.16（2.79～3.53）

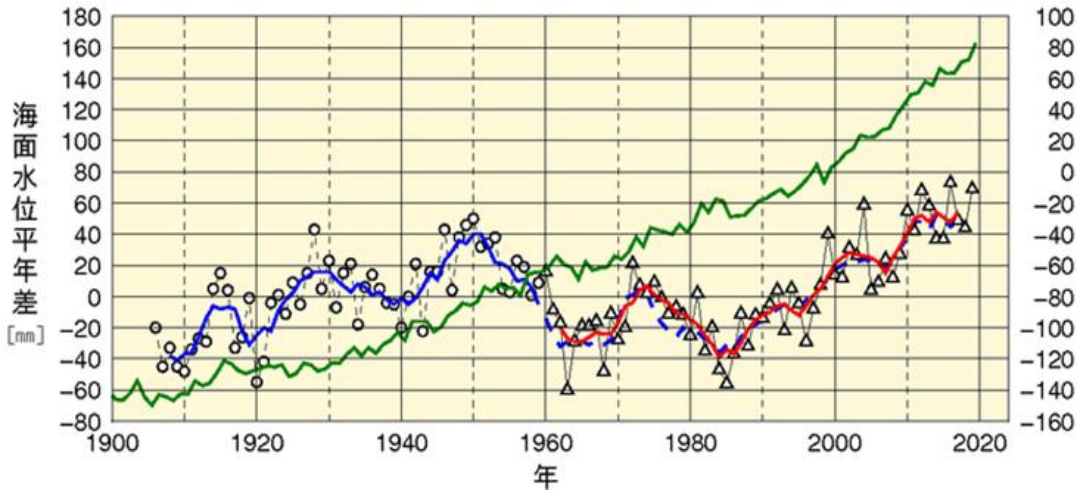


図 10.1.3　図 10.1.2 の地点・海域で平均した日本沿岸の海面水位の経年変動（1906～2019 年）
○（青実線）は日本沿岸 4 地点の平均水位（その 5 年移動平均値）、△（赤実線）はその 4 地点を含む総計 16 地点の平均水位（その 5 年移動平均値）を表す（いずれも縦軸の目盛は図の左側）。比較として世界平均水位を緑線で示す（縦軸の目盛は図の右側）。いずれも、1981～2010 年の平均値との差（平年差）。青破線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値を後半の期間について示したもの。世界平均水位のデータは豪州連邦科学産業研究機構（CSIRO）気候科学センターの世界平均解析値。

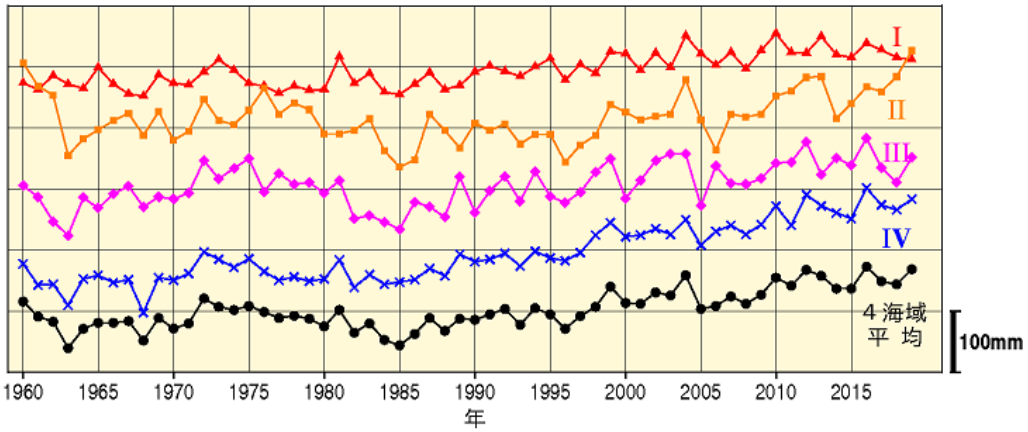


図 10.1.4　図 10.1.2 の各海域及び 4 海域平均の海面水位平年差（1960～2019 年）
赤は北海道・東北地方の沿岸（海域 I）、黄は関東・東海地方の沿岸（海域 II）、紫は近畿～九州地方の太平洋側沿岸（海域 III）、青は北陸地方から九州地方の東シナ海側沿岸（海域 IV）、黒は 4 海域平均の海面水位平年差。

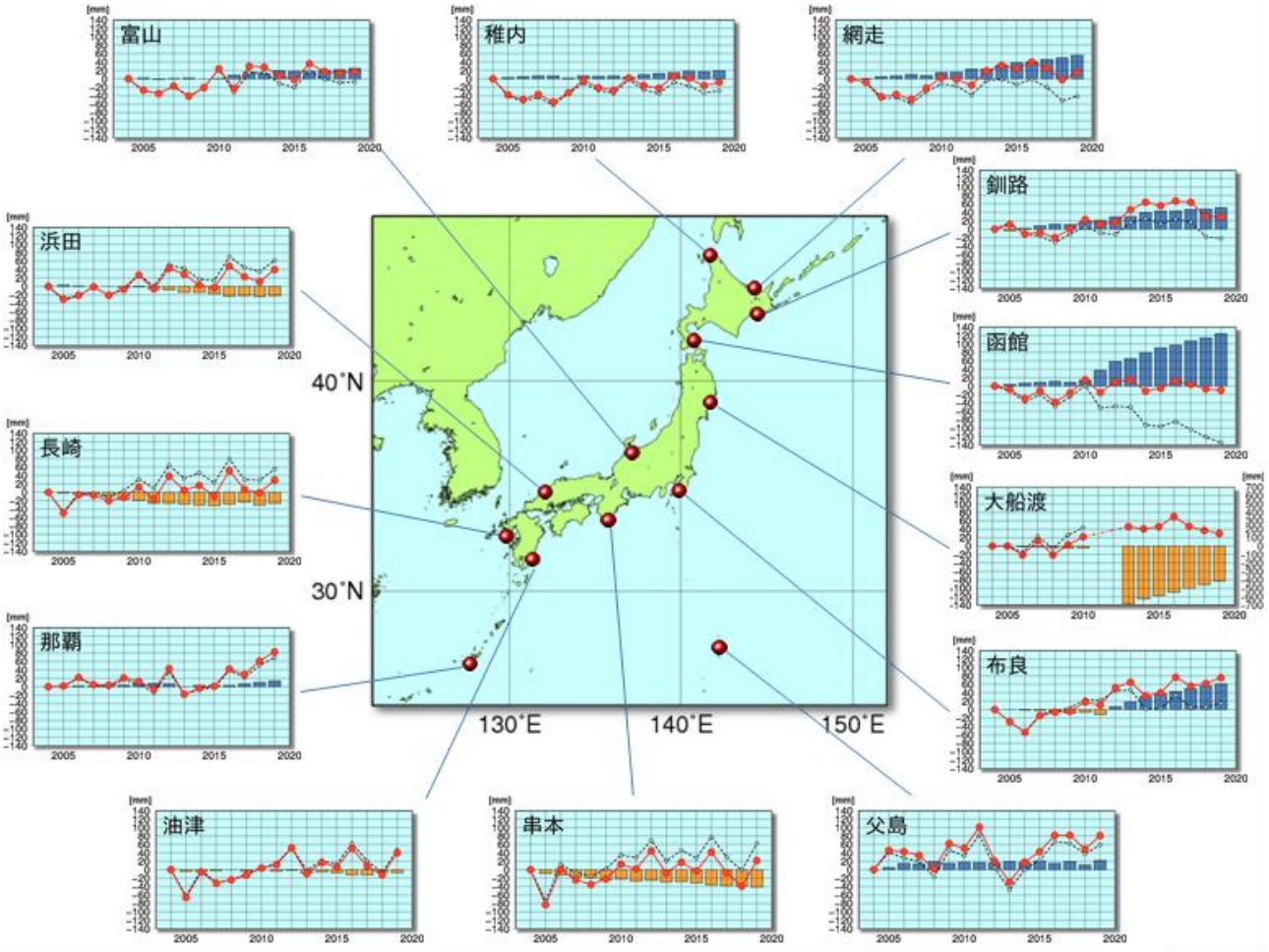


図 10.1.5　GPS 併設検潮所の海面水位偏差（2004～2019 年）

検潮所に併設された国土地理院の GPS 観測装置の観測データを使用して気象庁で地盤上下変動を補正した、2004 年を基準とする海面水位偏差。黒点線及び赤実線は地盤上下変動補正前及び補正後の海面水位偏差、棒グラフの青と橙はプラス及びマイナスの地盤上下変動量を示している。地点によっては、平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震以降は地盤変動による影響が大きくなっていることがある。また、大船渡では、2011～2012 年は平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の影響で欠測とし、2013 年以降の地盤上下変動補正前のグラフは地盤変動量が大きいため描画していない。父島は、2016 年に GPS アンテナの移設があったため、移設前後で影響が出ないように地盤上下変動量を補正している。

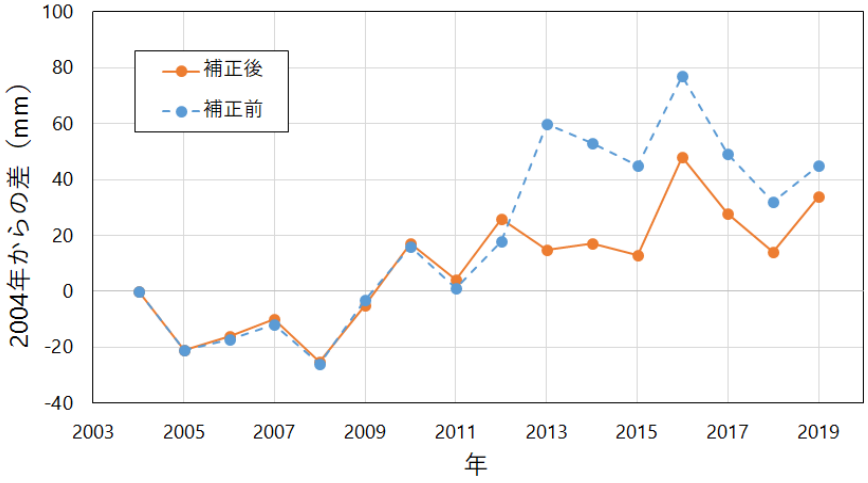


図 10.1.6　図 10.1.5 の全国 13 地点で平均した日本沿岸の海面水位の年々変動（2004～2019 年）

地盤補正前（破線）と地盤補正後（実線）の海面水位について、2004 年の値からの差を示している。

10.2　将来予測

10.2.1　世界

IPCC (2019) によると、世界平均海面水位は、21 世紀中に上昇する*可能性が非常に高い*。世界平均の海面水位上昇は、温室効果気体濃度や気象変数に比べて時間的に遅れるものの、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）でも、海面水位は 2050 年以降も継続して上昇する。20 世紀末（1986～2005 年平均）を基準とすると、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では近未来（2031～2050 年平均）に 0.17 m（0.12～0.22 m）、21 世紀末（2081～2100 年平均）には 0.39 m（0.26～0.53 m）上昇すると推定される。なお、括弧内は 95%信頼区間を示す。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、それぞれ 0.20 m（0.15～0.26 m）及び 0.71 m（0.51～0.92 m）上昇する。2050 年頃までは各シナリオ間の差は小さいが、21 世紀後半では 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で加速度的に上昇する。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における 2100 年の予測値は、0.84 m（0.61～1.10 m）となり、IPCC (2013) での予測値 0.74 m（0.52～0.98 m）に比べると 0.1 m 高まっている（図 10.2.1）。

いずれのシナリオにおいても、海面水位の上昇は全球で一様でない*可能性が高い*。海面水位が低下する領域もあるが、そのほとんどは氷河と氷床の近くであり、氷の融解に伴う近くの隆起を反映している。一方、南大洋と黒潮流域、ガルフストリーム流域では、風の変化に伴う海水分布の偏りや、大きな水温上昇に伴う顕著な熱膨張により、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合で上昇量が他の海域に比べて 21 世紀末で 0.2 m ほど大きい傾向がある（図 10.2.2）。

10.2.2　日本周辺

SI-CAT[4] 海洋モデル（付録 1 参照）による予測では、日本周辺の沖合の海域の海面水位は、いずれの温室効果ガス排出シナリオにおいても、21 世紀中に上昇すると予測される（確信度が高い）。海域別に見ると、黒潮を含む亜熱帯循環域で海面水位上昇が大きい一方、日本海では少し小さく、親潮を含む亜寒帯域とオホーツク海では更に小さい（図 10.2.3）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末には、日本南部の太平洋では上昇量が 0.8 m 以上であるのに対し、オホーツク海では 0.6 m の上昇に留まる。このように、図 10.2.2 で示されたのと同様に、海盆等のスケールでは上昇幅が異なる可能性が高い。これは、主として風の場の変化に伴う海洋の流れの変化や海面熱フラックスの変化に伴う海水の熱膨張や収縮、それらの地域的な偏りによって生じている。

日本沿岸の平均海面水位は、世界平均海面水位と同様に、21 世紀中に上昇すると予測される（確信度が高い）。これは、1980 年代以降の観測トレンドや結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] モデル予測とも整合的な結果である。日本沿岸で長期観測を行っている検潮所 16 地点の平均値で見ると（図 10.2.4）、21 世紀末（2081～2100 年平均）には、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べて、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.39 m（0.22～0.55 m）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.71 m（0.46～0.97 m）上昇すると推定される。このように、いずれの温室効果ガス排出シナリオにおいても、日本沿岸の平均海面水位の上昇量は十年規模変動の振幅（約 0.04 m）を大きく上回ると見られる。推定される中央値は、世界平均海面水位の予測に対して差が 0.01 m 以下である。一方、推定される予測の変動の幅は、日本沿岸水位に含まれる十年規模変動を反映し、世界平均海面水位の予測の変動の幅より大きくなっている。

21 世紀末の予測では、日本沿岸の平均海面水位上昇に顕著な地域差は見られない。実況（第 10.1 節）と比較するため、検潮所 16 地点に相当する格子点の予測値を 4 領域（領域 I から領域 IV：図

10.2.3 参照）で区分して平均した値を図 10.2.4 に示す。日本沿岸の平均海面水位の上昇量は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、領域 I で 0.38 m（0.22～0.55 m）、領域 II で 0.38 m（0.21～0.55 m）、領域 III で 0.39 m（0.22～0.56 m）、領域 IV で 0.39 m（0.23～0.56 m）と予測される。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、領域 I で 0.70 m（0.45～0.95 m）、領域 II で 0.70 m（0.45～0.95 m）、領域 III で 0.74 m（0.47～1.00 m）、領域 IV で 0.73 m（0.47～0.98 m）と予測される。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の領域 III で全領域平均より 0.03 m 大きいものの、モデルの不確実性の大きさを考慮すれば、平均日本沿岸の海面水位の予測される上昇量に顕著な地域差は確認できない。

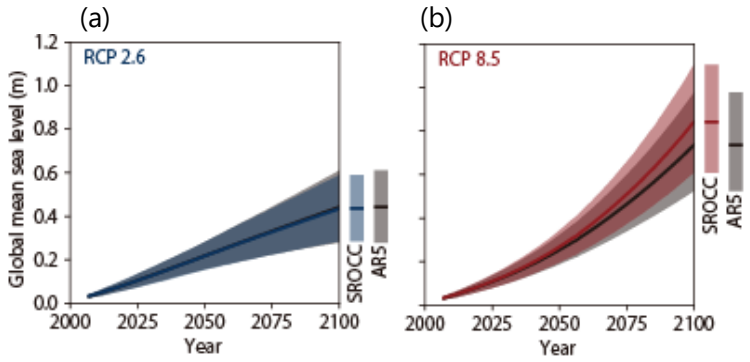


図 10.2.1　世界平均海面水位の変化予測

(a) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における予測。値は 1986～2005 年の平均からの偏差であり、陰影は「*可能性が高い*」の範囲を示す。比較として、IPCC (2013) に記載された値も灰色で示す。（IPCC (2019) より、図 4.9 を転載）

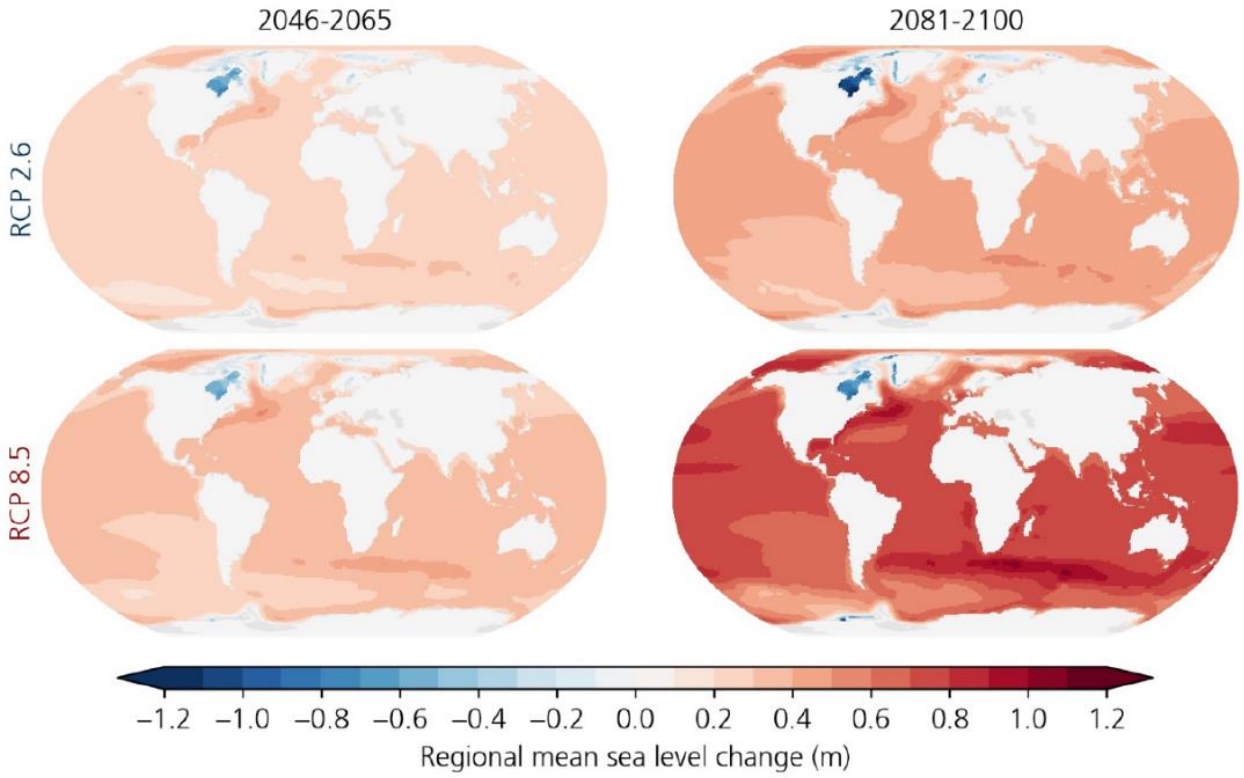


図 10.2.2　海面水位変化予測の空間分布

上段は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、下段は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における予測。値は 1986～2005 年の平均からの偏差を示す。（IPCC (2019) より、図 4.10 を転載）

近未来（2031～2050 年平均）の予測においても、日本沿岸の海面水位上昇に顕著な地域差は見られない。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、領域 I で 0.16 m（0.10～0.23 m）、領域 II で 0.16 m（0.08～0.23 m）、領域 III で 0.17 m（0.08～0.26 m）、領域 IV で 0.17 m（0.10～0.25 m）、全平均で 0.17 m（0.10～0.24 m）と予測される。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、領域 I で 0.19 m（0.11～0.26 m）、領域 II で 0.19 m（0.10～0.28 m）、領域 III で 0.19 m（0.08～0.30 m）、領域 IV で 0.19 m（0.11～0.28 m）、全平均で 0.19 m（0.11～0.27 m）と予測される。

海面水位上昇による沿岸への社会的影響としては、浸水被害の増加が最も注目されるだろう（IPCC, 2019）。将来想定される被害は、各海域の海面水位短期変動の特性（第 12 章参照）や、海岸堤防の高さに加え、平均海面水位の長期的上昇にも依存する。例えば、外国を対象とした研究事例ではあるが、Sweet and Park (2014) は、これらの条件を統合して解析し、平均海面水位が上昇する結果、高潮の特性が現在と変わらないとしても、アメリカ沿岸の大部分で 2050 年には年間 30 日以上の頻度で浸水が起こると予測している。日本においても海面水位上昇による沿岸への影響をより精緻に把握するには、このような予測が必要である。

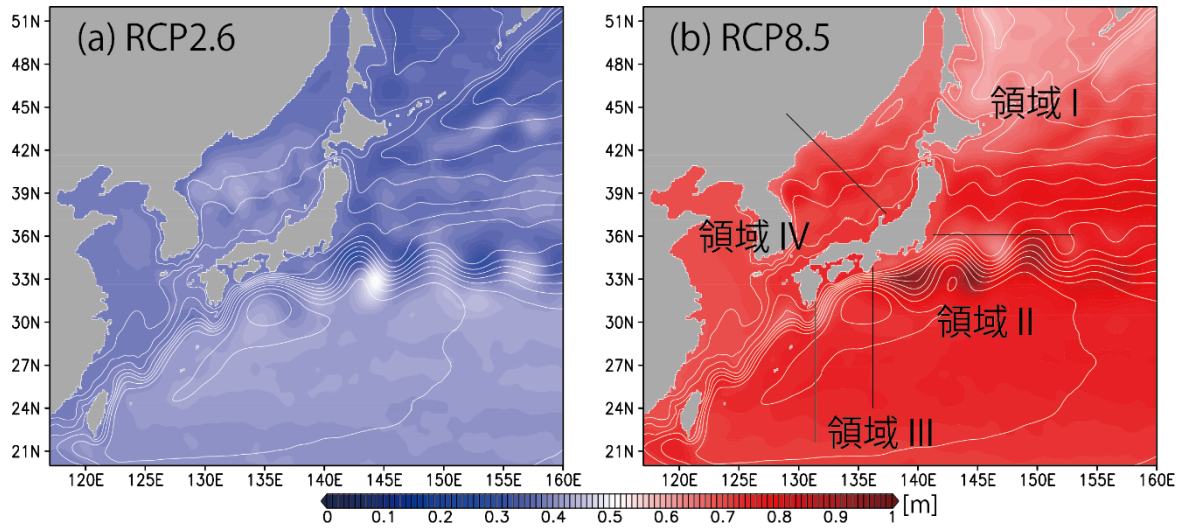


図 10.2.3　SI-CAT 海洋モデルによる
21 世紀末における日本近海の海面水位（年平均）の 20 世紀末からの上昇幅（m）
(a) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による見積り。等値線はそれぞれの将来気候における海面水位分布を示す。

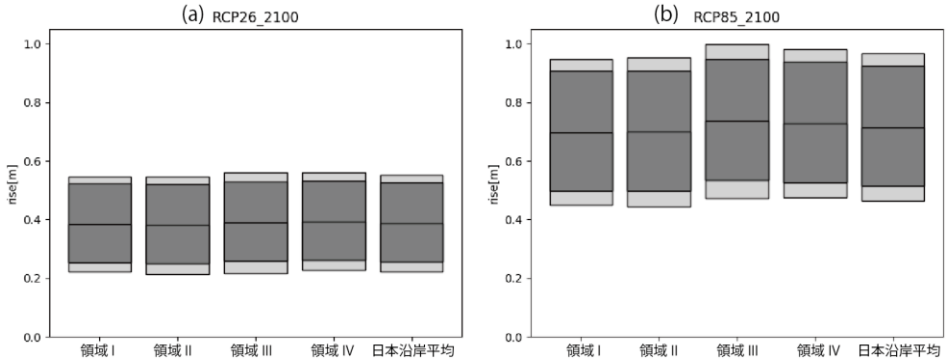


図 10.2.4　SI-CAT 海洋モデルによる
21 世紀末における日本沿岸の領域 I～IV 及び日本沿岸平均の海面水位の 20 世紀末からの上昇幅（m）
誤差棒は 95%信頼区間であり、濃い灰色が世界平均の誤差範囲を、薄い灰色が日本沿岸の変動の誤差も考慮した範囲を示す。(a) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による見積り。

10.3　背景要因

IPCC (2019) では世界平均海面水位変動の要因として、地球温暖化の進行に伴う海洋の熱膨張、氷河の変化、グリーンランド氷床の変化、南極氷床の変化、陸域の貯水量の変化を挙げている。観測された海面水位の上昇に対するそれぞれの要因の寄与は、表 10.3.1 のように見積もられている。

21 世紀末までの将来予測においては、熱膨張の寄与が 30%から 55%で最も大きく、次に氷河の寄与が 15%から 35%となっている。シナリオによる寄与の割合の違いは小さい（図 10.3.1）。

日本周辺の海面水位の十年規模変動については、人為起源による変動ではなく、自然変動により生じていると考えられる。海洋モデルを用いた解析の結果、中部及び東部北太平洋の風で強制された西に伝播する海洋ロスビー波により、日本沿岸の海面水位に十年規模変動が生じることが指摘されている（Yasuda and Sakurai, 2006）。また、1950 年代に見られた高海面水位（図 10.1.3）については、領域海洋モデルを用いた解析の結果、1950 年頃のアリューシャン低気圧の弱化に関連して北太平洋東部に負の風応力回転偏差が生じ、それにより海洋内部に生成された海洋ロスビー波の西方伝搬に伴い生じた可能性が指摘されている（Sasaki et al., 2017）。ただし、現在のところ、日本沿岸の平均海面水位上昇について、自然変動と人為起源の変動の両者の寄与の定量的な把握には至っていない。

日本周辺海域のうち黒潮を含む北太平洋の亜熱帯循環域で海面水位上昇が比較的大きい要因としては、風系の変化により亜熱帯循環が北上傾向であること（第 14.1.1 項の (2) 参照）を反映していると考えられる。

日本の沖合では海面水位上昇予測に空間分布が見られた一方、日本沿岸の海面水位では顕著な地域差は見られず、おおよそ世界平均海面水位とほぼ同じ上昇と推定された。この要因としては、沿岸捕捉波（地形に捕捉されて伝搬する海洋波動で、地球自転の影響により北半球では岸を右手に見て伝搬）の効果により、長期の平均場では日本周囲の沿岸海面水位は一定に調整されることが挙げられる（Tsujino et al., 2008）。ただし、領域 III の海面水位上昇量は、全国平均との差は 0.03 m と小さいものの、他の領域と比べて大きく、これは、黒潮が接岸することで、日本南岸の黒潮流路の変化の影響を強く受けるためと考えられる。

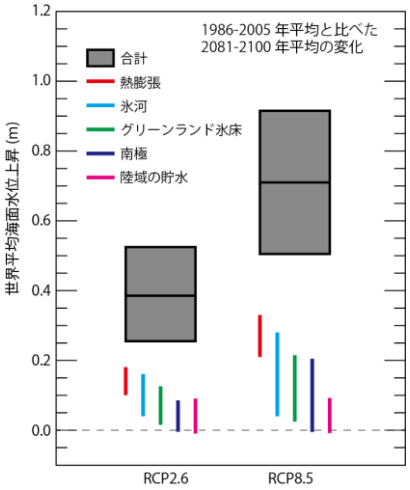


図 10.3.1　世界平均海面水位の上昇率と要因毎の寄与
数値は IPCC (2019) 表 4.4 に基づく。

表 10.3.1　世界平均海面水位の上昇率（mm/年）と要因毎の寄与
（IPCC (2019) より、表 4.1 を和訳・転載）

要素	1901～1990 年	1970～2015 年	1993～2015 年	2006～2015 年
海洋の熱膨張	--	0.89（0.84～0.94）*1	1.36（0.96～1.76）*1	1.40（1.08～1.72）*1
氷河の変化（グリーンランドと南極の氷河を除く）	0.49（0.34～0.64）*2	0.46（0.21～0.72）*12	0.56（0.34～0.78）*13	0.61（0.53～0.69）*14
グリーンランドの氷床と周囲の氷河	0.40（0.23～0.57）*3	--	0.46（0.21～0.71）*4	0.77（0.72～0.82）*4
南極の氷床と周囲の氷河	--	--	0.29（0.11～0.47）*5	0.43（0.34～0.52）*5
陸域の貯水量の変化	-0.12*6	-0.07*6	0.09*6	-0.21（-0.36～-0.06）*7
各要素の合計	--	--	2.76（2.21～3.31）*8	3.00（2.62～3.38）*8
海洋質量の変化	--	--	--	2.23（2.07～2.39）*9
海面水位の上昇（観測）	1.38（0.81～1.95）	2.06（1.77～2.34）*10	3.16（2.79～3.53）*11	3.58（3.10～4.06）*11

*1　数値は WCRP Global Sea Level Budget Group（2018）による上層 700 m の熱膨張の評価に基づく。1992 年以前には 2,000 m 以深でトレンドがなく、平均値は Purkey and Johnson (2010) と Desbruyeres et al. (2017) を仮定。

*2　数値は氷河の長さ（Leclercq et al. (2011) の最新版）に基づく氷河質量バランスの再構成値と大気観測（Marzeion et al., 2015）で強制された質量バランスモデルによる見積りの平均値。

*3　数値は Kjeldsen et al. (2015) によるグリーンランド氷床の寄与と周辺部の氷河の寄与の合計として計算されたもの。周辺部の氷河の寄与と関連した不確実性は大気観測（Marzeion et al., 2015）で強制された質量バランスモデルから計算される。全不確実性は、グリーンランドの氷床の寄与による不確実性と周辺部の氷河の寄与による不確実性は独立であると仮定して計算された。

*4　数値は Bamber et al. (2018) に基づく。

*5　これらの数値は、Bamber et al. (2018) と Shepherd et al. (2018) の数値の重み付き平均。重みは各見積り関連した不確実性に基づく。

*6　Wada et al. (2016) による直接の人為起源の寄与のみ。

*7　WCRP Global Sea Level Budget Group（2018）による GRACE データから氷河を除去して陸域の貯水量を評価したもの。

*8　熱膨張と氷河、グリーンランド氷床、南極氷床、陸域の貯水量の合計。異なる寄与の不確実性は独立であると仮定。

*9　WCRP Global Sea Level Budget Group（2018）による GRACE データを用いて海洋質量を直接評価したもの。

*10　2015 年より前に終わった海面水位再構成データを、Legeais et al. (2018) による衛星高度計データを用いて 2015 年まで延長した。不確実性は 1970 年に開始し、利用できる最も長い期間に渡る個々の海面水位再構成データの不確実性に基づく。異なる海面水位再構成データによる不確実性は独立であると仮定。

*11　平均の見積りは、WCRP Global Sea Level Budget Group（2018）の衛星高度計による見積りを GIA と現在の質量再分配に対する海洋表面の弾性応答（Frederikse et al., 2017; Lickley et al., 2018）で補正したものである。

*12　数値は Zemp et al. (2019) に基づく。

*13　数値は Zemp et al. (2019) と Bamber et al. (2018) の見積りの平均として計算。二つの見積りの不確実性は平均の不確実性の見積りを得るために互いに独立であると仮定。

*14　数値は IPCC (2019) 付録 2.A に基づく。

参考文献

Bamber, J.L., R.M. Westaway, B. Marzeion and B. Wouters, 2018: The land ice contribution to sea level during the satellite era. Environmental Research Letters.

Desbruyères, D., E.L. McDonagh, B A. King and V. Thierry, 2017: Global and Full-Depth Ocean Temperature Trends during the Early Twenty-First Century from Argo and Repeat Hydrography. Journal of Climate, 30 (6), 1985 – 1997.

Frederikse, T., R.E. Riva and M.A.J.G.R.L. King, 2017: Ocean bottom deformation due to present-day mass redistribution and its impact on sea level observations. 44 (24).

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨ rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Kjeldsen, K.K. et al., 2015: Spatial and temporal distribution of mass loss from the Greenland Ice Sheet since AD 1900. Nature, 528 (7582), 396.

Leclercq, P. W., J. Oerlemans and J. G. Cogley, 2011: Estimating the glacier contribution to sea-level rise for the period 1800 – 2005. Surveys in Geophysics, 32 (4-5), 519.

Legeais, J.-F. et al., 2018: An improved and homogeneous altimeter sea level record from the ESA Climate Change Initiative. Earth System Science Data, 10, 281 – 301.

Lickley, M.J., C.C. Hay, M. E. Tamisiea and J. X. Mitrovica, 2018: Bias in estimates of global mean sea level change inferred from satellite altimetry. Journal of Climate, 31 (13), 5263 – 5271.

Marzeion, B., P. Leclercq, J. Cogley and A. Jarosch, 2015: Brief Communication: Global reconstructions of glacier mass change during the 20th century are consistent. The Cryosphere, 9 (6), 2399 – 2404.

Purkey, S. G. and G.C. Johnson, 2010: Warming of global abyssal and deep Southern Ocean waters between the 1990s and 2000s: Contributions to global heat and sea level rise budgets. Journal of Climate, 23 (23), 6336 – 6351.

Sasaki, Y., R. Washizu, T. Yasuda, and S. Minobe, 2017: Sea level variability around Japan during the twentieth century simulated by a regional ocean model, J. Climate, 30, 5585 – 5595.

Shepherd, A., Ivins, E., Rignot, E. et al., 2018: Mass balance of the Antarctic Ice Sheet from 1992 to 2017. Nature, 558 (7709), 219 – 222, doi:10.1038/s41586-018-0179-y.

Sweet and Park 2014: From the extreme to the mean: Acceleration and tipping points of coastal inundation from sea level rise, Earth Future, 2, 579 – 600.

Tsujino, H., H. Nakano, and T. Motoi 2008: Mechanism of Currents through the Straits of the Japan Sea: Mean State and Seasonal Variation, J. Oceanogr., 64, 141 – 161.

Wada, Y. et al., 2016: Fate of water pumped from underground and contributions to sea-level rise. Nature Climate Change, 6 (8), 777 – 780, doi:10.1038/nclimate3001.

WCRP Global Sea Level Budget Group, 2018: Global sea-level budget 1993-present. Earth System Science Data, 10 (3), 1551 – 1590.

Yasuda, T. and K. Sakurai, 2006: Interdecadal variability of the sea surface height around Japan. Geophys. Res. Lett., 33, L01605.

Zemp, M. et al., 2019: Global glacier mass changes and their contributions to sea-level rise from 1961 to 2016. Nature, 568 (7752), 382-+, doi:10.1038/s41586-019-1071-0.

櫻井敬三，小西達男，2005：日本沿岸の海面水位の長期変動特性．測候時報，72，S7-S16.

第11章　海氷

観測事実

- 北極域の海氷域面積の年最小値は 10 年当たり 89 万 km^2、オホーツク海の海氷域面積の年最大値は 10 年当たり 6.1 万 km^2 の割合で、それぞれ有意に減少している。

将来予測

- 21 世紀末のオホーツク海の海氷域面積は 20 世紀末に比べ有意に減少し（確信度が高い）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で 70 ± 22%、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 28 ± 34%減少すると予測されている。

11.1　観測事実

11.1.1　世界

海氷は、アルベド[18]の変化等を介して高緯度域における気候場全体へ大きな影響を及ぼす重要な気候要素である。地球温暖化に伴う海氷面積の減少に対して、気候場への様々なフィードバック機構が提案されており、それぞれ温暖化傾向に異なる影響を及ぼすと考えられている。例えば、高アルベドの積雪・海氷が融解して低アルベドの海面が露出することで、地球表面の熱吸収が増え、地球温暖化に正のフィードバックとなる（Curry et al., 1995）。

気象庁では、人工衛星による観測に基づき北極域（北緯 40 度以北）及び南極域（南緯 50 度以南）の海氷面積を算出している[38]。

北極域の海氷域面積は、1979 年以降、長期的に減少している（信頼水準 99%で統計的に有意）。特に、年最小値は減少が顕著で、1979 年から 2019 年までの期間において 10 年当たり 89 万 km^2（平年値の 14%）の減少であった。

南極域の海氷域面積は、1979 年以降、年最大値に長期的な増加傾向が現れており、10 年当たり 16 万 km^2（平年値の 0.8%）の増加である（信頼水準 95%で統計的に有意）が、2016 年以降は平年値を下回っている（図 11.1.1）。

IPCC (2013) では、1979 年以降の北極域の海氷の減少には人為的影響が寄与していた*可能性が非常に高い*が、南極域の海氷面積にわずかな増加が観測されていることの科学的理解については*確信度が低い*との見解が示されている。また、IPCC (2019) では、南極域の海氷面積は、全般的には対照的な地域シグナル及び大きな年々変動により統計的に有意な変化傾向（1979～2018 年）を示していない（*確信度が高い*）とされている。

38 気象庁では人工衛星による観測から北極域と南極域の海氷域面積（海氷が占める割合が 15%以上の海域の面積）を算出しており、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった 1979 年以降のデータから、海氷域面積の長期的な変化傾向を求めている。気象庁で海氷解析を行っている北極域と南極域の範囲については、気象庁ホームページ「北極域と南極域の海氷解析の解説」（https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaice/global/global_analyzed.html）を参照。

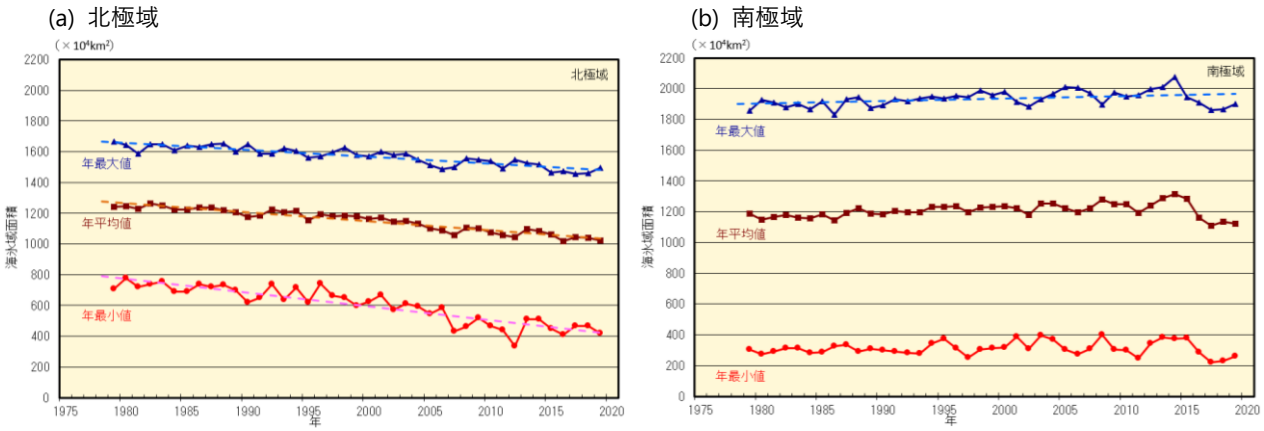


図 11.1.1　(a) 北極域と (b) 南極域の海氷域面積の年々変動（1979～2019 年）
実線は海氷域面積（上から順に、年最大値、年平均値、年最小値）の年々変動、破線は各々の長期変化傾向を示す。

11.1.2　日本

(1)　オホーツク海の海氷域面積

気象庁では、北極域の海氷のうち日本に直接影響を及ぼすオホーツク海の海氷について、1971 年から衛星画像を用いた海氷解析により海氷域面積を求めているほか、北海道沿岸の気象官署において 50 年以上にわたる目視観測を実施している。なお、オホーツク海の海氷域面積と北海道における沿岸海氷観測については、前年 12 月から当年 5 月までの期間で年の統計を取っている。

オホーツク海の年最大海氷域面積は、地域的な気温、風や海水温の変化による影響を強く受け、年ごとに大きく変動しているが、長期的に見ると、1971 年から 2020 年までの期間において、10 年当たり 6.1 万 km²（平年値の 5.3%）の減少となっている（図 11.1.2）（信頼水準 99%で統計的に有意）。

現時点では統計期間が 50 年足らずに限られており、年々変動が大きいオホーツク海の海氷域面積の長期変化傾向と地球温暖化との関連性をより確実に評価するためには、今後の更なるデータの蓄積が必要である。

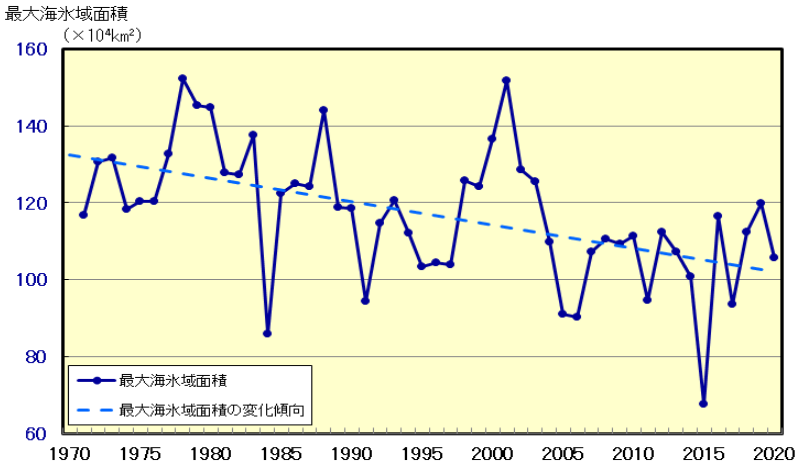


図 11.1.2　オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1971～2020 年）
実線は最大海氷域面積の経年変化、破線は長期変化傾向を示す。

(2)　北海道沿岸の流氷

現在も目視によるオホーツク海沿岸海氷観測を実施している稚内、網走、釧路について、観測データがそろっている 1956 年以降で見ると、1980 年代後半以降の流氷（海氷のうち、海を流れ漂い、海岸に定着していないもの）の減少が著しい。北海道沿岸で流氷が観測される頻度が最も高い網走では、1989 年以降の流氷量の減少が著しく、流氷終日（視界内の海面で流氷が見られた最後の日）が次第に早まっており、流氷初日（同最初の日）も次第に遅くなる傾向が現れている。流氷終日は 10 年当たり 3.5 日早まっており（信頼水準 99%で統計的に有意）、流氷初日は 10 年当たり 1.4 日遅くなっている（信頼水準 95%で統計的に有意）。稚内と釧路では、1980 年代後半以降、流氷が観測される頻度が低く、観測されても流氷量が少ないが、流氷初日と終日の変化傾向は確認できない（図 11.1.3）。

青田ほか（1992）は、北海道沿岸における 1969 年から 1992 年までの各年の 1 月から 5 月までの海氷の観測結果から、1989 年以降は海氷の勢力が著しく劣勢となっており、当該 4 年間の北海道オホーツク海沿岸の年平均気温及び冬季（1～3 月）の平均気温が直近 101 年間の平均と比べ高くなっていることを指摘した。また、Takahashi et al. (2011) は、1995 年から 2009 年までの観測データから、北海道沿岸の流氷期間と気温との間に高い相関があることを示し、今後気温の上昇幅によっては北海道沿岸に流氷がやって来なくなる可能性を示唆した。

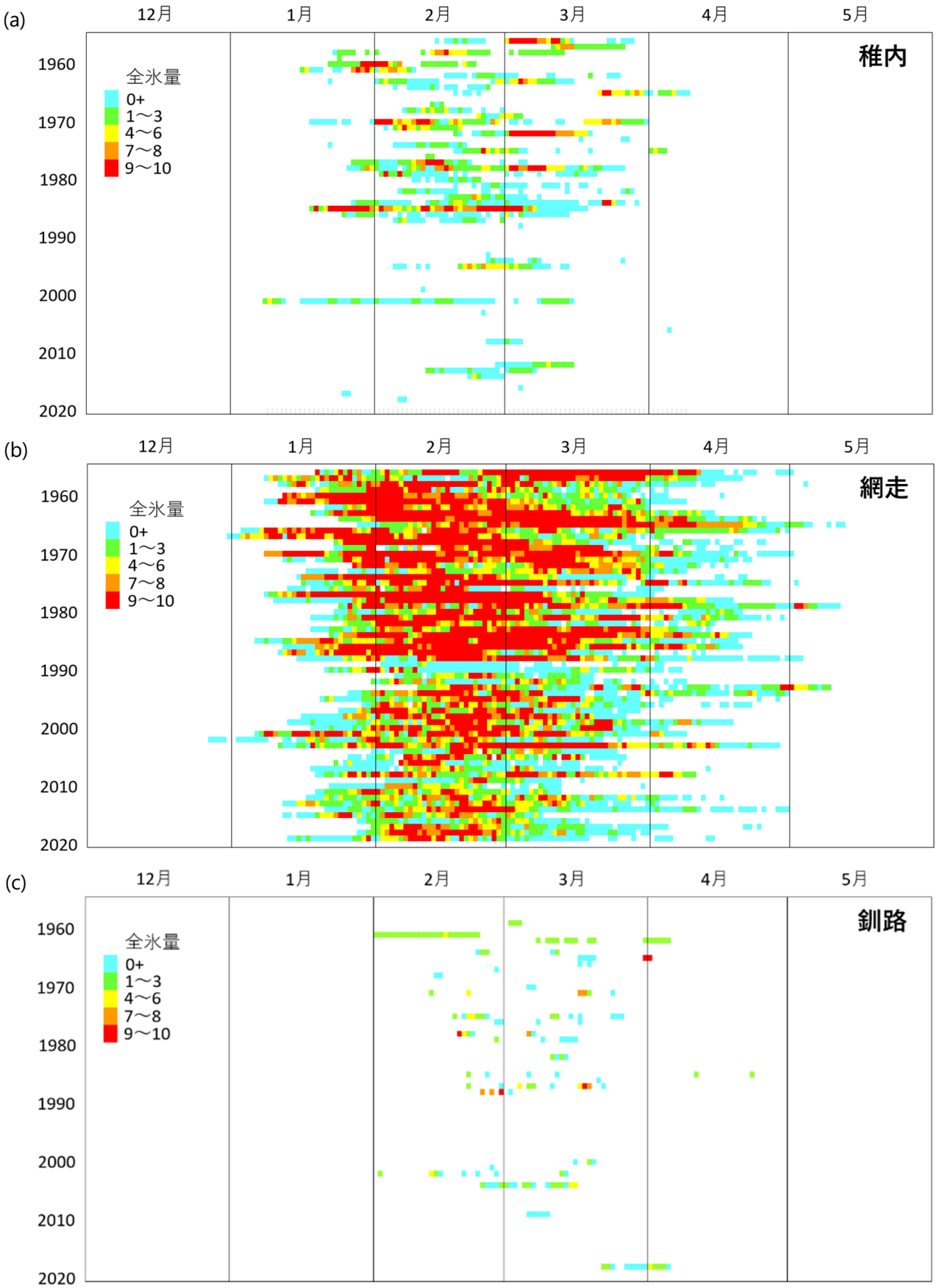


図 11.1.3　稚内、網走、釧路で観測された、流氷期間中の全氷量の経年変化（1956〜2019 年）
図に示した全氷量は、各気象官署で毎日観測している視界内の全海域（港内を含む）に対して海氷が占める割合を、10 分位で表したものである。

11.2　将来予測

11.2.1　世界

IPCC (2013) によると、21 世紀の間に北極海の海氷面積は減少し、海氷厚が薄くなる*可能性が非常に高い*。その程度は温暖化シナリオやモデルに依存する。例えば北極海の海氷面積は、20 世紀末（1986～2005 年）から 21 世紀末（2081～2100 年）にかけて、2 月及び 9 月には 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）でそれぞれ 8%及び 43%減少、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）でそれぞれ 34%及び 94%減少すると予測される。また、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀半ばには夏季に海氷がほとんど融解するとの予測がなされている（図 11.2.1）。ただし、これらの予測はモデル間のばらつきが大きいため、*確信度は中程度*とされている。また、南極の海氷面積に関しては、モデルによる観測結果の再現性が低いうえに、将来予測もモデル間のばらつきが大きいことから、確信度のある見通しを示すことはできない。

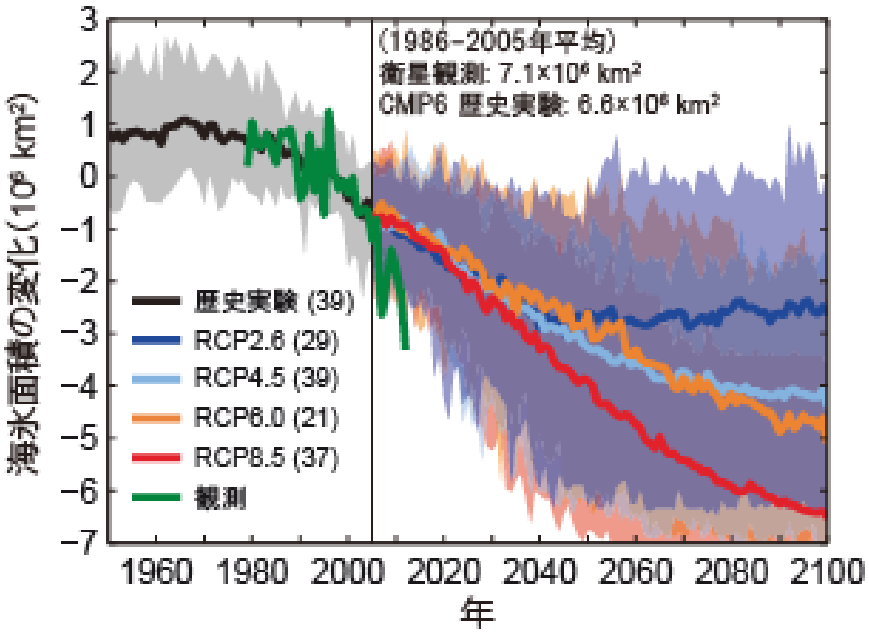


図 11.2.1　CMIP5 モデルの北半球における 9 月の海氷面積
（IPCC (2013) より、図 12.28 (b) を和訳・転載）

11.2.2　日本

オホーツク海は季節海氷域[39]である。季節的に 1 年で最大となる 3 月の海氷面積は、SI-CAT[4] 海洋モデル（付録 1 参照）による予測では、20 世紀末（1986～2005 年平均）から 21 世紀末（2081～2100 年平均）にかけて減少すると見られる（確信度が高い）。これは、観測トレンドや気温や海水温の結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] モデル予測とも整合的な結果である。

減少の割合は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 28 ± 34%、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 70 ± 22%である（図 11.2.2）。ここで、不確実性の幅は Wakamatsu et al. (2017) に基づく標準偏差を示す。これらの見積りは北極海の海氷面積の減少率より大きい値となっている。ただし、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）における減少の程度は、現在気候の年々変動の範囲内である。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、予測の不確実性（年々変動に加えモデル誤差を含む）に比べても顕著な減少であ

39 冬季のみ海氷がある海域

り、現在気候では経験していないほど海氷面積が小さくなる年が将来的に到来すると考えられる。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、オホーツク海の海氷面積の減少は結氷期を通じて有意である。また海氷が存在する期間の将来変化も明瞭であり、結氷時期が 11 月から 12 月に遅れる一方、海氷が完全に融解する時期が 6 月から 5 月に早まる予測結果となっている。しかしながら、モデルのバイアス[40]（図 付録 1.4.2 参照）を考慮すると、これらの予測の確信度は低い。

シベリア沿岸の形成域における海氷減少に伴い、北海道沿岸に移流される海氷も減少すると予測されている。3 月における北海道沿岸域の海氷密接度[41]は、20 世紀末の 0.5～0.7 から、21 世紀末には、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.2～0.5、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.1 以下にまで減少する（図 11.2.3）。これも同様に確信度は低い。

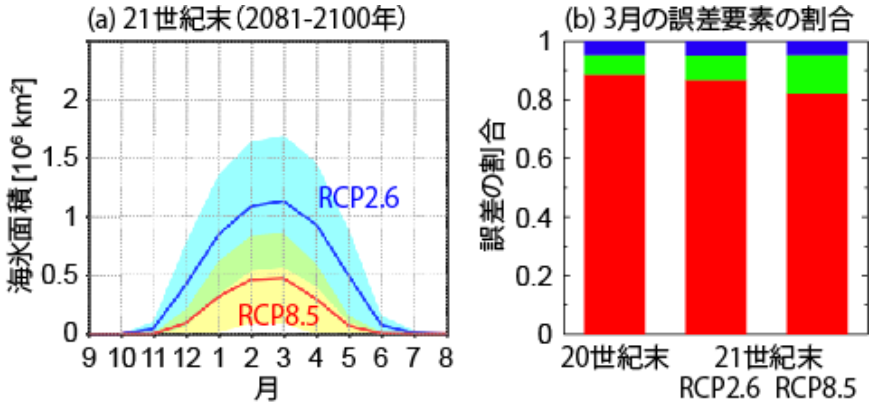


図 11.2.2　SI-CAT 海洋モデルによる 21 世紀末におけるオホーツク海の海氷面積の将来変化
(a) 21 世紀末の季節変化。陰影は Wakamatsu et al. (2017) に基づく標準偏差を示す。(b) 3 月の誤差の各要素の割合。赤がモデル間の相違、緑が経年変動、青がサンプル数の少なさに起因する不確実性（付録 1 を参照）。

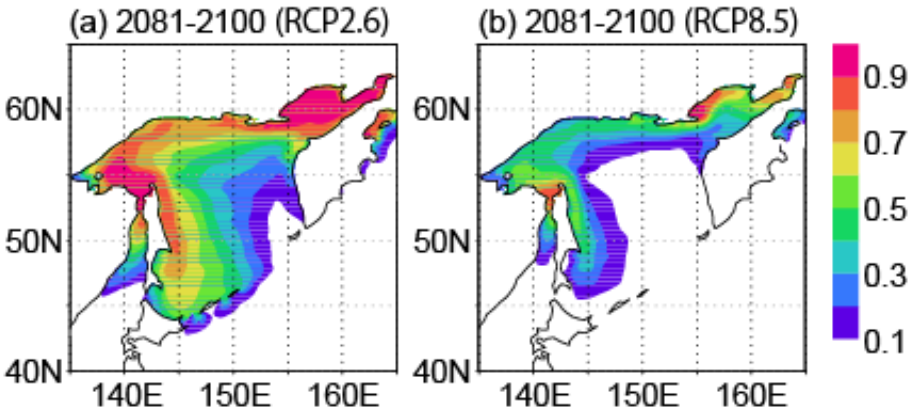


図 11.2.3　SI-CAT 海洋モデルによる 21 世紀末における 3 月の海氷密接度分布の将来変化
(a) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び (b) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）での予測結果。

網走地方気象台など気象官署における海氷密接度の長期観測を基にした研究（Aota, 1999; Takahashi et al., 2011）に倣い、網走に対応するモデルグリッドにおける海氷密接度の年積算値（前年の結氷期から積算）を示す（図 11.2.4）。20 世紀末には約 700%日であり、モデルの不確実性が高いものの、長期観測の結果とおおよそ整合的であると言える。21 世紀末には、2℃上昇シナリオ

40 モデルごとに異なる特性を反映した系統的な偏り

41 海水面における海氷の存在割合

（RCP2.6）では約 400%日、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）ではほぼ 0%日にまで減少すると予測される。特に、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の変化は、比較的モデル間で整合的に予測されており、予測の不確実性よりも大きな変化であると言える。ただし、現在気候におけるモデルバイアスを考慮すると確信度は低い。

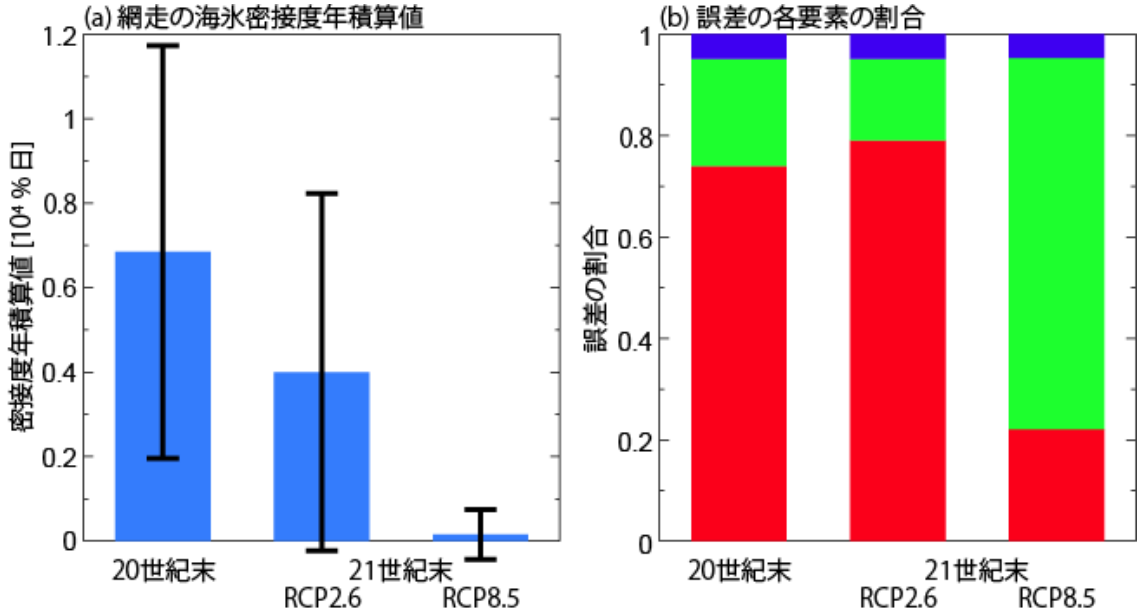


図 11.2.4　SI-CAT 海洋モデルによる網走の海氷密接度の 21 世紀末における将来変化
(a) 20 世紀末、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末における網走の海氷密接度の年積算値とその不確実性。不確実性の幅は Wakamatsu et al. (2017) に基づく標準偏差を示す。(b)不確実性の各要素の割合。赤がモデル間の相違、緑が年々変動、青がサンプル数の少なさに起因する不確実性（付録 1 を参照）。

11.3　背景要因

海氷が海面を覆う過程には、沿岸域における結氷と、その海氷が風や海流により沖へ流される移流とがある。オホーツク海の海氷面積の年々変動の要因としては、シベリア沿岸における秋季の冷却が重要であること（Ohshima et al., 2006）や、サハリン東岸以南の海氷の広がりには海水温の影響が支配的であることが指摘されている（Kimura and Wakatsuchi, 2001）。また、近年の地球温暖化に伴う冬季海氷面積の減少は、縁辺海などの氷縁域で顕著であることが報告されている（Screen and Simmonds, 2010）。第 11.1 節の冒頭でも述べたように、高アルベドの積雪・海氷が融解して低アルベドの海面が露出することで地球表面の熱吸収が増え、温暖化に正のフィードバックとなる（Curry et al., 1995）。オホーツク海と北海道沿岸域における将来の海氷減少についても、上記の形成・移流プロセス及びこの氷縁域での温暖化増幅が影響すると考えられる。

参考文献

Aota, M., 1999: Long-term tendencies of sea ice concentration and air temperature in the Okhotsk Sea coast of Hokkaido. PICES Sci. Rep. 12, 1 – 2, Inst. of Ocean Sci, Sidney, B. C., Canada.

Curry, J.A., J.L. Schramm and E.E. Ebert, 1995: Sea ice–albedo climate feedback mechanism. J. Clim. 8, 240 – 247.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨ rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegrí́a, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Kimura, N. and M. Wakatsuchi, 2001: Mechanisms for the variation of sea ice extent in the Northern Hemisphere. J. Geophys. Res. 106, 31319 – 31331.

Ohshima, K.I., S. Nihashi, E. Hashiya and T. Watanabe, 2006: Interannual variability of sea ice area in the Sea of Okhotsk: importance of surface heat flux in fall. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 907 – 919.

Screen, J.A. and I. Simmonds, 2010. The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464, 1334.

Takahashi, S., T. Kosugi and H. Enomoto, 2011: Sea-ice extent variation along the coast of Hokkaido, Japan: Earth's lowest-latitude occurrence of sea ice and its relation to changing climate. Annals of Glaciology, 52, 165 – 168.

Wakamatsu, S., K. Oshio, K. Ishihara, H. Murai, T. Nakashima and T. Inoue 2017. Estimating regional climate change uncertainty in Japan at the end of 21st century with mixture distribution. Hydrological Research Letters. 11, 65 – 71, doi:10.3178/hrl.11.65.

青田昌秋，石川正雄，村井克詞，1992：オホーツク海・北海道沿岸の海氷勢力と気温の統計的関係. 地学雑誌，101(6)，485 – 490.

第12章　高潮

観測事実

- 日本における高潮の発生頻度は、年によって一定でなく変動が見られるが、有意な長期変化傾向は見られない。

将来予測

- 複数の将来予測の結果、多くのケースで将来の台風が強くなり、東京湾、大阪湾、伊勢湾の高潮（潮位偏差）が増大するとの事例研究が報告されている（確信度は中程度）。
- d4PDF を基にした推定では、小規模な高潮の発生数は減少するものの、よりまれで大規模な高潮の発生頻度は増加するとの結果が得られている（確信度は低い）。

12.1　観測事実

12.1.1　世界

高潮は、台風や発達した低気圧などに伴い、海面が短時間に異常に上昇する現象である。特に、海水が海岸堤防等を超えて浸水が起きると、大きな人的・経済的損失につながる。過去には、例えば 1970 年に東パキスタン（現バングラデシュ）で高潮により推定 30 万人以上が亡くなる（Dube et al., 2008）など、大きな被害をもたらしてきた。世界における過去の高潮については、Needham et al. (2015) による報告にまとめられている。遠浅な地形が広がる大陸沿岸部では大きな高潮が発生しやすく、10 m という大きな高潮もまれではない（Needham et al., 2015）。近年も、2005 年のハリケーン Katrina（米国）、2007 年のサイクロン Sidr（バングラデシュ）、2008 年のサイクロン Nargis（ミャンマー）等により、甚大な高潮災害が発生してきた。特にここ数年は、ほぼ毎年のように大きな高潮災害が世界各地で発生している。（表 12.1.1）

高潮防潮堤等のインフラや防災体制が整うことで、高潮による人的被害は従来に比べ軽減されつつある。しかし、2013 年の台風第 30 号（Haiyan）に伴いフィリピン中部で 7,000 名を超える死者・行方不明者（大半は高潮による）が出るなど、依然として被害のリスクは大きく、また実際に甚大な被害が起こっている。世界の沿岸部低地には多くの大都市や人口密集地帯が存在しており、これらの地域には高潮による人的被害と共に大きな経済的損失のリスクもある。

表 12.1.1　世界における近年の主な高潮事例

年	地域*1	気象要因*2	最大強度*3	経済損失*4	死者*4	典型的高潮
2005	北大西洋 米国中南部	Katrina	902 hPa 135 kt	$108 × 10^9	1,833	4 – 7 m
2007	北インド洋 バングラデシュ	Sidr	944 hPa 120 kt	$1.70 × 10^9	~15,000	3 – 8 m
2008	北インド洋 ミャンマー	Nargis	962 hPa 100 kt	$10 × 10^9	138,366	3 – 5 m
2011	南太平洋 オーストラリア東岸	Yasi	929 hPa 110 kt	$4 × 10^9	1	2 – 5 m
2012	北大西洋 米国東岸	Sandy	940 hPa 95 kt	$68 × 10^9	148 + 138	3 – 4 m
2013	北西太平洋 フィリピン	Haiyan	895 hPa 125 kt	$2.86 × 10^9	7,401	5 – 7 m
2016	南太平洋 フィジー	Winston	884 hPa 155 kt	$1.40 × 10^9	44	3 m
2017	北西太平洋 中国・香港・マカオ	Hato	965 hPa 76 kt	$4.31 × 10^9	26	3.5 – 4 m
2017	カリブ海 キューバ、アンティグア・バーブーダ、英領バージン諸島他	Irma	914 hPa 123 kt	$77.16 × 10^9	134	3 – 4.5 m
2018	北西太平洋 中国・香港・マカオ	Mangkhut	905 hPa 110 kt	$3.77 × 10^9	52 + 82	2 – 3.5 m
2018	南太平洋 トンガ他	Gita	927 hPa 110 kt	$0.22 × 10^9	1 + 1	1 – 3 m

*1 上段は海域名、下段は影響を受けた主な国・地域等

*2 熱帯低気圧の名称

*3 上段は最低中心気圧、下段は 10 分間平均風速の最大値

*4 高潮以外によるものを含む

12.1.2　日本付近

日本では、3,000 人以上の犠牲者を出した昭和以降の三大台風（伊勢湾台風、室戸台風、枕崎台風）のうち枕崎台風を除く二つの台風で、甚大な高潮災害が発生している。1934 年の室戸台風では大阪湾で最大 5.1 m の高潮（痕跡に基づく推定値（気象庁, 1961））が発生した。また、1959 年の伊勢湾台風では名古屋港で最高潮位 3.9 m という大きな高潮が発生し、死者・行方不明者 5,000 名以上（うち大多数は高潮による）という大災害となった。なお、名古屋検潮所で観測された潮位偏差 3.5 m は、国内検潮所で観測された潮位偏差の最大値である。この他、1949 年キティー台風（東京湾）、1961 年第二室戸台風（大阪湾）、1999 年台風第 18 号（八代海及び周防灘）、2004 年台風第 16 号（瀬戸内海）と、国内各地で高潮により大きな浸水災害が発生している。2018 年には、台風第 21

号により大阪湾で大きな高潮が発生し、大阪検潮所で過去最高潮位を超える潮位偏差 2.77 m の高潮が観測され、関西国際空港や阪神間の沿岸部で甚大な浸水災害が発生した。

過去には高潮により死者 1,000 名を超す大きな災害が発生していたが、近年では高潮による死者はかなり減ってきている。防潮堤等のインフラ設備や防災体制の充実などにより、人的被害は出にくくなってきているが、高潮による災害自体は依然として発生し続けている。また、これまで国内では台風による高潮が顕著であったが、近年は発達した低気圧による高潮災害も目立つようになってきている。2012 年 4 月 3 日から 4 日には秋田沿岸部で、2014 年 12 月 17 日には根室港やその周辺部で高潮が発生し、浸水災害が発生した。

図 12.1.1 は、国内で長期にわたり観測を行っている 34 地点の検潮所で、各高潮事例において観測された潮位偏差の最大値（1 m 以上）とその発生数を、年ごとに示したものである。この図によると、潮位偏差の最大値が 2.5 m を超えたのは、① 伊勢湾台風（1959 年）時の名古屋（3.5 m）、② 台風第 21 号（2018 年）時の大阪（2.77 m）、③ 台風第 23 号（2004 年）時の室戸岬（2.54 m）の 3 つのみであり、国内における大半の潮位偏差は 1 m から 2 m である。2 m を超える高潮は、1960 年代には比較的多く発生していたが、1970 年代には発生数が減少し、1980 年代になると高潮そのものがほとんど発生していない。しかし、1990 年代からは、再び高潮が頻発していることが分かる。なお、2004 年は 10 個の台風が日本に上陸した特異年であり、多数の検潮所で大きな高潮が観測された。2018 年も、台風第 21 号や大型の台風第 24 号とそれらが変わった低気圧により、日本の各地で高潮が観測された。高潮の発生頻度や潮位偏差は、台風の上陸数や強度などに強く影響を受けているが、年ごとの変動も大きく、有意な長期変化傾向は見られない。

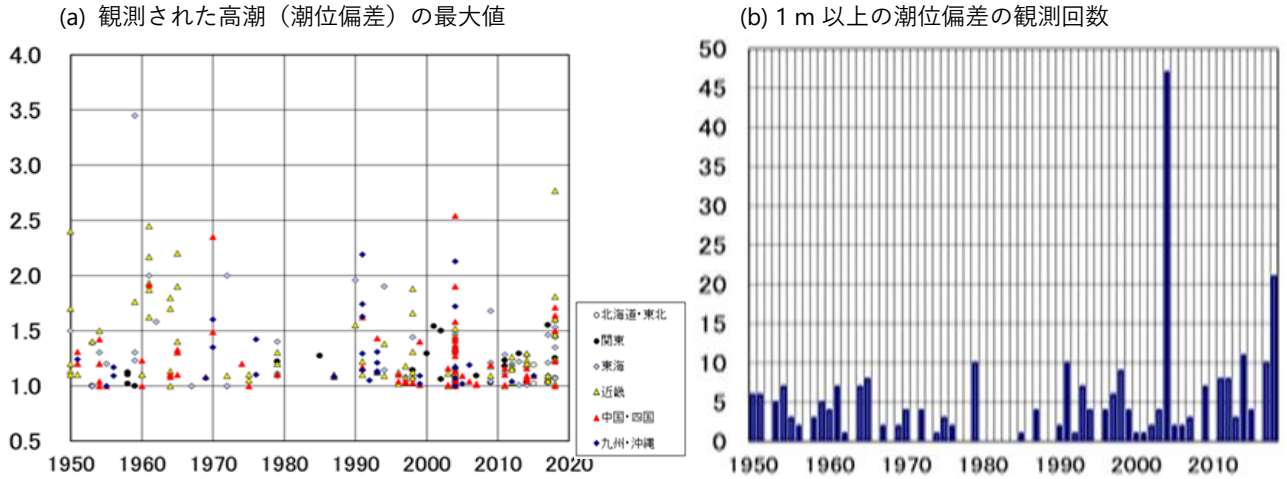


図 12.1.1　国内における高潮の発生数と最大値

(a) 1950 年から観測を行っている気象庁の検潮所 34 地点で各年に観測された高潮（潮位偏差）の最大値
(b) 各年に 1 m 以上の潮位偏差が観測された回数

12.2　将来予測

12.2.1　世界

亜熱帯・中緯度帯において、多くの場合、高潮は熱帯低気圧により生じるため、高潮の将来予測は熱帯低気圧（北西太平洋においては台風）の将来予測と大きくリンクしている。第 7 章でも述べたとおり、IPCC (2013) では、「北大西洋域以外の海域においては、熱帯低気圧の発生数に有意な長期変化傾向は見られず、強度の増加傾向に関しては、十分な精度による長期間の観測が不足してい

ることから*確信度は低い*」としている。一方、21 世紀末までの台風の将来変化については、全球気候モデルを用いた数値計算結果を基に、ここ十年で理解が急速に進んでいる。Knutson et al. (2020) によると、非常に強い熱帯低気圧が全ての熱帯低気圧に占める割合は、将来増加すると考えられ、その確信度は高から中程度と評価されている（第 7.2.1 節参照）。

全球を対象とした高潮の評価は、まだ研究の緒についた段階であり、熱帯低気圧及び温帯低気圧の将来変化の予測の解析と合わせて、高潮の詳細な力学モデルよりも簡便な熱帯低気圧を仮定したモデルや高潮に関する経験式による長期予測が行われている。図 12.2.1 は、IPCC (2019) に掲載された観測結果及び半経験式モデルに基づいて算出された将来予測における、平均海面水位の変化量を含めた極端水位（高潮等に伴って発生する極端に高い水位）の再現期間と確率値の関係である（北米、アジア、オセアニアから代表的な 3 地点を抜粋）。灰色は現在気候、3 種類の異なる実線はそれぞれ 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、及びそれらの中間のシナリオ（RCP4.5）による予測結果であり、平均海面水位の将来変化により、数十年に一度という現在のイベント再現期間が急激に短くなることが予測されている。平均海面水位の将来変化には、それぞれ地域依存性があり、潮位偏差の小さい海域においては再現期間の縮小が顕著である。その結果、IPCC (2019) では、100 年に一回のような歴史的に稀な海面水位の極端現象が、将来、多くの場所、特に熱帯において、1 年に一回以上の頻度で起こるようになる可能性が指摘されている。

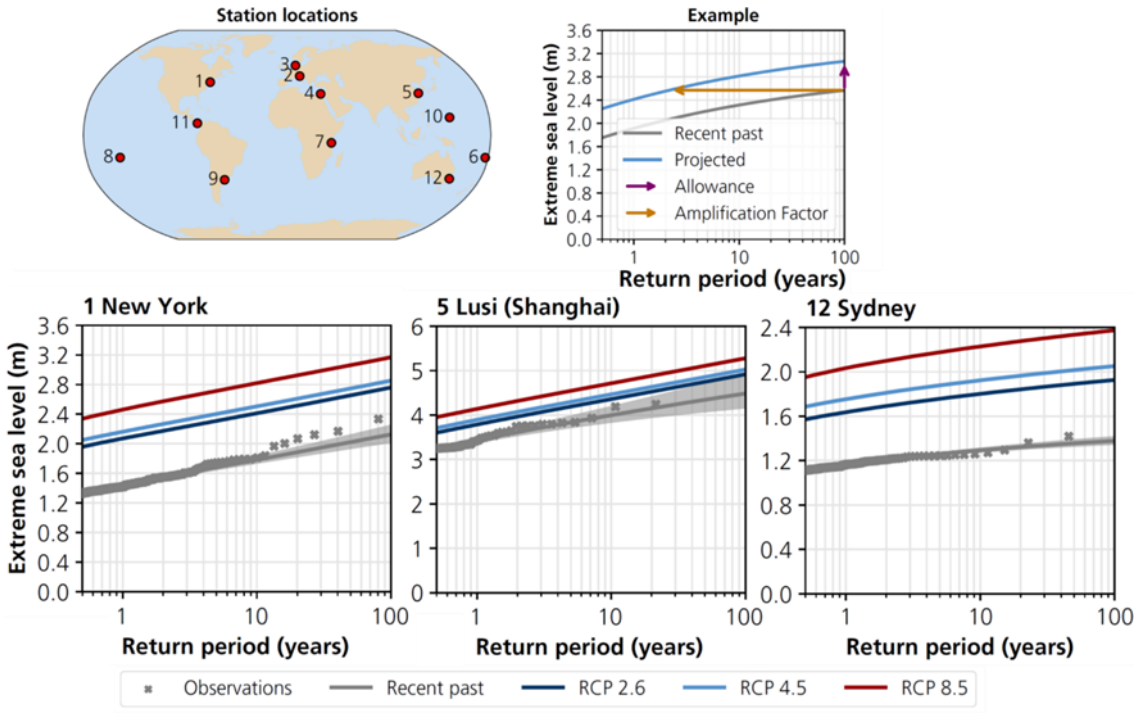


図 12.2.1　潮位計による長期観測が行われている地点の極端水位と再現確率年数の関係の将来変化
観測値（灰色×）及び現在気候シナリオ（灰色実線）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6。紺色実線）、RCP4.5（青色実線）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5。赤色実線）において予測される極端水位。現在気候は GESLA-2 Database（観測値ベースのデータベース）の値、RCP2.6～8.5 の値は、現在気候の値にそれぞれのシナリオで予測される 2081-2100 年の海面上昇分を上乗せしたもの。ここでは、左上の図の 12 地点中、1 ニューヨーク（米国）、2 上海（中国）、3 シドニー（豪州）のものを抜粋。（IPCC (2019) より、図 4.11 を一部改変・転載）

高潮の発生頻度はかなり低いため、一般的な気候計算で対象とされる 20 年から 30 年程度の計算期間では、頻度や長期評価を議論するために十分な発生数を確保できない。特に、日本や東アジア

といった領域を対象とした場合、台風上陸個数等の台風特性の将来変化予測に関連した不確実性が高い。このため、d4PDF（付録 1 参照）のような、5000 年を超える大規模気候アンサンブルデータを利用した極端台風とこれに関連する高潮予測が重要である。図 12.2.2 は、d4PDF の海面較正気圧及び海上風から算出した、100 年に 1 回程度の確率（100 年確率値）で発生する強風と潮位偏差の将来変化である。強風の将来変化と高潮の将来変化は正の相関があり、北半球の低～中緯度帯では現在気候の 10%以上の将来変化が見込まれる一方、南半球では減少が予測されている。南半球での減少は、台風強度の将来変化とほぼ対応している。低～中緯度帯の変化は、台風特性の将来変化に大きく依存している。特に、東アジアでは、高潮の大きな将来増加が見られるが、これは東シナ海の水深が浅く、台風の将来変化の影響を強く受けるためである。これら予測は、台風の将来予測に依存し、また、高潮発生頻度の低さに起因する長期変化傾向の評価の困難さにより、確信度が低い。一方、高緯度帯でも 10%程度の将来変化が見られるが、これは将来の海氷の減少による海面域拡大に依存した結果になっている。

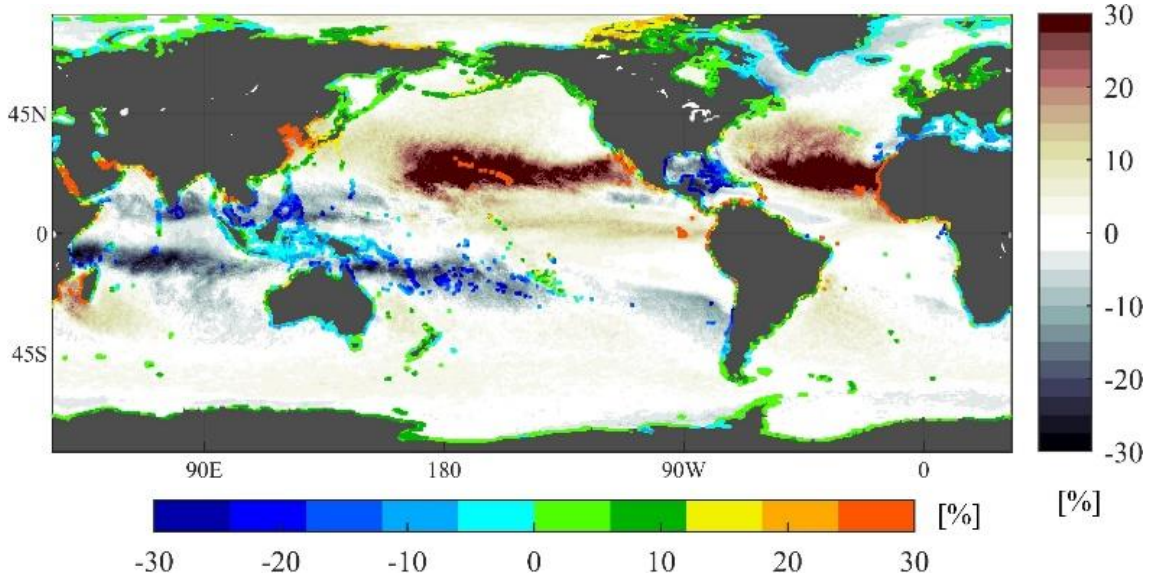


図 12.2.2　d4PDF の結果から算出した潮位偏差の 100 年確率値の将来変化
現在気候条件（1951～2011 年）による潮位偏差、強風を基準とした、4℃上昇の場合の将来気候における潮位偏差、強風偏差の変化率。海域の濃淡は強風の将来変化率（縦のカラーバー参照）、海岸線の色は高潮の将来変化率（横のカラーバー参照）を表す。（Mori et al. (2019) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載）

12.2.2　日本付近

実際に観測される極端な水位は、平均海面水位と天文潮及び高潮（潮位偏差のみ）の合計である。場所により、これに波浪による短周期の水位変動も加わる。第 10 章でまとめたように、地球温暖化に伴い、世界平均海面水位と同様、日本沿岸の平均海面水位も 21 世紀中に上昇すると予測されている（確信度が高い）。沿岸部の高潮に対する防災・減災施設の整備基準は、上述の 3 要素を考慮した設計高潮位に基づいて計画されているため（農林水産省及び国土交通省, 2020）、平均海面水位に加え、地球温暖化に伴う高潮の将来変化予測は重要な課題となる。

全球を対象とした検討と異なり、日本では計算範囲が狭くなるため、様々な手法による高潮の将来変化の予測が可能である。主な予測手法として、全球気候モデルや地域気候モデルの気象場からそのまま高潮予測を行う直接計算、過去に高潮をもたらした顕著な台風が、将来気候条件下で台風

が発生・上陸したとの仮定の下で高潮のシミュレーションをする擬似温暖化実験、最大と成り得る高潮を予測する可能最大予測が挙げられる。これまでの多くの研究結果は、三大湾（東京湾、伊勢湾、大阪湾）に集中しており、変化量の大小はあるものの、三大湾の高潮は将来気候で増加することが見込まれている（森ほか, 2020）。ただし、台風の将来予測に依存することから、確信度は中程度である。

図 12.2.3 に、d4PDF に基づく大阪湾の潮位偏差の極値分布の将来予測（Mori et al., 2019）を示す。青線は現在気候、赤線は 4℃上昇実験に基づく予測結果である。再現期間が数年程度の高頻度の高潮の潮位偏差は、現在気候に比べて将来気候の方が低いが、再現期間が長期になると将来気候の方が高くなる傾向が見られる。これは、地球温暖化に伴う台風の接近数の減少が高頻度かつ小規模の高潮発生頻度を減少させるが、強い台風の増加と台風経路の将来変化が低頻度かつ大規模な高潮の発生頻度を増加させるためと指摘されている。中緯度に位置する日本周辺では、台風経路の将来変化が顕著に出やすく、高潮に対する地球温暖化の影響を定量的に評価するためには、台風の発生個数・強さ・経路の 3 つの特性の将来変化を捉えることが重要である。現時点では、これら全てについて他の研究事例や観測事実との比較が困難なことから、ここで示されている将来予測の確信度は低い。

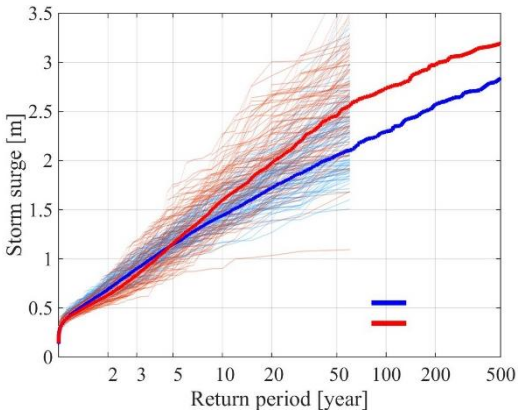


図 12.2.3　d4PDF をもとに算出した
極端な潮位偏差の将来変化（大阪湾）
横軸は再現期間、縦軸は潮位偏差を表す。青線は現在気候（1951～2011 年）、赤線は 4℃上昇の場合の将来気候、太線は d4PDF 全アンサンブル、細線は d4PDF 各メンバーの計算結果。（Mori et al. (2019) をもとにリプロット）

上記の検討は、工業化以前と比べて世界平均気温が 4℃上昇するという顕著な温暖化条件を想定した予測であるが、地球温暖化の効果は温室効果ガスの排出の度合いや排出量の緩和策により大きく異なる。図 12.2.4 に示すのは、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] の全モデルによる温室効果ガス排出シナリオ別の三大湾の気候的最大潮位偏差（可能最大強度を持つ台風が最悪経路で湾を通過した場合）の将来変化を予測した結果である。モデル間の違いは大きいものの、顕著な排出シナリオほど高潮が大きくなる傾向にあり、最も将来変化量の大きい大阪湾で、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では平均約 0.6 m の偏差の増加が予測されている。これは、予測されている全球平均海面上昇量の 7 割強であり、高潮の将来変化を考慮することで将来に想定すべき最大水位が大きく変わることが示唆されている。

冒頭で紹介したように、日本周辺を対象とした高潮の将来変化に関する多くの研究が行われているが、手法も将来想定も様々であり、これらを類型化するのは難しい。1990 年以降の東京湾、大阪湾及び伊勢湾を対象とした高潮の最大潮位偏差推定に関する研究レビューの結果では、各湾の将来変化の平均的予測は、東京湾で 0.72 m、大阪湾で 1.73 m、伊勢湾で 0.90 m であった（森ほか, 2020）。伊勢湾及び大阪湾の一部を除き、将来変化量は平均的予測で 0.7 m から 1.7 m の範囲にある。これ

らの結果は、d4PDF に基づく結果や CMIP5 の全モデルによる気候的最大潮位偏差結果と整合しており、各手法による予測不確実性の幅の推定と量的比較が課題となっている。また、研究レビューの結果は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）条件下の 21 世紀末、2100 年の平均的海面上昇量予測結果 0.8 m と同等かそれよりも大きく、現段階での最大クラスの高潮の将来変化はかなり大きく予測されている。ただし、台風の将来予測に依存するため、確信度は中程度である。沿岸部の適応策の策定では、第 10 章の海面上昇と高潮及び第 13 章の高波を踏まえた極端水位の評価が重要であり、これらを組み合わせた予測の進展が望まれる。

冬季の低気圧による高潮の将来変化については、研究の緒に就いたばかりである（高ほか, 2018; 第 13 章参照）。地球温暖化に伴う日本海側における極端な高潮の将来変化については、今後の研究の進展が必要である。

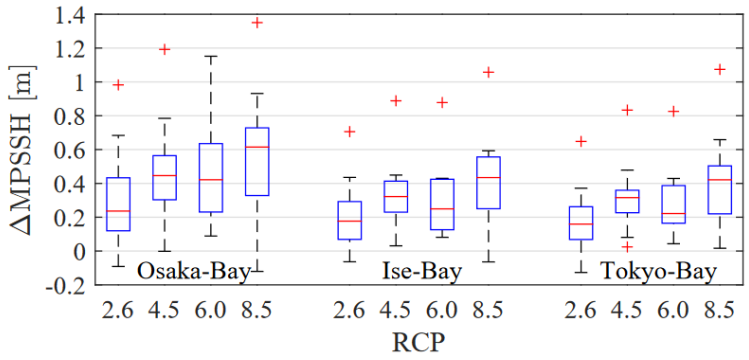


図 12.2.4　可能最大高潮モデルによる最大水位の将来変化量

4 つの RCP シナリオ条件下の大阪湾、伊勢湾及び東京湾の湾奥における、21 世紀末（2075～2099 年）の最大潮位偏差の現在（1979～2003 年）からの変化量。2.6 は 2℃上昇シナリオ、8.5 は 4℃上昇シナリオを指す。最小値、10 パーセンタイル値 [26]、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、及び最大値を表示している。ただし最大値と最小値は欄外となっている場合もある。（有吉及び森（2018）より転載）

12.3　背景要因

高潮は、気圧低下による海面の上昇（吸い上げ）と、強風による海面付近の水の沿岸部への移動（吹き寄せ）の、2 つの効果により生じる現象である。高潮の発生メカニズムのうち吸い上げは、水面上の気圧低下で起こるため、場所には大きく依存しない。一般に 1 hPa の気圧低下は 1 cm の海面上昇をもたらす。つまり、例えば気圧が 960 hPa の台風の場合、吸い上げ効果だけで生じる高潮は 50 cm 程度に留まる。一方、風による吹き寄せは、海底の地形、湾と風向きの関係により大きく変化する。最も大きな吹き寄せ効果は、湾の沖から奥に向かって風が吹くときに起き、湾が沖から岸に向かって幅が狭く、浅くなるような地形の場合に大きくなる。吹き寄せに及ぼす地形の影響は、湾奥における水塊の収れんが偏差に最も大きな影響を与える。以上の関係により、本章で紹介したような偏差が数 m に及ぶ大規模な高潮災害においては、吹き寄せ効果の寄与が重要な役割を果たすことが分かる。日本において高潮は、主に台風に伴い発生する。台風は日本付近では北向きに移動する傾向があるために南風が強くなりやすく、結果として、主に南側に向いた湾で高潮被害が多く発生している。

参考文献

Dube, S.K., A.D. Rao, P.C. Sinha and P. Chittibabu, 2008: Storm surges: Worst coastal marine hazard, in Modelling and Monitoring of Coastal Marine Processes. chap. 9, edited by C. R. Murthy, P. C. Sinha, and Y. R. Rao, 125 – 140, p 246. Co-published by Springer and Capital Pub. Company, New Delhi.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨ rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegrı́a, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Knutson, T., S.J. Camargo, J.C. Chan, K. Emanuel, C. Ho, J. Kossin, M. Mohapatra, M. Satoh, M. Sugi, K. Walsh, and L. Wu, 2020: Tropical Cyclones and Climate Change Assessment: Part II. Projected Response to Anthropogenic Warming. Bull. Amer. Meteor. Soc., 101, E303–E322, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-18-0194.1.

Mori, N. and T. Takemi, 2016: Impact assessment of coastal hazards due to future changes of tropical cyclones in the North Pacific Ocean. Weather and Climate Extremes, Vol.11, 53 – 69.

Needham, H.F., B.D. Keim and D. Sathiaraj, 2015: A review of tropical cyclone-generated storm surges: Global data sources, observations, and impacts. Rev. Geophys., 53, 545 – 591, doi:10.1002/2014RG000477.

有吉望，森信人，2018：北西太平洋の台風の最大潜在強度を用いた 3 大湾における高潮偏差の将来変化予測．土木学会論文集 B2（海岸工学），74(2)，pp. I_619-I_624.

気象庁，1961：大阪湾高潮の総合調査報告．技術報告第 11 号，34 p.

農林水産省，国土交通省，2020：海岸保全区域等に係る海岸の保全に関する基本的な方針．告示第 1 号.

高裕也，二宮順一，森信人，2018：d4PDF を用いた北海道周辺域で停滞する爆弾低気圧による高波の将来変化．土木学会論文集 B2 (海岸工学), 74(2), I_1327-I_1332.

森信人，福井信気，志村智也，2020：気候変動を考慮した我が国の三大湾の高潮最大潮位偏差についての研究レビュー．土木学会論文集 B2(海岸工学)，76 巻 1 号，1 – 6.

第13章　高波

観測事実

- 1980 年から 2009 年の間に、東日本の太平洋側では波エネルギーが顕著に増加している。
- 1970 年から 2005 年の 35 年間において、日本の太平洋側で顕著な高波の増加傾向が報告されている。

将来予測

- 日本付近の海域では平均的な波高の減少（10%）が予測されており、モデル間で整合性の高い予測である（確信度は中程度）。
- 極大波高については、10 年に 1 回の確率で発生する極端な波高は多くの海域で高くなるが、場所により±30%程度変化することが予測されている。しかし、台風経路予測の不確実性の高さから、確信度は低い。

13.1　観測事実

13.1.1　世界

波浪は、海上を吹く風によって発生・発達し、発達するにつれて波高が大きくかつ周期が長くなる。よく発達したものは、数千 km から 1 万 km 以上も海洋を伝播する。台風や低気圧により風速が大きくなる領域では、特に波が大きくなる。気候変動に伴う大気循環場や台風・低気圧特性の変動により、波高や周期といった長期的な波浪特性も変動する。

過去の長期波浪特性は、ブイ、船舶、及び衛星による観測、又は気候長期再解析データ[1]に基づく波浪の数値計算により評価されている。波浪の自然変動の大きさ、波浪観測期間の短さ、観測手法の違いなどから、一般に波浪の長期変化傾向は不確実性が高いものの、いくつかの報告事例がある。例えば、ブイによる長期的な観測は 1970 年代から開始されており、アメリカ沿岸で高波の増加傾向が報告されている（Ruggiero et al., 2010）。また、過去 33 年間の複数の衛星観測データを統合した解析から、高波（年上位 10%に相当する波高）に広い範囲での上昇傾向が見られ、南大洋で 1 cm/年、北大西洋では 0.8 cm/年の上昇傾向が示されている（図 13.1.1; Young and Ribal, 2019）。

沿岸域で波浪が砕ける（砕波する）ことに伴い、岸側の水位が上昇する。この波浪による沿岸域の水位の上昇量は地形及び波高や波長といった波浪特性に依存する。IPCC (2013) までは平均海面上昇に焦点が当てられてきたが、IPCC (2019) では、近年の研究の進展により、沿岸域の浸水をもたらす極端水位への寄与という観点で、波浪変化の重要性が示された。極端水位における過去長期変化の中で、波浪特性による寄与が平均海面上昇による寄与を上回っている場所がある（Ruggiero, 2012; Melet et al., 2018）。

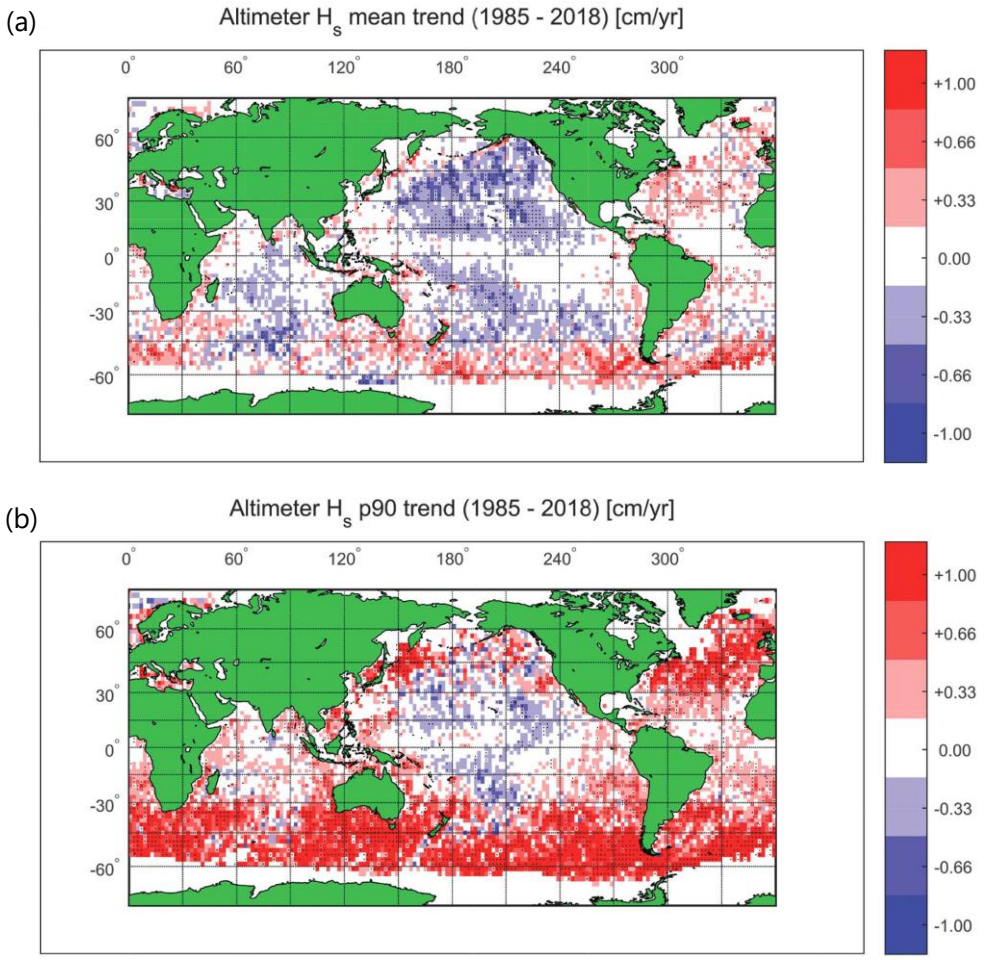


図 13.1.1　衛星により観測された波の高さの過去 33 年間（1985～2018 年）の長期変化傾向（cm/年）(a) は平均有義波高、(b) は年間の上位 10%に相当する有義波高の長期変化傾向。(Young and Ribal (2019) より、American Association for the Advancement of Science の許可を得て転載)

13.1.2　日本付近

日本沿岸では、国土交通省による全国港湾海洋波浪情報網（NOWPHAS）が 1970 年から運用されており、これを用いた長期波浪特性変化の解析が行われ、地点により高波の有意な変化があることが報告されている（関ほか, 2011)。波エネルギーは、1980 年から 2009 年の間に、東日本の太平洋側で顕著に増加している（Sasaki, 2012)。本報告書の第 7 章では台風接近数に長期トレンドは見られないとしているが、清水ほか（2006）のように、1970 年から 2005 年の 35 年間において台風通過数の増加に伴い日本の太平洋側で顕著な高波の増加傾向が見られるという報告もある。加藤ほか（2019）も日本沿岸の全国的な高波の増大を報告しており、年最大波高は地域により 2.5 cm/年から 7.6 cm/年の上昇傾向があり、特に太平洋側の上昇量が大きいとしている。日本周辺の高波増大長期変化傾向が上記のように報告されているものの、人為的な気候変動によるものか自然変動由来かの見解の一致は得られていない。

13.2　将来予測

13.2.1　世界

波浪の将来変化について、IPCC (2013) では、極端な海面水位（Extreme Sea Level）として、第 I 作業部会報告書の第 13 章と第 II 作業部会報告書の第 5 章に分けてまとめられている。波浪につ

いては、IPCC (2013) において初めて将来変化について具体的な予測結果が掲載されており、北半球中緯度における平均波高の減少、南半球中高緯度における増加が*中程度の確信度*で予測されている。更に IPCC (2019) では、研究例の増加に伴い、南半球中高緯度及び熱帯太平洋東部における平均波高の増加と北大西洋における減少という予測を、モデル間の整合性の面から、*高い確信度*で提示している。

一方、工学的に重要な高波の将来変化については、これまで IPCC では議論されていないが、IPCC (2013) の公表以降に予測結果がいくつか報告されている。研究結果により将来変化特性は異なるものの、主に南半球の高緯度及び北太平洋の中央部における波高の増加、中緯度及び北大西洋の広い範囲での波高の減少が予測されている（Morim et al., 2019）。ただし、予測のばらつきが大きく確信度は低い。森ほか (2017) は、4 つの研究機関で行われた結果をアンサンブルデータとして、極端波高の将来変化を解析した。図 13.2.1 は、10 年に 1 回の確率で発生する極端波高の将来変化量のアンサンブル予測間の平均値と標準偏差である。極端波高は、±2 m 程度の将来変化を示している。南大洋での波高増加は、海氷減少による吹送距離（風が吹く距離）の増加の寄与が大きく現れている。北西太平洋については、極端波高の減少が顕著であるが、日本南岸での局所的な増加傾向が見られる。将来変化のモデル間の標準偏差は 3 m 程度あり、将来変化量と比較するとモデル間の差が大きく、予測の不確実性は高い。特に熱帯低気圧に起因する高波の発生域で予測の確信度は低い。

IPCC (2019) では、極端水位の将来変化について、海面上昇に加え波浪の効果を考慮することの重要性が指摘されている。例えば、波浪効果による潮位上昇を考慮すると、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の条件下において、全球平均の 100 年確率極端水位が、高い確信度で 58 cm から 172 cm 上昇すると予測されている（Vousdoukas et al., 2018）。

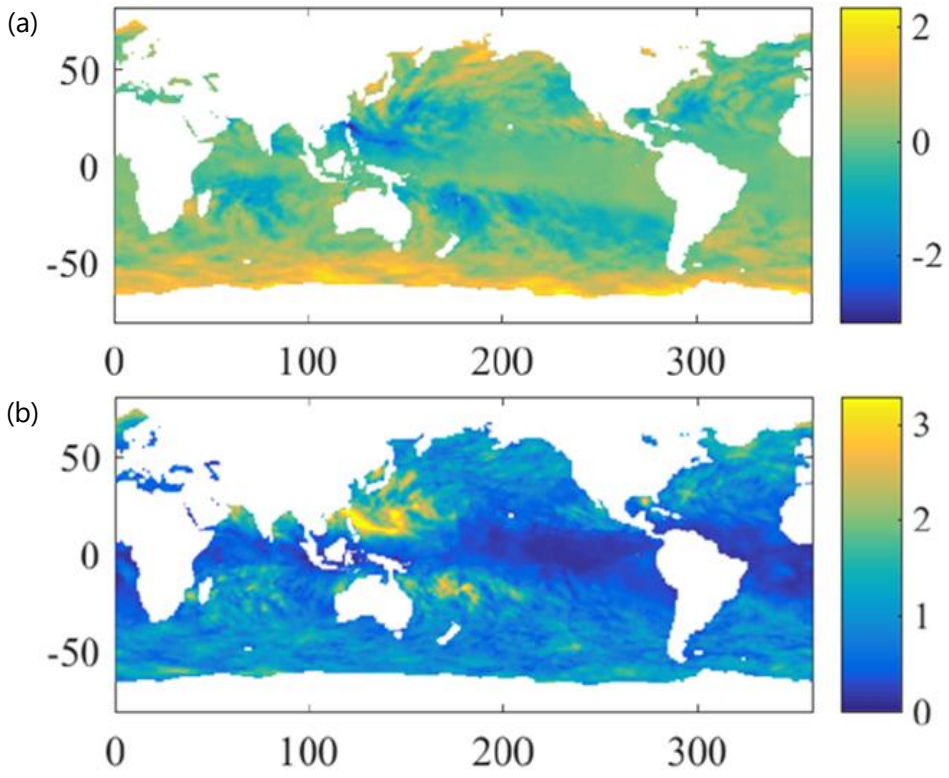


図 13.2.1　極端な波高（10 年確率値）の将来変化（m）
21 世紀末と 20 世紀末の値の差として表している。(a) は将来変化量のアンサンブル予測間の平均値、(b) はアンサンブル予測間の標準偏差。（森ほか（2017）より転載）

13.2.2　日本付近

日本付近の海域では、21 世紀末において、南北方向の気圧勾配及び風速の減少に伴い平均的な波高が 10%程度減少することが予測されている。この予測は様々なモデル間で整合性がある（Shimura et al., 2016）。最新の全球波浪予測比較実験の結果からも、平均的な波高及び周期の減少という予測が報告されている（Morim et al., 2019）。更に、日本周辺の高解像度波浪予測結果からも同様の結果が報告されている（志村及び森, 2019）。しかし、過去の観測からは波高減少は報告されていないため、確信度は中程度とした。

日本周辺の高波は、台風のような強い気象じょう乱により作られるものが多い。そのような高波の将来変化は、台風の強度、頻度及び経路の変化特性に複合的に依存する。地球温暖化条件下で日本付近の台風の強度が強まるという予測の確度は高まってきている（Yoshida et al., 2017; 確信度が中程度）。Shimura et al. (2015) は日本周辺の台風による高波の変化を解析し、10 年に 1 回の確率で発生する波高においては、多くの海域で高くなるが、台風の経路変化の影響を受けて場所により ±30%程度の変化があることを予測した（図 13.2.2）。しかし、台風経路の予測の不確実性の高さから、場所ごとの高波の変化に関しては予測の確信度は低い。

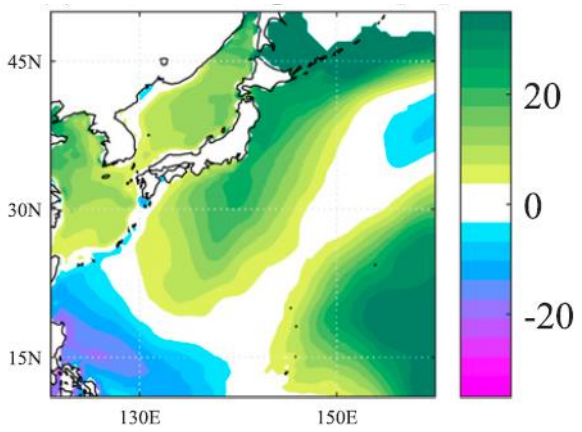


図 13.2.2　台風による極端な波高（10 年確率値）の将来変化（%）
21 世紀末と 20 世紀末の値の差として表している。
（Shimura et al. (2015) より転載 © American Meteorological Society. Used with permission）

参考文献

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2014: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L. White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1132 pp.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨ rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Melet, A., Meyssignac, B., Almar, R. and Le Cozannet, G., 2018: Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. Nature Climate Change, 8(3), p.234.

Morim, J., M. Hemer, L.W. Xiaolan, N. Cartwright, C. Trenham, A. Semedo, I. Young, L. Bricheno, P. Camus, M. Casas-Prat, L. Erikson, L. Mentaschi, N. Mori, T. Shimura, B. Timmerman, O. Aarnes, Ø. Breivik, A. Behrens, M. Dobrynin, M. Menendez, J. Staneva, M. Wehner, J. Wolf, B. Kamranzad, A. Webb and J. Stopa, 2019: Robustness and uncertainties in global multivariate windwave climate projections. Nature Climate Change, 10.1038/s41558-019-0542-5.

Ruggiero, P., Komar, P.D. and Allan, J.C., 2010: Increasing wave heights and extreme value projections: The wave climate of the US Pacific Northwest. Coastal Engineering, 57(5), 539 – 552.

Ruggiero, P., 2012: Is the intensifying wave climate of the US Pacific Northwest increasing flooding and erosion risk faster than sea-level rise? Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 139(2), 88 – 97.

Sasaki, W., 2012: Changes in wave energy resources around Japan. Geophysical Research Letter, 39, doi:10.1029/2012GL053845.

Shimura, T., Mori, N., and Mase, H., 2015: Future projections of extreme ocean wave climates and the relation to tropical cyclones: Ensemble experiments of MRI-AGCM3. 2H. Journal of Climate, 28(24), 9838 – 9856.

Shimura, T., Mori, N. and Hemer, M.A., 2016: Variability and future decreases in winter wave heights in the Western North Pacific. Geophysical Research Letters, 43(6), 2716 – 2722.

Yoshida, K., M. Sugi, R. Mizuta, H. Murakami and M. Ishii, 2017: Future changes in tropical cyclone activity in high-resolution large-ensemble simulations. Geophys. Res. Lett., 44, 9910 – 9917, https://doi.org/10.1002/2017GL075058.

Young, I.R. and Ribal, A., 2019: Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height. Science, 364(6440), 548 – 552.

Vousdoukas, M.I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Jevrejeva, S., Jackson, L.P. and Feyen, L., 2018: Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. Nature communications, 9(1), p. 2360.

加藤広之，遠藤次郎，古市尚基，不動雅之，井上真仁，2019：日本沿岸における最大有義波高の経年変化と設計沖波への影響に関する考察. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), 75(2), pp.I_109-I_114.

清水勝義，永井紀彦，里見茂，李在炯，冨田雄一郎，久高将信，額田恭史，2006：長期波浪観測値と気象データに基づく波候の変動解析．海岸工学論文集，53，131 – 135.

志村智也，森信人，2019：気候変動による日本周辺の波候スペクトルの将来変化予測．土木学会論文集 B2 (海岸工学)，75(2)，pp.I_1177-I_1182.

関克己，河合弘泰，佐藤真，2011：日本沿岸の季節別波浪特性の経年変化．土木学会論文集 B3 (海洋開発)，67(2)，pp.I_1-I_6.

森信人，志村智也，Mark A. Hemer, Xiaolan Wang, 2017：CMIP5 にもとづく地球温暖化による高波の将来変化のアンサンブル予測．土木学会論文集 B2（海岸工学），Vol.73，pp. I_115-I_120.

コラム8.　高潮の危険性と地球温暖化

日本では、大阪湾に来襲した 1934 年の室戸台風（上陸時の中心気圧 911.6 hPa、大阪湾の最高潮位 5.1 m）により死者・行方不明者計 3,036 名、負傷者 14,994 名、伊勢湾に来襲した 1959 年の伊勢湾台風（上陸時の中心気圧 929 hPa、伊勢湾の最高潮位 3.9 m）により死者・行方不明者計 5,098 名、負傷者 38,921 名（高潮以外によるものも含む）など、主に太平洋沿岸で大きな高潮被害が発生してきた。高潮は、天文潮の満潮と同時に発生すると非常に高い潮位をもたらすなど台風接近・上陸のタイミングに大きく影響されるが、これに加えて、吹き寄せ効果を支配する台風の強さ、台風のコース（風向き）と移動速度も重要な要素となる。

図 コラム 8.1 は、フィリピンのレイテ湾を対象とした過去 65 年間の高潮の再現計算結果である。2013 年の台風 Haiyan により潮位偏差 5 m を超える巨大高潮が発生して 6200 名以上が亡くなったが、過去の高潮の再現計算からは 2013 年のイベントが突出していることが分かる。このように、高い潮位をもたらす規模の高潮の生起頻度は極端に低い。高潮の規模は台風の中心気圧、経路、移動速度等の複数の要素の組み合わせに依存しており、巨大高潮となる条件が重なる頻度は極めて低い。そのため、過去 100 年程度の記録では、滑らかな発生頻度の分布を示すことは難しい。一方、水防法に基づき国内自治体の避難計画等で想定されている「想定し得る最大規模の高潮」は、過去に生じた最大イベントよりも更に深刻な被害をもたらすという懸念がある。2018 年に実施された土木学会の取組みでは、東京湾において最大クラスの高潮が満潮時に生じた場合、直接被害が 64 兆円、14 か月間の間接被害が 46 兆円生じる可能性があると試算している（表 コラム 8.1）。高潮は、滅多に生じない現象であるが、その被害ポテンシャルはとてつもなく大きい。

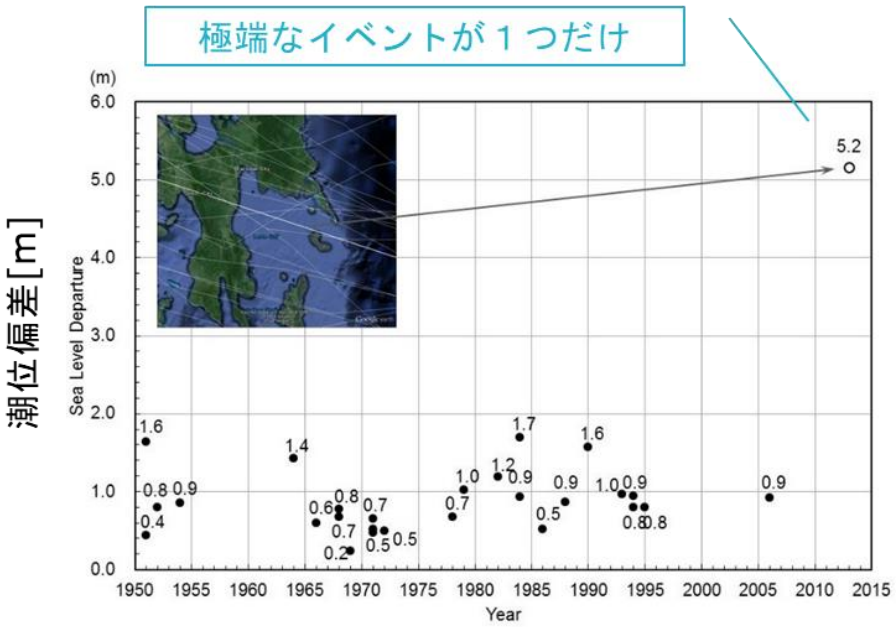


図 コラム 8.1　レイテ湾（フィリピン）における過去 65 年間の高潮の再現計算結果
2013 年の極端なイベントは台風 Haiyan に伴うもの。（Kumagai et al. (2016) より、Taylor & Francis Ltd. (http://www.tandfonline.com)の許可を得て改変・転載）

表 コラム 8.1　東京湾の巨大高潮による被害概要

室戸台風級の台風が最悪の経路を通過した場合を想定。朔望平均満潮位に地球温暖化による海面上昇 0.6m を考慮している。（土木学会（2018）より転載）

公 民	資産被害	64 兆円	高潮で毀損する建築物等の資産量。最大規模の洪水等に対応した防災・減災対策検討会試算結果に基づき、本委員会で推計。
	14 ヶ月経済被害	46 兆円	資産等への被害による GDP 毀損。本委員会で推計。
	14 ヶ月財政的被害	5 兆円	14 か月経済被害の推計値より、一般政府（国と地方）の総税収の縮小額を推計。
	人的被害 （想定死者数）	8,000 人	想定死者数。最大規模の洪水等に対応した防災・減災対策検討会試算。
	（浸水域内人口）	140 万人	浸水区域内人口。最大規模の洪水等に対応した防災・減災対策検討会試算。

IPCC (2013) や IPCC (2019) では、高潮と高波の将来変化について、極端な海面水位（Extreme Sea Level）として、海面上昇とともに議論がなされている。台風を主な要因として発生する日本周辺の高潮は、前述の通り台風の強度のみならず経路等にも大きく影響を受ける上、局所的に発生する現象であるため、地球温暖化に伴う将来変化の予測が難しい。中緯度に位置する日本周辺では台風経路の将来変化が顕著で、高潮に対する地球温暖化の影響を定量的に評価するためには、台風の発生個数、強さ、経路の 3 つの特性の将来変化を捉えることが重要である。全球スケールでは、熱帯低気圧の発生個数は将来減少するか又は変化しないと考えられているが、非常に強い熱帯低気圧が全ての熱帯低気圧に占める割合は将来増加すると予測されており、日本の南海上で非常に強い熱帯低気圧の存在頻度が将来増加するという予測結果が示されている（第 7.2.1 節参照）。また、将来、日本付近の台風の強度が強まることも予測されている（第 7.2.2 節参照）。

高潮の将来変化については第 12.2 節で概説したが、Takayabuet al. (2015) では、2013 年の台風 Haiyan を題材に、工業化以降の人間活動による地球温暖化がこの台風とそれに伴う高潮にどの程度の影響を与えたのか試算した（コラム 6 で紹介されているイベント・アトリビューションを高潮について行った）。その結果、過去 150 年の気候変動は、台風の風速を約 6%増加させ、また高潮の偏差を 20%増加させたとしている。これは、台風構造の変化に比べて高潮ハザードの鋭敏性が高いことを示しており、気候変動の沿岸ハザードへの影響が今後増加することを示唆している。

参考文献

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Kumagai K, Mori N and Nakajo S., 2016: Storm surge hindcast and return period of a Haiyan-like super typhoon. Coastal Engineering Journal 58: 1640001. DOI: 10.1142/S0578563416400015.

Takayabu, I., K. Hibino, H. Sasaki, H. Shiogama, N. Mori, Y. Shibutani and T. Takemi, 2015: Climate change effects on the worst-case storm surge: a case study of Typhoon Haiyan. Environmental Research Letters, Vol.10, 064011, 9p.

土木学会，2018：レジリエンス確保に関する技術検討委員会報告書.

第14章　海洋循環

観測事実

- 日本南岸の黒潮正味流量には、1970 年以降、有意な長期変化傾向は見られない。日本海の深層では水温上昇、酸素濃度低下の長期的傾向が認められ、海面での冷却の弱まりによって深層水の形成が減少しているためと考えられる。

将来予測

- 21 世紀末の北太平洋亜熱帯循環は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では北偏する傾向が見られる（確信度は中程度）。
- 21 世紀末の黒潮については、20 世紀末に比べ有意な変化は見られない（確信度は低い）。

14.1　観測事実

14.1.1　世界

(1)　表層循環と深層循環

地球温暖化の進行に伴い、海洋循環を駆動する大気の状態が長期的に変化すると、海洋循環にもそれに応じた変化が現れる。海洋循環の駆動源は、大気からの風応力と、熱・淡水フラックスである。海洋の表層付近を流れる海流は、主に前者で駆動され、風成循環と呼ばれる。高緯度では、水塊が冷却されるうえに海氷の形成に伴い塩分が排出されることで重くなり、深層に沈み込んで全球を巡る深層循環となる。深層循環は、風応力の影響に加え、熱・淡水フラックスの影響が大きい。海洋循環の変動を調べるには循環自体に加えて駆動源の情報が重要であるが、これは、水温などに比べて、広範囲、長期間にわたり高精度の観測を行うことが難しい量である。また、気候システムには長周期（10 年以上）の自然変動が内在しており、長期変化傾向の正確な抽出が難しい場合もある。

中緯度における風成循環の中で、西岸境界流と呼ばれる黒潮、ガルフストリーム、アガラス海流などは、低緯度域から高緯度域へ大量の水や熱を運び付近や海洋全体の気候に大きな影響を与える。力学的なバランスにより、強い流れである西岸境界流は、流れを挟んで沿岸側から沖側にかけて海面高度が急激に大きくなるため、海面高度の変化から西岸境界流の変化を推定することが可能である。海洋再解析データ[1]等に基づく解析では、1900 年以降現在までの西岸境界流付近の海面高度に上昇トレンドが見られることから、西岸境界流が高緯度側に 1 度程度流れる傾向である可能性が指摘されている（Wu et al., 2012）。ただし、数十年スケールの変動の影響が大きいこと、及び観測や再解析データの不確実性を考慮する必要があり、*確信度は低い*（IPCC, 2013）。例えば、衛星高度計データから算出した 1990 年代初め以降の海面高度のトレンド（図 14.1.1）には、エルニーニョなどを通した年々変動や太平洋十年規模変動（PDO）などを通した数十年スケールの自然変動成分が含まれている。IPCC (2013) によれば、これらの変動は風応力の変化から期待される海洋循環の応答と整合的である。

深層循環は、前述のとおり、高緯度で沈みこんだ水塊が数千年かけて全球を巡ることで形成されている。深層循環は本来 3 次元的な構造をもつが、これを単純化して把握するため、大西洋などの海盆の西端から東端までの流量を経度方向に積分する手法が用いられる。結果として得られるのは、南北方向と鉛直方向のみの 2 次元の循環であり、これを子午面循環と呼ぶ。大西洋子午面循環は、暖かい表層水の北向き輸送と、冷たい深層水の南向きの輸送の強さの指標であり、南北熱輸送など

に大きく寄与し、特にヨーロッパの気候に影響が大きいと考えられている。大西洋子午面循環の観測による推定データはまだ十数年の長さしか存在しないが、そこでは、明瞭な長期変化は見出されていない（IPCC, 2013）。大西洋子午面循環が弱化しているという研究もあるものの（IPCC, 2019）、その証拠は間接的かつ限定的なものにとどまる。もう一つの深層水形成域である南極大陸周辺では、海氷形成に伴い低温で高塩分の重い海水が生じ、沈降して南極底層水として深層に拡がっている。この南極底層水の生成量は 1950 年代以来、減少傾向にある（IPCC, 2019）。

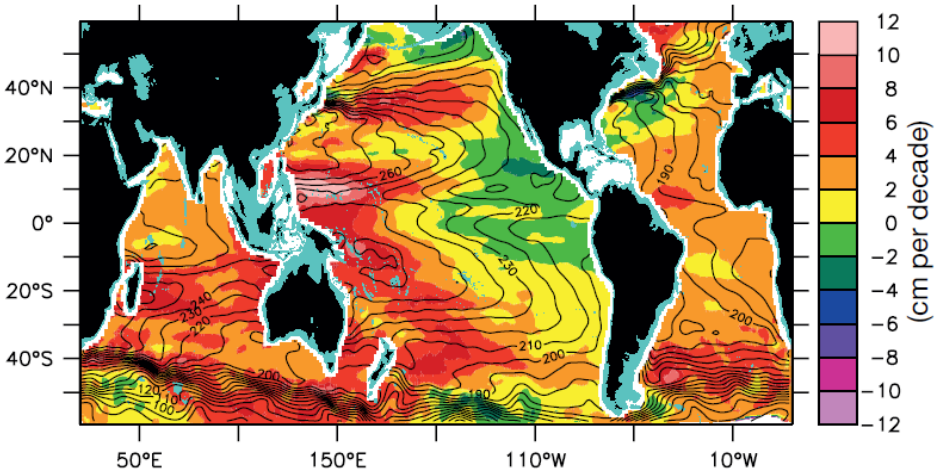


図 14.1.1　平均海面ステリックハイト及び海面高度トレンド

等値線は 2004～2012 年のアルゴデータに基づく平均海面ステリックハイト、海域の色は衛星高度計データから算出した 1993～2011 年の海面高度トレンドを表す。（IPCC (2013) より、図 3.10 を転載）

南大洋は、地球温暖化に伴う熱や CO_2 の海洋への吸収が行われる主要な海域である（Chang, 2019; Sabine et al., 2004）。南極周極流は、南極大陸を取り囲む南大洋を東向きに一周する世界で最も流量の多い海流であり、南大洋の風応力と水塊形成の双方の影響を受ける。一般に、南極周極流が北（南）偏すれば冷たい（暖かい）海域が広がることになり、南極周極流の流量と当該流域の渦活動の増大は、それぞれ、南極周極流に沿う方向と横切る方向の混合強化に寄与すると考えられており、南大洋の熱や CO_2 の吸収量の変化にとって重要である。IPCC (2019) によれば、近年における南大洋の西風の強化は、南極周極流の流量の増大より、むしろ南大洋の渦の活動度の増大に使われると考えられている。IPCC (2013) では南極周極流の位置が南下傾向であるとされたが、その後それを否定する証拠が現れ、現在では南極周極流の統計的に有意な南下は過去 20 年間にはなかったであろうと考えられている。

(2)　海洋中の酸素濃度と海洋循環

水温や塩分の分布は海洋循環の構造を直接決める物理量であるが、海洋環境の要素である水素イオン濃度指数（pH）や酸素濃度の分布も海洋循環と深く関わっている。pH については第 15 章に譲り、ここでは酸素濃度と海洋循環の関係について述べる。

海面で大気から溶け込んだ酸素は、海水が海洋内部へ移動していく過程でバクテリアが有機物を分解することに費やされ、減少していく。その結果、海中の酸素濃度は、海面から深くなるにつれ次第に低下する。一方、深層には、グリーンランドの近海や南極大陸の周りで海面から沈降した酸素濃度が比較的高い深層水が広がっている。このような海洋循環を反映して、酸素濃度は海洋の中

層で最も低くなるのが一般的である。中でも生物の活動に支障が生じるほど低濃度の貧酸素領域は酸素極小領域と呼ばれ、その分布や濃度の変化に注目が集まっている。

地球温暖化の進行による海水温の上昇は表層でより大きいため、表層と深層の間の密度差が拡がり、成層の度合いが強まりつつある（Yamaguchi and Suga, 2019）。これに伴い上下間の混合や海洋内部に潜り込む流れは弱まり、酸素濃度の低下が進む。海面水温の上昇により海面での酸素の溶解度も小さくなり、これも酸素濃度の低下に働く。IPCC (2019) によれば、既に海洋内部の酸素濃度は低下し、酸素極小領域が拡大している可能性が高く、今後更に、酸素濃度の低下（貧酸素化）が進んでいくと予想されている。特に太平洋東部や大西洋東部の南北それぞれ 10 度付近及びインド洋北部では、海上風の分布の特徴から酸素極小領域が深さ 200 m から 300 mのごく表層近くに存在しており、このような浅い深さでは生態系への影響がより深刻になると懸念されている（コラム 9 参照）。

沿岸域でも各地で貧酸素化の進行が報告されているが、例えば、富栄養化により活発化した光合成で有機物が増加し、それが沈降して分解されることで酸素消費が増加して海底付近で貧酸素化を引き起こすといった、外洋とは異なるメカニズムも存在することに留意を要する（Breitburg et al., 2018）。

14.1.2　日本付近

(1)　黒潮と亜熱帯循環

黒潮は、北太平洋亜熱帯循環（風応力で駆動される時計回りの循環）の西岸境界流であり、フィリピンから台湾の東を通り日本の南岸に達する非常に強い流れである。黒潮は、犬吠埼付近で本州を離れ、黒潮続流と呼ばれる東向きの流れになる。黒潮及び黒潮続流は、低緯度域から中緯度域へ多量の熱を輸送し、日本周辺の海水温に大きな影響を与える。また、四国・本州南方を流れる黒潮は、大蛇行流路と非大蛇行流路と呼ばれる二種類の安定した流路の変動を示す。このような黒潮の流路変動は、日本沿岸の潮位を変化させる要因の一つとなっている。一方、日本周辺の沖合の海面水位の変化は、風系の変化に伴う海洋循環の変化や海面からの熱吸収の変化等によって生じる。

日本周辺の海域で大きな水温の南北経度を示す海洋前線と呼ばれる領域は、黒潮続流よりも北方の北緯 39 度から 42 度付近に位置しており（図 付録 1.4.1 (a) 参照）、亜熱帯循環（高温で塩分の高い黒潮系の水）とその北側の反時計周りの循環である亜寒帯循環（低温で塩分の低い親潮系の水）の境界となっている（Kida et al., 2015; Nakano et al., 2018）。

気象庁では東経 137 度線を赤道付近まで横切る観測を年に二回行っており、この観測で得られる情報から、東経 137 度における黒潮流量を日本南岸における代表的な流量として見積もっている（図 14.1.2）。これによると、日本南岸の黒潮流量は数十年規模の変動が卓越している。1990 年代以降は若干の減少傾向が見られるものの、1970 年以降、有意なトレンドは見いだされていない。また、この流量は、海洋大循環理論に基づき、北太平洋の風応力から診断した流量とおおむね整合している。台湾や沖縄などの北太平洋亜熱帯循環の南側では、黒潮流量が減少していることが報告されている（Wang et al., 2015）。

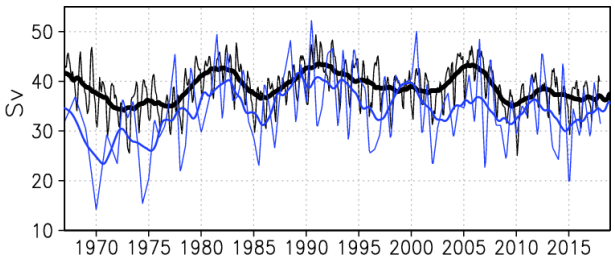


図 14.1.2　東経 137 度線を横切る黒潮流量の時系列
単位は Sv（1 Sv = 10^6 m^3/s）。青線は観測から得られた、黒線は JRA-55 の風の分布から計算される黒潮流量。細線は月平均値、太線は 3 年移動平均値を表す。

(2)　日本近海の酸素濃度と海洋循環

日本海は、比較的浅い海峡を通じて東シナ海や太平洋とつながっていることから、海水の交換は表層に限られ、約 300 m 以深は水温や酸素濃度などがほとんど一定の、日本海固有水というほぼ均一な海水で占められている。日本海固有水は、日本海北西部の大陸に近い海域で冬季に海面で強い冷却を受けて密度が大きくなった海水が沈み込むことにより形成されると考えられている。日本海盆、大和海盆における気象庁の長期観測の結果によれば、深さ 2,000 m において水温の上昇率は 10 年当たり 0.02℃、酸素濃度の低下率は 10 年当たり 7〜9 μ mol/kg という長期的な変化傾向が認められている（図 14.1.3）。近年は、形成域であるウラジオストク沖で冬季に気温が著しく下がることが少なくなり、海面の冷却が弱まる傾向にある。その結果、日本海固有水の沈み込みが弱まり、低温で酸素が豊富な海水が深層まで供給されにくくなっていると考えられている（Gamo et al., 2014）。ただし、面積が小さい日本海では、深層を海水が一巡する時間は外洋と比べ圧倒的に早く、酸素濃度自体は約 200 μ mol/kg と外洋と比べてかなり高い。

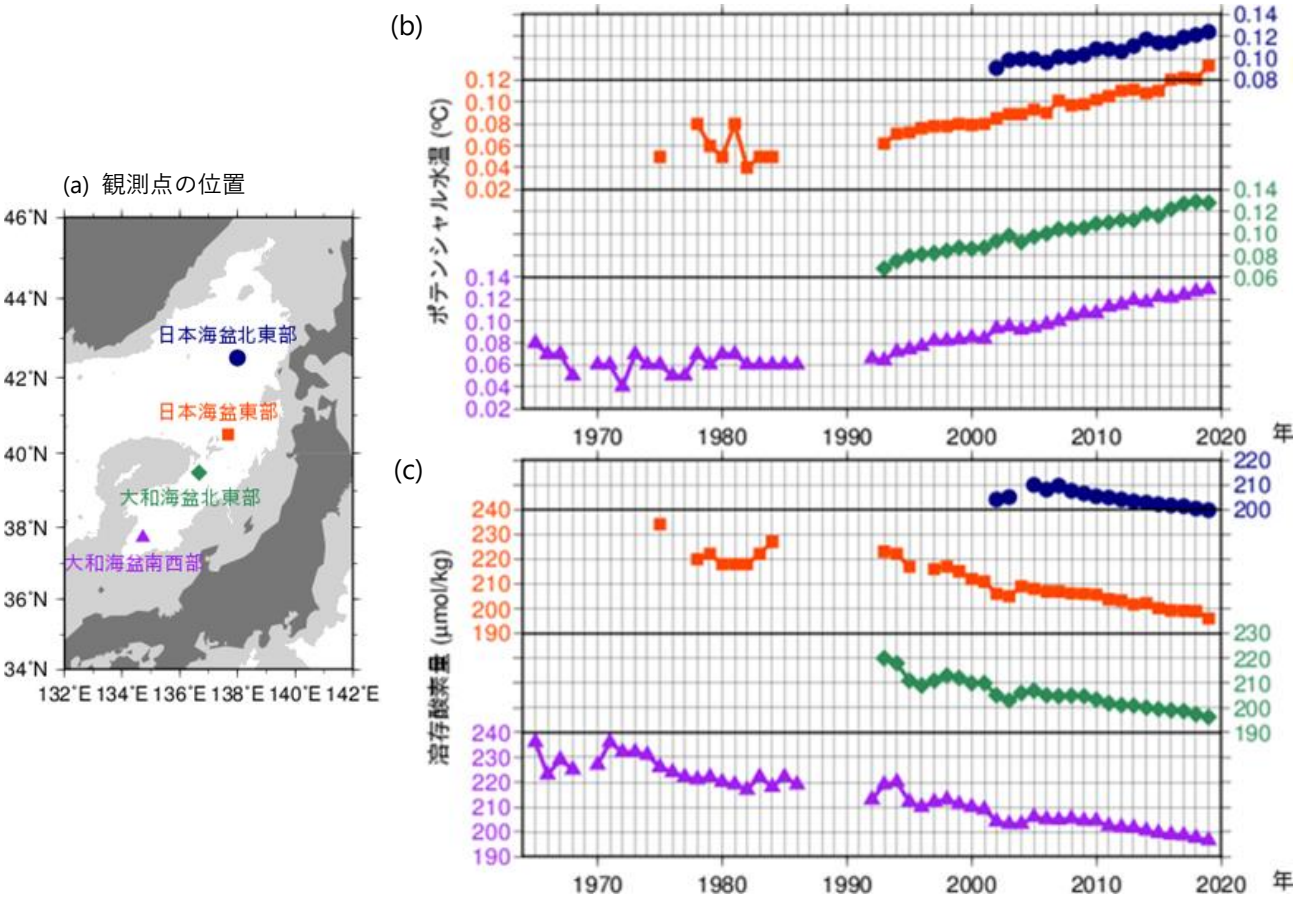


図 14.1.3　観測点の位置と、深さ 2,000 m における日本海固有水の水温及び溶存酸素濃度
(b) が水温、(c) が溶存酸素濃度。(a) において、薄い灰色は水深が 2,000 m より浅い海域を示す。

一方、日本南方の北西太平洋亜熱帯域（東経 137 度、北緯 20〜30 度）では、水深 1,000 m から 1,200 m 付近に 70 μ mol/kg を下回る酸素極小層が存在し、極小層の酸素濃度の低下と極小層の厚さの拡大が 1980 年代半ば以降長期的に進行していることが明らかになっている（Takatani et al., 2012）。海洋循環の変化が要因として考えられるものの、この深さの対応する南西流の強まりは明らかになっていない。より浅い水深 200 mから 600 m あたりには、亜熱帯モード水と呼ばれる比較的一様で酸素濃度の高い水塊が存在しており、この深さでも酸素濃度の低下が認められている。また、水温の上昇の割合も海面付近を上回っている（Sugimoto et al., 2017）。この水塊は日本の東方、北緯 33 度付近の黒潮続流域で冬季の混合で形成され、時計回りに深さを深めながら沈み込んできたもので、温暖化による黒潮続流域の海面水温の上昇と、それにともなう海面で溶け込む酸素濃度の低下を反映したものと考えられている。

14.2　将来予測

14.2.1　世界

(1)　表層循環と深層循環

海洋循環の将来予測については、IPCC (2019) によると、ほとんどの中緯度の風成循環は、21 世紀を通じて、現在と質的に似た循環パターンを示す（*可能性が非常に高い*）。風成循環の流量の変化も、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）でも 20%以下である。西岸境界流においては、北半球の偏西風の北上が黒潮続流の北上を生じさせた可能性が指摘されている（Yang et al., 2016; Terada and Minobe, 2018）。ただし、これらの結果は、解像度が粗く、西岸境界流を正しく表現できていない地球システムモデルの解析であることに注意する必要がある。

IPCC (2013) によると、大西洋子午面循環は、北大西洋の水温上昇による深層水の沈み込みの弱まりの影響で 21 世紀中に弱化が進行する可能性が高い（*確信度が高い*）。21 世紀末（2081〜2100 年平均）には、20 世紀末（1986〜2005 年平均）と比べて、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 34%、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 11%減少すると推定される。IPCC (2019) によると、大西洋子午面循環の減少は、ガルフストリームの流量減少をもたらし、他の地域と比べて相対的に温度上昇の少ない領域が北大西洋に現れることにつながると考えられている。南極底層水の生成量は今後も減少していくであろうと予想されるが、現在の地球システムモデルにおける表現には不十分な点があるため、*確信度は低い*。南大洋の西風強化に伴い、南大洋の渦活動は強まり続ける一方、南極周極流の位置と強さはほぼ現在と同じである*可能性が高い*。

14.2.2　日本付近

(1)　黒潮と亜熱帯循環

黒潮流量の変動には、太平洋亜熱帯循環における風応力の変化が重要である（Aoki and Kutsuwada, 2008）。将来予測に用いたモデルでは、大気外力として結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] に登録されている 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）と 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）それぞれについて、4 機関の計算から得られた風応力データを用いている（付録 1 参照）。これから算出される黒潮流量には、現実と同程度の大きさの数十年変動が卓越している。21 世紀末（2081〜2100 年平均）における流量の平均値（図 14.2.1）は、20 世紀末（1986〜2005 年平均）と比べて、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では約 3 Sv（1 Sv = 10^6 m^3/s）減少するものの、変化幅は現在気候の変動の範囲内である。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では流量の明瞭な変化傾向は見られない。予測の

不確実性の内訳によると、モデル間の差が大きい。予測の不確実性の幅を考慮すると、黒潮流量の変化は有意ではない（確信度は低い）。

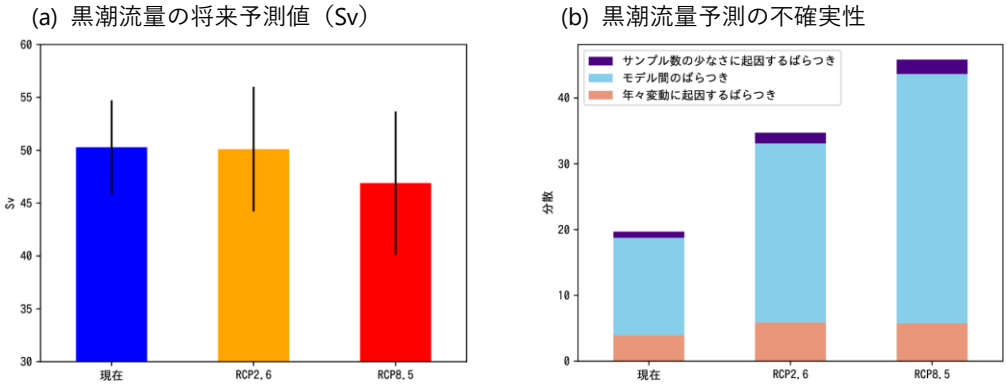


図 14.2.1　黒潮流量の 21 世紀末の将来予測結果

(a) 黒潮流量の将来予測値（Sv）。縦の黒線は不確実性の範囲（標準偏差）。(b) 黒潮流量予測の不確実性（分散）の割合（付録 1 参照）。

モデルは、黒潮が犬吠埼付近から本州を離れて東に流れ黒潮続流に至るという平均像をおおむね表現できている。21 世紀末の黒潮続流緯度は、20 世紀末と比べて、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では約 0.2 度北上、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では約 0.2 度南下する傾向が見られる（図 14.2.2）が、いずれも変化幅は現在気候の変動の範囲内である。予測の不確実性の内訳によると、黒潮流量とは対照的に、年毎の変動による影響が大きく、モデルの不確実性は相対的に低い。予測の不確実性の幅を考慮すると、黒潮続流緯度の変化は有意ではない（確信度は低い）。

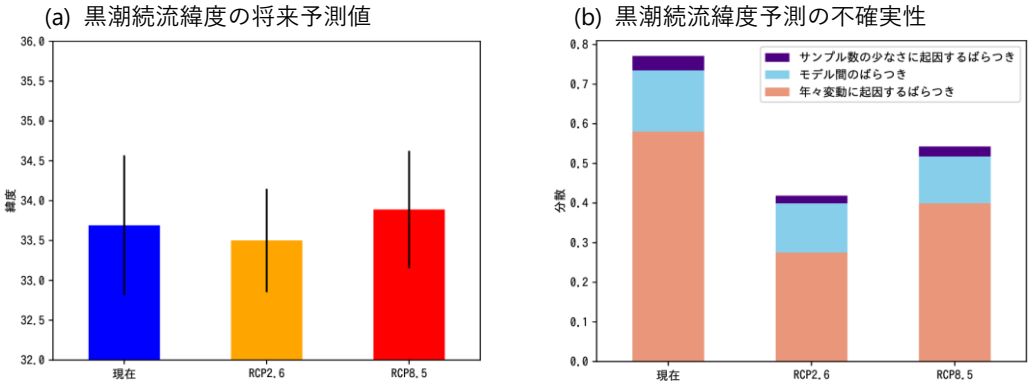


図 14.2.2　黒潮続流緯度の 21 世紀末の将来予測結果

(a) 黒潮続流緯度の将来予測値。縦の黒線は不確実性の範囲（標準偏差）。(b) 黒潮続流緯度予測の不確実性（分散）の割合（付録 1 参照）。

モデルを用いた 21 世紀末の海面水位の将来予測結果によると、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では日本東方の海域で上昇量が大きくなる（図 14.2.3）。これは、北太平洋の亜熱帯循環が北偏することを示している。亜熱帯循環の北偏は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、北西太平洋の対流圏下層で高気圧性偏差が卓越し、偏西風が北偏することに対応している（第 8.2 節参照）。同様の傾向は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における CMIP5 の多数のモデルによっても示されている（IPCC, 2013）。そのため、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）において、北太平洋亜熱帯循環が北偏する予測の確信度は中程度と考えられる。

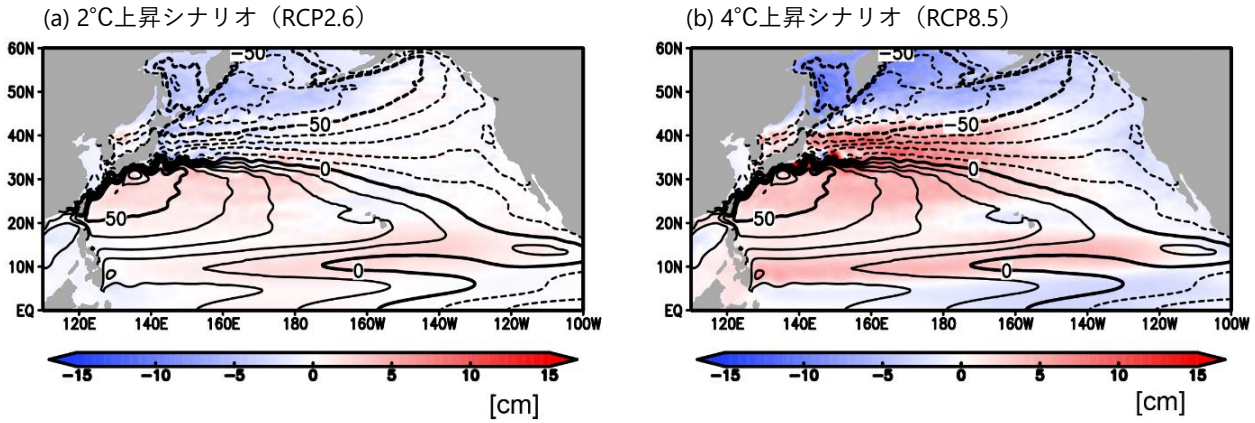


図 14.2.3　21 世紀末における海面水位の予測

(a) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による、21 世紀末における海面水位の予測。等値線が現在気候の分布、色が 20 世紀末からの上昇量（cm）。海洋循環の影響を見るため、世界平均海面水位からの差を示す。

14.3　背景要因

黒潮流量と同様に、黒潮続流の緯度も風応力の影響を大きく受けている。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）及び RCP4.5（2℃上昇シナリオ（RCP2.6）と 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の中間の排出シナリオ）では、北半球の偏西風の北上が黒潮続流の北上を生じさせる可能性が指摘されている（Yang et al., 2016; Terada and Minobe, 2018）。ただし、CMIP5 の大半のモデルにおいて、黒潮が東北や北海道まで日本東岸に沿って北上し、北海道東方の亜熱帯循環最北端にて日本を離れて東進するという、非現実的な流れになっているため、その確信度は低い。このような流れの場合には、モデルの黒潮続流は亜熱帯と亜寒帯循環の境界付近（北緯 42 度）の風応力の変動に敏感となる（Xie et al., 2000）。一方、現実的に流れる場合には、亜熱帯循環中央から北よりの風応力の変動の寄与が大きい（Taguchi et al. 2005; Qiu and Chen, 2005）。また、黒潮及び黒潮続流は、その速い流れから非線形性に伴う自然変動も大きく、風応力だけに規定されない成分の寄与も大きい（Nonaka et al., 2016）。

参考文献

Aoki, K. and K. Kutsuwada 2008: Verification of the Wind-Driven Transport in the North Pacific subtropical gyre using gridded wind-stress products. J. Oceanogr. 64:49-60.

Breitburg D. and coauthors, 2018: Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. Science 359, eaam7240

Gamo, T., N. Nakayama, N. Takahata, Y. Sano, J. Zhang, E. Yamazaki, S. Taniyasu and N. Yamashita, 2014: The Sea of Japan and its unique chemistry revealed by time-series observations over the last 30 years. Monogr. Environ. Earth Planets, 2, 1 – 22.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨ rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Kida S., Mitsudera, H., Aoki, S., Guo, X., Ito, S., Kobashi, F., Komori, N., Kubokawa, A., Miyama、T., Morie, R., Nakamura, H., Nakamura, T., Nakano, H., Nishigaki, H., Nonaka, M., Sasaki, H., Sasaki, Y. N., Suga, T., Sugimoto, S., Taguchi, B., Takaya, K., Tozuka, T., Tsujino, H., Usui, N., 2015: Oceanic fronts and jets around Japan: a review, J. Oceanogr., 71, 469–497.

Kobayashi, S., Ota, Y., Harada, Y., Ebita, A., Moriya, M., Onoda, H., Onogi, K., Kamahori, H., Kobayashi, C., Endo, H., Miyaoka, K. and Takahashi, K., 2015: The JRA-55 reanalysis: general specifications and basic characteristics. J. Meteor. Soc. Jpn 93, 5 – 48.

Nakano, H., H. Tsujino, K. Sakamoto, S. Urakawa, T. Toyoda and G. Yamanaka, 2018: Identification of the fronts from the Kuroshio Extension to the Subarctic Current using absolute dynamic topographies in satellite altimetry products. J. Oceanogr., 74, 393 – 420.

Nonaka M., Y. Sasai, H. Sasaki, B. Taguchi and H. Nakamura 2016: How potentially predictable are midlatitude ocean currents? Sci. Rep., 6, 20153, doi:10.1038/srep20153.

Qiu, B. and S. Chen, 2005: Variability of the Kuroshio Extension jet, recirculation gyre, and mesoscale eddies on decadal time scales. J. Phys. Oceanogr., 35, 2090 – 2103.

Sabine, C. and Coauthors 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO2. Science, 305, 367 – 371.

Sugimoto, S., K. Hanawa, T. Watanabe, T. Suga and S.-P. Xie, 2017: Enhanced warming of the subtropical mode water in the North Pacific and North Atlantic. Nature Climate Change, 7, 656 – 658.

Taguchi, B, S.-P. Xie, H. Mitsudera and A. Kubokawa 2005: Response of the Kuroshio Extension to Rossby waves associated with the 1970s climate regime shift in a high-resolution Ocean Model. J. Clim. 18, 2979 – 2995.

Takatani, Y., D. Sasano, T. Nakano, T. Midorikawa and M., Ishii, 2012: Decrease of dissolved oxygen after the mid-1980s in the western North Pacific subtropical gyre along the 137°E repeat section. Global Biogeochemical Cycles, 26, GB2013.

Terada, M. and S. Minobe, 2018: Projected sea level rise, gyre circulation and water mass formation in the western North Pacific: CMIP5 inter-model analysis, Clim. Dyn., 50, 4767 – 4782.

Wang, G., S-P. Xie, R. Huang, C. Chen, 2015: Robust Warming Pattern of Global Subtropical Oceans and its Mechanism. J. Climate, 28, 8574 – 8584.

Wu, L., W. Cai, L. Zhang, H. Nakamura, A. Timmermann, T. Joyce, M.J. McPhaden, M. Alexander, B. Qiu, M. Visbeck, P. Chang and B. Giese, 2012: Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents. Nature Climate Change, 2, 161 – 166.

Xie, S.-P., T. Kunitani, A. Kubokawa, M. Nonaka and S. Hosoda 2000: Interdecadal thermocline variability in the North Pacific for 1958–1997: A GCM simulation. J. Phys. Oceanogr., 30, 2798 – 2813

Yamaguchi, R. and Suga, T., 2019: Trend and variability in global upper-ocean stratification since the 1960s. J. Geophys. Res. Oceans, 124, https://doi.org/10.1029/2019JC015439.

Yang, H.G. Lohmann, W. Wei, M. Dima, M. Ionita and J. Liu, 2016: Intensification and poleward shift of subtropical western boundary currents in a warming climate. J. Geophys. Res. Oceans, 121, 4928 – 4945.

第15章　海洋酸性化

観測事実

- 世界の海洋で酸性化が進行している。表面海水の水素イオン濃度指数（pH）は、世界の海洋の平均で 10 年当たりおよそ 0.02 の割合で低下し、日本南方の北西太平洋域では、低緯度ほどやや低い割合となるものの、全ての緯度で明らかな低下傾向を示している。

将来予測

- 世界の海洋の表面海水 pH の低下は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では今後も進行するが、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では進行が 2050 年頃までには止まり、それ以上の低下は抑えられる（*確信度が高い*）。21 世紀末（2081～2100 年平均）と 20 世紀末（1986～2005 年平均）の状態を比較すると、世界の海洋の平均表面海水 pH は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.31（0.30～0.32）、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.065（0.06～0.07）低下し（*確信度が高い*）、日本南方の北西太平洋域では、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で約 0.3 と世界平均と同程度、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で約 0.04 と世界平均よりやや少なめの低下が見込まれる（確信度が中程度）。

化石燃料の燃焼などにより人為的に大気中に排出された二酸化炭素の一部は、海洋に吸収されている。1990 年代以降、世界中の海洋で高精度な観測を行うことで海洋による二酸化炭素の吸収を定量する国際的な枠組みが設けられており（気象庁の船舶観測もその一部を担っている）、この観測の結果、1800 年から 2007 年に人間活動により大気中に排出された二酸化炭素の約 30%に当たる 140 GtC[42]の二酸化炭素を海洋が吸収していることが明らかとなった（Sabine et al., 2004; Gruber et al., 2019）。海洋による二酸化炭素の吸収がなければ、大気中の二酸化炭素濃度は現在より約 65 ppm[7]高くなっていたと推定され（1 ppm = 2.124 GtC で計算）、気候変動もより激しいものになっていた可能性がある。この大量の二酸化炭素吸収により、世界の海洋表面で広く酸性化が進行している。海水は弱アルカリ性で、その水素イオン濃度指数（pH。溶液中の水素イオン濃度の対数の符号を反転させることで定義され、7 未満であれば酸性、7 を超えていればアルカリ性である。）はおよそ 8 を示すが、吸収された二酸化炭素は炭酸として作用するため、海水の pH は少しずつ低下している（第 15.3.1 項参照）。また、サンゴ、貝類、ウニ、有孔虫、円石藻類など、様々な海洋生物が炭酸カルシウムの骨格や殻を作るが、pH が低下することで海水の炭酸カルシウム飽和度も低下しており、それらの骨格や殻を作りにくくなりつつあるなど、海洋の生態系に大きな影響を与えることが懸念されている（第 15.3.2 項及びコラム 9 参照）。海洋酸性化は、「もう一つの二酸化炭素問題」とも呼ばれ、地球温暖化と並び人為的な二酸化炭素排出により生じる深刻な地球環境問題である。IPCC (2013) では、工業化以降（1750 年以降）の人間活動で排出された大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することにより、表面海水の平均的な pH は現在までに 0.1 低下した（水素イオン濃度の 25%の増加に相当）と見積もられている。また、冬季に冷たい大気により冷やされ重くなった表面付近の海水が鉛直混合により海洋内部まで運ばれて全世界に広がっていくため、海洋酸性化は海洋内部でも進行している。大西洋では水深約 4,000 m（Rios et al., 2015）、太平洋でも約 1,000 m（Carter et al., 2016）という深海でも、長期的な pH の低下が観測されている。

42 ギガトン炭素。炭素に換算した温室効果ガス排出量。1 GtC は炭素 10^9 t 相当の意。

15.1　観測事実

15.1.1　世界

世界の様々な海域で、過去数十年にわたり pH の観測が行われている（図 15.1.1）。これらの観測から、pH が 10 年当たり 0.012 から 0.026 の速度で低下傾向にあることが報告されており（例えば Bates et al., 2014）、世界の海洋で広く酸性化が進行していることが明らかになってきている。

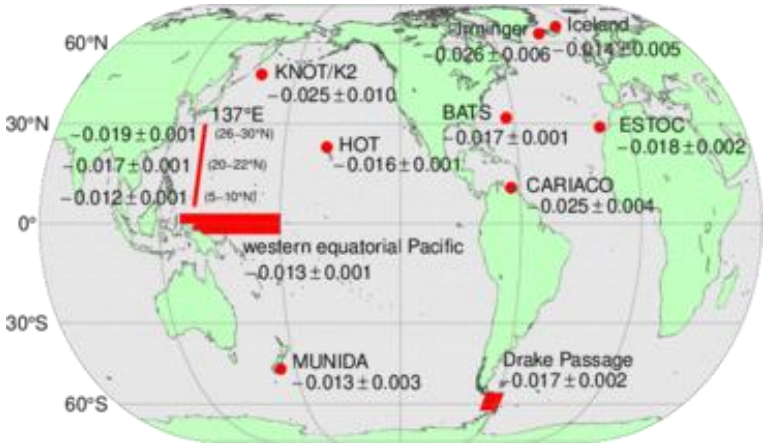


図 15.1.1　時系列観測点における表面海水中の pH の長期変化傾向（10 年当たりの平均的変化量）
pH 低下速度の±は 1σ を表す。KNOT/K2 は Wakita et al. (2017)、137°E は Ono et al. (2019)、western equatorial Pacific は Ishii et al. (2020)、Drake Passage は Munro et al. (2015)、その他は Bates et al. (2014) の値を引用。

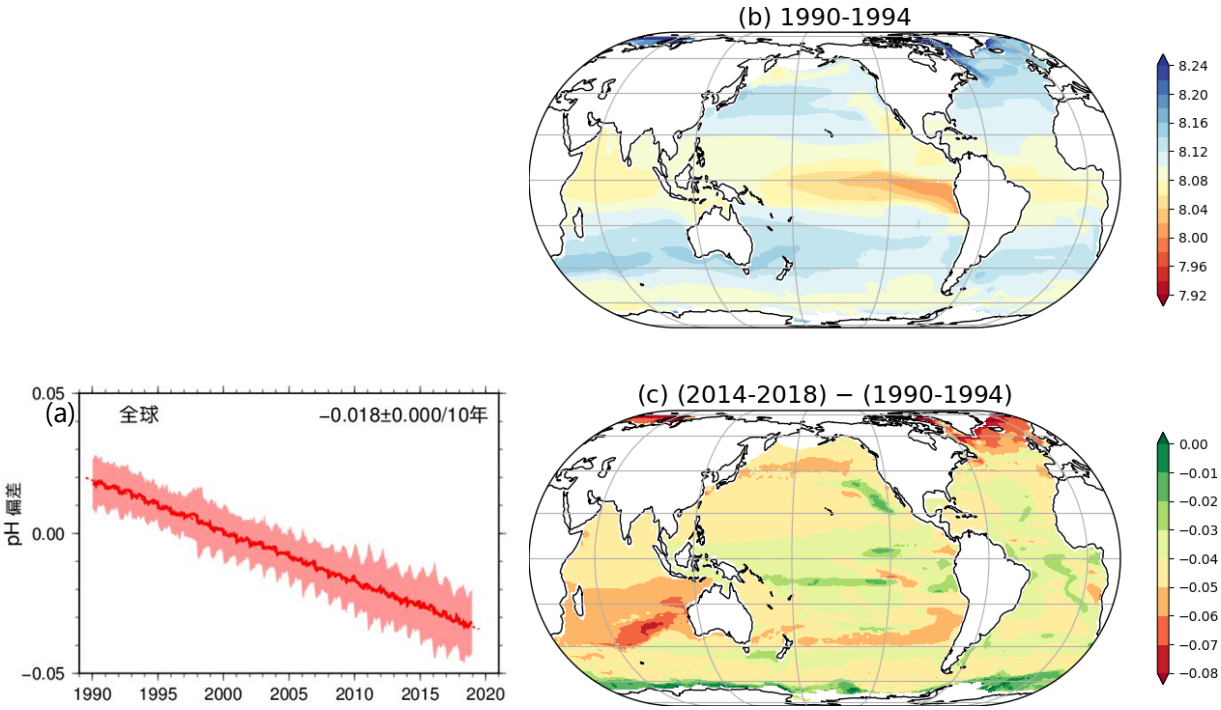


図 15.1.2　観測データに基づく表面海水 pH の長期変化
(a) 世界の表面海水の平均 pH の長期変化。現場水温における pH の値の 1990～2010 年の月平均値からの偏差で示す。太線は偏差の平均値、破線はその長期変化傾向、塗りつぶしは偏差の空間的変動幅（±1σ）を示している。(b) 1990～1994 年平均の pH 分布、(c) 2014～2018 年平均の pH の、1990～1994 年平均からの偏差の分布。(a) は気象庁（2019）より転載、(b) 及び (c) は気象庁（2019）のデータを元に作成。

国連の持続可能な開発目標（SDGs）には海洋酸性化の影響に対処し最小限化するというターゲット（SDG14.3）が掲げられており、その指標として、世界の海水の平均的な pH が挙げられてい

る。しかし図 15.1.1 の地図にあるように、pH の観測が 10 年間以上継続されている海域は少なく、しかも北半球に偏在しているため、上述の pH の観測のみに基づいて世界の海水の平均的な pH の長期変化傾向を正確に算出することは困難である。また、pH を高い精度で測定することはとても難しい。そのため、空間的にも広い海域で観測されている海水中の二酸化炭素濃度のデータなどを用いて世界の表面海水の pH を計算する試みが行われている（Copernicus Marine Service Information, 2019; 気象庁, 2019）。その結果（図 15.1.2）から、世界の海水の平均的な pH が 10 年当たりおよそ 0.02 の割合で低下しており、低緯度域での進行が遅いなど海域による多少の違いは見られるものの、世界の海洋で酸性化が進行していることが示されている。

15.1.2　日本付近

北西太平洋域では、気象庁の海洋気象観測船により、長期にわたり海洋観測が行われている。図 15.1.3 に、二酸化炭素濃度の観測期間の長い東経 137 度（1983 年開始）及び 165 度（1996 年開始）における pH の変化を示す。pH は、海面水温の高い低緯度ほど低い値を示すが、全ての緯度で明らかな低下傾向を示しており、日本付近でも世界平均と同程度の割合で酸性化が進んでいることが分かる。

日本の沿岸域に関しては、国立環境研究所が提供している公共用水域水質年間値データに基づく解析によると（Ishizu et al., 2019）、沿岸域は河川や陸域の影響を受けるため海域による違いが大きく、酸性化が見られないところもあるものの、平均的には酸性化する傾向にある。日本沿岸域で平均した 1978 年から 2009 年の期間における pH の低下速度は、年間最小値（夏季）で 10 年当たり 0.014、年間最大値（冬季）で 0.024 と、外洋域の観測値と同程度の値となっている。

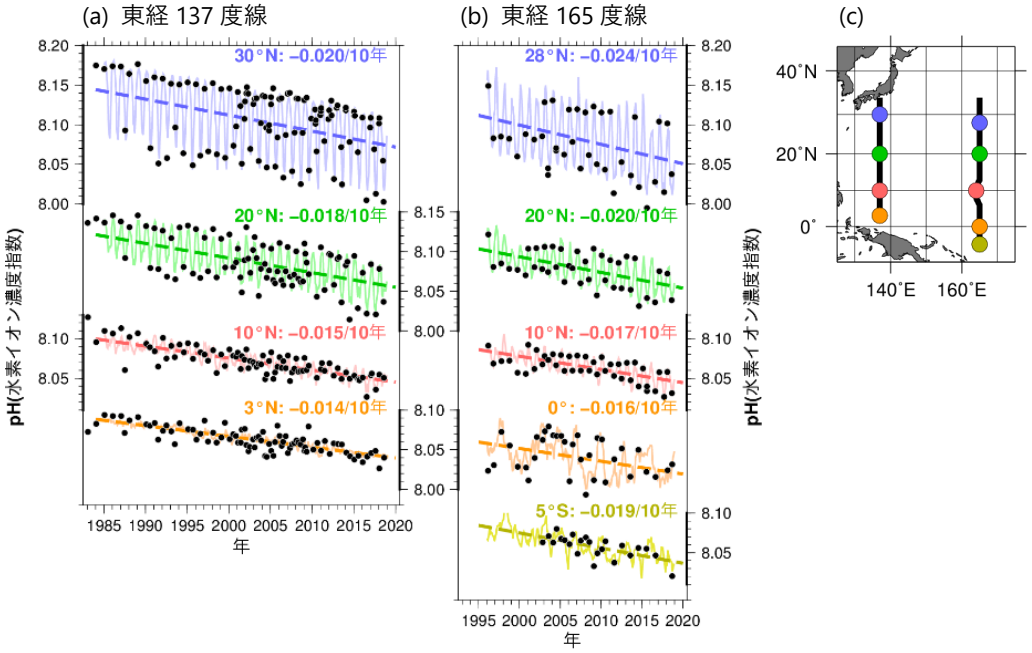


図 15.1.3　東経 137 度線及び 165 度線における表面海水 pH の長期変化

(a) 及び (b) において、黒丸は表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値から計算した pH、細線は解析によって得られた pH、破線は長期変化傾向を、図中の数字は 10 年当たりの変化率（低下率）を示す。観測位置は (c) に示す。

15.2　将来予測

15.2.1　世界

(1)　世界の海洋酸性化の平均的な進行

結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] 参加モデルによる予測に基づくと、海洋酸性化は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では今後も進行する可能性が高く、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、海洋酸性化の進行が 2050 年頃までには止まり、それ以上の低下は抑えられる可能性が高い（*確信度が高い*。IPCC (2013); 図 15.2.1）。

世界平均の表面海水の pH は、21 世紀末（2081～2100 年平均）には、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べて、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.31（0.30～0.32）低下し、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.065（0.06～0.07）低下すると推定されている（*確信度が高い*。IPCC (2013)）。なお、括弧内の範囲は、計算に使用した 11 のモデルが示した値の範囲である。

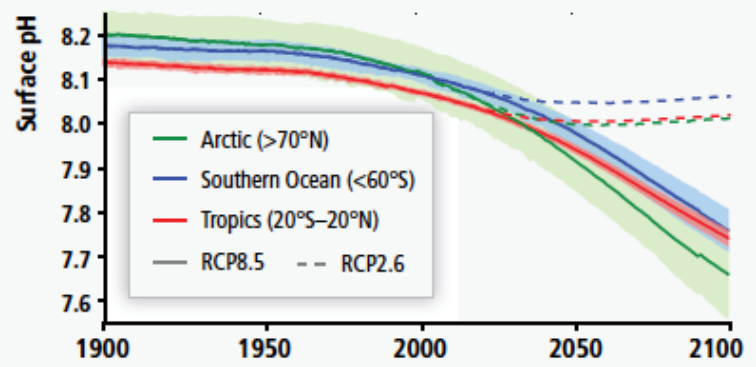


図 15.2.1　CMIP5 地球システムモデル（11 モデル）による海域別表面海水 pH の時系列
実線は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、破線は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測の平均値、陰影はモデルが示した値の範囲。緑は北極海、赤は熱帯、青は南大洋。（IPCC (2013) より、図 6.28 (a) を転載）

(2)　海洋酸性化とその影響の地理的分布

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測[43]によると、表面海水の pH の低下は一様ではなく、極域や高緯度域で低下が速い（*確信度が中程度*[44]。IPCC (2013); IPCC (2019); 図 15.2.2）。

サンゴや貝類などの殻や骨格は、炭酸カルシウム（石灰質）で作られており、サンゴや貝類が殻や骨格を作るためには、海水中に溶けている炭酸カルシウムが十分に飽和している必要がある。このため、海洋酸性化の生物影響を評価する際に、pH の変動に伴い変動する炭酸カルシウム飽和度が指標として用いられる（第 15.3.2 項参照）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測に基づくと、炭酸カルシウム飽和度は亜熱帯域での低下が速い（*確信度が中程度*。IPCC (2013); 図 15.2.3）。炭酸カルシウムの中でも特に海洋酸性化による生物（サンゴ、貝等）への影響が現れやすいと考えられているのが、アラゴナイトである（コラム 9 参照）。その濃度指標であるアラゴナイト飽和度（Ω_{arag}）が 3 を下回ると、サンゴ礁への重大な影響が顕在化することが危惧される。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測に基づくと、前述のとおり低下速度は亜熱帯域の方が大きいものの、Ω_{arag} は

43 本章において、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測に基づく平面図作成に使用した CMIP5 モデルは以下のとおり。
pH: CESM1-BGC, GFDL-ESM2M, MIROC-ESM, MRI-ESM1, IPSL-CM5A-MR（図 15.2.2 及び図 15.2.4 で使用）
Ωarag: CESM1-BGC, GFDL-ESM2M, MRI-ESM1（図 15.2.3 で使用）

44 海洋酸性化の地理的分布の特徴の評価に関しては、モデルによる予測値の地理的分布の特徴の不確実性の評価が定まっていないため、確信度を中程度とした。

元々高緯度域の方が低いことから、3 を下回るのは高緯度の方が先となり、2060 年までには低緯度域を除く広い海域で年平均のΩ_{arag}が 3 を下回る（*確信度が中程度*。IPCC (2013); 図 15.2.3）。

海洋酸性化の原因である大気中の二酸化炭素濃度の増加速度には地域差がほぼないのに対し、ここで示したように、世界の表層海水の pH の低下速度は一様ではない。この原因は、大気から二酸化炭素を吸収する速度に地域差があることと、海水が大気と比べて混ざりにくく、地域差が維持されやすいことである。海水の二酸化炭素吸収力を決定する大きな要素は水温である。冷たい水は温かい水よりも二酸化炭素の溶解度が高いため、温かい海水が冷やされると二酸化炭素の吸収力に余裕が生じ、より多くの二酸化炭素を吸収することができる。また、その他の要素として、海氷や海水湧昇がある。北極海では pH の低下が世界で最も大きいと予測されているが、これは、海氷が減少して海面が大気と接する時間や面積が増えることで海洋による二酸化炭素の吸収が進むからである（Steinacher et al., 2009）。一方、太平洋東部の赤道周辺には pH の低下速度が小さいと予測されている海域があるが、この海域では深海から二酸化炭素濃度の高い海水が湧昇してくるため、二酸化炭素の吸収がほとんど行われていないことと関係している。観測に基づく過去約 25 年間の酸性化傾向（図 15.1.2 (c)）には、太平洋の低緯度で pH の低下速度が小さい特徴が見られるものの、赤道に近づくほど低下速度が小さくなるといった予測に見られる特徴までは検出されていない。これは、現時点での海洋酸性化進行の海域差と比較して、年々変動の地域差が相対的に大きいことが関連していると考えられる。

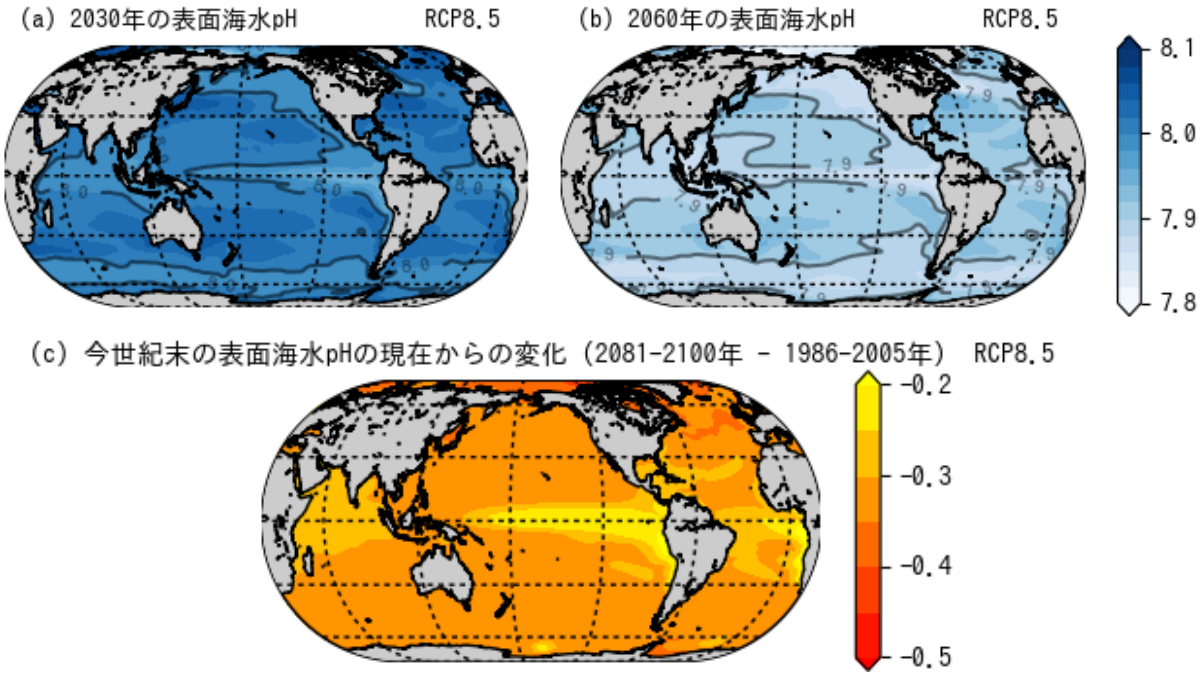


図 15.2.2　4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測における、2030 年及び 2060 年の年平均表面海水 pH、並びに 21 世紀末の年平均表面海水 pH の現在からの変化のマルチモデル平均

予測は脚注 43 に示す 5 つの CMIP5 地球システムモデルによる。(c) については、2081～2100 年の平均値を 21 世紀末の、1986～2005 年の平均値を現在の値として用いている。

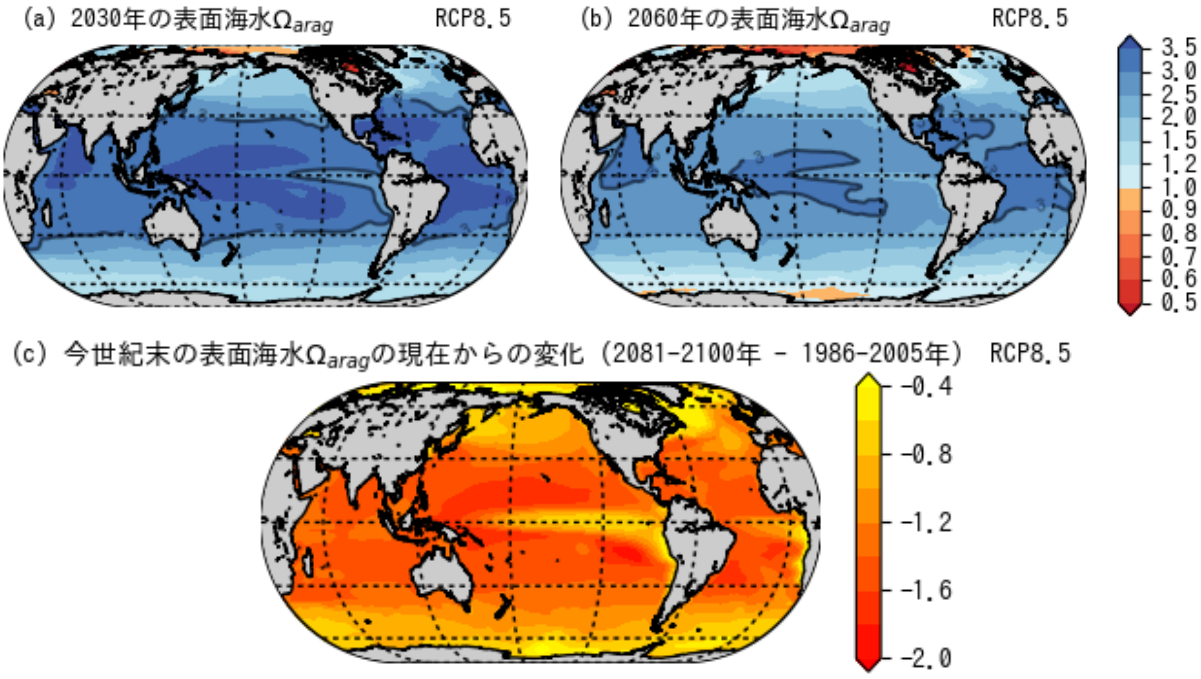


図 15.2.3　4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測における、2030 年及び 2060 年の年平均表面海水 Ω_{arag}、並びに 21 世紀末の年平均表面海水 Ω_{arag} の現在からの変化のマルチモデル平均

予測は脚注 43 に示す 5 つの CMIP5 地球システムモデル（図 15.2.2 で用いたもの）のうちデータが得られた 3 モデルによる。(c) について、2081～2100 年の平均値を 21 世紀末の、1986～2005 年の平均値を現在の値として用いている。

15.2.2　日本南方（北西太平洋）

図 15.2.4 に、観測結果に基づく重回帰式（Ishii et al., 2011。付録 1.2.2 項の (3) 参照）に将来変化を適用したもの、及び地球システムモデルの出力に基づく北西太平洋の日本南方（北緯 30 度）から熱帯（北緯 10 度）の酸性化予測を示した。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀中に海洋酸性化が進行し（確信度が高い）、pH や Ω_{arag} の低下速度に大きな地域差は見られない（確信度が中程度）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、2100 年までに pH が約 0.3、Ω_{arag} が約 1.4 低下して、Ω_{arag} が年間通じて 3 を下回る一方、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では、pH で約 0.04、Ω_{arag} で約 0.2 の低下に留まり、Ω_{arag} が年間通じて 3 を下回ることは回避される（確信度が中程度）。

表 15.2.1 にまとめたとおり、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では、北緯 30 度では 2020 年代、北緯 10 度では 2050 年代には季節的に Ω_{arag} が 3 を下回り始める。また、沖縄周辺及び北緯 30 度では 2050 年頃、北緯 10 度では 2060 年頃に Ω_{arag} が年間通じて 3 を下回る。（確信度が中程度）

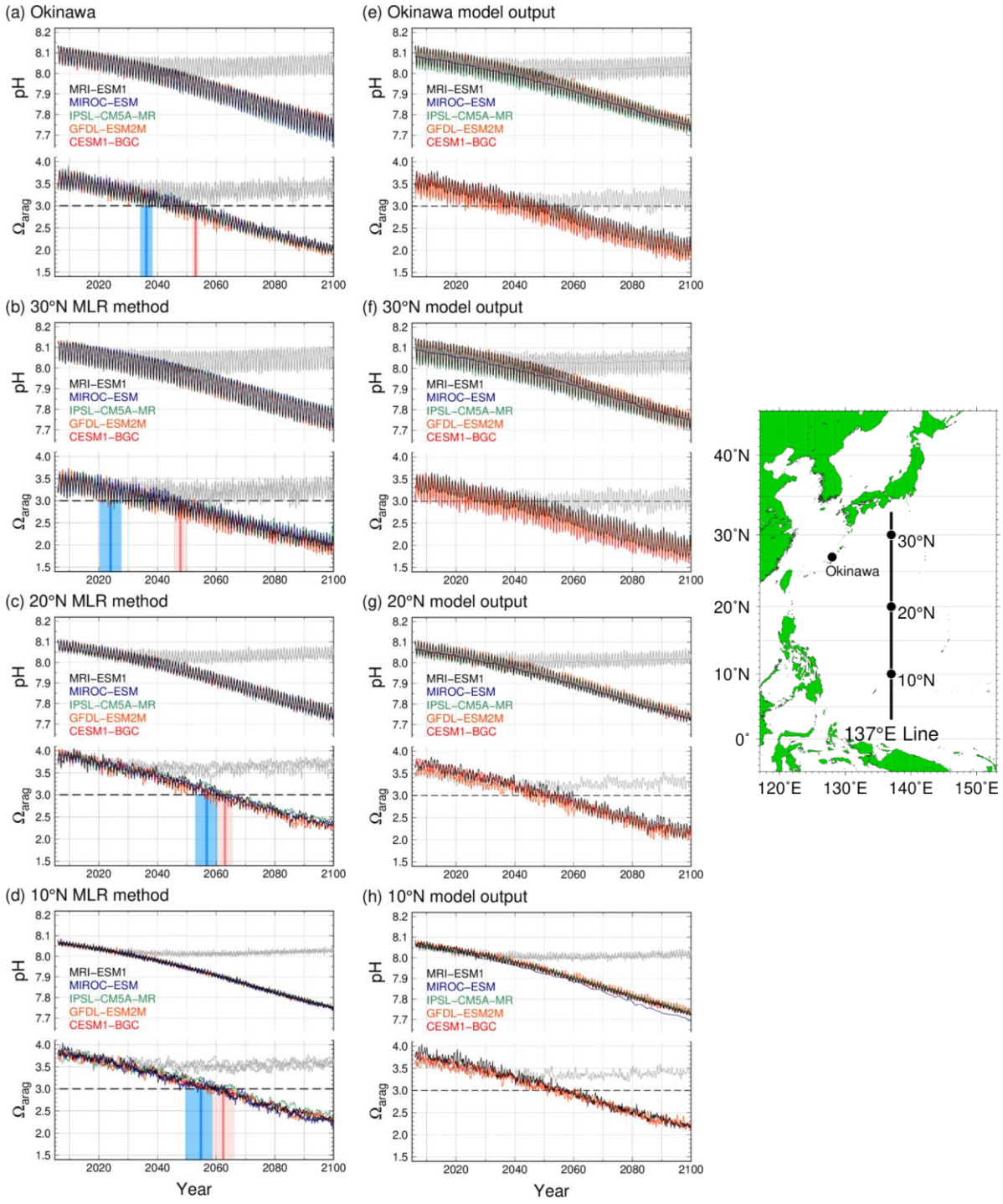


図 15.2.4　4℃上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測における、表面海水 pH 及び Ω_{arag} の変化

予測は脚注 43 に示す 5 つの CMIP5 地球システムモデルによる。(a) ～ (h) は、上段から、沖縄近海（a、e）、東経 137 度北緯 30 度（b、f）、同北緯 20 度（c、g）、同北緯 10 度（d、f）における予測。具体的な位置は右側の地図に示す。左列（a～d）は観測結果に基づく重回帰式に将来変化を適用したもの、右列（e～h）は地球システムモデルの出力。(a) ～ (h) の各図において、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）による予測における表面海水 pH と Ω_{arag} の変化は、それぞれ、濃い色の実線と灰色の実線で示す。4℃上昇シナリオの結果は図中に示すように五つのモデルで色分けしている。 2 ℃上昇シナリオの結果は GFDL、IPSL、MIROC の 3 モデルで、全て灰色で示している。（a～d）で、縦の青線は季節的に Ω_{arag} が 3 を下回り始める時期、赤線は年間を通じて 3 を下回る時期を示す。

表 15.2.1　4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の場合に
季節的に $\Omega_{arag} < 3$ となる年及び年間を通して $\Omega_{arag} < 3$ となる年

(a) 沖縄周辺（128°E, 27°N）

使用モデル	緯度	季節的に $\Omega_{arag} < 3$ となる年		年間を通して $\Omega_{arag} < 3$ となる年	
		重回帰式適用	モデル出力	重回帰式適用	モデル出力
CESM1-BGC	27	2037	2027	2054	2052
GFDL-ESM2M	27	2034	2023	2052	2049
IPSL-CM5A-MR	27	2035		2053	
MIROC-ESM	27	2039		2054	
MRI-ESM1	27	2036	2036	2052	2057

(b) 東経 137 度線

使用モデル	緯度	季節的に $\Omega_{arag} < 3$ となる年		年間を通して $\Omega_{arag} < 3$ となる年	
		重回帰式適用	モデル出力	重回帰式適用	モデル出力
CESM1-BGC	10	2057	2053	2062	2057
GFDL-ESM2M	10	2054	2048	2058	2055
IPSL-CM5A-MR	10	2061		2067	
MIROC-ESM	10	2047		2064	
MRI-ESM1	10	2025	2051	2061	2059
CESM1-BGC	20	2056	2044	2064	2056
GFDL-ESM2M	20	2056	2043	2059	2049
IPSL-CM5A-MR	20	2063		2065	
MIROC-ESM	20	2056		2063	
MRI-ESM1	20	2053	2045	2064	2060
CESM1-BGC	30	2021	2006	2046	2046
GFDL-ESM2M	30	2023	2011	2046	2044
IPSL-CM5A-MR	30	2024		2048	
MIROC-ESM	30	2030		2049	
MRI-ESM1	30	2022	2026	2050	2052

15.3　背景要因

15.3.1　海洋酸性化のしくみ

工業化以前においては、数十年から数百年の長い時間スケールで地球全体を見た場合、大気の二酸化炭素濃度と海洋の溶存二酸化炭素濃度との間で平衡状態が保たれていた。工業化以後、化石燃

料の燃焼により大気中の二酸化炭素濃度が増加すると、大気中の二酸化炭素の分圧が高まり、海洋に二酸化炭素が余分に吸収されるようになる。海水に溶けた二酸化炭素（CO_2）は水（H_2O）と反応し、水素イオン（H^+）と炭酸水素イオン（HCO_3^-）が生成される。

$$CO_2 + H_2O \leftrightarrows HCO_3^- + H^+ \qquad (A)$$

更に、HCO_3^-はH^+と炭酸イオン（CO_3^{2-}）に電離する。

$$HCO_3^- \leftrightarrows H^+ + CO_3^{2-} \qquad (B)$$

(A)、(B) の反応は、いずれも一方的ではなく、両辺の間を行き来する平衡反応である。従って海水中には、CO_2、HCO_3^-、H^+、CO_3^{2-}の 4 種が共存しており、海水の pH（およそ 8）の下では、CO_2、HCO_3^-、H^+、CO_3^{2-}の存在比はおおむね $10^3 : 10^5 : 1 : 10^4$（$HCO_3^- > CO_3^{2-} > CO_2 > H^+$）である。

ここで新たに海水にCO_2が溶けると、(A) の反応は右に移動し、HCO_3^-とH^+がともに増加する。すると (B) の反応両辺のHCO_3^-とH^+が同じ数だけ増加するが、前述のように海水中の存在比はHCO_3^-の方が圧倒的に大きいため、H^+に比べてHCO_3^-の増加比は無視できるほど小さい。そのため、(B) の反応は左に移動し、CO_3^{2-}は減少する。まとめると、海水にCO_2が溶けると、H^+は増加し、CO_3^{2-}が減少する。H^+の増加により pH も低下するが、低下幅は (B) が左に移動する分、(A) だけから想定されるものよりは穏やかになる。これは海水の緩衝作用と呼ばれている。なお、海水の pH はおよそ 8（弱アルカリ性）であるため、現時点での pH の低下は、海水が酸性となることを意味するわけではない。

人間活動による二酸化炭素の排出がこのまま続けば、更に酸性化は進行することが見込まれるものの（第 15.2 節参照）、地球温暖化に伴う気温の上昇と海水温の上昇、表層海水温の上昇による鉛直混合の抑制、大量の二酸化炭素溶解に伴う海水の緩衝能力の低下などにより、二酸化炭素の吸収が抑制される傾向も生じる（Arora et al., 2013）。しかしながら、地球システムモデルによる予測結果は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の下では海洋への二酸化炭素吸収が続くことで、酸性化がいっそう進行することを示している。

15.3.2　海洋生物への影響を評価する指標（炭酸カルシウム飽和度 Ω）

一部の海洋生物は炭酸カルシウムの骨格や殻を作るため、酸性化の生物影響を評価する際には炭酸カルシウム飽和度（Ω）が指標として用いられる。

$$\Omega = [Ca^{2+}][CO_3^{2-}]/K_{sp} \qquad (D)$$

ここで、K_{sp}は炭酸カルシウムの溶解度積（炭酸カルシウム結晶の飽和溶液中におけるカルシウムイオンと炭酸イオン濃度の積）である。$\Omega = 1$ のときは炭酸カルシウムが飽和状態であることを示し、1 を下回ると炭酸カルシウムは不飽和状態となり溶解する。

人為起源の二酸化炭素が海洋へ溶解することにより海水中の炭酸イオン濃度が低下すると、Ω が低下する。現在、世界の表層海洋はおおむね $\Omega > 1$ であるが、$\Omega > 1$ の過飽和状態ならば問題がないというわけではなく、$\Omega > 1$ であっても Ω が低下すると炭酸カルシウムを形成する生物の成長速度が低下することが実験で判明している（Gattuso et al., 1998; Langdon et al., 2000）。より詳細な説明はコラム 9「海洋酸性化に関連する Q&A」にて行う。

参考文献

Arora, V.K., Boer, G.J., Friedlingstein, P., Eby, M., Jones, C.D., Christian, J.R., Bonan, G., Bopp, L., Brovkin, V., Cadule, P., Hajima, T., Ilyina, T., Lindsay, K., Tjiputra, J.F. and Wu, T., 2013: Carbon-ncentration and Carbon-Climate Feedbacks in CMIP5 Earth System Models. J. Climate, 26, 5289 – 5314, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00494.1E.

Bates, N.R., Astor, Y.M., Church, M.J., Currie, K., Dore, J.E., González-Dávila, M., et al., 2014: A time-series view of changing surface ocean chemistry due to ocean uptake of anthropogenic CO2 and ocean acidification. Oceanography, 27(1), 126 – 141, https://doi.org/10.5670/oceanog.2014.16.

Carter, B.R., Frölicher, T.L., Dunne, J.P., Rodgers, K.B., Slater, R.D. and Sarmiento, J.L., 2016: When can ocean acidification impacts be detected from decadal alkalinity measurements? Global Biogeochem. Cycles, 30, 595 – 612, http://dx.doi.org/10.1002/2015GB005308.

Copernicus Marine Service Information, 2019: Global mean sea water pH. http://marine.copernicus.eu/services-portfolio/access-to-products/?option=com_csw&view=details&product_id=GLOBAL_OMI_HEALTH_carbon_ph_area_averaged, 2020 年 2 月 17 日閲覧.

Gattuso, J.-P., Frankignoulle, M., Bourge, I., Romaine, S. and Buddemeier, R.W., 1998: Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. Global and Planetary Change, 18, 37 – 46, https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00035-6.

Gruber, N., Clement, D., Carter, B.R., Feely, R.A., van Heuven, S., Hoppema, M., et al., 2019: The oceanic sink for anthropogenic CO2 from 1994 to 2007. Science, 363(6432), 1193 – 1199, https://doi.org/10.1126/science.aau5153.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨ rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Ishii, M., Kosugi, N., Sasano, D., Saito, S., Midorikawa, T. and Inoue, H.Y., 2011: Ocean acidification off the south coast of Japan: A result from time series observations of CO2 parameters from 1994 to 2008. J. Geophys. Res., 116, C06022, https://doi.org/10.1029/2010JC006831.

Ishii, M., Rodgers, K.B., Inoue, H.Y., Toyama. K., Sasano, D., Kosugi, N., 2020: Ocean acidification from below in the tropical pacific. Global Biogeochemical Cycles, 34, https://doi.org/10.1029/2019GB006368.

Ishizu, M., Miyazawa, Y., Tsunoda, T. and Ono, T., 2019: Long-term trends in pH in Japanese coastal seawater. Biogeosciences, 16, 4747 – 4763, https://doi.org/10.5194/bg-16-4747-2019.

Langdon, C., Takahashi, T., Sweeney, C., Chipman, D., Goddard, J., Marubini, F., Aceves, H., Barnett, H. and Atkinson, M.J., 2000: Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. Global Biogeochem. Cycles, 14, 639 – 654, https://doi.org/10.1029/1999GB001195.

Munro, D.R., Lovenduski, N.S., Takahashi, T., Stephens, B.B., Newberger, T. and Sweeney, C., 2015: Recent evidence for a strengthening CO2 sink in the Southern Ocean from carbonate system measurements in the Drake Passage (2002–2015). Geophys. Res. Lett., 42, 7623 – 7630.

Ono, H., Kosugi, N., Toyama, K., Tsujino, H., Kojima, A., Enyo, K., Iida, Y., Nakano, T. and Ishii, M., 2019: Acceleration of Ocean Acidification in the Western North Pacific. Geophys. Res. Lett., 46, 13, 161 – 13, 169, https://doi.org/10.1029/2019GL085121.

Ríos, A.F., Resplandy, L., García-Ibáñez, M.I., Fajar, N.M., Velo, A., Padin, X.A., Wanninkhof, R., Steinfeldt, R., Rosón, G. and Pérez, F.F., 2015: Decadal acidification in the water masses of the Atlantic Ocean. PNAS, 112, 9950 – 9955, https://doi.org/10.1073/pnas.1504613112.

Sabine, C. and Coauthors, 2004: The Oceanic Sink for Anthropogenic CO2. Science, 305(5682), 367 – 371, https://doi.org/10.1126/science.1097403.

Steinacher, M., Joos, F., Frolicher, T.L., Platter, G.-K. and Doney, S.C., 2009: Imminent ocean acidification in the Arctic projected with the NCAR global coupled carbon cycle-climate model. Biogeosciences, 6, 515 – 533, https://doi.org/10.5194/bg-6-515-2009.

Wakita, M., Nagano, A., Fujiki, T. and Watanabe, S., 2017: Slow acidification of the winter mixed layer in the subarctic western North Pacific. J. Geophys. Res., 122(8), 6923 – 6935, https://doi.org/10.1002/2017JC013002.

気象庁, 2019：海洋の健康診断表. http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html, 2020 年 2 月 17 日閲覧.

コラム9.　海洋酸性化に関連する Q&A

第 15 章では、海洋酸性化について、観測事実と将来予測、及び背景要因について説明した。本コラムでは、海洋酸性化に関するよくある質問を 3 つ取り上げて解説する。

Q1. 海洋酸性化の指標として、pH のほかにアラゴナイトの飽和度がなぜ重要なのか。

A1. 海洋には、目に見えるサンゴや貝類からごく小さなプランクトンまで、炭酸カルシウム（$CaCO_3$）の殻や骨格を持つ多種多様な生物が生息している。これらの生物を総称して石灰化生物と呼んでいる。炭酸カルシウムには結晶構造などが異なる様々な種類があるが、石灰化生物の殻や骨格は、主にアラゴナイト（アラレ石）かカルサイト（方解石）のどちらか、またはそれらの両方からできている。アラゴナイトの骨格や殻を持つ生物には、生物多様性の宝庫であるサンゴ礁を作るサンゴや、巻貝の仲間でサケなど多くの魚種の餌となる有殻翼足類などがいる。食料として重要な貝類の貝殻にはアラゴナイトとカルサイトが混在しているが、アコヤガイやアワビの貝殻の内側の真珠層はアラゴナイトである。

第 15.3 節で説明したように、炭酸カルシウム飽和度 Ω は結晶形成のしやすさを示す化学的な指標である。$\Omega < 1$ の場合は、海水が炭酸カルシウム未飽和の状態で、結晶は生成せず、むしろ溶解しやすい。海水が酸性化（海水の pH が低下）すると、海水に溶けている炭酸物質の化学平衡状態の変化により炭酸イオンの濃度が低下し、Ω も低下する。Ω はアラゴナイトの方がカルサイトより小さいため、アラゴナイトの骨格・殻を持つ石灰化生物の方が酸性化の影響を受けやすいと予想される。このため、海洋酸性化の進行状態を表すにはアラゴナイトの Ω（Ω_{arag}）の変化を報告することが多い。

現在の海洋表層は世界のほとんどの海域において $\Omega_{arag} > 1$ の状態にあるが、過飽和状態であっても石灰化生物の成長は酸性化の影響を受けうることに注意しなければならない。飼育実験などから、サンゴなどは、$\Omega_{arag} > 1$ でも Ω が低下するにつれ成長速度が低下することが知られている（Gattuso et al., 1998; Langdon et al., 2000）。そのため第 15 章では、$\Omega_{arag} = 3$ をサンゴの成長に影響が出始める閾値として論じた。

カルサイトを持つ生物には、棘皮動物で高級な寿司ネタにもなるウニ、多くの種類が世界の海に生息している小さな原生生物の有孔虫、やはり世界の海に広く分布し時に大増殖を起こす微小な植物プランクトンの円石藻などがいる。海域や二酸化炭素排出シナリオにより多少異なるが、産業活動による二酸化炭素の大量排出が続けば、カルサイトもアラゴナイトより 20 年から 30 年遅れて未飽和になると予想される（IPCC (2013) 図 6.29a）。もちろん、酸性化が進みカルサイトのΩが下がれば、カルサイトの殻を持つ生物の成長も難しくなる。飼育実験から、カルサイトのΩが下がるとウニ類や貝類の幼生では骨格や殻の形成が阻害されて形態異常が起きやすいことが示され、成体に比べ卵や幼生期の方が酸性化の影響が大きいことが明らかになっている（Kurihara, 2008）。

このほか、エビ・カニなどの甲殻類の外骨格には非晶質の炭酸カルシウムが多く含まれており、酸性化が更に進むと甲殻類にも悪影響が及ぶと考えられている（Wittman and Pörtner, 2013）。例えば、南大洋に大量に生息する南極オキアミは酸性化により孵化率が下がり、このまま酸性化

が進むと、ウェッデル海などでは今世紀中にもオキアミが生息できなくなると予測されている（Kawaguchi, et al., 2013）。

Q2. 海洋酸性化の影響は石灰化生物のほかにも及ぶのか。

A2. 海洋酸性化が石灰化生物に及ぼす影響は、生育環境や食物網を通じて他の生物にも及ぶ。例えば酸性化によりサンゴが生育しにくくなれば、その影響はサンゴ礁の生態系全体に及ぶ。熱帯や亜熱帯に広がるサンゴ礁は、全海底面積の 0.1%にも満たないが、多様な海洋生物が生息する貴重な環境であり、その衰退は熱帯域の海洋生態系に深刻な打撃を与える上、地域の社会経済にも大きな影響を及ぼすと懸念される（Gattuso et al., 2014）。酸性化の影響で翼足類、有孔虫、円石藻が減れば、これらを餌とする生物のほか、食物連鎖の上位の生物にまで影響が広く及ぶだろう。優占種の交代で生態系が変化する可能性も考えられる。南大洋での酸性化により南極オキアミの孵化率が下がり個体数が減ると、これを餌としているクジラ、アザラシ、ペンギンなどの大型生物にも影響が及ぶと予想される。

酸性化が進むと、炭酸カルシウムの殻を持たない生物でも、体内の pH を一定に維持するためにより大きなエネルギーが必要になり、成長や孵化率などに影響が及ぶ可能性が指摘されている（Wittmann and Pörtner, 2013）。このほか、様々な海洋生物について海洋酸性化の影響の調査が進められている。

Q3. 海洋酸性化のほか、地球規模でどのような海洋環境の悪化が知られているか。

A3. 人為起源の二酸化炭素を吸収することによる海水中の二酸化炭素増加が観測により 1990 年代に実証され始め、それにより生じる海洋酸性化の石灰化生物への悪影響が実験により 1990 年代末に示唆され始めたことで、海洋酸性化問題への関心は急速に世界に広まった。地球温暖化に関連する海洋環境の悪化としては、このほか貧酸素化（酸素濃度の低下）が問題になっている。貧酸素化は、東京湾の青潮のように、富栄養化に伴う現象として沿岸の閉鎖水域で問題となっていた。2000 年代になると、北太平洋や太平洋の東部熱帯域などの外洋域でも海水中の酸素濃度の長期的な低下傾向が観測から示されるようになり、生態系への影響が危惧され始めた（Stramma et al., 2008; Keeling et al., 2010）。そして、2012 年にブラジルのリオデジャネイロで開かれた「国連持続可能な開発会議（Rio+20）」において、水温上昇（Hot）、酸性化（Sour）、貧酸素化（Breathless）の 3 つのストレスが海の健康を地球規模で脅かしつつあるというメッセージが出された（Turley et al., 2013）。以後、人為的な二酸化炭素排出が多様な生物を育み人間社会を支える豊かな海洋環境に対して引き起した脅威として、これら 3 つの現象が並び論じられている。

この 3 つのストレスは、同時に加わると、相乗効果で影響がより大きくなる場合がある。例えば石灰化生物は、酸性化が進むと殻や骨格の形成により大きなエネルギーを必要とするため（Pandolfi et al., 2011）、水温上昇に対する耐性が弱まる（Anthony et al., 2008）。石灰化生物に限らず、水温上昇など他の環境要因が加わることで酸性化に対する生物応答の閾値が押し下げられ、より多くの生物種に影響が及ぶことも報告されている（Wittmann and Pörtner, 2013）。また、日本周辺のサンゴの生息環境に関する予測研究では、酸性化の影響が北から次第に南下する一方、水温上昇による白化現象の危険が南から北上し、排出シナリオによっては将来、サンゴにとって

極めて厳しい環境に至ると考えられている（Yara et al., 2012）。更に、成層化による貧酸素化は、有機物分解による二酸化炭素増加を伴い、海洋の内部で酸性化を助長する（Carter et al., 2017）。これら 3 つのストレス因子は、元来、産業活動による大気への二酸化炭素排出から生じたものであり、海域によっては重なりあって顕在化しているか、今後顕在化する可能性がある。そういった意味で、この 3 つのストレスは「三重ストレス」と呼ぶのが適当だろう。

参考文献

Anthony, K.R.N., Kline, D.I., Diaz-Pulido, G., Dove, S. and Hoegh-Guldberg, O., 2008: Ocean acidification causes bleaching and productivity loss in coral reef builders. PNAS, 105, 17442 – 17446, https://doi.org/10.1073/pnas.0804478105.

Carter, B.R., et al., 2017: Two decades of Pacific anthropogenic carbon storage and ocean acidification along Global Ocean Ship based Hydrographic Investigations Program sections P16 and P02, Global Biogeochem. Cycles, 31, 306 – 327, doi:10.1002/2016GB005485.

Gattuso, J.-P., Frankignoulle, M., Bourge, I., Romaine, S. and Buddemeier, R.W., 1998: Effect of calcium carbonate saturation of seawater on coral calcification. Global and Planetary Change, 18, 37 – 46, https://doi.org/10.1016/S0921-8181(98)00035-6.

Gattuso, J.-P., O. Hoegh-Guldberg and H.-O. Pörtner, 2014: Cross-chapter box on coral reefs. In: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 97 – 100.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

Kawaguchi, S., Ishida, A., King, R., Raymond, B., Waller, N., Constable, A., Nicol, S., Wakita, M. and Ishimatsu, A., 2013: Risk maps for Antarctic krill under projected Southern Ocean acidification. Nature Climate Change, 3, 843 – 847. https://doi.org/10.1038/nclimate1937.

Keeling、R.E., A. Körtzinger and N. Gruber, 2010: Ocean deoxygenation in a warming world. Annu. Rev. Mar. Sci. 2, 199 − 229. doi: 10.1146/annurev.marine.010908.163855

Kurihara, H, 2008: Effects of CO2-driven ocean acidification on the early developmental stages of invertebrates. Marine Ecology Progress Series, 373, doi:10.3354/meps07802.

Langdon, C., Takahashi, T., Sweeney, C., Chipman, D., Goddard, J., Marubini, F., Aceves, H., Barnett, H. and Atkinson, M.J., 2000: Effect of calcium carbonate saturation state on the calcification rate of an experimental coral reef. Global Biogeochem. Cycles, 14, 639 – 654, https://doi.org/10.1029/1999GB001195.

Stramma, L., G.C. Johnson, J. Sprintall and V. Mohrholz, 2008: Expanding Oxygen-Minimum Zones in the Tropical Oceans. Science, 320(5876), 655.

Turley C, Keizer T, Williamson P, Gattuso J-P, Ziveri P, Monroe R, Boot K and Huelsenbeck M, 2013: Hot, Sour and Breathless – Ocean under stress. Plymouth Marine Laboratory, UK Ocean Acidification Research Programme, European Project on Ocean Acidification, Mediterranean

Sea Acidification in a Changing Climate project, Scripps Institution of Oceanography at UC San Diego, OCEANA 6pp. ISBN: 978-0-9519618-6-5.

Yara Y, Vogt M, Fujii M, Yamano H, Hauri C, Steinacher M, Gruber N and Yamanaka Y, 2012: Ocean acidification limits temperature-induced poleward expansion of coral habitats around Japan. Biogeosciences 9:4955 – 4968.

Wittman, A.C. and H. S. Pörtner, 2013: Sensitivities of extant animal taxa to ocean acidification. Nature Clim. Change, 3, 995 – 1001, DOI: 10.1038/NCLIMATE1982.

コラム10. 炭素循環

地球上に貯えられた炭素の大部分（99%以上）は、10^7 Gt の規模で石灰岩や油頁岩などの岩石（岩石圏）に含まれており、それらは有孔虫、円石藻、珊瑚など海洋生物の炭酸カルシウムの殻や有機物が何億年もかけて海底に堆積して出来たものである。また、この岩石圏より遥かに少ない量で、海洋（溶存炭素、10^4 Gt）、石炭（10^4 Gt）、石油（10^3 Gt）、天然ガス（10^3 Gt）、土壌有機物（10^3 Gt）、生物（10^2 Gt）にも貯えられており、地球温暖化の原因である大気中の二酸化炭素（CO_2, 10^2 Gt）は地球全体の炭素量の僅か 0.001%を占めるに過ぎない。この中で、石炭、石油（成因は未だ十分明らかでないが、ここでは生物起源説を採る）、天然ガスといった化石燃料は、何百万年もかけて植物や海洋生物の死骸が地中に埋没し、炭化や腐敗、地圧地熱による分解等を経て出来たものである。現代のバイオ燃料と同じく生物由来であるが、形成にかかる時間は遥かに長い。

炭素循環とは、炭素がこれら岩石圏、海洋、大気等の存在状態の間を、物理、化学、生物の仕組みにより様々な形で巡ることである（図 コラム 10.1）。炭素循環の変化は、全体から見れば僅かな変化であっても、大気中の CO_2 の量を敏感に変化させ、気候を変化させる原因となる。

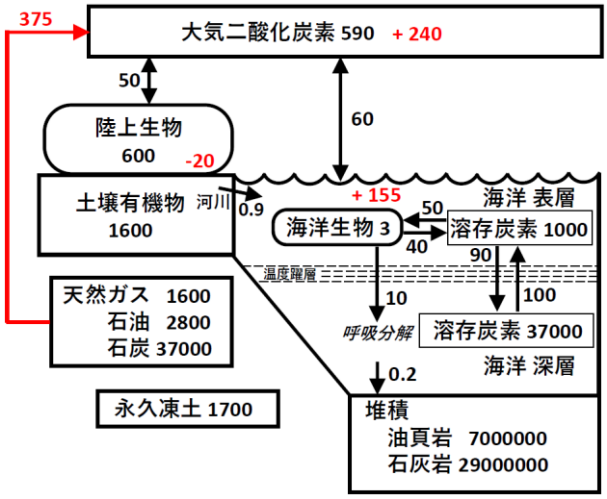


図 コラム 10.1　炭素循環の概略
箱は存在状態とその炭素量（GtC[42]）を示し、矢印は存在状態の間の炭素の流れ（数字は 1 年当たりの炭素流量（GtC/年））を示す。黒は工業化以前からの値。赤は工業化以降（ここでは 1750～2011 年）の化石燃料消費による CO_2 排出量と大気・陸域生態系・海洋の炭素量の増減（GtC）。Longhurst (1991)、野崎（1994）、Ciais et al. (2013) を参考に作成。

現代の地球温暖化において、炭素循環に関係する最大の関心事の一つは、工業化以降の人間活動（化石燃料の消費や森林破壊などの土地利用の変化等）により大気へ排出された CO_2 の行方である（図 コラム 10.2）。人為起源の CO_2 排出による大気中の CO_2 の増加は、大気と海洋及び大気と陸域の間の CO_2 交換に不釣り合いをもたらす。この結果、海洋にとって大気中の CO_2 の増加は、大気の CO_2 の圧力（分圧）の上昇であり、大気の CO_2 分圧が海洋の CO_2 分圧より高くなることから、その圧力差に比例して大気中の CO_2 が海洋へ吸収される。図 コラム 10.2 において、人為起源の CO_2 の排出が多い時には、海洋は多くの CO_2 を吸収している（濃い青の縦幅）。しかしながら海域別に見ると、例えば北大西洋においては、1990 年から 2006 年に海洋の CO_2 分圧の増加率が大気を上回る現象（吸収の弱まり）が見られた。これは、海水温の上昇による CO_2 の溶解度の低下や、高緯度海域における海水の沈み込み（深層への炭素輸送）の弱まりによるものと考えられるが、十年から数十年規模の気候変動に影響された一時的な現象であり、こうした海域別の顕著な CO_2 の吸収の変動も、海洋全体の CO_2 の吸収には、今のところ、ほとんど影響していない。

陸域生態系においては、大気中の CO_2 の増加は植物の光合成を促進する。光合成において、葉緑体内で CO_2 の固定反応の触媒となる酵素（リブロース-1,5-二リン酸カルボキシラーゼ/オキシゲナーゼ）は、CO_2 濃度が酸素濃度に比べ相対的に高くなるほど、CO_2 の固定反応を速める。また、CO_2

濃度の上昇は、葉の気孔を閉じ気味にさせ、その結果、蒸散が減少して植物の水利用効率が上がる。これらの仕組みにより、純一次生産（植物（一次生産者）の光合成から呼吸を引いた正味の CO_2 吸収）が増加する。植物に対するこれらの効果を、CO_2 の施肥効果と呼ぶ。この効果は、野外におけるいくつかの CO_2 増加実験において、植物の貯える炭素量が増えることにより確かめられている（工業化以前の 2 倍の CO_2 濃度では、純一次生産が 20%から 25%増加）。しかし、生態系や植物の種類によっては、こうした施肥効果が見られないこともある。熱帯から寒帯までの気候、窒素やリンなど他の栄養素も考慮すると、様々な環境条件での実験がまだ多く必要であり、今までの実験から評価された CO_2 の施肥効果は、量的に不確かである。

こうした海洋と陸域生態系の応答の特徴を考慮しつつ、工業化以降現在まで（1750 年から 2011 年）の炭素循環を概観する（図 コラム 10.2）。2011 年までの人為起源の CO_2 排出量は、炭素量にして 555 Gt（555 GtC： 内訳は主に化石燃料消費 375 GtC（灰色）及び森林破壊など土地利用の変化 180 GtC（黄色））。ここから海洋が 155 GtC を吸収（紺色）し、陸域生態系（土地利用の変化の影響を受けていない自然の部分）が 160 GtC を吸収（緑色）して、残り半分弱の 240 GtC（CO_2 濃度に換算すると 120 ppm[7] に相当する）が大気に残っていく（水色）と見積もられる。大気中の CO_2 濃度は、工業化以前の 280 ppm から現在約 400 ppm になっている。図中の緑と黄の差し引きで得られる正味の陸域生態系の炭素収支は、エルニーニョ現象などによる短期的な変動を除き、1980 年頃までは大気への放出であったものの、1990 年代には、顕著な吸収に転じて現在に至っている。この陸域生態系の吸収には、主に大気中の CO_2 の増加による施肥効果や植物の成長に好都合な地球温暖化（特に中高緯度での成長季節の長期化）が寄与したと考えられる。その他、窒素肥料の使用の増加などによる反応性窒素の人為起源排出も寄与し得る。

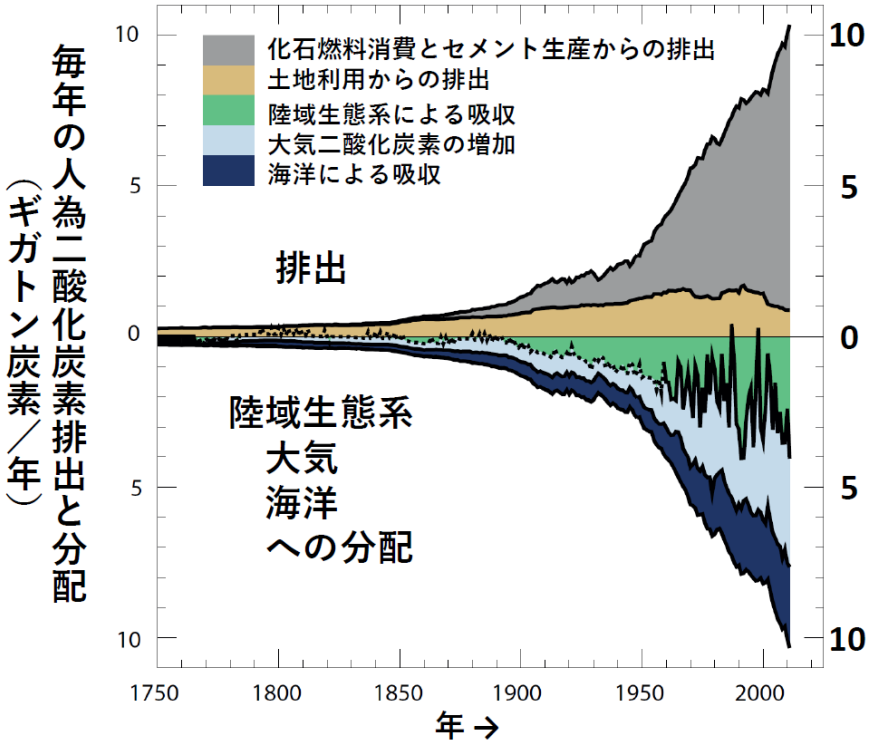


図 コラム 10.2　毎年の人為起源 CO2 排出と、その大気・陸域・海洋への分配（1750～2011 年）観測、統計、モデルにより見積もられたもので、単位は GtC/年。IPCC (2013) より、図 6.8（Ciais et al., 2013）を和訳・転載。

今すぐに人為起源の CO_2 の排出を止めたとすると、大気に残った過剰分の CO_2 はどれ位の時間で、どれ位まで減るであろうか。気候-炭素循環結合モデルを用い、100 GtC の CO_2 を一度に大気へ与えた実験を紹介する。大気へ与えられた CO_2 は、まず、主に陸域生態系と海洋表層による吸収で 100 年後に 40 (± 10)%まで減り、次に、海洋深層水の表層との交換による吸収で 1,000 年後に 25 (± 10)%まで減る。最後に、海底に堆積した炭酸カルシウム（円石藻や有孔虫などの殻）が溶け出て CO_2 を中和・吸収する働きがゆっくりと効くが、10,000 年後でも大気に 10%強は残り続けると見積もられている（Ciais et al., 2013）。この残りは更にゆっくりと、陸上のケイ酸塩岩石の風化により、10 万年以上かけて除去される（降水中に溶けた CO_2 が、ケイ酸塩岩石を溶かして海へ流れ込み、一時炭酸カルシウム（円石藻、有孔虫など）と二酸化ケイ素（珪藻、放散虫など）の殻になるが、死後沈降して海底へ堆積する）。現在大気中に貯えられている CO_2 の過剰分は、この実験と同様の桁数の 240 GtC であることから、何も対策を取らなければ、現実もおおむね同様の結果になると考えられる。このことから、人為起源の CO_2 の排出を直ちに止めたとしても、一旦温暖化した気候は、人間社会の尺度としてはかなり長い間、少なくとも数十年は継続すると考えられている。また、今後も CO_2 の排出を続けた場合、海水温の上昇による溶解度の低下や土壌の呼吸（微生物の呼吸による土壌有機物の分解、つまり大気への CO_2 放出）が強まることで大気中の CO_2 の増加を加速し、更に地球温暖化を激しくしていくと危ぶまれている。現在までの観測やモデル、今世紀末までのモデル予測によると、個々のモデルについて、ある時点での世界平均表面温度の工業化以降の上昇量は、それまで排出した人為起源 CO_2 量におおむね比例する（Collins et al., 2013）。この比例関係は、温暖化を何度に抑えるにはどれだけ排出が許されるかという目標排出量決定の指標として役立つと思われる。しかし、モデルは気候と炭素循環の応答それぞれに不確かさを持つため、両者を合わせると不確かさは更に大きくなる。すなわち、比例の傾きはモデル間で大きく異なり（Collins et al. (2013) によると、1,000 GtC 排出で 0.8～2.5℃上昇）、今のところ指標としての信頼は低い。

こうした議論に加え、北極圏の永久凍土の挙動も心配されるところである。地球温暖化で永久凍土が融解し、永久凍土に含まれていた有機炭素が微生物により分解され、CO_2 又はメタン（CO_2 より 10 倍以上強い温室効果を持つ）として大気へ放出される。永久凍土が含む有機物の炭素量は、現在の大気中に貯えられている CO_2 の 2 倍以上（1,700 GtC）であり、モデルによれば、2100 年までに最大で 350 GtC が大気へ放出されるものと推定されている。これは工業化以降現在までの人為起源の CO_2 の排出量に匹敵する規模であり、地球温暖化を更に激しくする要因の一つである。

工業化以降の約 200 年で、大気中の CO_2 濃度は、工業化以前の 1.5 倍近い 400 ppm へ増えたが、これに対して元々の自然変動はどれ位であろうか。以下に、炭素循環と気候変動の例を幾つか紹介する。

過去 40 万年間、氷河期と間氷期が交互に、約 10 万年周期で 4 回あった。大気中の CO_2 濃度は、いずれも、氷期には 180 ppm、間氷期には 280 ppm であり、氷期が間氷期より 100 ppm も低い。この原因は海洋による CO_2 の吸収である。氷期には、① 冷たい海水が大気中の CO_2 を良く溶かした、② 高緯度で拡がった海氷が表層水の冷却を妨げ、その沈み込みが弱まり、CO_2 濃度の高い深層水の湧き上がりを弱めた、③ これに対し表層からの粒子有機物の沈降・分解（無機炭素が溶出）が良く効いて深海に炭素を貯め込んだ、④ 乾燥化により陸から風塵として鉄（栄養）が多く供給され、植物プランクトンの光合成が強まり③を促進した、などの総合的な仕組みによるものと考えられている。

最終氷期の最盛期（約 2 万年前）には、世界平均気温は現在より約 5℃低かった。この激しい寒冷化の要因として、陸に拡がった氷床と海面水位の下降（陸地面積増大）による日光反射効果と並び、大気中の CO_2 濃度が 100 ppm 低下したことによる冷却効果も強く、効果全体の 3 分の 1 近くを占めると考えられている。氷期-間氷期の変動自体は、地球の軌道の変動に伴う日射の緯度・季節分布の変化により、大陸の氷床が増減したものであるが、炭素循環の変動は、その効果を強めていることになる。（Jansen et al., 2007）

過去数十万年、多くの環境変動があったが、炭素循環の変動で気候変動が強まる（あるいは、お互い強め合う）現象は、上記の氷期-間氷期変動のみと思われる。他の変動では、炭素循環の各要素の変動が打ち消し合い、大気中の CO_2 濃度の変動を（そして気候変動の増幅を）抑えている。例えば、最終氷期終了時、北米氷床の一部や融けた水が大量に北大西洋へ流入し、塩分が下がる（海水が軽くなる）ことで北大西洋深層水の沈み込みが弱まり、南からの温かい海水の流入が減り、北半球が一時寒冷化した（約 12,700 年から 11,500 年前）。この激しい気候変動でも、大気中の CO_2 濃度は 10 ppm 増えただけであった。この CO_2 濃度増加の主な原因は、寒冷乾燥化による陸域生態系の衰退であるが、寒冷化により純一次生産と土壌呼吸がともに減るなど、CO_2 の吸収と放出の変動が打ち消し合ったため、少量の CO_2 濃度の増加にとどまった。（Obata, 2007）

数年に一度発生するエルニーニョ・南方振動においては、例えば、エルニーニョ発生時は赤道域東太平洋では東からの貿易風が弱まるため、海洋表層下からの CO_2 濃度の高い海水の湧き上がりも弱まる。このため、海洋から大気への CO_2 放出が減り、大気中の CO_2 濃度を 0.1 ppm 減らす効果がある。一方、東南アジアや豪州、中南米では雨が減り、陸域生態系が衰退して陸からの CO_2 放出が増える。この効果は、海洋からの CO_2 放出の減少より一桁大きく、大気中の CO_2 濃度は 1 ppm 増える。ラニーニャの発生時はほぼこの逆のことが起きる。

この様に、エルニーニョによる炭素循環の変動では、海洋の影響は相対的に小さく、大気中の CO_2 濃度は陸域生態系の影響により 1 ppm 変動する。これは大気中の CO_2 濃度の 1%未満であり、この変動による大気中の CO_2 の増加による温室効果の気候への影響は無視出来るほど小さい（Obata and Kitamura, 2003）。

数百年に一度の規模の巨大火山噴火（硫酸エーロゾル粒子の日射遮断）による 1℃の寒冷化においても、中高緯度では日射減少と寒冷化で陸上植物の生育が減退するが、熱帯では適度な冷却で呼吸が抑えられてむしろ増加する。一方、土壌呼吸は弱まり、吸収と放出の変動が打ち消し合うため、大気中の CO_2 濃度の変動は 2 ppm 程度となり、気候への影響は非常に小さい（Obata and Adachi, 2019）。

しかし、更に時代を遡ると、気候と炭素循環を激しく変えた事例が見つかる。暁新世と始新世の境界にあたる 5,500 万年前には、深海の水温が 10℃以上になったことで、海底に堆積したメタンハイドレートが不安定になり、2,000 GtC に相当する大量のメタンが大気へ放出され、急激な温暖化（5℃以上）が起こった。低～中緯度では激しい昇温に伴う光合成の減少と呼吸の増加により陸上植物の枯死が急増し（全陸域生態系の炭素量は 25%以上減少）、その結果として大気へ放出された CO_2 が更に温暖化を強めるなど、激しい環境変化が起きたものと推測されている（Obata and Shibata, 2012）。この変動は、約 20 万年で収束して元の気候と炭素循環へ戻り、地質年代規模では一時的なものであった。しかし、現在の地球温暖化の進行に伴い同様の変動が生じる可能性があり、その場合は数十万年にわたって影響が残ることになる。

以上のように、過去数十万年にわたり大気中の CO_2 濃度が 200 ppm（氷期）から 300 ppm（間氷期）の間で変動するものの安定であった炭素循環に工業化以降に人間が与えたじょう乱（大気中の CO_2 濃度が 400 ppm へ増加）は急激であり、それにより引き起こされた地球温暖化と更に相互作用してより大きな変動になることが懸念される。

参考文献

Ciais, P. et al., 2013: Carbon and Other Biogeochemical Cycles. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Collins, M. et al., 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Jansen, E. et al., 2007: Palaeoclimate. In: Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S. et al. (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.

Longhurst, A.R., 1991: Role of the marine biosphere in the global carbon cycle. Limnol. Oceanogr., 36, 1507 – 1526.

Obata, A. and Y. Kitamura, 2003: Interannual variability of the sea-air exchange of CO_2 from 1961 to 1998 simulated with a global ocean circulation-biogeochemistry model. J. Geophys. Res., 108, doi:10.1029/2001JC001088.

Obata, A., 2007: Climate-carbon cycle model response to freshwater discharge into the North Atlantic. J. Climate, 20, 5962 – 5976.

Obata, A. and K. Shibata, 2012: Damage of land biosphere due to intense warming by 1000-fold rapid increase in atmospheric methane: Estimation with a climate-carbon cycle model. J. Climate, 25, 8524 – 8541.

Obata, A. and Y. Adachi, 2019: Earth system model response to large midlatitude and high-latitude volcanic eruptions. J. Geophys. Res.: Biogeosciences, 124, 1865–1886. doi:10.1029/2018JG004696

野崎義行，1994：地球温暖化と海: 炭素の循環から探る．東京大学出版会，208 pp

.

付録1.　気候変動の将来予測

付録1.1　気候変動の将来予測の手法

気候変動を予測する場合、実際に地球を用いて実験を行うことはできないため、コンピューターを使った数値計算を行う。まず、コンピューターで取り扱えるように、大気と海洋を 3 次元空間に規則正しく並んだ格子（図 付録 1.1.1）で区切り、それぞれの格子に大気及び海洋の状態を表す圧力、温度、流れ、物質の濃度などの各要素のデータを配置する。そして、これらの要素が従う物理法則の方程式を用いて一定時間経過後の各要素の状態を計算する作業を繰り返すことで、将来にわたり大気や海洋に起きる変化を予測していく。このような計算を行うためのプログラム群は数値モデルと呼ばれ、気候変動のみならず、日々の天気予報でも用いられている。用途に応じて解像度等の設定などが異なるものの、前述の基本的な考え方は変わらない。数値モデルのうち気候変動の予測に用いるものを気候モデルと呼ぶ。なお、以降で挙げるものも含め、ここで用いているのは一般的な呼称の一例であり、異なる呼称が用いられる場合もある。

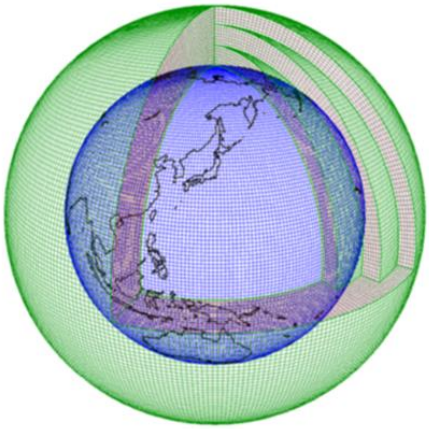


図 付録 1.1.1　地球を覆う格子の模式図

日々の天気予報と気候変動の予測で大きく異なるのは、前者が今の状態（初期値）から始まる近い将来の気象がどうなるかを求めるのに対し、後者はある条件（境界値）を与えた場合に気候がどのような状態になるかを求める点である。ここでの「ある条件」とは、例えば人間活動による温室効果ガスの濃度変化等である。将来の気候変動を予測するにあたっては、これらの条件の将来にわたる変化を予め仮定し、気候モデルに境界値として与える。与える条件が異なれば予測結果も異なるため、予測結果の信頼性を評価するためには、同じ条件に基づいて行われた予測結果を相互に比較する必要がある。そのため、IPCC では、将来の温室効果ガスの排出量を反映した数通りの条件（排出シナリオと呼ばれる）を設定し、原則として、いずれかのシナリオによる予測を評価の対象としている。本報告書で採用している具体的なシナリオについては後述する。

数値モデルは、大気の変動を計算する大気大循環モデル（あるいは単純に大気モデルとも呼ぶ）、海洋の変動を計算する海洋大循環モデル（海洋モデル）、及び両者を同時に計算する大気・海洋結合モデル（結合モデル）に大別される。大気モデルを用いる場合、海洋の変動は別途用意したものを境界条件として外部から与えて計算を行う。大気モデルは、海洋の変動を計算する必要がなく計算量が結合モデルに比べて少なくなるため、高解像度化やアンサンブル数（後述）を増やせること、モデルの特性によって生じる予測結果の偏り（バイアス）の原因を大気部分に限定できることが主な利点である。海洋まで含めた気候全体の変動を予測するためには結合モデルが用いられる。本報告書で示す結果のうち、IPCC の見解は主に結合モデルによる予測に基づくものである一方、気象庁の予測は大気モデルを用いており、海洋の変動は IPCC で利用された結合モデルの予測結果を基に境界条件として与えている。

数値モデルのうち、地球全体を対象としたものを全球モデル、特定の地域のみを対象としたものを領域モデルと呼ぶ。前述した格子の数が多いほど計算量が増えるため、コンピューターの計算能力に応じて使える格子の数にも限界がある。同じ計算量であれば、狭い領域のみを対象とした方が

格子間の距離を近くし、より詳細に予測することが可能である[45]。従って、特定の地域について詳細に気候変動を予測したい場合は、領域モデルが有効な手段となる。ただし、領域モデルで予測を行う場合でも、モデルの対象領域の外の変動を境界条件として与えることが必要で、基本的には全球モデル又はより広い範囲を対象とした領域モデルの計算結果から与えられる（図 付録 1.2.1 参照)。

気候変動の予測に用いる全球モデルの格子の間隔は、現在、一般に数十 km から数百 km 程度であるため、その予測結果からより詳細な情報を得るために用いられるのが、ダウンスケーリングと呼ばれる手法である。このうち、前述の領域モデルを用いて特定の領域を対象に、より解像度の高い予測を得る手法を力学的ダウンスケーリングと呼ぶ。そのほか、過去の観測データから導出される統計的・経験的な関係を用いて、より解像度の高い予測を得る手法を統計的ダウンスケーリングと呼ぶ。力学的ダウンスケーリングは物理的に整合する予測結果が得られる一方で領域モデルを用いた予測を行うために計算量が膨大になる点、統計的ダウンスケーリングは計算量を少なくできる一方で観測から得られた統計関係が必ずしも将来にわたって成立するとは限らない点等、それぞれの手法に長所と短所がある。

以上のように、気候予測に用いられる手法の特徴を理解した上で、目的に応じて使い分ける必要がある。

付録1.2　本報告書における気候変動の将来予測

付録1.2.1　気候シナリオ

温室効果ガスの排出等の人為起源の影響に伴う将来の気候変動予測を行うためには、人為起源の影響による放射強制力[46]の変化のシナリオが必要となる。本報告書では、IPCC 第 5 次評価報告書で用いられたた RCP シナリオ[47]のうち、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測結果を示している。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）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℃未満に抑えることを目指す想定である。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）は高位参照シナリオとも呼ばれ、現時点を超える追加的な緩和策を取らない想定である。なお、IPCC 第 5 次評価報告書では、これらのほか、両シナリオの間に位置する RCP4.5（中位安定化シナリオ）と RCP6.0（高位安定化シナリオ）の、全 4 シナリオが選択されている。「RCP」に続く数値は、放射強制力の目安である。RCP2.6 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 は「放射強制力が 2100 年の時点で 8.5 W/m^2 を超え、上昇が続く」、RCP4.5 と RCP6.0 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 付録 1.2.1 (a)）。また、各シナリオにおける CO_2 排出量を社会経済シナリオと簡易炭素循環モデルを含む統合評価モデルにより算出した結果を見ると、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 2100 年頃に負の排出量となっており、2100 年頃の放射強制力を約 2.6 Wm^{-2} に抑えるためには、大気中の CO_2 を吸収する必要があることを示唆している（図 付録 1.2.1 (b)）。

45 ただし、格子間の距離が近くなるほど時間方向の計算間隔を短くする必要があるため、同じ計算量で常に同じ格子数・同じ時間の変化を予測できるわけではない。

46 温室効果の強さを表す物理量。

47 代表的濃度経路（Representative Concentration Pathways）シナリオ。社会・経済的な将来像を仮定せず、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する。

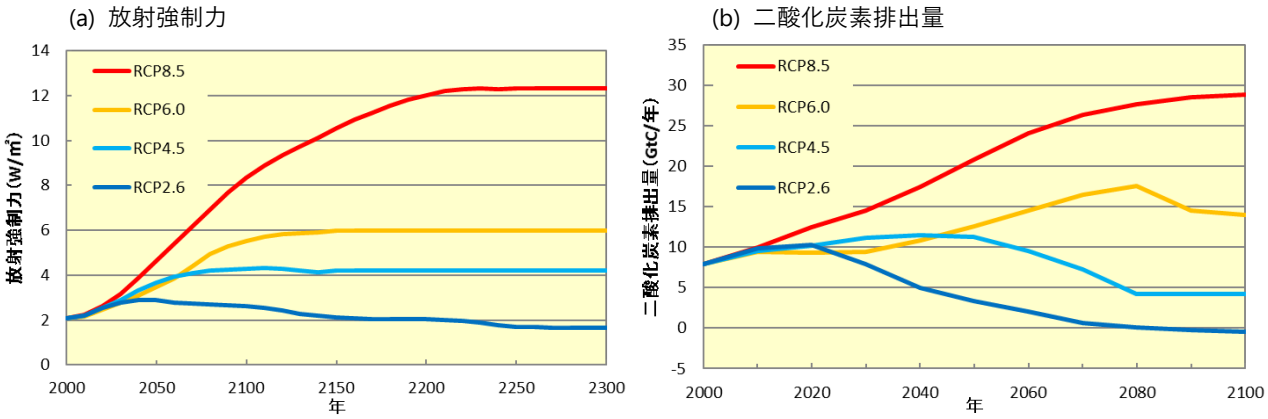


図 付録 1.2.1　IPCC の各 RCP シナリオによる放射強制力と二酸化炭素排出量
（気象庁（2015）の図を一部改変・転載）

付録1.2.2　気候モデルと予測計算の設定

(1)　大気モデルによる予測

本報告書において、日本を対象とした将来予測は、原則として気象庁気象研究所が開発した水平解像度 5 km の非静力学地域気候モデル（NHRCM05: Sasaki et al., 2011）を用いた将来予測計算の結果に基づく。本報告書では、この予測結果を単に「気象庁による予測」と記載する。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の 2 つのシナリオを用いた予測を行っており、このうち 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）を用いたものは『地球温暖化予測情報第 9 巻』（気象庁, 2017）としても公開されている。

予測計算にあたっては、同じく気象研究所が開発した水平解像度 20 km の全球大気モデル（MRI-AGCM3.2S: Mizuta et al., 2012）に海面水温・海氷被覆データを境界条件として与え、20 世紀末の 20 年分（1980～1999 年、以下「現在気候」）及び 21 世紀末の 20 年分（2076～2095 年、以下「将来気候」）の計算を行った。次に、それらの結果を境界条件として、日本とその周辺を対象として NHRCM05 による計算を行った（図 付録 1.2.2 参照）（気象庁, 2017）。この手法は付録 1.1 節で解説した力学的ダウンスケーリングであり、NHRCM05 が領域モデルに相当する。

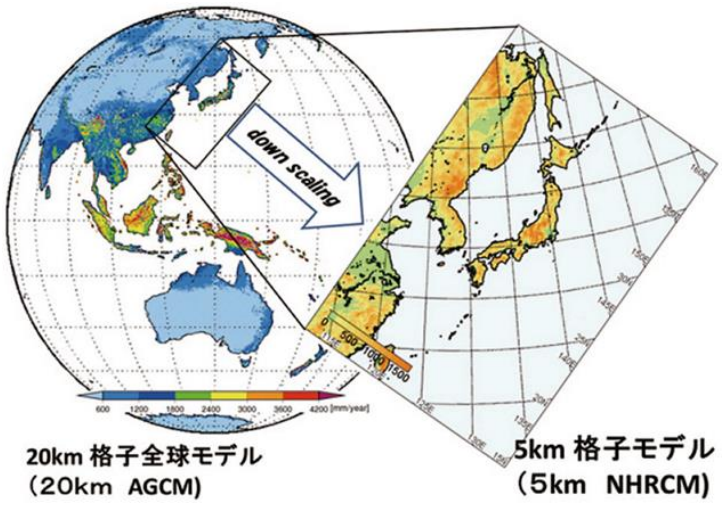


図 付録 1.2.2　NHRCM05 で計算を行った領域
（文部科学省研究開発局（2014）より転載）

MRI-AGCM3.2S 及び NHRCM05 はいずれも大気モデル（付録 1.1 節参照）であるため、海面水温（SST: Sea Surface Temperature）データを別に用意して与える必要がある。本予測計算では、Mizuta et al. (2014) に基づき、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の両シナリオ下における、それぞれ 4 通りの予測結果を用いた。

具体的には、まず、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] で行われた 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の下での各国の全球大気海洋結合モデルから 28 モデルを選択し、全モデルによる平均値を将来の海面水温の変化量の 1 つとする（図 付録 1.2.3 (a) 及び (e)）。次に、降水や大気循環に大きな影響を与える熱帯域の SST 変化を対象にクラスター解析を行い 3 パターンに分類する。そして、「4℃上昇シナリオ（RCP8.5）」及び「2℃上昇シナリオ（RCP2.6）」の両シナリオ下での予測結果について、各パターンにおいて選択されたモデルの SST 分布を平均した上で、熱帯域における平均した SST の昇温量が 28 モデルによる平均値と同じになるように全球の SST の昇温量を規格化する（図 付録 1.2.3 (b)～(d) 及び (f)～(h)）。MRI-AGCM3.2S 及び NHRCM05 を用いて将来気候を計算する際は、現在の観測値（平均値及び年々変動）にこれらの SST 将来変化パターンを加えたものを与えている。

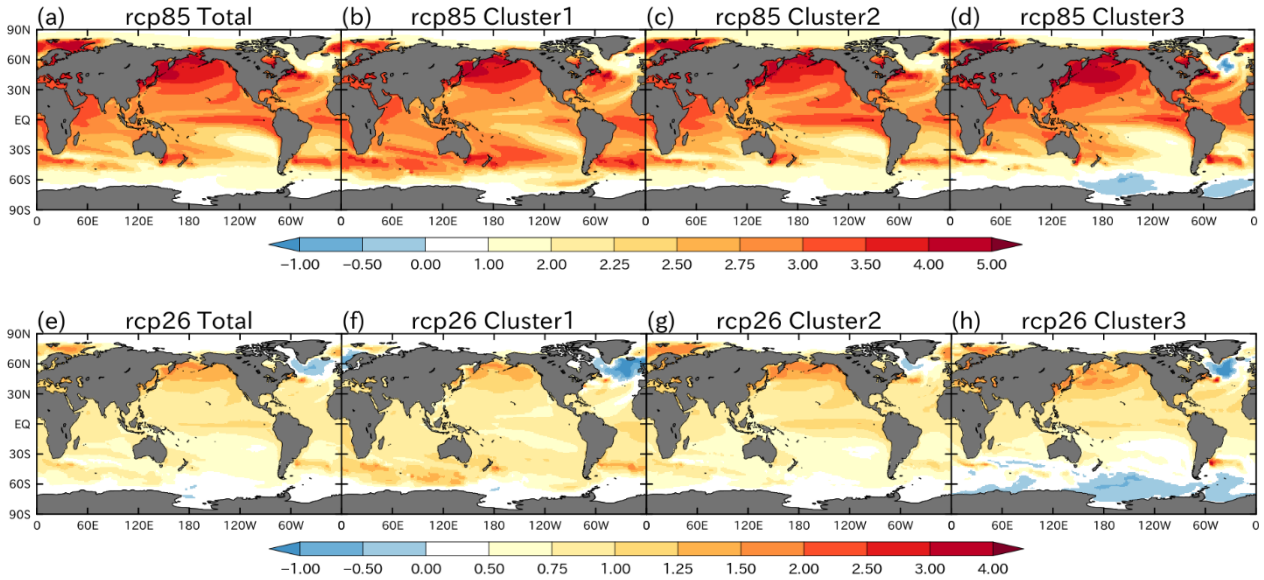


図 付録 1.2.3　SST 分布の異なる 4 パターン（将来変化）

上段（a～d）が 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）、下段（e～h）が 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）下での変化。熱帯域の SST の昇温量が同じになるように規格化している。（Mizuta et al. (2014) より改変・転載）

(a) (e) 全 28 モデルの平均：　熱帯太平洋中部から東部での昇温が大きく、エルニーニョ的な変化を示す。

(b) (f) クラスター1（8 モデル）：　熱帯太平洋中部から東部での昇温が小さく、南北半球間のコントラストも小さい。

(c) (g) クラスター2（14 モデル）：　(a), (e) よりも更にエルニーニョ的な変化を示す。

(d) (h) クラスター3（6 モデル）：　熱帯太平洋中部から東部での昇温が小さく、南北半球間のコントラストが大きい。

本報告書では、将来変化の予測を、4 メンバーの将来気候の気候値（20 年平均値）の平均と現在気候の気候値（20 年平均値）との差又は比として示す。また、地域別の解析においては、日本列島の気候特性と行政界を考慮して設定した 7 つの地域区分（図 付録 1.2.4：北日本日本海側、北日本太平洋側、東日本日本海側、東日本太平洋側、西日本日本海側、西日本太平洋側、沖縄・奄美）ごとに統計した結果として示す。

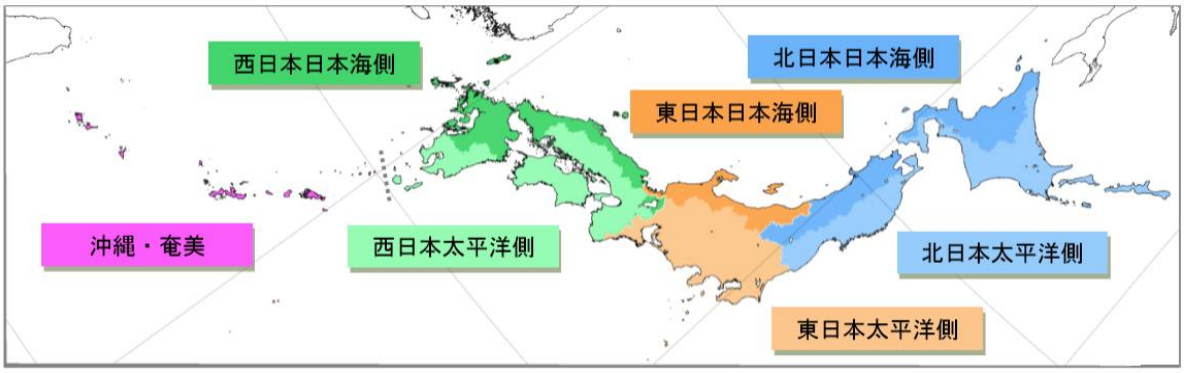


図 付録 1.2.4　予測データの解析に用いる地域区分

(2)　海洋モデルによる予測

本報告書における海面水温、海面水位、海氷、海洋循環の将来予測は、SI-CAT 海洋将来予測データセット（FORP: Future Ocean Regional Projection data set）に基づいている。SI-CAT FORP は、文部科学省による気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）[4] の下で海洋研究開発機構により作成されたデータセットであり、地方自治体等の気候変動適応策作成に資することを目的としたものである。

SI-CAT FORP 作成に用いたモデル（以下「SI-CAT 海洋モデル」）は、気象研究所で開発された MRI.COM（Tsujino et al., 2017）である。モデル領域は北太平洋（図 付録 1.2.5：東経 100 度から西経 75 度、南緯 15 度から北緯 70 度）で、水平解像度は東西 1/10 度、南北 1/10 度、鉛直 54 層である。海氷過程は計算されるが、河川流出、潮汐、熱膨張、大気圧による海面水位変動などは計算されない。

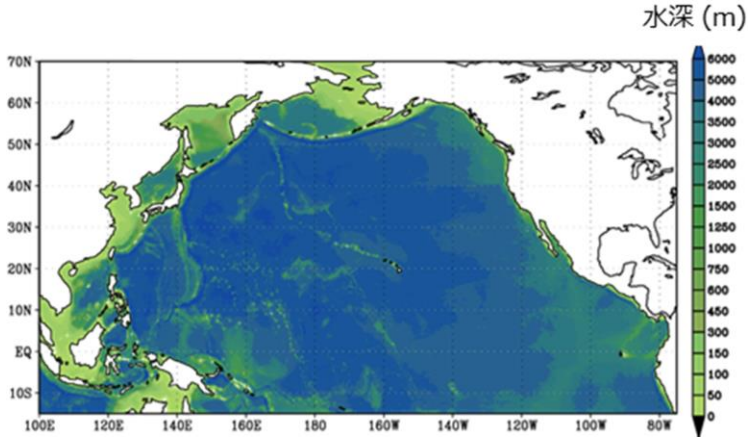


図 付録 1.2.5　SI-CAT 海洋モデルの領域と水深（m）

（Nishikawa et al. (2020) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載）

海洋モデルにおいて必要となる大気からの境界条件は、CMIP5 のうち 4 つのモデル（MRI-CGCM3, MIROC5, GFDL-ESM2M, IPSL-CM5A-MR）を用いた。モデルの側面境界では、観測気候値の水温・塩分と、上記 CMIP5 のモデル（結合モデルであり、SI-CAT 海洋モデルよりも解像度が低いものの海洋の予測も含んでいる）の水温・塩分偏差を与えている。現在気候再現実験は 1960 年から 2005 年とし、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の両シナリオによる将来予測実験は 2006 年から 2100 年の期間について実施した。

SI-CAT 海洋モデルでは計算されない海水の膨張や収縮、淡水の流出・流入による海面水位の変化については、IPCC (2019) に基づく世界平均海面水位の上昇量[48]を加えることで補っている。更に、境界条件として用いた 4 つの CMIP5 のモデルからモデル領域全体の海面水位の昇降を評価し、加算している。SI-CAT 海洋モデルの設定や計算手法の詳細については Nishikawa et al. (2020) を参照されたい。

(3)　海洋酸性化の将来予測

本報告書の海洋酸性化の将来予測には、IPCC (2013) で示されている予測結果に加えて、長期海洋観測に基づいて作成した重回帰モデルに地球システムモデル[49]による将来変化を適用した結果を用いた。後者の手法に用いた地球システムモデルは、付録 1.2.2(2) で海洋モデルの海面境界条件として選択した 4 つのモデルに、物質循環過程に先進的な窒素循環過程を導入した CESM1-BGC モデルを加えた 5 つのモデルである。本報告書で評価する表面海水の酸性化に関して、5 つのモデルのアンサンブル平均値は、IPCC (2013) で使用されたより多くのモデルのアンサンブル平均値と同様の将来変化傾向を示す。

長期海洋観測に基づく重回帰モデルについて、以下で詳細に説明する。本報告書では、気象庁の海洋観測船により東経 137 度線及び沖縄近海でこれまで得られた観測結果とそれに基づく関係式を将来変化にも適用する形で海洋酸性化の将来予測を行った。具体的には、次の 3 つの仮定を基に、将来の表面海水 pH やアラゴナイト炭酸カルシウム飽和度 Ω_{arag} を算出した。

① 海洋と大気の二酸化炭素分圧の差が将来にわたり変化しない。（図 付録 1.2.6）
② アルカリ度が将来にわたり一定である。（Mirdorikawa et al., 2012）（図 付録 1.2.6）
③ 全炭酸濃度と海面水温及び海面塩分との相関関係（全炭酸濃度の季節変動成分）が将来にわたり変化しない。

まず、仮定①を用いることにより、RCP シナリオに応じて決まる大気中の二酸化炭素濃度、すなわち大気の二酸化炭素分圧の年平均値から、海洋の二酸化炭素分圧の年平均値が算出される。

また、海洋の二酸化炭素分圧と全炭酸濃度、アルカリ度、pH のうち 2 つの要素の値が定まれば、海洋の炭酸系の化学平衡の状態が定まり、残り 2 つの要素及びそのほかの関連パラメータの値（本報告書で評価を行うアラゴナイト炭酸カルシウム飽和度（Ω_{arag}）を含む。）を算出することができる（Lewis and Wallace, 1998）。そのため、仮定①で二酸化炭素分圧が定まっていることに加えて仮定②を用いてアルカリ度の値を定めることにより、全炭酸濃度の年平均値の将来予測を求めることができる。

---

48 20 世紀末（1986～2005 年）と比較した 21 世紀末（2081～2100 年）の世界平均海面水位の上昇量は、2 ℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.39 m（0.26～0.53 m）、4 ℃上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.71 m（0.51～0.92 m）である。

49 物理法則（付録 1.1 節参照）に加え、炭素循環や化学反応など、生物・化学的過程を含んだモデルのこと。

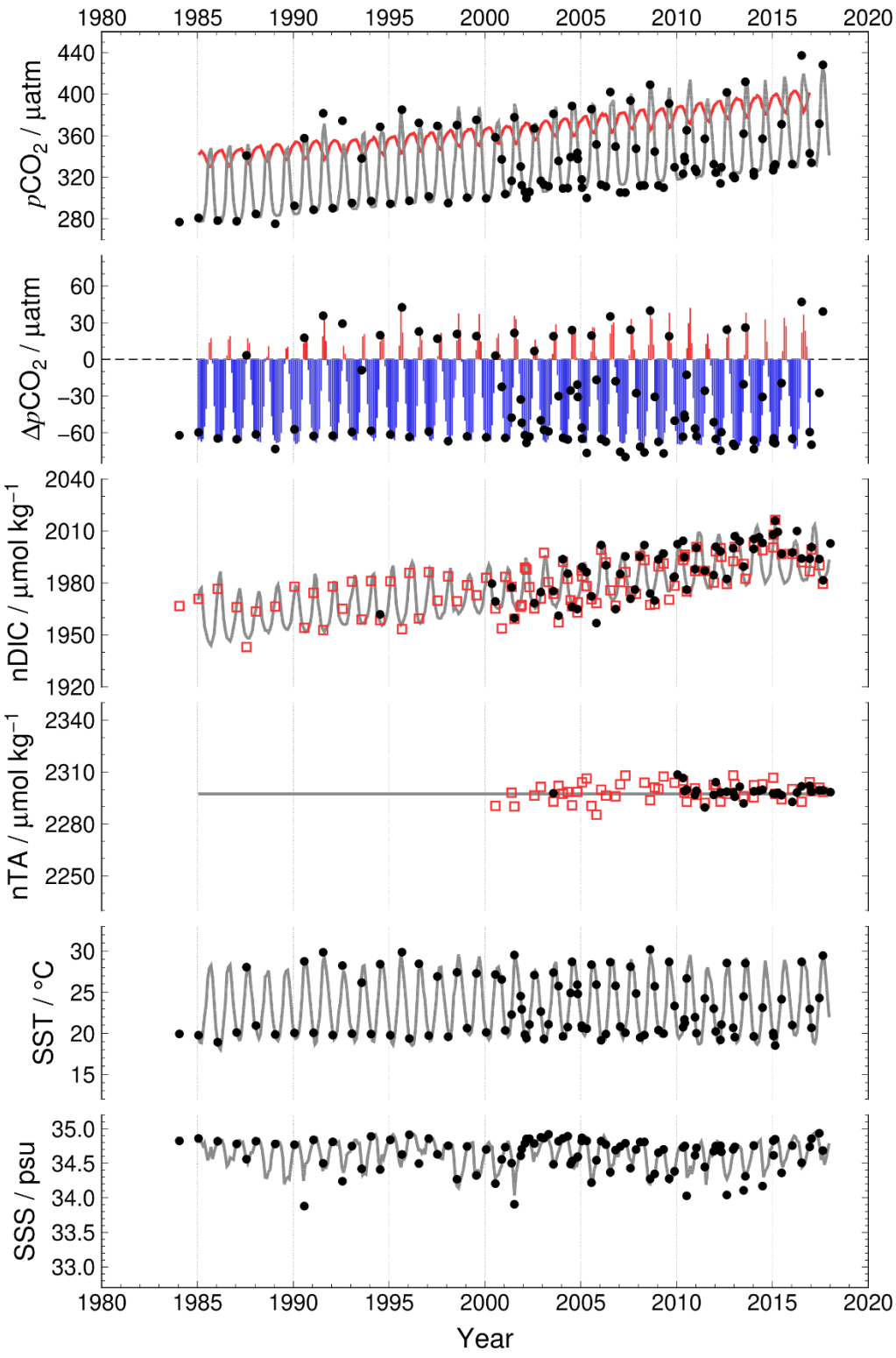


図 付録 1.2.6　東経 137 度北緯 30 度の表面海水中における、二酸化炭素分圧（pCO_2）及び大気二酸化炭素分圧（pCO_2^{air}）との差（$\Delta pCO_2 = pCO_2^{air} - pCO_2$）、塩分で規格化した全炭酸濃度（nDIC）、塩分で規格化したアルカリ度（nTA）、SST、海面塩分（SSS: Sea Surface Salinity）の変化

図中の黒丸は観測値、灰色の実線は SST 及び SSS については観測に基づく解析値で、これを重回帰モデルに与えて nDIC の値を推定した。pCO_2 は nDIC の推定値と一定の nTA 値に対する化学平衡の関係から求めた推定値を表す。pCO_2 の赤線は pCO_2^{air} の観測に基づく解析値、ΔpCO_2 の赤及び青は、それぞれ、海洋が CO_2 を放出及び吸収していることを示す。nDIC 及び nTA の赤い四角は他の要素（それぞれ、pCO_2 と一定の nTA、及び pCO_2 と nDIC）の観測値に基づき化学平衡の関係から求めた値。

更に、これまでの観測結果により、表面海水中の全炭酸濃度が海域や季節によって変化し、海面水温や海面塩分との間で有意な相関関係を示すことが分かっている（図 付録 1.2.7; Ishii et al., 2011; Ono et al., 2019）。この相関関係を利用して重回帰分析を行うことで、全炭酸濃度を長期変化成分と海面水温及び海面塩分の変化に伴う季節～年々変動成分に分けることができる。また、図 付録 1.2.7 で示されるとおり、時間の経過とともに表面海水中の全炭酸濃度が増加しても、その相関関係が保たれていることが分かる。そこで、仮定③を用いることで、この海面水温及び海面塩分と全炭酸濃度の相関関係に基づき全炭酸濃度の季節～年々変動成分が将来の状態についても得られる。これを①と②の仮定から得られた全炭酸濃度の年平均値に加えることで、季節～年々変動を含めた表面海水中の全炭酸濃度の将来予測が得られる。

最後に、このようにして導出された全炭酸濃度とアルカリ度の一定値から、前述の炭酸系の化学平衡状態を定め、表面海水中の pH 及びΩ_{arag}の将来予測を算出した。

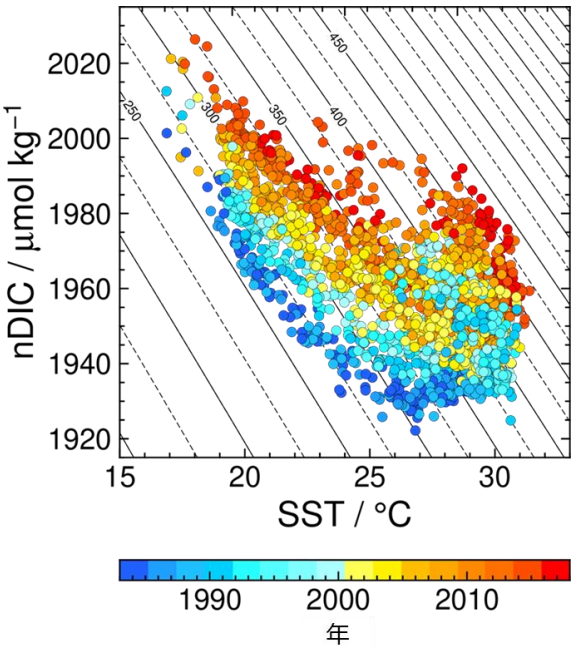


図 付録 1.2.7　東経 137 度北緯 3 度から 33 度における表面海水中の nDIC と SST の関係。
図中の色は観測年、等値線は nDIC と一定の nTA 値から化学平衡の関係により求めた表面海水中の二酸化炭素分圧（μatm）を表す。

(4)　地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース（d4PDF）

付録 1.2.2 項の (1) で示した気象庁による将来予測は、4 メンバーで構成されており、自然変動による不確実性の幅をある程度考慮することができるものの、まれにしか起きない（例えば数十年に一度程度の）極端な気象現象（以下「極端現象」）の発生頻度の変化等を評価するためには、更に多数のメンバーが必要になる。

文部科学省による気候変動リスク情報創生プログラム[2]の下で作成された地球温暖化対策に資するアンサンブル気候予測データベース（d4PDF）は、これまでにない多数（最大 100 メンバー）のアンサンブル実験を行うことにより、極端現象の再現と変化傾向に関する議論を可能とするデータセットである（Mizuta et al., 2017）。本報告書では、主に極端現象に関する予測の信頼性の評価に利用している。

使用されたモデルは、水平解像度 60 km の全球モデル MRI-AGCM3.2 と、水平解像度 20 km で日本付近を対象とする領域モデル NHRCM である。全球モデルにおいて、予測される変化を算出

する際の基準となる過去実験は 1951 年から 2011 年 8 月の 60 年間[50]について行われており、メンバー数は 100 である。地球温暖化が進行した状態に対応する昇温実験には 4℃上昇実験と 2℃上昇実験の 2 つがあり、それぞれ、工業化以前と比べて世界平均気温が 4℃及び 2℃上昇した世界についてシミュレーションしたものである。期間は過去実験と同じく 60 年間、メンバー数はそれぞれ 90 及び 54 である。温室効果ガス濃度等の外部強制因子は、それぞれ、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の 2090 年及び 2040 年の値を与えており、工業化以前と比べて世界平均気温が 4℃又は 2℃上昇した状況に相当する。外部強制因子が期間内で一定となっている点が気象庁による予測と異なるものの、4℃上昇実験及び 2℃上昇実験とも、おおむね、それぞれ 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の予測に対応すると考えられる。境界条件として与える SST は、CMIP5 に貢献した全球大気海洋結合モデルの実験結果を基に 6 種類の将来変化の空間パターンを用意し、各パターンに 4 度上昇実験では 15 種類、2℃上昇実験では 9 種類の摂動を加えた、それぞれ合計 90 種類及び 54 種類の分布を与えることで、上記のメンバー数を確保している。更に、人為起源の地球温暖化が起きる前の状態に対応する非温暖化実験が、過去実験と同じ期間とメンバー数で行われており、外部強制因子は工業化以前の水準に固定されている。

領域モデル実験では、全球実験から 20 km 解像度まで力学的ダウンスケーリングを行っており、過去実験のメンバー数は 50、昇温実験のメンバー数は全球モデルと同様である。

気象庁の予測と比較すると、モデルの解像度、与えている SST や外部強制因子等の設定が異なるが、用いているモデルは同様である。詳細な実験設定については d4PDF のホームページ[51]に掲載されている利用の手引きを参照されたい。

付録1.3　将来予測の不確実性

付録1.3.1　不確実性の要因

気候モデルによるによる温暖化予測には、以下の 3 つが挙げられる。

① **排出シナリオの不確実性**：付録 1.2.1 項で述べたように社会・経済動向により将来の温室効果ガス濃度の予測には幅が生じるため、気候予測に不確実性が生じる。

② **モデルの応答の不確実性**：気候モデルに組み込む現実の気候の物理法則には未解明のものもあり、また解明されたものであっても計算量の制約から全てを反映できる訳ではないため、気候モデルには様々な近似や仮定が含まれている。具体的な手法はモデルにより異なっており、モデルによる予測結果には、相互に、また現実の気候との間にも差異がある。このように、気候モデルが算出する応答にはモデルの特性を反映した不確実性が伴う。

③ **気候の内部変動の不確実性**：人為起源の変化がなくとも気候は常に変動しており、日々の天候、毎年の寒冬・暖冬などの変動、十年以上の周期を持つ海洋の変動などがある。将来の気候は人為起源の変化にこれらが重ね合わさるため、不確実な部分が残る。

上記 3 要素のうちどの寄与が大きくなるかは、予測の時期、現象の頻度や時空間スケールにより異なることが知られている（Hawkins and Sutton, 2009; 図 付録 1.3.1）。例えば、世界平均気温のように空間的に広い領域を対象とした予測（図 付録 1.3.1 (a)）では、予測期間が長くなるほど③の

50 データセットとして公開された後、2011 年 9 月以降の期間（昇温実験についてはそれと対応する期間）について延長計算が実施され、研究等に利用されている。

51 http://www.miroc-gcm.jp/~pub/d4PDF/design.html

寄与は小さくなり、①の寄与が大きくなる。②の寄与は、予測期間が短いうちは半分以上を占め、その後予測期間が延びるほど小さくなるが、一定程度は残る。一方、狭い領域を対象とした予測（図付録 1.3.1 (b)）では、予測期間が短い間は①の寄与は小さく、最初は③、その後②の寄与が支配的となる。予測期間が延びるほど③の寄与が小さくなり最終的に①の寄与が大きくなるのは、空間スケールの大きな現象を予測した場合と共通する特徴である。

これらの不確実性の高さを評価するには、複数のシミュレーション結果を参照する必要がある。本報告書における評価の方法については付録 1.3.2 項で記述する。

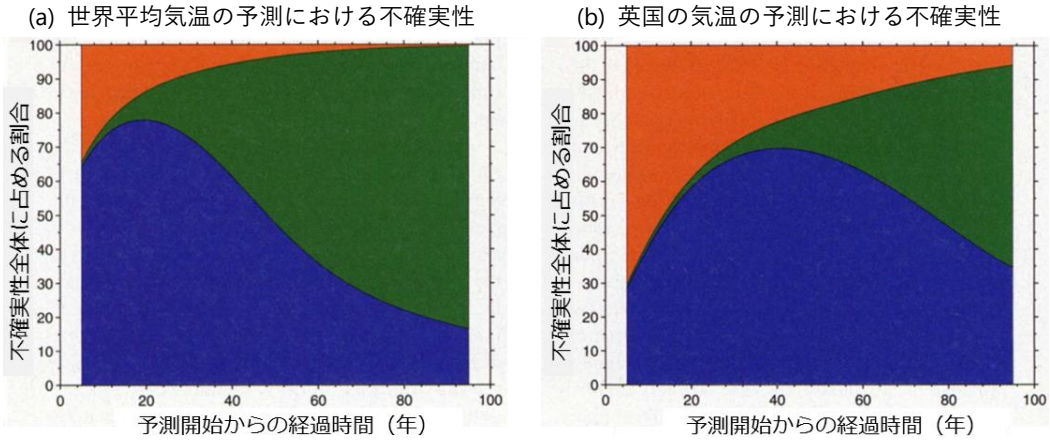


図 付録 1.3.1　世界平均気温及び英国の気温の予測における不確実性

世界平均気温（a）及び英国の気温（b）それぞれの 10 年平均値について、気候モデルによる予測の不確実性を 3 つの要因に分け、各要因が占める割合を示したもの。横軸は 2000 年を起点とした予測の経過時間、縦軸は予測の不確実性に占める割合である。緑が排出シナリオ、青がモデル、橙が内部変動による不確実性をそれぞれ表す。（Hawkins and Sutton (2009) より和訳・転載 © American Meteorological Society. Used with permission）

付録1.3.2　本報告書における不確実性の評価

付録 1.3.1 項で示した不確実性のうち①については、大気モデルによる気象庁の予測及び海洋モデルによる SI-CAT データセットのいずれにおいても、4 つの RCP シナリオの中で地球温暖化の進行が最大及び最小となるシナリオの予測を行っているため、両者の結果を比較することで不確実性の幅を評価することができる。

②の評価には、世界各機関の多様なモデルを用いることが有効とされている。大気モデルによる予測においては、気象庁の予測では単一の大気モデルを用いているが、境界条件として CMIP5 に参加した複数の気候モデル（結合モデル）で予測された海面水温の変化を、空間的特徴に基づき 4 通りのパターンに分類・平均して与えた。それら 4 通りの予測結果を比較することである程度は不確実性の幅を評価することができるが、CMIP5 の多数のモデルによる多様性が全て含まれているわけではなく、またモデルの違いによる予測の不確実を評価することはできない。そこで、全球モデルの予測結果を CMIP5 の他のモデルによる予測結果と比較することで、不確実性を評価する際の参考としている。一方、領域モデルについては、別のモデルによる予測結果との比較が困難であり、現時点ではモデルに依存する不確実性を評価できていない点に注意が必要である。境界条件に依存する不確実性については、d4PDF の結果も一部参考にしている。海洋モデルによる予測につい

てもほぼ同様で、モデルは単一であるものの、CMIP5 から選択した 4 つの異なる気候モデルに基づく海面境界条件を与えることで、ある程度不確実性の幅を考慮することができる。

③については、気象庁の予測では現在気候について 20 年、将来気候について 20 年×4 通りの計算結果があるため、それらのばらつきから不確実性の幅を評価できる。具体的には、以下のような手法を用いた（詳細は気象庁（2017）参照）。

現在気候、将来気候それぞれについて算出した年々変動のばらつきを求める。年々変動のばらつきは、現在気候については 20 年間の標準偏差とし、将来気候については、Wakamatsu et al. (2017) に基づいて 4 メンバー、20 年間の年々変動のばらつきをまとめて算出した。将来変化が現在気候の年々変動のばらつきを超えていれば、現在気候ではまれにしか観測されないような状況が将来は平均的な状況になることを示唆する。将来変化の統計的な有意性の検定には、Mann-Whitney 検定を用いた。

海洋モデルによる予測においては、不確実性の幅について、大気モデルによる予測と同様に、Wakamatsu et al. (2017) に基づいた。ただし、年々変動のばらつきは、現在気候と将来気候の両方について、4 メンバー、20 年間の年々変動のばらつきをまとめて算出している。

海洋酸性化においては、技術的な困難等の理由により、不確実性の厳密な定量化には踏み込まなかった。ただし、本報告書で評価する海洋酸性化指標である水素イオン濃度（pH）とアラゴナイト炭酸カルシウム飽和度（Ω_{arag}）の変化は、現在既に背景の自然変動を超えて生じている*可能性が非常に高い*とされている（IPCC (2019) SPM A2.5）。また、図 15.2.4 にも示されるように、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に基づく予測計算においても、自然変動やモデルによるばらつきが現在と比較して著しく大きくなることはないと想定され、21 世紀末（2081～2100 年の平均）と 20 世紀末（1986～2005 年の平均）における海洋酸性化評価指標の差は、自然変動やモデルに起因するばらつきを大きく上回ることから、酸性化の進行に対する確信度は高い。

発生頻度の低い極端現象については、d4PDF の結果も参照し、不確実性の評価の参考とした。

モデルによる予測結果には、モデルごとに異なる特性を反映した系統的な偏り（バイアス）がある（詳細は付録 1.4 参照）。そのため、地域気候モデルによる予測においては、現在気候の計算結果を観測値と比較し、バイアスの評価及び補正を行った。気温の階級別日数、降水の階級別日数及び発生頻度については、バイアス補正後の値を使用し、観測地点に対応する格子点のみを予測対象とした。

付録1.4　モデルの気候再現性とバイアス補正

付録1.4.1　大気モデルの気候再現性とバイアス補正

気候モデルを用いて地球温暖化予測を行う場合、その気候モデルがどの程度、現実の気候を再現できているのかを確認する必要がある。

気象庁による予測で用いている地域気候モデル（NHRCM05）について、観測値（アメダス、地上気象観測）とその地点に対応する格子点値の現在気候の計算結果（1980～1999 年の平均値）を地域ごとに比較し、バイアスの評価と補正を行った結果の概略を以下に記載する。詳細については気象庁（2017; 2019）を参照されたい。

気温の階級別日数や大雨の出現頻度等、閾値が関係する統計量の変化は、気候モデルの出力値と現実の観測の出現頻度が十分に一致しない場合、バイアスが増幅されて変化量の算出に影響し、適

切な予測値を得られないことがある。一方、上記の手法からも分かるとおり、バイアスの評価及び補正が可能なのは、観測地点と対応する格子点に限られる。そのため、本報告書で示す将来予測のうち、これらの閾値が関係する統計量については、バイアス補正後の気温及び降水量の計算結果を用いて算出した値を示し、気温及び降水量については、バイアス補正前の地域全体の格子点値を用いて計算した結果を示す。なお、後者については変化量（現在気候と将来気候の差）を計算する際にバイアスがおおむね相殺される。

(1)　気温の再現性

地域気候モデルの結果に見られるバイアスは以下のとおり。これらのバイアスは、バイアス補正によりおおむね解消される。

平均気温	冬の北日本及び東日本に負のバイアスがある。夏の北日本では正のバイアスがある。
最高気温	年平均、秋及び冬の全地域、春の東日本太平洋側及び西日本、夏の西日本太平洋側及び沖縄・奄美で負のバイアスがあり、平均気温に比べてバイアスの絶対値が大きい。平均気温と同様に、冬の負のバイアスが他の季節に比べて大きい。
最低気温	年平均及び各季節（冬を除く）で、ほぼ全ての地域に正のバイアスがある。冬の北日本日本海側及び東日本日本海側では負のバイアスがある。
猛暑日日数	各季節・各地域において明確なバイアスはない。
真夏日日数	夏は北日本を除き全国的に負のバイアス、秋は東日本太平洋側、西日本太平洋側、沖縄・奄美で負のバイアスがある。
夏日日数	春の東日本と西日本、秋及び冬の沖縄・奄美で負のバイアスがある。
熱帯夜日数	春の沖縄・奄美や、夏及び秋のほぼ全ての地域に正のバイアスがある。
冬日日数	冬の北日本日本海側で正のバイアスがある。春の北日本太平洋側、秋の西日本で負のバイアスがある。
真冬日日数	おおむね全国的に正のバイアスがあり、北・東日本で大きくなっている。

(2)　降水量の再現性

地域気候モデルの結果に見られるバイアスは以下のとおり。これらのバイアスは、全国及び地方平均ではバイアス補正により軽減されるものの、気温に比べると補正後もバイアスが残りやすい点に注意が必要である。なお、バイアスの評価及び補正は 1 時間降水量に対して行っているが、その結果から算出した日降水量の出現頻度、年最大日降水量についても、おおむね 1 時間降水量と同様にバイアスが補正されることを確認している。

地域平均降水量	年降水量では、東日本の日本海側に負のバイアスがあるほか、秋及び冬にも正又は負のバイアスのある地域がある。それ以外のバイアスはない。
1 時間降水量の出現頻度	全体的な傾向として、50 mm 程度以下の範囲で見ると、観測に比べて、弱い雨に対する強い雨の出現頻度が相対的に小さくなる傾向が見られる。

(3)　雪の再現性

地域気候モデルの結果に見られるバイアスは以下のとおり。これらのバイアスは、全国及び地方平均についてはバイアス補正によりほぼ解消される。

最深積雪	北日本及び東日本の太平洋側で期間を通して正のバイアスがあるほか、北日本の日本海側と西日本の太平洋側でも正のバイアスがある。
降雪量	北日本では負のバイアスがある。

付録1.4.2　海洋モデルの気候再現性

海洋の将来予測に用いた SI-CAT 海洋モデルについて、観測値とその地点に対応する格子点値の現在気候の計算結果を海域ごとに比較し、気候再現性の評価を行った。概略を以下に報告する。本報告書ではバイアス補正を行っていない予測結果を示しているが、変化量（現在気候と将来気候の差）を計算する際にはバイアスがおおむね相殺される。

(1)　海面水温の再現性

SI-CAT 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1986 年から 2005 年の期間について、COBESST2（Hirahara et al., 2014）の解析値と比較した（図 付録 1.4.1）。

海面水温	日本周辺の海面水温は、沿岸付近を除き負のバイアスがある。北太平洋で卓越する PDO などの主要な気候モードの空間構造はおおむね再現する。日本周辺の領域平均の海面水温は、観測と同様に長期的な上昇傾向を示す。

(2)　海面水位の再現性

SI-CAT 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1993 年から 2005 年の期間について、CMEMS（Mertz et al., 2018）による衛星海面高度偏差の解析値と比較した（図 付録 1.4.1）。

海面水位	日本周辺の海面水位は、沿岸付近で正のバイアスが、黒潮続流南側で負のバイアスがある。日本沿岸の海面水位は、変動の振幅がやや小さいものの、観測と同様に十年程度の時間規模での変動を示す。

(3)　海氷の再現性

SI-CAT 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1986 年から 2005 年の期間について、気象庁による解析値[52]と比較した（図 付録 1.4.2）。

オホーツク海の海氷	オホーツク海の海氷の季節サイクルはおおむね表現されているが、海氷面積に正のバイアスがある。冬季の長期変化傾向は、観測と同様に減少傾向を示す。

(4)　海洋循環（黒潮）の再現性

SI-CAT 海洋モデルの結果に見られる気候再現性は以下のとおり。1993 から 2005 年の期間について、CMEMS（Mertz et al., 2018）による衛星海面高度偏差の解析値と比較した（図 付録 1.4.3）。

黒潮	房総沖での離岸を現実的に表現しており、平均的な黒潮流路や黒潮続流の位置の再現性はおおむね良い。黒潮続流の緯度の変動については、観測と同様に顕著な長期変化傾向は見られない。

52 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/db/seaice/okhotsk/okhotsk_2020.html

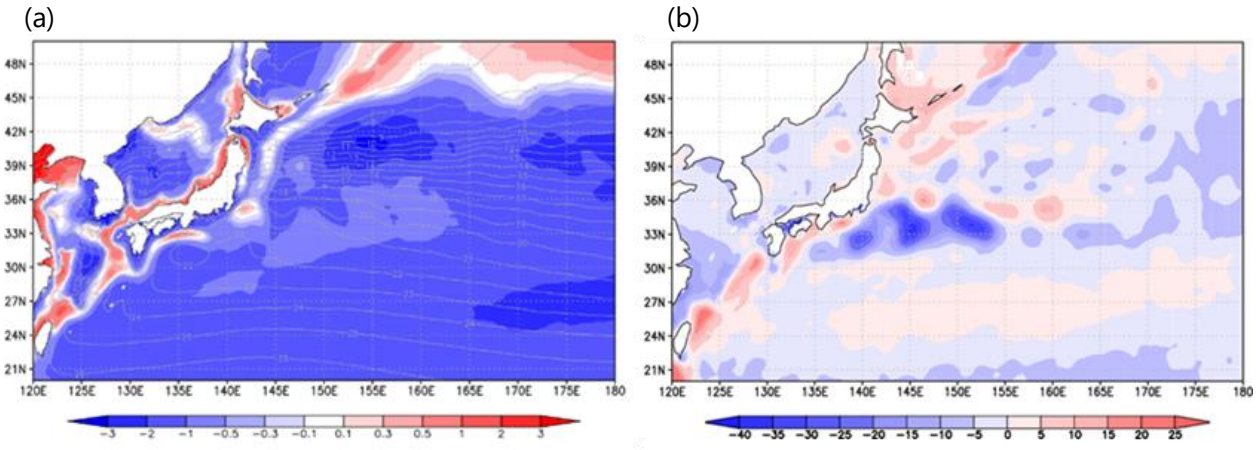


図 付録 1.4.1　SI-CAT 海洋モデルの (a) 海面水温及び (b) 海面水位のバイアス

海面水温の色は、現在気候（1986～2005 年）における観測（COBESST2）との差（℃）。等値線は現在気候におけるモデルの海面水温を示す。海面水位の色は、現在気候（1993～2005 年）における観測（CMEMS）との差（cm）。赤と青は、それぞれ正と負のバイアスを表す。

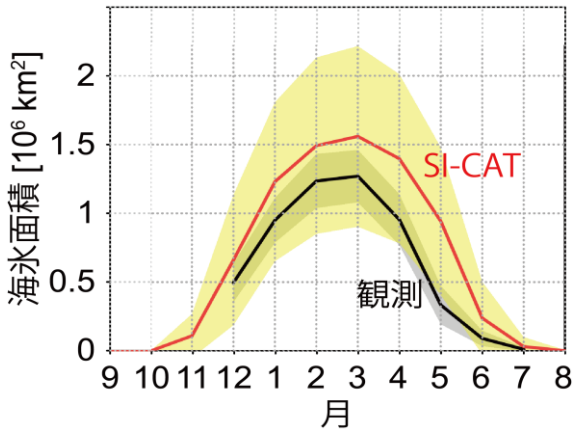


図 付録 1.4.2　現在気候（1986～2005 年）におけるオホーツク海の海氷面積（106 km²）の季節変化

赤線は SI-CAT 海洋モデル、黒線は観測（気象庁解析値）を示す。陰影は Wakamatsu et al. (2017) に基づき算出した年々変動の幅を示す。

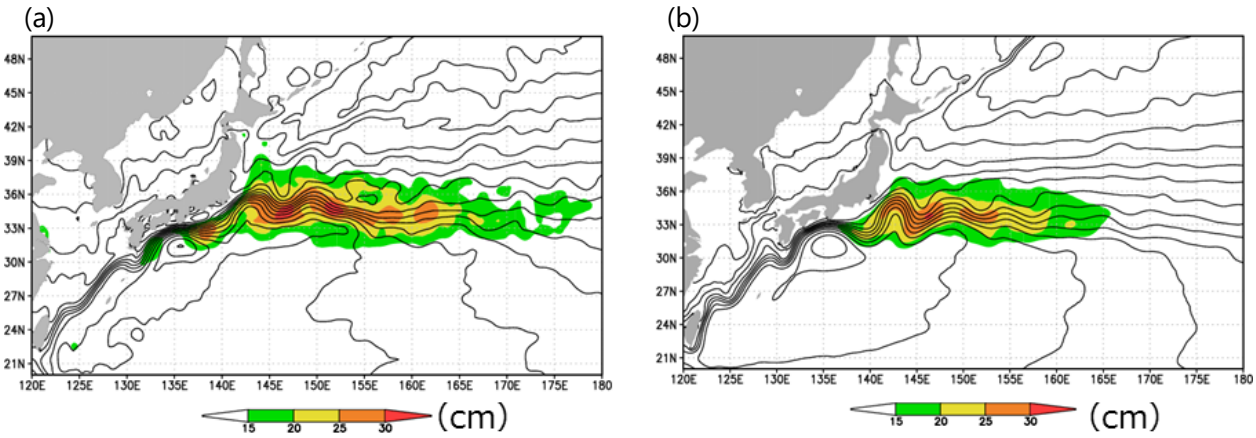


図 付録 1.4.3　現在気候（1993～2005 年）における海面水位と短周期変動の大きさ

(a) は観測（CMEMS）、(b) は SI-CAT 海洋モデルによる。図中の実線は海面水位（cm）、色は 1 年以下の短周期変動の標準偏差を示す。

(5)　海洋酸性化の将来予測に使用したモデルの気候再現性

海洋酸性化の将来予測に用いた CMIP5 の地球システムモデルについて、観測値とその地点に対応する格子点値の現在気候（1986～2005 年の平均）の計算結果を比較し、気候再現性の評価を行った。図 付録 1.4.4 に、pH に対する評価を示す。CMIP5 モデルは、全球分布の地理的特徴を再現するが、低～中緯度域に正のバイアスが見られる。これらの値は図 15.2.4 に示した季節変動幅（約 0.1）よりは小さいが、年平均の自然変動の幅（約 0.01）と同程度の値である。日本を含む北西太平洋域においては、大きなバイアスは見られない。図 付録 1.4.5 は、アラゴナイト炭酸カルシウム飽和度（Ω_{arag}）に対する評価を示す。CMIP5 モデルは、全球分布の地理的特徴を再現するが、低緯度域に正、高緯度域に負のバイアスが見られる。これらの値は図 15.2.4 に示した季節変動幅（約 0.5）よりは小さいが、年平均の自然変動の幅（約 0.1）と同程度の値である。日本を含む北西太平洋域においては、大きなバイアスは見られない。本報告書における将来変化の評価にあたり、バイアス補正は行わないこととするが、変化量（現在気候と将来気候の差）を計算する際にはバイアスがおおむね相殺される。重回帰モデルの現在気候再現性は、観測値との間の平均 2 乗誤差の平方根（root-mean-square-error）により評価すると、pH で 0.01 程度、Ω_{arag} で 0.06 程度と、季節変動幅よりも小さく、1994 年から 2017 年の平均のバイアスで評価すると、pH で+0.002 程度、Ω_{arag} で+0.01 程度と、年平均の自然変動の幅よりも小さく、CMIP5 の地球システムモデルより高い再現性を示している。

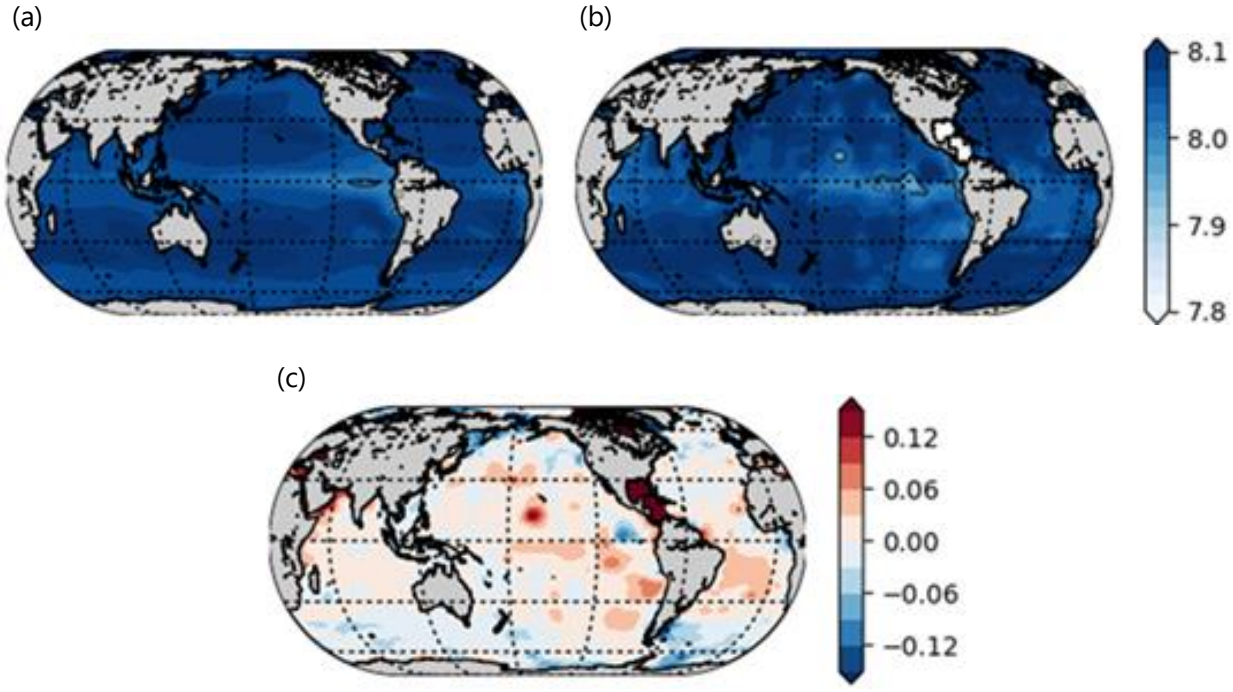


図 付録 1.4.4　CMIP5 地球システムモデルによる現在気候（1986～2005 年）における pH の再現性評価
(a) CMIP5 の 5 つの地球システムモデルの平均値、(b) 観測（GLODAPv2）、(c) CMIP5 と観測の差。(a) の 5 モデルは、本報告書の海洋酸性化評価用に抽出したもの（脚注 43 参照）。

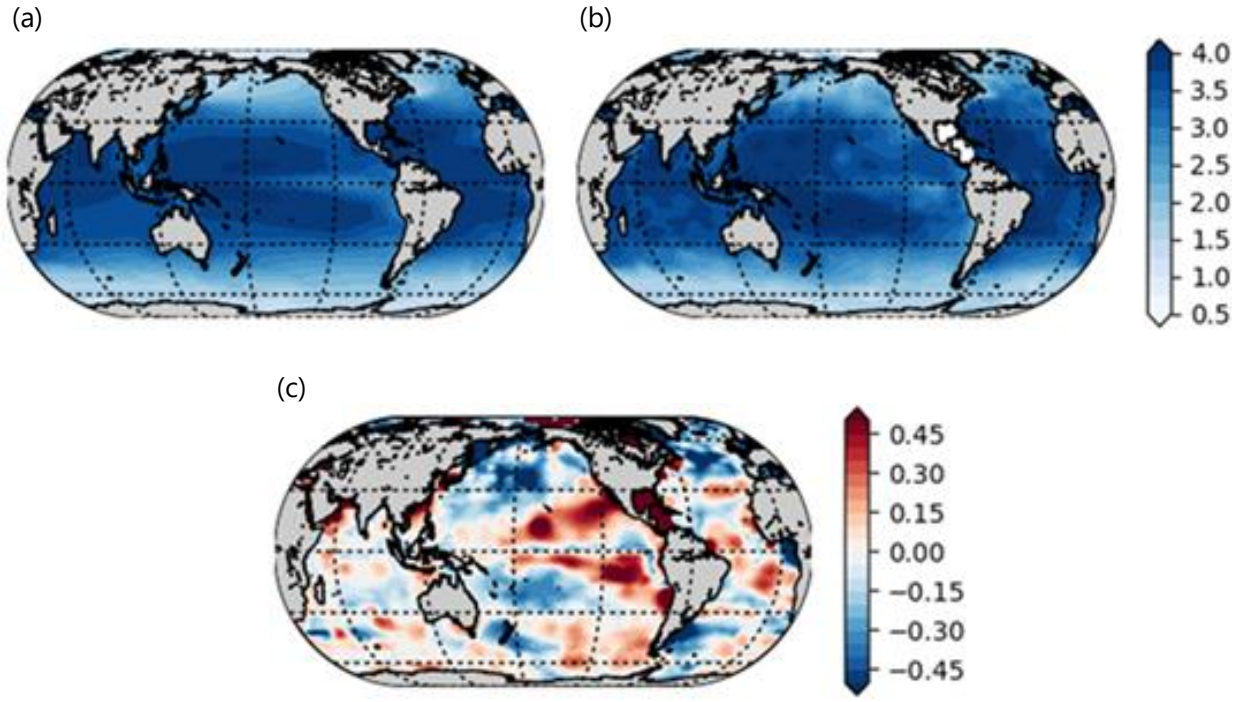


図 付録 1.4.5　CMIP5 地球システムモデルによる現在気候（1986～2005 年）における Ω_{arag} の再現性評価
(a) CMIP5 の 3 つの地球システムモデルの平均値、(b) 観測（GLODAPv2）、(c) CMIP5 と観測の差。(a) の 3 モデルは、本報告書の海洋酸性化評価用に抽出したもの（脚注 43 参照）。

付録1.5　モデルの特性（他のモデルによる予測結果との比較）

付録 1.2.2 項の (1) で解説したとおり、NHRCM の予測結果は、境界条件として与えられる全球モデル MRI-AGCM3.2S の大規模場の予測結果の影響を受ける。そのため、全球モデルによる現在気候の再現性とその将来変化の予測が CMIP5 マルチモデルの中でどのような位置づけになるのか、評価する必要がある（Ito et al., 2020a; Ito et al., 2020c）。

付録1.5.1　比較に用いたデータとモデル

気象庁による予測で用いた大気モデルにおける現在気候の気候値再現性の比較には、CMIP5 の中で利用可能な 42 モデルを用いた。降水量の再現性の評価には、TRMM COMB/3B43/V7（Huffman et al., 2007）の観測値を使用し、利用可能な 1998 年から 2014 年の期間で気候値を算出した。地上気温の再現性の評価には、JRA-55（Kobayashi et al., 2015）の再解析値を使用し、実験に合わせて 1980 年から 1999 年の期間で気候値を算出した。将来予測結果の比較には、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）については現在気候再現性で比較した 42 モデル、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）については 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）に用いた 42 モデルのうち利用可能な 29 モデルを用いた。ただし、年最大日降水量の将来将来変化の比較にあたっては、Sillmann et al. (2013) が算定した結果を用い、そのモデル数は、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）が 29、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）が 21 である（Ito et al., 2020b）。

比較は、図 付録 1.2.4 に描かれている領域に相当する日本付近（JPN）と同じ領域で行った（図 付録 1.5.1）。赤の矩形領域は、IPCC で使用されている「東アジア地域（EAS。IPCC (2012) 図 3-1）」を表す。第 5 章で、降水量の将来予測における MRI-AGCM3.2S の CMIP5 多数アンサンブルの中での位置づけを評価する際、EAS 領域での比較を行った。

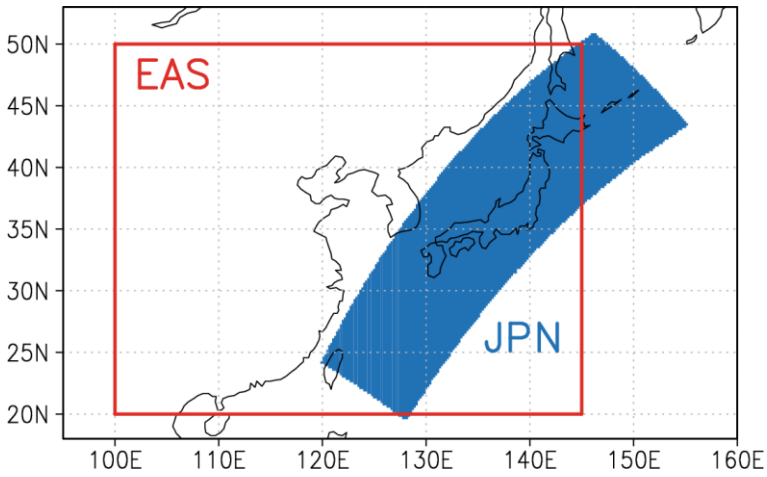


図 付録 1.5.1　全球モデル MRI-AGCM3.2S と CMIP5 マルチモデルアンサンブルとの比較対象とした領域
青色部分は日本付近（JPN）の領域（海上を含む）で、図 付録 1.2.4 と同じ範囲である。赤の矩形領域は、IPCC で使用されている「東アジア地域（EAS。IPCC (2012) 図 3-1 より）」（海上は含まない）である（Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載）。

付録1.5.2　現在気候再現性

図 付録 1.5.2 に、季節平均気候値及び年平均気候値のモデル再現性を示す。地上気温については、CMIP5 モデルよりも MRI-AGCM3.2S の方が、全ての季節及び年平均で絶対誤差平均が小さく、良い再現性を示している（図 付録 1.5.2 (a)）。MRI-AGCM3.2S の領域平均バイアスは冬（12～翌 2 月）が若干低いものの、それ以外の季節、年平均とも、ほぼゼロに近い値となっており、CMIP5 モデルのアンサンブル平均よりも小さい絶対値となっている（図 付録 1.5.2 (b)）。MRI-AGCM3.2S の空間パターンは、全ての季節、年平均とも、相関係数が 0.99 程度と非常に良く、CMIP5 モデルの最大値と同等かそれ以上である（図 付録 1.5.2 (c)）。

MRI-AGCM3.2S の降水量絶対誤差平均は、冬、春（3～5 月）、及び年平均で、CMIP5 モデル上位 10%に相当する程度に小さく、夏（6～8 月）、秋（9 ～11 月）は平均より若干良い程度である（図 付録 1.5.2 (d)）。MRI-AGCM3.2S の領域平均バイアスは、冬に過大、秋に過少評価となっているが、CMIP5 モデルの中央値程度である（図 付録 1.5.2 (e)）。春と夏のバイアスは小さく、年平均については冬と秋のバイアスが相殺され、バイアスは非常に小さい。MRI-AGCM3.2S の空間パターンについては、春、夏、及び年平均の観測値との空間相関が高く、0.7 を超えている（図 付録 1.5.2 (f)）。これらの期間と比較すると、秋と冬は低い相関となっている。CMIP5 モデルと比較すると、どの季節でも中央値よりも高い相関となっている。

付録1.5.3　気候の将来変化

地上気温（図 4.2.6）、降水量（図 5.2.2）、年最大日降水量（図 5.2.10）の将来変化については、季節別と年で、本文に示した。

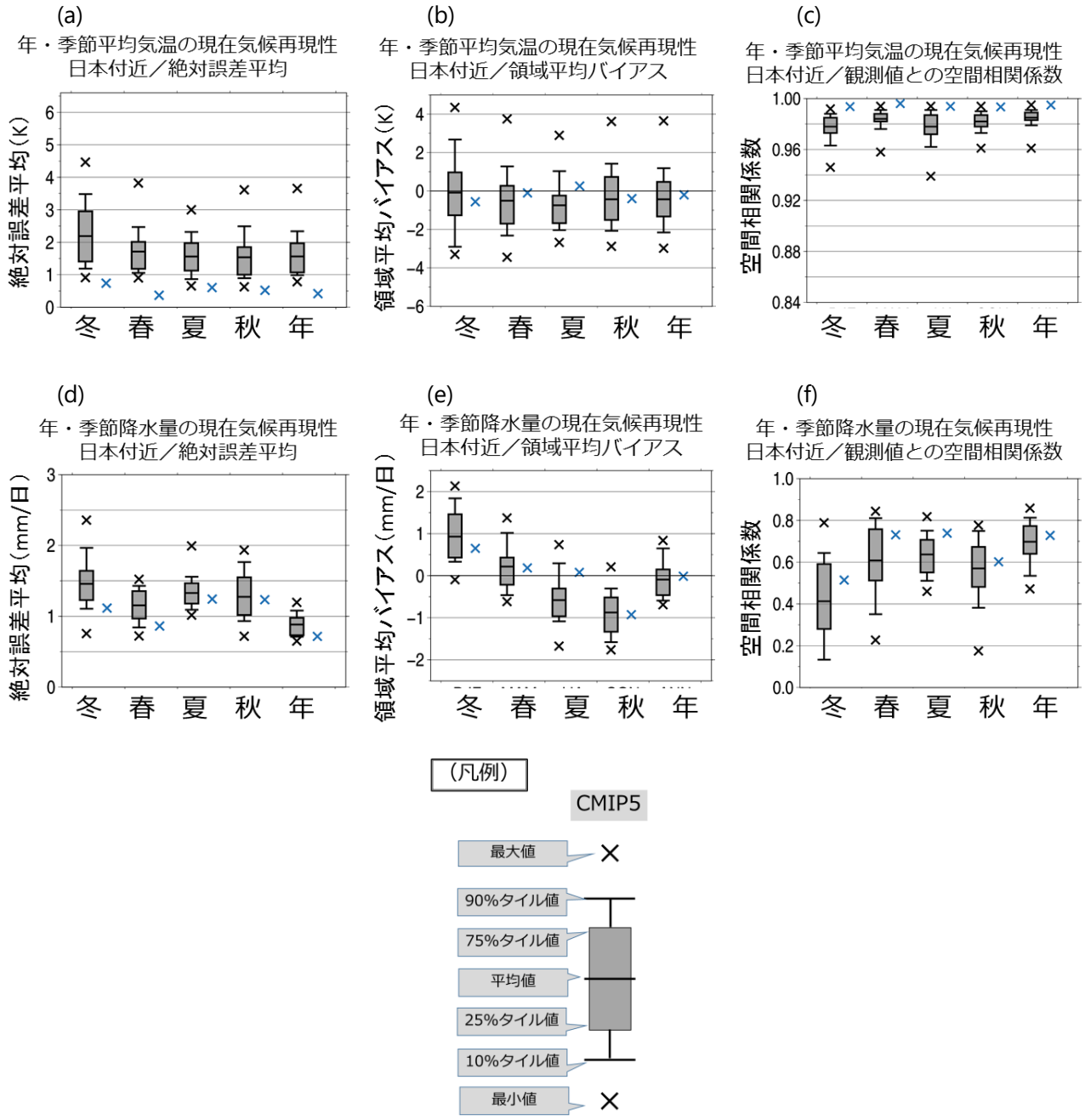


図 付録 1.5.2　各季節及び年平均の、モデルと観測の気候値比較

上段は地上気温の(a) 絶対誤差平均、(b) 領域平均バイアス、(c) 観測値との空間相関係数。下段は降水量の(d) 絶対誤差平均、(e) 領域平均バイアス、(f) 観測値との空間相関係数。CMIP5 モデルの結果は、最小値、10 パーセンタイル値[26]、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-AGCM3.2S の結果は青の×で示す。（Ito et al. (2020) 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）

参考文献

Hawkins, E. and R. Sutton, 2009: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. Bull. Am. Meteorol. Soc. 90, 1095 – 1107. https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1.

Hirahara, S., M. Ishii and Y. Fukuda, 2014: Centennial-Scale Sea Surface Temperature Analysis and Its Uncertainty. J. Climate., 27, 57 – 75, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00837.1.

Huffman, G.J., D.T. Bolvin, E.J. Nelkin, D.B.Wolff, R.F. Adler, G.Gu, Y. Hong, K.P. Bowman and E.F. Stocker, 2007: The TRMM multisatellite precipitation analysis (TMPA): Quasi-global, multiyear, combined-sensor precipitation estimates at fine scales. Journal of hydrometeorology, 8, 38 – 55. https://doi.org/10.1175/JHM560.1.

IPCC, 2012: Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation. A Special Report of Working Groups I and II of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 582 pp.

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Po¨ rtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Ishii, M., Kosugi, N., Sasano, D., Saito, S., Midorikawa, T. and Inoue, H.Y., 2011: Ocean acidification off the south coast of Japan: A result from time series observations of CO2 parameters from 1994 to 2008. J. Geophys. Res., 116, C06022, https://doi.org/10.1029/2010JC006831.

Ito, R., H. Shiogama, T. Nakaegawa and I. Takayabu, 2020a: Uncertainties in climate change projections covered by the ISIMIP and CORDEX model subsets from CMIP5. Geosci. Model Dev., 13, 859 – 872, doi:10.5194/gmd-13-859-2020.

Ito, R., T. Ose, H. Endo, R. Mizuta, K. Yoshida, A. Kitoh and T. Nakaegawa, 2020b: Seasonal characteristics of future climate change over Japan and the associated atmospheric circulation anomalies in global model experiments. Hydrol. Res. Lett., 14, 130 – 135, doi: 10.3178/hrl.14.130.

Ito, R., T. Nakaegawa and I. Takayabu, 2020c: Comparison of regional properties of land precipitation climatology projected by multi-cumulus scheme and multi-SST MRI-AGCM ensemble with CMIP5 multi-model ensemble projections. Progress in Earth and Planetary Science, accepted.

Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 reanalysis: general specifications and basic characteristics. doi: 10.2151/jmsj.2015-001.

Lewis, E., and D.W.R. Wallace, 1998: Program Developed for CO2 System Calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee. http://cdiac.ornl.gov/oceans/co2rprt.html.

Mertz, F., Pujol, M.I. and Faugere, Y., 2018: Product user manual (CMEMS-SL-PUM-008-032-051). cmems-resources.cls.fr, version 4.0.

Midorikawa, T., Ishii, M., Kosugi, N., Sasano, D., Nakano, T., Saito, S., Sakamoto, N., Nakano, H., & Inoue, H. Y. (2012). Recent deceleration of oceanic pCO2 increase in the western North Pacific in winter. Geophys. Res. Lett., 39, L12601. https://doi.org/10.1029/2012GL051665

Mizuta, R., H. Yoshimura, H. Murakami, M. Matsueda, H. Endo, T. Ose, K. Kamiguchi, M. Hosaka, M. Sugi, S. Yukimoto, S. Kusunoki and A. Kitoh, 2012: Climate simulations using MRI-AGCM3.2 with 20-km grid. J. Meteor. Soc. Japan, 90A, 233 – 258, doi:10.2151/jmsj.2012-A12.

Mizuta, R., O. Arakawa, T. Ose, S. Kusunoki, H. Endo and A. Kitoh, 2014: Classification of CMIP5 future climate responses by the tropical sea surface temperature changes. SOLA, 10, 167 − 171, doi:10.2151/sola.2014-035

Mizuta, R., A. Murata, M. Ishii, H. Shiogama, K. Hibino, N. Mori, O. Arakawa, Y. Imada, K. Yoshida, T. Aoyagi, H. Kawase, M. Mori, Y. Okada, T. Shimura, T. Nagatomo, M. Ikeda, H. Endo, M. Nosaka, M. Arai, C. Takahashi, K. Tanaka, T. Takemi, Y. Tachikawa, K. Temur, Y. Kamae, M. Watanabe, H. Sasaki, A. Kitoh, I. Takayabu, E. Nakakita and M. Kimoto, 2017: Over 5000 years of ensemble future climate simulations by 60 km global and 20 km regional atmospheric models. Bull. Amer. Meteor. Soc., 98, 1383 – 1398.

Nishikawa, H., S. Nishikawa, H. Ishizaki, T. Wakamatsu and Y. Ishikawa, 2020: Detection of the Oyashio and Kuroshio fronts under the projected climate change in the 21st century. Progress in Earth and Planetary Science, 7, 29.

Ono, H., Kosugi, N., Toyama, K., Tsujino, H., Kojima, A., Enyo, K., Iida, Y., Nakano, T. and Ishii, M., 2019: Acceleration of Ocean Acidification in the Western North Pacific. Geophys. Res. Lett., 46, 13, 161 – 13,169, https://doi.org/10.1029/2019GL085121.

Sasaki, H., A. Murata, M. Hanafusa, M. Oh'izumi and K. Kurihara 2011: Reproducibility of present climate in a non-hydrostatic regional climate model nested within an atmosphere general circulation model. SOLA, 7, 173 − 176, doi:10.2151/sola.2011-044.

Sillmann, J., V.V. Kharin, F.W. Zwiers, X. Zhang and D. Bronaugh, 2013: Climate extremes indices in the CMIP5 multimodel ensemble: Part 2. Future climate projections. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 118, 2473 – 2493, https://doi.org/10.1002/jgrd.50188.

Tsujino H., H. Nakano, K. Sakamoto, S. Urakawa, M. Hirabara, H. Ishizaki and G. Yamanaka, 2017: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model version 4 (MRI.COMv4). Tech Rep 80, Meteorological Research Institute, Japan.

Wakamatsu, S., K. Oshio, K. Ishihara, H. Murai, T. Nakashima and T. Inoue 2017. Estimating regional climate change uncertainty in Japan at the end of 21st century with mixture distribution. Hydrological Research Letters. 11, 65-71, doi:10.3178/hrl.11.65.

気象庁，2015：異常気象レポート 2014.

気象庁，2017：地球温暖化予測情報第 9 巻.

気象庁，2019：地球温暖化予測情報第 9 巻データセット解説書.

文部科学省研究開発局，2014：気候変動リスク情報創生プログラム テーマ C　気候変動リスク情報の基盤技術開発 平成 25 年度研究成果報告書.　249pp.

付録2.　予測の確信度の評価

付録 1.3.1 項で解説したとおり、気候モデルによる将来予測には不確実性があり、その要因は、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 気候の内部変動の不確実性の 3 つに大別される。このうち①はモデルに対して外から加える外力に関するものだが、②及び③はモデルそのものの特性、言い換えれば、モデルが現実の気候と完全には一致しない近似や仮定を含むことを反映している。ここでは、気候モデルの不完全さと、それがもたらす予測の不確実性、そしてそれを踏まえた予測の確からしさの情報として付記する確信度の評価手法について、概略と本報告書で採用した考え方を説明する。

付録 1.1 節で解説したとおり、気候モデルは、できる限り忠実に地球の気候の振る舞いを再現することを目指しつつ、利用可能な計算機資源とそれに応じたモデルの解像度の限界、現象の理解の不十分さ等、様々な制約の下で開発されている。そのため、定式化し予測モデルの中に導入することができない現象がある、解像度が不十分なためにモデルの中での再現が不十分な現象がある等の理由により、その不完全さは免れない。その不完全さは気候モデルごとに異なるのが一般的であり、結果として表れる予測の確からしさは、気候モデル及び対象とする現象によりそれぞれ異なる。従って、将来の気候の状態や振る舞いに関する予測情報としては、予測結果だけではなく、その確からしさの情報も同様に重要である。確からしさの情報は、複数のモデルによる予測結果の比較など、様々な手法を用いて評価・作成され、特に定量的な基準を設定できない場合は確信度として予測情報に付されることが多い。

例えば IPCC 第 5 次評価報告書では、証拠の種類（現在までの観測、モデルによる予測結果、古気候からの類推等）、数、質、整合性と、研究・報告間の見解の一致度の 2 つを基準として、確信度を「非常に高い」「高い」「中程度」「低い」「非常に低い」の 5 段階で評価した。また、環境省の『日本における気候変動による影響に関する評価報告書』においては、IPCC 第 5 次評価報告書と同様の考え方に基づきつつも、十分な文献量を確保できない可能性があることから、「高い」「中程度」「低い」の 3 段階で確信度が評価された（環境省, 2015）。

本報告書では、主に日本を対象とした将来予測を示しているが、その確信度を評価するにあたっては以下の事項に留意が必要である。

- 日本の気候は、複雑で急峻な地形の影響を受ける。
- 日本は複雑な海岸線を有し、それを取り巻く海洋は黒潮や親潮など複数の海流が相互に作用している。
- 日本の気候を特徴づける梅雨前線や台風、洪水や土砂災害をもたらす短時間強雨や大雨等は、地球全体の気候の振る舞いを予測する気候モデルの解像度（一般に数 10 km から 100 km のオーダー）に比べると、空間スケールの小さい現象である。

従って、日本の気候の特徴をより良く再現し予測するためには、より解像度の高い気候モデルを使うことが望ましい。このため付録 1 で解説したとおり、本報告書における日本を対象とした将来予測は、大気の変動に関する部分は主として気象庁気象研究所が開発した水平解像度 5 km の非静力学地域気候モデル（NHRCM05）を用いた将来予測計算の結果に、また海洋に関する予測は同研究所が開発した海洋予測モデル（MRI.COM。水平解像度は東西 1/10 度、南北 1/10 度で、鉛直 54 層）を用いて文部科学省による気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）[4] の下で海洋研究開発機構により作成された日本周辺海域の近未来予測（付録 1 参照）に基づいている。

確信度の評価にあたっては特徴の異なる複数のモデルによる予測結果を比較することが有効だが、日本付近の将来の気候の予測に関しては、他に比較検証できるほどの高解像度の予測データの入手・作成は、現時点では困難である。

このような状況の下、本報告書では、IPCC 第 5 次評価報告書等の手法を参考に、原則として以下の基準に沿って確信度を評価した。

付録2.1　大気

将来の気候の変化に関する定性的な評価（気温が上昇する、短時間強雨の頻度が増える等）については、次の基準で確信度を評価する。

NHRCM05 の予測に基づく結果のみであるか、又は比較対照できる研究事例が少数の場合は、モデルの不完全性の評価が不十分であると考えられることから、確信度は「低い」とする。

NHRCM05 のダウンスケーリング前の全球大気モデル（詳細は付録 1 参照）による日本付近の予測結果が、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] に参画している他機関の気候モデルによる予測結果と整合的である場合は、モデルの不完全性による不確実性が低いと考えられることから、確信度は「中程度」とする。

確信度が「中程度」となる条件に加えて、NHRCM05 の予測に基づく結果が、これまで観測されている長期変化傾向とも整合的である場合は、モデルの不完全性による不確実性が低く、なおかつモデルが予測する変化が気候の内部変動の影響も含めた観測事実として既に現れていると考えられることから、確信度は「高い」とする。

まとめると下表のとおりである。

表 付録 2.1.1　大気の将来予測に対する確信度の評価基準

基準	確信度
NHRCM05 の予測に基づく結果のみであるか、又は比較対照できる研究事例が少数	低い
NHRCM05 の予測に基づく結果が、CMIP5 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的	中程度
NHRCM05 の予測に基づく結果が、CMIP5 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的であり、かつこれまで観測されている長期変化傾向とも整合的	高い

なお、予測される変化の度合いを定量的に示す場合には、可能な範囲で取りうる値の幅を示すこととしている。ただし、前述のとおり日本の気候の予測には単独のモデルを用いていること、かつ境界条件として 4 通りの海洋からの境界条件を与える予測計算の設定である（詳細は付録 1 参照）ことから、示すことができる取りうる幅の範囲は、CMIP5 のように多数の結合モデルを用いて評価されるものと比べて限定されることに注意が必要である。

付録2.2　海洋

将来の気候の変化に関する定性的な評価（水温が上昇する、海氷面積が減る等）については、次の基準で確信度を評価する。

SI-CAT の予測に基づく結果のみであるか、又は比較対照できる研究事例が少数の場合は、モデルの不完全性の評価が不十分であると考えられることから、確信度は「低い」とする。

SI-CAT の予測に基づく結果が、CMIP5 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的である場合は、モデルの不完全性による不確実性が低いと考えられることから、確信度は「中程度」とする。

確信度が「中程度」となる条件に加えて、SI-CAT の予測に基づく結果が、これまで観測されている長期変化傾向とも整合的である場合は、モデルの不完全性による不確実性が低く、なおかつモデルが予測する変化が気候の内部変動の影響も含めた観測事実として既に現れていると考えられることから、確信度は「高い」とする。

まとめると下表のとおりである。

表 付録 2.1.2　海洋の将来予測に対する確信度の評価基準

基準	確信度
SI-CAT の予測に基づく結果のみであるか、又は比較対照できる研究事例が少数	低い
SI-CAT の予測に基づく結果が、CMIP5 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的	中程度
SI-CAT の予測に基づく結果が、CMIP5 に参画している他機関の気候モデルによる日本付近の予測結果と整合的であり、かつこれまで観測されている長期変化傾向とも整合的	高い

なお、予測される変化の度合いを定量的に示す場合には、可能な範囲で取りうる値の幅を示すこととしている。ただし、前述のとおり予測に単独のモデルを用いていること、かつ境界条件として 4 通りの大気からの境界条件を与える予測計算の設定である（詳細は付録 1 参照）ことから、示すことができる取りうる幅の範囲は CMIP5 のように多数の結合モデルを用いて評価されるものと比べて限定されることに注意が必要である。

付録2.3　留意点

観測されている長期変化傾向を将来予測の確信度に対する評価の基準の一つとするためには、その傾向がこれまでの地球温暖化に伴うものなのか否かを検証する必要がある。観測されている変化と地球温暖化との因果関係が不明である場合は、地球温暖化が進行した場合の予測で同様の変化が現れていたとしても、共通のメカニズムに基づく地球温暖化に伴う変化であると解釈できず、確からしさを高める根拠にならないからである。こうした検証は、“detection of climate change”と呼ばれる最新の研究分野となっており、現時点では、日本で観測された気候変動に関するこの分野の研究・知見は限られている。従って本報告書では、観測された長期変化傾向の要因について気温の上昇等との関連性を気象学的・気候学的観点から整合的に説明できる場合のみ、確信度の判断基準として採用している。

また、他機関の気候モデルによる予測結果がない又は限られているものの、NHRCM05 又は SI-CAT の予測と観測された長期変化傾向が整合する場合にも、上述のように気象学的・気候学的観点から説明可能か検証し、最終的には専門家の判断（expert judge）として評価している。

参考文献

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F.,

D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp, doi:10.1017/CBO9781107415324.

環境省，2015：日本における気候変動による影響に関する評価報告書.

付録3.　将来気候予測の比較と利活用

付録3.1　予測モデル及びシナリオの概要

付録3.1.1　力学的ダウンスケーリング

天気予報は、数値モデルと呼ばれるコンピュータープログラムを用いた計算を基にしている。このプログラムには気象に関係する様々な方程式が記述されており、基本的には物理法則に基づいた予報が出されることになる。地域スケールのきめ細かな予報を出す場合には、それに応じた高い空間解像度を持つ数値モデルを使うことが肝要である。空間解像度を上げて対象を詳細に見ることをダウンスケーリングと呼び、特に物理法則（主に力学）を表す方程式を含んだ数値モデル（力学モデル）を用いたダウンスケーリングを力学的ダウンスケーリング（DDS: Dynamical Downscaling）と呼ぶ。高い解像度を持つ数値モデルは多くの計算機資源（計算時間、メモリー、ストレージなど）を必要とするため、計算領域を限定することがよく行われる。従って、計算領域を絞りつつ空間分解能を上げることが DDS の基本戦略となる。

温暖化予測についても、天気予報と同様に DDS が適用できる。DDS は、数値モデルを用いて地域スケールのきめ細かな温暖化予測情報を作成する際に用いられることが多い。例えば英国では、UKCP[53]という枠組みにおいて、温暖化の影響評価及び適応策の策定に使用可能な様々な種類の将来気候予測データが提供されている。このうち欧州と英国を対象としたデータセットは、DDS により作成されたものである。日本においても、これまで『地球温暖化予測情報』が刊行されてきた。このうち最近刊行された第 8 巻（気象庁, 2013）及び第 9 巻（気象庁, 2017）では、地域スケールの気候を対象としており、DDS による将来気候予測計算が実施されデータが公開されている。本報告書における DDS の詳細については、付録 1 を参照されたい。

付録3.1.2　統計的ダウンスケーリング

統計的ダウンスケーリング（SDS）は、ローカルな気象要素の変動と広域の気象場の統計的な関係性を利用した高解像度化の手法である。予報天気図の気圧配置を見るだけで翌日の天気をある程度予測できる人もいるだろう。これは、それまでの知識と経験則に基づいており、広義の SDS と言える。客観的にダウンスケーリングを行うため、実際にはこの関係を数式化するなどしてモデル化する必要がある。手法を大別すると、天気図分類型の他に、回帰モデル型やウェザージェネレータを用いる方法などがある（Wilby et al., 2004）。どの手法においても、対象とするローカルな気象要素を目的変数とし、それを表現するために再解析データ [1] や全球気候モデルの出力を説明変数として関係式を作るという点が共通している。

気象予報の数値モデルの水平解像度がまだ粗く予報変数も少なかった時代には、モデルの出力から地域の気象を解釈する手法として、観測値間の統計的関係を構築し、それをモデルがシミュレートした広域の気象場へ適用する方法が用いられていた。すなわち、SDS は地点ベースの気象情報の創出方法として利用されてきた。近年では、地球温暖化を背景に高い水平解像度の影響評価の需要が高まっており、面的な気候情報を創出する方法として、領域モデルを用いた DDS に加え SDS が行われることが増えている。そして、面的な情報を得る手段として、これら 2 種類のダウンスケーリング手法が比較されるようになった。両者はそれぞれ長所と短所があり、相補的な関係にある。

53 UK Climate Projections https://www.metoffice.gov.uk/research/approach/collaboration/ukcp/index

稲津及び佐藤（2010）は、両者の特徴について解説している。一般に、平均場の解析には SDS が適しているが、台風や豪雨などの極端現象の解析には DDS が効果的である。それぞれの特性をよく理解して、適切な手法を選択することが重要である。

SDS の長所は、計算コストが低いという点である。DDS も SDS も、大規模な気象場の変動とローカルな地形や土地利用などの地表面状態の両方の影響を受けてその地域の気象場が成り立っているという考えに基づいているが、統計的手法では大気の流体性を考慮せず、隣り合う格子同士での情報のやり取りがない。そのため、地点数や格子数が多くとも並列計算を行うことが可能である。更に、この特徴を生かして複数の全球モデルなど大規模な場を提供する気候シナリオデータに適用し、不確実性に関する議論ができることも、統計的手法のメリットと言える。

一方、目的変数とされるローカルな気象変数は通常 1 つで、目的変数ごとに使用する説明変数や関係式は変わるため、変数間の物理整合性に欠ける。SDS は特定の用途に合わせてデザインされ、実際の気象場の一側面を表現しているに過ぎないことも多い。特定の地域で構築された手法が、他の地域や他の気象変数にも応用できる汎用性と精度を有するかどうかについては、検証が必要である。気候シナリオなど観測されたことがないような事象を含むと思われるデータについては、特に留意して、適用できるかどうかよく検討すべきである。そもそも、SDS によって得られるのは平均値や日々の変動量を示す標準偏差などの統計量であり、時間的連続性が失われている。また、大規模な場と地域の気象場間の関係式の精度には、観測データの質と量（長さ）が大きく影響する。観測データが不足すると十分な予測性能が得られない。

地域の気候変動予測情報を創出するための SDS の利用においては、目的変数と説明変数として、同じ気象変数を用いることが一般的になりつつある。すなわち、解像度の粗い情報をメッシュ化された観測値と同じ解像度に内挿し、それぞれの格子でバイアス補正を行うものである。地球規模の温暖化の影響評価を比較する ISIMIP2b[54]の枠組みにおいて、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）[5] の数多くの大気海洋結合モデルの中から選択された 4 個のモデルについて、格子サイズを共通化しバイアス補正を施した上で配布され、これにより同じ条件下で分野横断的な影響評価の比較や影響評価モデルの不確実性の議論を行うことが可能となった（Frieler et al., 2017）。このような SDS の利用は、大規模な気象場が地形因子など地表面状態から受ける影響と大規模場の情報として用いられる全球モデルや力学的にダウンスケールされた領域モデルが持つ固有のバイアスの両方をまとめて扱う変換式を構築するという考えに基づくと解釈される。気候モデルの出力がより身近になる中で、モデルのバイアスが地域の気候変動の影響評価を行う上で大きな問題となっており、バイアス補正はモデル値を利用する際に欠かせない手順となっている。また、長期にわたる様々な地上観測や衛星観測、それらを基にしたメッシュ化された観測データベースが利用可能となったことも、面的な SDS（バイアス補正）の普及に貢献している。統計的手法を用いた気候シナリオ作成については、飯泉ほか（2010）も参照されたい。

54 ドイツ政府の出資で同国ポツダム気候影響研究所を幹事として 2012 年に始まった、気候変動の影響に関するモデル相互比較国際プロジェクト（ISIMIP: Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project）の子プロジェクト。詳しくは同研究所による ISIMIP2b に関するウェブページ（https://esg.pik-potsdam.de/projects/isimip2b/）を参照。ISIMIP は、水資源・水災害、陸域生態系、農業（生物物理モデル及び農業経済モデル）、健康（マラリア）の 4 分野を評価対象としている。

SDS の種類は多岐にわたっており、水平解像度や時間解像度といった見かけの情報だけでは、必ずしもユーザーのニーズに合致したダウンスケーリングデータとの適合はできない。単に空間解像度が目的とするものと合致しているからという理由だけでデータを利用すると、誤った結果を招く可能性もある。不適当なデータ利用を回避するため、ダウンスケールされた気象要素の確率分布、空間分布、時間変化の特徴、変数間の関係などを確認することが望ましい（Maraun and Widmann, 2018）。すべての気候学的特徴が観測値と比較して現実的であるとは限らないが、利用する目的が気候変動を対象とした影響評価モデルであれば、モデルの中でどの変数のどのような気候学的特徴が重要であるかを理解し、それを表現することができる統計手法を選択すべきである。例えば、乾燥が生育に重要なインパクトをもつ作物の収量を予測するモデルであれば、ダウンスケールされたデータについて、平均降水量だけでなく連続無降水日数の再現性についても確認する必要があるかもしれない。このように、ダウンスケーリングやバイアス補正が行われた前提を理解することが、データの利用において重要である。

付録3.2　主な国内気候予測データとの比較（マッピング）

付録3.2.1　予測のばらつきの幅（不確実性）の重要性

前章の説明から分かるように、本報告書で用いている予測結果は、一つの全球モデルにより予測された将来気候を一つの領域気候モデルでダウンスケールして得られたものである。世界の全球気候モデル（CMIP5 モデル）が予測した結果によれば、放射強制力が同じであっても、モデルにより今世紀末の予測値には大きなばらつきがある。世界平均地上気温の 21 世紀末（2081～2100 年平均）は、20 世紀末（1986～2005 年平均）に比べ、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.3～1.7℃、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）で 2.6～4.8℃上昇する可能性が高い（詳しくは第 4.2 節参照）と、幅を持って示されている（図 4.2.2）。これは、一つの RCP シナリオ条件下でも、複数モデル平均の予測や一つのモデルの予測だけで、将来の気候予測や影響評価を行うと、偏った結果になることを意味している。このばらつきの幅は予測の不確実性と呼ばれ、気候システムに含まれている予測できない変動と、現在の気候モデルの科学技術レベルが、その要因となっている（詳細は付録 1.3 節参照）。

従って、本報告書で予測した結果が CMIP5 モデルの中でどのように位置づけられるかを確認しておくことは、本報告書を利活用する上で、大変重要である（Ito et al., 2020a; 2020c）。

付録3.2.2　多変量の気候の将来変化のばらつきの幅

MRI-AGCM20 の日本域における地上気温の変化は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）と 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）のどちらでも、また 4 季節又は年平均のいずれを見ても、CMIP5 モデルの結果の中央値付近に位置している（図 付録 3.2.2）。また、全球 20 km モデルのばらつきの幅は、CMIP5 多数モデルのばらつきの幅よりもずっと小さく、RCP2.6 の冬季（DJF）を除き、全球 20 km モデルのばらつきの幅は、CMIP5 多数モデルのばらつきの幅の 25%から 75%の間に収まっている。これらは、計算時に用いる全球海面水温の上昇量を CMIP5 の平均値で規格化しているためである。

第 5 章及び第 6 章では、地上気温と降水量のばらつきの幅を個別に見てきたが、一つのモデル、例えば全球 20 km モデルを選ぶと、地上気温と降水量のばらつきは一つに決まってしまう。片方のばらつきの幅を十分に考慮した上でモデルを複数選んだとしても、もう片方のばらつきの幅が十分かは分からない。このような例として、年平均地上気温と年平均降水量の将来変化を散布図として描いたものが図 付録 3.2.1 である。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）における全球 20 km モデルの年平

均地上気温の変化は、CMIP5 の 42 モデルによる予測の中央値とほぼ同じで、年平均降水量の変化は下位から中位程度である。2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合は、年平均地上気温の変化はばらつきの幅の中位に分布し、降水量は平均以上に分布している。ここでは、地上気温と降水量を選んだが、利用する変数の組み合わせ、または影響評価する際に感度の高い変数で、予めばらつきを確認することは重要である。

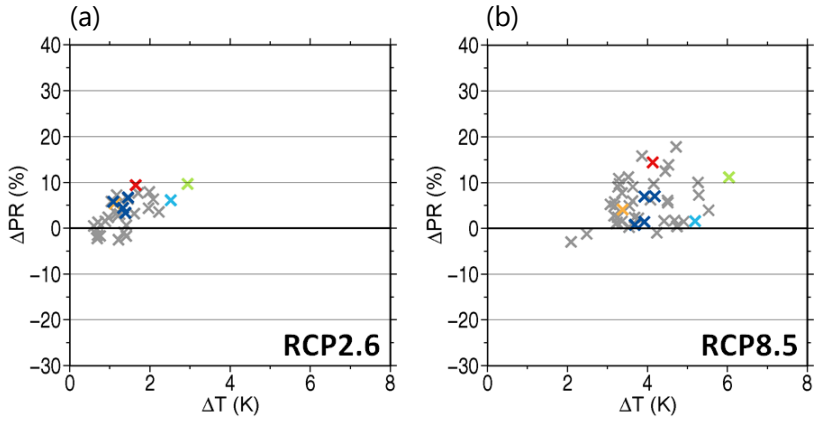


図 付録 3.2.1　日本域における年平均地上気温と年平均降水量の将来変化

(a) は 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測。CMIP5 モデル予測値を灰色×で、また最小値、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、最大値を表示している。このうち S-8 共通利用シナリオで用いられた 4 モデルは、MIROC5（赤）、MRI-CGCM3（橙）、GFDL-CM3（緑）、HadGEM2-ES（水）である。20 km 全球モデル予測値は、各メンバーを青×で示す。現在は 1980～1999 年、将来は 2076～2095 年。（Ito et al. (2020) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載）

付録3.2.3　主な国内気候予測データとの比較

付録 3.3 節で後述するこれまでの影響評価や適応策事例で用いられた気候シナリオとして、環境研究総合推進費「温暖化影響評価・適応政策に関する総合的研究」で整備された S-8 共通利用シナリオなどが上げられる（花崎ほか, 2012; 2014）。このデータセットは、『地球温暖化予測情報』第 9 巻（本報告書で用いた 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の情報が掲載されている）として刊行されているほか、環境省による気候変動適応情報プラットフォーム[55]を通じて将来予測情報として提供されている。S-8 共通利用シナリオは、将来気候予測の変化の幅を捉えるために 4 つの CMIP5 モデルを選んで日本域を対象に SDS を行い、1 km 解像度のデータとして整備されたたものである。第 2 版の気候シナリオ作成に当たり選定された CMIP5 モデルは、MIROC5, MRI-CGCM3.0, GFDL‐CM3, HadGEM2-ES の 4 つである。この 4 モデルは、現在気候再現性の良い 19 モデルのうち、年地上気温変化のばらつきの幅を大きく捉えられるように選択されており（花崎ほか, 2014）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）下の予測でも、CMIP5 モデル全体のばらつきのうち 25%から最大値までを含んでいる（図 付録 3.2.2 (b)）。このほか、CSIRO-Mk3-6-0 を加えた別のデータセットや農研機構シナリオ 2017（西森ほか, 2019）も整備されている。

MRI-AGCM20 の地上気温の予測は、どの季節でも、また年平均でも、4 モデルの内の下位二つの間に位置する（図 付録 3.2.2）。この特徴は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4℃上昇シナリオ

55 気候変動適応情報プラットフォーム（A-PLAT）https://adaptation-platform.nies.go.jp/

（RCP8.5）いずれにも共通である。MRI-AGCM20 による降水量変化は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）下では、夏季降水量変化は 4 モデルのばらつきの幅の下限を大幅に下回り、秋季降水量変化は 4 モデルのばらつきの幅の上限を上回っている（図 付録 3.2.3 (a)）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）下では、4 モデルのばらつきの幅が大きくなり、MRI-AGCM20 の降水量の変化はばらつきの幅の範囲内に収まるようになる（図 付録 3.2.3 (b)）。夏季降水量変化については、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）の場合と同様に下回っている。このように、MRI-AGCM20 の降水量変化は RCP シナリオと季節により、4 モデルのばらつきの幅に含まれたり、含まれなかったりする。MRI-AGCM20 の季節最大日降水量増加は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）下で、秋季に上限を大幅に上回っているが、それ以外の 3 季節は下位二つの間に位置している（図 付録 3.2.4 (a)）。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）下では、MRI-AGCM20 の季節最大日降水量の増加は、夏季に大幅に下回っているが、春季と秋季は上位 2 つの間、冬季は 2 番目と 3 番目の間に位置する（図 付録 3.2.4 (b)）。MRI-AGCM20 の年間最大日降水量の増加は、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では上位 2 番目程度となっている一方、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では下位 1 番目に近い値となっている。このように、MRI-AGCM20 の季節又は年間最大日降水量の変化は、RCP シナリオと季節により、4 モデルのばらつきの幅に含まれたり、含まれなかったりする。この点は、降水量変化と一致する。しかし、同じシナリオで季節又は年間最大値のいずれであっても、変化傾向は平均降水量と異なっている。年平均地上気温の変化と年降水量の変化のばらつきを一つの図に描くと、4 モデルで構成される地上気温変化と降水量変化のばらつきの範囲内に MRI-AGCM20 の変化がほぼ含まれるが、上で述べた特徴は引き続き見られる（図 付録 3.2.1）。以上より、MRI-AGCM20 の結果を利用する際には、S-8 共通利用シナリオ 4 モデルや CMIP5 マルチモデルとの将来変化の違いと、ばらつきの幅のうちのどこに位置づけられるかに留意することが必要である。

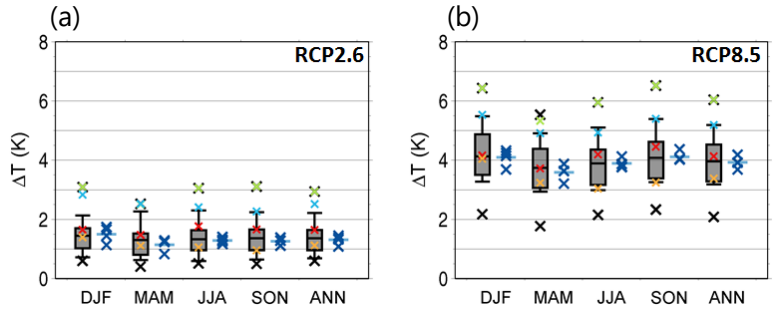


図 付録 3.2.2　21 世紀末の日本域における地上気温の変化

(a) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び (b) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）により予測された、1984～2003 年の平均を基準とした 21 世紀末（2080～2099 年平均）の日本域の地上気温変化。両図とも、左から、冬季（DJF: 12～翌 2 月）、春季（MAM: 3～5 月）、夏季（JJA: 6～8 月）、秋季（SON: 9～11 月）及び年平均（ANN）。黒色の×印及び箱ひげは、CMIP5 モデルの結果の範囲（最小値と最大値）と 10、25、50、75、90 パーセンタイル値[26] を示し、このうち S-8 共通利用シナリオで用いられた 4 モデルは、MIROC5（赤）、MRI-CGCM3（橙）、GFDL-CM3（緑）、HadGEM2-ES（水）である。また、青色の×印と横線は、MRI-AGCM20 のアンサンブル予測の各メンバーと平均値を示す。MRI-AGCM20 の結果は、海面水温の上昇量を規格化して与えているため、CMIP5 モデルの中央値付近に位置しているが、アンサンブル予測のばらつきの幅は CMIP5 モデルのばらつきの幅よりもずっと小さいことに留意。（Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき改変・転載。図 4.2.6 の日本域に S-8 共通シナリオモデルの情報を追加）

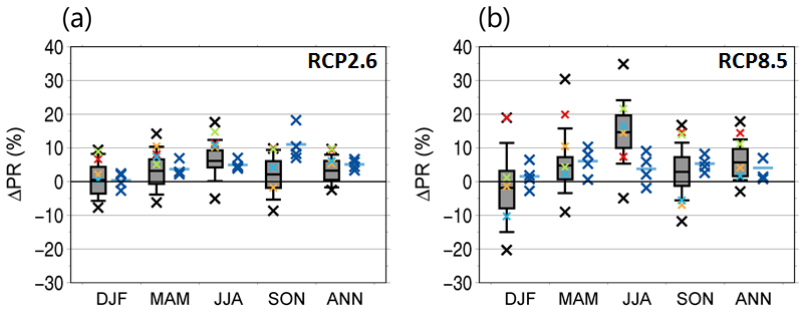


図 付録 3.2.3　21 世紀末の日本域における降水量の将来変化の比較

(a) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び (b) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）により予測される季節降水量及び年降水量の将来変化を、全球 20 km モデル（4 メンバー）による場合と CMIP5 モデル（42 モデル）による場合とで比較した。CMIP5 モデル予測値は、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、最大値を表示しており、このうち S-8 共通利用シナリオで用いられた 4 モデルは、MIROC5（赤）、MRI-CGCM3（橙）、GFDL-CM3（緑）、HadGEM2-ES（水）である。20 km 全球モデル予測値は、各メンバー（×）と平均値（−）を表示している。現在は 1980～1999 年、将来は 2076～2095 年。（Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき改変・転載。図 5.2.2 の日本域に S-8 共通シナリオモデルの情報を追加）

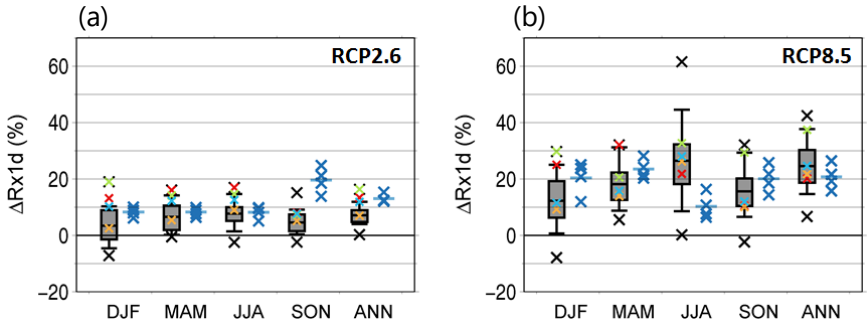


図 付録 3.2.4　日本域における各季節及び年間の最大日降水量の将来変化

(a) 2℃上昇シナリオ（RCP2.6）及び (b) 4℃上昇シナリオ（RCP8.5）による予測。CMIP5 モデル予測値は、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、最大値を表示しており、このうち S-8 共通利用シナリオで用いられた 4 モデルは、MIROC5（赤）、MRI-CGCM3（橙）、GFDL-CM3（緑）、HadGEM2-ES（水）である。20 km 全球モデル予測値は、各メンバー（×）と平均値（−）を表示している。現在は 1980～1999 年、将来は 2076～2095 年。（Ito et al. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき改変・転載。図 5.2.10 の日本域に S-8 共通シナリオモデルの情報を追加）

付録3.2.4　モデルの選び方

気候変動の影響評価や適応策の検討において、気候シナリオのばらつきの幅を考慮しておく必要があることは既に述べたとおりである。図 付録 3.2.1 では、利用したモデルの将来予測変化のばらつきの CMIP5 モデルアンサンブルの中での位置づけを確認したが、ばらつきを利用することも影響評価の不確実性を記述する際の重要な視点である。しかし、モデル数が 40 程度にのぼる CMIP5 モデルの全ての結果を影響評価や適応策の検討に際して利用することは、非常に困難である。多数のモデルから一定数のモデルを選んだ場合に CMIP5 モデル全体のばらつきの幅をどの程度捉えることができるかという問題については、地上気温と降水量それぞれについて全世界を地域毎に調べた研究（Ito et al., 2020a）や、日本の日射量について調べた研究（Shiogama et al., 2020）などが挙

げられる。より総合的な方法として、影響評価モデルでよく使われる 8 変数の将来変化が 8 次元空間で均等にばらつくように、CMIP6 マルチモデルアンサンブルからモデルを選択する研究も行われている。

また、ばらつきの幅を捉えることばかりでなく、現在気候の再現性も、モデルの選ぶ際に重要な要件である（現在気候の再現性については付録 1.5.2 節参照）。

付録3.3　利活用事例の紹介

付録3.3.1　気候変動による農林水産業への影響

日本の水稲生産において、高温による品質低下は既に数多く報告されている。この品質低下をもたらす大きな要因となるのが白未熟粒（米粒が白濁化する現象）である。白未熟粒は登熟期（花が咲いてから実にデンプンが詰まる時期）に気温が高いと発生することが知られており、気候変動に伴う気温上昇により白未熟粒が多発することが危惧される。

コシヒカリは全国の作付面積の 35%を占め、その割合が最も大きい水稲品種である。文部科学省による気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）[4]では、「適応策評価のための多作物を対象とした統計モデル開発」（担当機関：国立大学法人茨城大学、担当責任者：増冨祐司）という課題の下、このコシヒカリを対象に、気候変動が白未熟粒発生率に及ぼす影響の評価が行われた（Masutomi et al., 2019）。

この研究により、コシヒカリの場合は、出穂後 20 日間の平均気温が 24℃付近を超えると白未熟粒発生率が線形的に増加することが明らかになった。また、この関係に基づいて白未熟粒発生率の推計モデルが構築されるとともに、開発されたモデルを活用して全国（沖縄を除く）を対象に 1 km ごとの将来の白未熟粒発生率の予測が行われた。予測にあたり、将来の気候予測値については、SI-CAT において作成された農研機構シナリオ 2017（西森ほか, 2019）が利用された（表 付録 3.3.1）。このデータセットは、CMIP5 の気候予測値を、統計的に 1 km の空間解像度にダウンスケールしたものである。図 付録 3.3.1 のとおり、将来になるにつれ白未熟粒発生率が増加することが予測されるという結果となった。4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の 2040 年代における発生率は、気候モデル平均で 12.6%となり、2010 年代における発生率 6.2%の約 2 倍になると予測されている。また、茨城県を対象に適応策の一つである高温耐性品種の導入効果を評価すると、発生率を抑えることが可能であると予測された（茨城大学・茨城県地域気候変動適応センター, 2020）。

本研究の成果は、茨城県の水稲生産者との連携による栽培管理条件の相違による適応効果の検証に活用されるとともに、『茨城県における気候変動影響と適応策：水稲への影響』としてその知見がまとめられている。

表 付録 3.3.1　コシヒカリの白未熟粒発生率の予測に使用した気候シナリオに関する情報

項目	内容
気候シナリオ名	農研機構シナリオ 2017（西森ほか, 2019）
気候モデル	CSIRO-Mk3-6-0、GFDL-CM3、HadGEM2-ES、MIROC5、MRI-CGCM3
気候パラメータ	日平均気温
排出シナリオ	2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）
予測期間	2011 年から 2050 年の 40 年間
バイアス補正の有無	あり

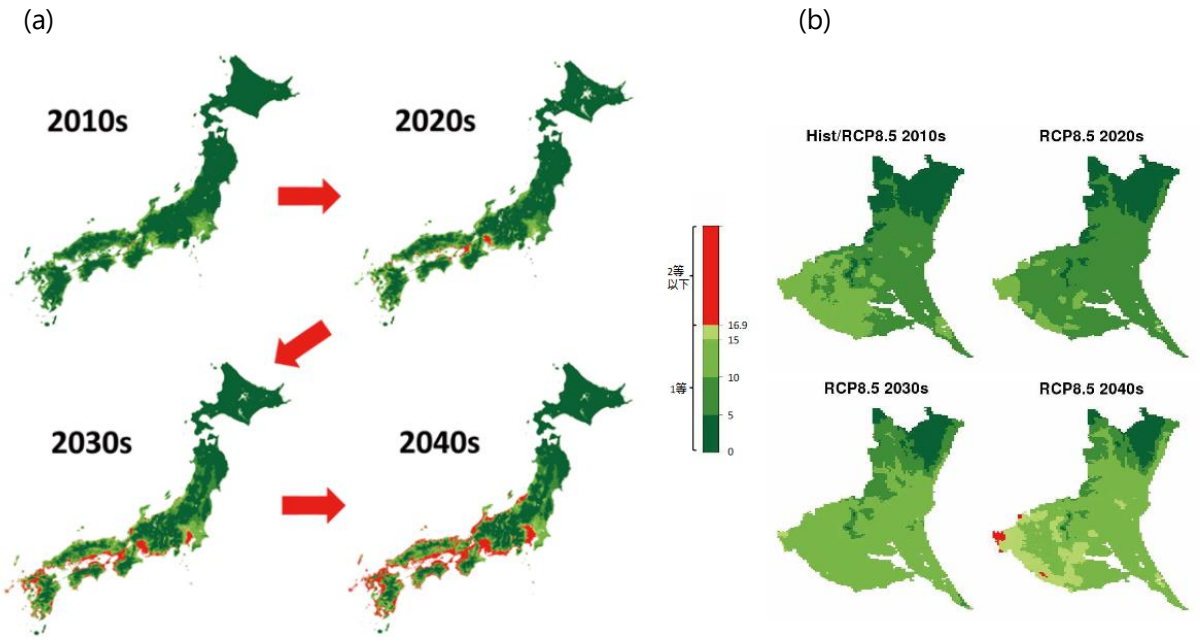


図 付録 3.3.1　コシヒカリの白未熟粒発生予測（RCP8.5/5GCM 平均）
白未熟粒発生によるコメの等級の低下を色で示す。(a) は全国の予測結果（Masutomi et al. (2019) より、CC-BY 3.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載）。(b) は茨城県の予測結果（茨城大学・茨城県地域気候変動適応センター（2020）より転載）

付録3.3.2　気候変動による水資源・水環境への影響

気候変動による降水量の増減により、水資源・水環境の分野への影響が大きくなることが予想される。SI-CAT では、「適応策評価のための気候変動に伴う河川流況及び水資源量影響評価モデル開発」（担当機関：国立大学法人京都大学防災研究所、担当責任者：田中賢治）という課題の下、気候シナリオ（表 付録 3.3.2）を活用して気候変動が水資源・水環境へ及ぼす影響の評価が行われた。

河川流況、水資源量、ダム貯水量などの水資源・水環境に関する諸量を算出するため、日本全域水資源モデル（図 付録 3.3.2）に、4 つの大循環モデル（GCM[33]: GFDL-CM3、MRI-CGCM3、MIROC5、HadGEM2-ES）から 1 km 解像度に SDS された地上気象データが入力された。特に、木曽川流域を対象として、河川流況、水資源量、ダム貯水量に及ぼす気候変動の影響が評価された。更に、得られた量を考慮してダム操作の適応オプションが二つ提案され、これらの適応策としての効果が検討された。

その結果、「洪水期の開始日と終了日を変更する」というオプションが有望であり、非洪水期の貯水量の増加により気候変動に伴う渇水に対応可能であることが示された。なお、検討されたもう一つのオプションは、「洪水期に治水容量を増やす」というものであり、洪水調節能力を高めるものの、洪水期に水位を下げた影響が非洪水期にまで及ぶという不利な点がある。

表 付録 3.3.2　河川流況、水資源量、ダム貯水量の予測に使用した気候シナリオに関する情報

項目	内容
気候シナリオ名	農研機構シナリオ 2017（西森ほか, 2019）
気候モデル	GFDL-CM3、MRI-CGCM3、MIROC5、HadGEM2-ES から 1 km 解像度に SDS したもの
気候パラメータ	降水量、日射量、大気放射量、気温、水蒸気圧、風速、気圧
排出シナリオ	2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）
予測期間	近未来（2006～2050 年）、遠未来（2051～2098 年）
バイアス補正の有無	有（月平均値が合うように調整）
データの公開元	データ統合・解析システム（DIAS）で公開予定

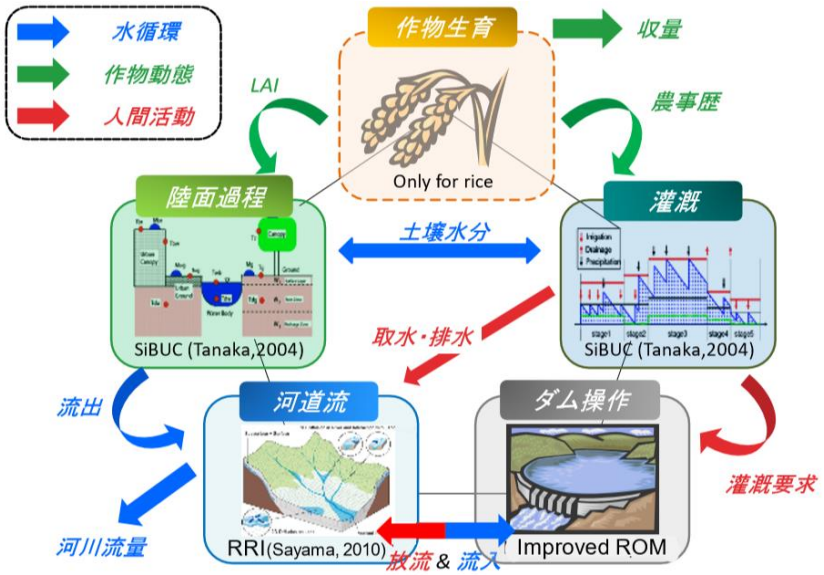


図 付録 3.3.2　日本全域水資源モデルの構造
5 つのサブモジュール（稲成長・水文陸面・灌漑・河道流下・ダム操作）から構成される水資源モデル（文部科学省（2020）より転載）

付録3.3.3　気候変動による森林生態系への影響

気候変動による森林生態系への影響が懸念されている。森林生態系のなかでも特に樹木の移動速度は動物と比較して著しく遅く、急激な気候の変化により希少な樹種が絶滅の危機に陥る可能性も指摘されている。このような状況の下、環境省「地域適応コンソーシアム事業（2018-2020）」[56]では、「気候変動による森林生態系への影響に係る影響評価」の課題の一つとして、気候変動が冷温帯性の落葉広葉樹であるブナを含む 4 樹種[57]の潜在生育域に及ぼす影響の評価が行われた（主担当機関：国立研究開発法人森林研究・整備機構 森林総合研究所）。なお、潜在生育域とは、対象種の生存が

56 地域適応コンソーシアム全国運営・調査事業委託業務 https://adaptation-platform.nies.go.jp/conso/index.html
57 ブナの他、アカガシ、シラビソ、ハイマツの潜在生育域に及ぼす影響が評価された。

可能な環境条件を有する地域のことであり、対象種が現在分布していない地域であっても環境条件が対象種の生育条件を満たせば、その地域は潜在生育域となる。

ブナの潜在生育域の予測モデルを構築するため、日本全国で実施された植物社会学的調査法による植生調査区（ルルベ）のデータを集めたデータベース[58]が活用された。このデータベースには、様々な植物種の分布に関する情報が整備されている。まず、現在の気候条件からブナの分布を予測する分布予測モデルが構築され（Nakao et al., 2013）、構築された分布予測モデルを活用して将来の気候条件下における潜在生育域が予測された（図 付録 3.3.3）。将来の気候予測値については、SI-CAT において作成された農研機構シナリオ 2017（西森ほか, 2019）が利用された（表 付録 3.3.3）。

21 世紀中頃の予測結果からは、本州におけるブナの潜在生育域は、いずれの気候モデル及び排出シナリオにおいても、現在と比較して顕著な差異は見られなかった。21 世紀末の予測結果を見ると、いずれの気候モデルにおいても、2℃上昇シナリオ（RCP2.6）では 21 世紀中頃の潜在生育域と同様である一方、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）では西日本や本州太平洋側の潜在生育域が大きく縮小すると予測された。潜在生育域の縮小が予測された地域では植栽や更新阻害要因の除去（例えばシカ食害の低減）等の積極的な管理が、持続的な潜在生育域が予測された東日本から北海道にかけての地域では自然保護区の配置見直しが、ブナ保全における適応策として挙げられる。

表 付録 3.3.3　ブナの潜在生育域の予測に使用した気候シナリオに関する情報

項目	内容
気候シナリオ名	農研機構シナリオ 2017（西森ほか, 2019）
気候モデル	MIROC5、MRI-CGCM3
気候パラメータ	暖かさの指数（月平均 5℃以上の月の月平均気温の積算値）、最寒月最低気温、 夏期降水量（5 月から 9 月の降水量）、冬期降水量（12 月から 3 月の降水量） ※ いずれも月別予測値から算定
排出シナリオ	2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）
予測期間	現在、21 世紀中頃、21 世紀末
バイアス補正の有無	あり

58 植物社会学ルルベデータベース（森林総合研究所）http://www.ffpri.affrc.go.jp/labs/prdb/

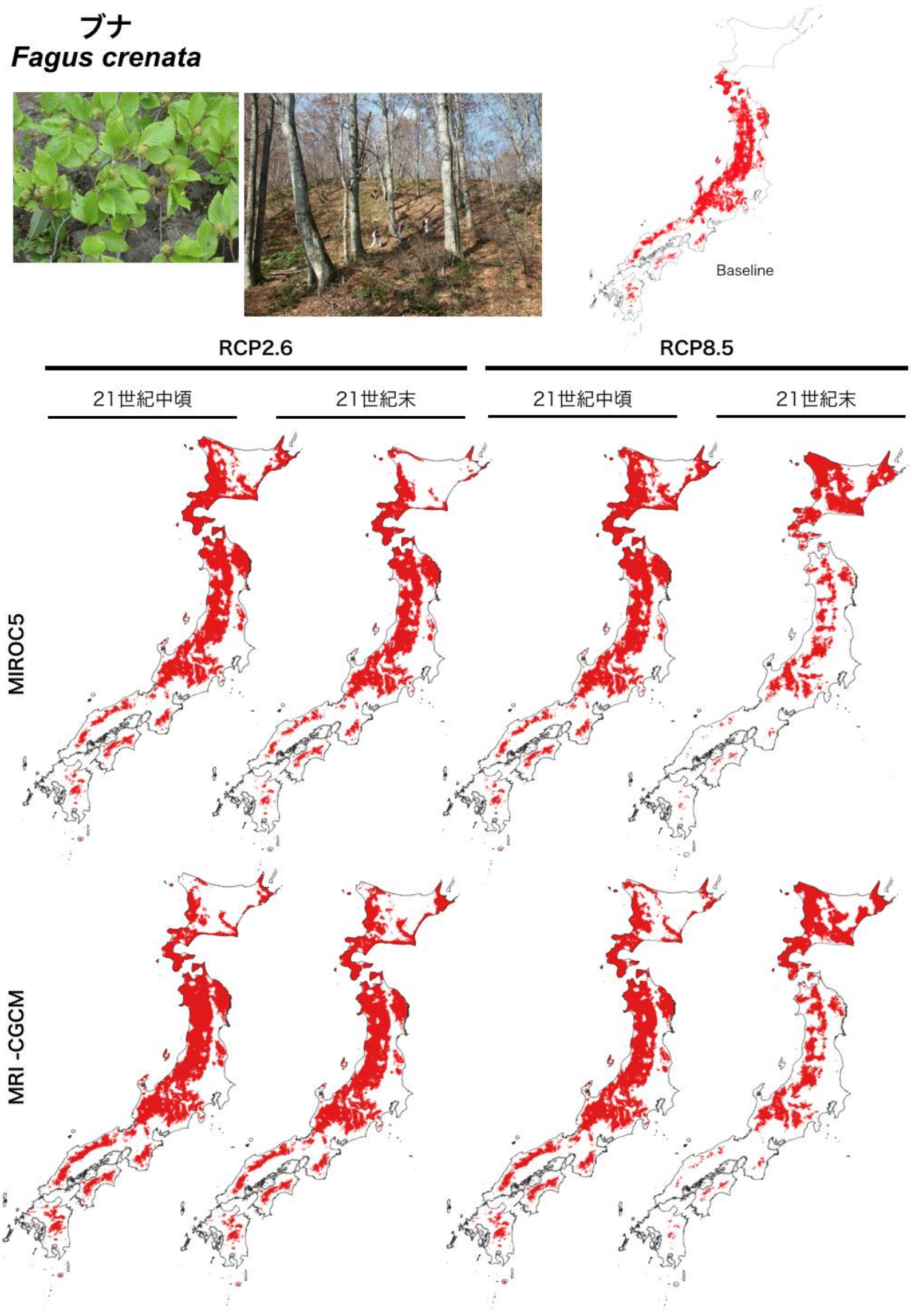


図 付録 3.3.3　気候変動によるブナの潜在生育域の変化
（環境省（2020a）より転載）

付録3.3.4　気候変動による自然災害への影響

地球温暖化に伴う気候変動により、自然災害のリスクが高まることが予想される。SI-CAT では、「岐阜県における防災を主とした気候変動適応の推進体制構築及び汎用的な影響・適応策評価技術開発支援」（担当機関：国立大学法人岐阜大学、担当責任者：原田守啓）という課題の下、気候シナリオ（表 付録 3.3.4）を活用して気候変動が自然災害へ及ぼす影響の評価が行われた。

ここで扱う自然災害は、水害や土砂災害といった降水に関連する災害である。具体的には、非静力学地域気候モデル（NHRCM）による多数のメンバーのアンサンブルシミュレーション結果から年最大降水イベントを数千年分抽出し、それらの降水量を洪水流出解析モデルに入力する（図 付録 3.3.4）。こうすることで、数千年分という多数の洪水イベントを取り扱うことになり、洪水の発生確率を確率密度分布として示すことができる。例えば、長良川の 100 年に一度の洪水の流量を評価するといったことが可能となる。

排出シナリオを変えた NHRCM のシミュレーション結果を用いることで、シナリオによる影響の違いを評価することもできる。ここでは、世界平均の地上気温が工業化以前と比べて 2℃又は 4℃上昇したと仮定したシナリオを使い、長良川の確率洪水流量の予測を行った。その結果、降水量の増加の影響が表れ、過去気象よりは 2℃上昇、2℃上昇よりは 4℃上昇の方が、確率洪水流量が多くなることが示された（図 付録 3.3.4）。

表 付録 3.3.4　確率洪水流量の予測に使用した気候シナリオに関する情報

項目	内容
気候シナリオ名	d4PDF（付録 1 参照）
気候モデル	NHRCM（水平格子間隔：20 km）
気候パラメータ	降水量
排出シナリオ	過去気象、2℃上昇、4℃上昇
予測期間	1951～2010 年、2051～2110 年
バイアス補正の有無	なし
データの公開元	http://www.miroc-gcm.jp/~pub/d4PDF/index.html

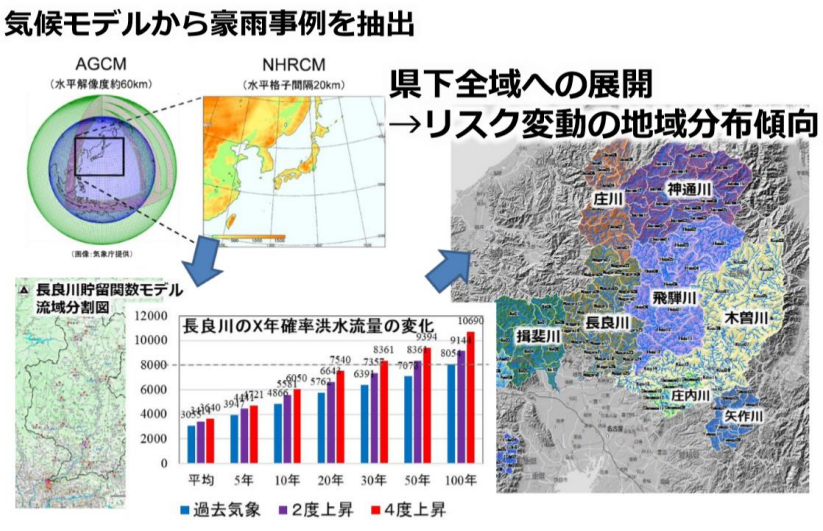


図 付録 3.3.4　洪水の規模・頻度の変化を示す手法の概要
気候モデル研究者との協働により、気候モデル力学ダウンスケーリング実験による豪雨事例の解析に関する知見を多く創出した。（文部科学省（2020）より転載）

付録3.3.5　気候変動による健康への影響

地球温暖化に伴う気温、湿度の上昇により、人間の健康に関するリスクが高まることが予想される。SI-CAT では、「適応策評価のための暑熱環境と健康影響モデル開発」（担当機関：国立大学法人筑波大学、担当責任者：日下博幸）という課題の下、気候シナリオ（表 付録 3.3.5）を活用して気候変動が人間の健康へ及ぼす影響の評価が行われた（文部科学省, 2020）。

具体的には、気候モデルで予測された日最高気温が統計的モデルに入力され、熱中症のリスクが評価された（表 付録 3.3.5）。この統計モデルでは、地域（都道府県）や季節（初夏、盛夏、晩夏など）ごとに熱中症のリスクを評価することが可能となっている（佐藤ら, 2020）。将来の熱中症のリスクを現在におけるそれと比較すると、以下のような結果が得られた。

近未来気候（2031～2050 年）

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）： 1.3～2.9 倍　　4℃上昇シナリオ（RCP8.5）： 1.5～3.7 倍

21 世紀末（2081～2100 年）

2℃上昇シナリオ（RCP2.6）： 1.4～3.3 倍　　4℃上昇シナリオ（RCP8.5）： 3.2～13.5 倍

暑熱に対する適応策の効果についても評価されており、暑熱対策が実施された場合には熱中症のリスクが低減することが確認されている。例えば、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の近未来気候においては、暑熱対策を行わなかった場合と比べて約 30%のリスクの低減が見られた。

表 付録 3.3.5　熱中症のリスクの評価に使用した気候シナリオに関する情報

項目	内容
気候シナリオ名	CMIP5
気候モデル	CMIP5 参加のモデル
気候パラメータ	日最高気温
排出シナリオ	2℃上昇シナリオ（RCP2.6）、4℃上昇シナリオ（RCP8.5）
予測期間	1981～2000 年、2031～2050 年、2081～2100 年
バイアス補正の有無	有り
データの公開元	国立研究開発法人農業・食品産業技術総合研究機構

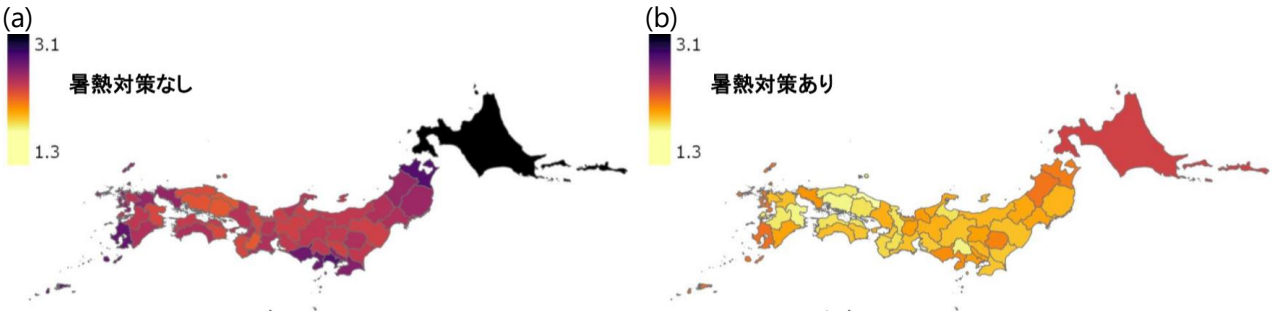


図 付録 3.3.5　4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の近未来気候における熱中症リスクマップ

4℃上昇シナリオ（RCP8.5）の近未来気候下（2031～2050 年）における熱中症リスク。現在気候下における熱中症リスクを 1 とした場合の相対値。(a) は暑熱対策（適応策）を行わなかった場合、(b) は暑熱対策を行った場合の熱中症リスクを表す。（文部科学省（2020）より転載）

付録3.3.6　気候変動による観光業への影響

札幌市は、年間 1,300 万人以上もの観光客が訪れる国内有数の観光都市であり、年間を通じて様々なイベントが開催されている。このようなイベントに気候変動が影響を及ぼすことが懸念される。環境省「地域適応コンソーシアム事業（2018-2020）」[59]では、「気候の変化や極端な気象現象による観光業への影響に関する調査」（担当機関：日本エヌ・ユー・エス株式会社）という課題の下、札幌市の「さっぽろ雪まつり」及び「さっぽろオータムフェスト」の 2 つを対象に、気候変動がこれらのイベントに及ぼす影響の評価が行われた。

さっぽろ雪まつりでは通常、雪像に使う雪は札幌近郊の採雪地から集められる。しかし、地球温暖化に伴う雪不足により、採雪地の変更が生じる可能性が危惧される。本研究では、この採雪地の変更に係るコスト評価が実施された。この評価を実施するにあたり、採雪コスト計算モデルと呼ばれるモデルが構築された。このモデルは、将来の積雪深分布に基づき、採雪地の変更を検討の上、その変更に伴う採雪コストを算定するものである。積雪深分布については、文部科学省による気候変動リスク情報創生プログラム[2]において作成された気象庁気象研究所 2 km DDS からの出力値が利用された（表 付録 3.3.6; Murata et al., 2017）。コスト評価の結果、21 世紀末における降雪量の減少により、現在と同等規模の雪像制作を行うためには約 100 km の遠方で採雪を行う必要があり（図 付録 3.3.6）、採雪コストは現状と比較して約 2.2 倍に増加することが予測された。また、気候変動による雪不足に対応するため、前述の採雪地変更のほか、雪室等に雪を保管することにより不足分を補う等の適応策が挙げられた。

さっぽろオータムフェストについては、強雨・強風によるイベントの中止に伴う消費減少額が評価された。この評価を実施するにあたり、イベント中止経済評価モデルと呼ばれるモデルが構築された。このモデルは、イベント中止に伴う直接的な消費額減少と中止に伴う経済波及効果（減少額）を算定するものである。評価に際しては、イベント期間の日平均風速及び日降水量がイベント開催に係る基準値を上回る日の年間平均出現回数が考慮された。将来の日平均風速及び日降水量については、さっぽろ雪まつりの場合と同様、上記 2 km DDS の出力値が利用された（表 付録 3.3.6）。評価の結果、21 世紀末に強雨の頻度が増加し、休日の 2 日間イベントを中止すると仮定すると、直接的及び間接的な経済損失は約 30 億円になることが予測された。また、こうしたイベント中止に対応するため、タイムライン作成や関係者間の連携構築による体制整備などの適応策が挙げられた。

表 付録 3.3.6　コスト評価に使用した気候シナリオに関する情報

項目	さっぽろ雪まつり	さっぽろオータムフェスト
気候シナリオ名	気象庁気象研究所 2 km DDS	
気候モデル	MRI-NHRCM02	
気候パラメータ	積雪深、積雪水量	降水量、風速
排出シナリオ	4℃上昇シナリオ（RCP8.5）	
評価期間	21 世紀末	21 世紀末
バイアス補正の有無	あり	あり

59 地域適応コンソーシアム北海道・東北地域事業委託業務事業 https://adaptation-platform.nies.go.jp/conso/index.html

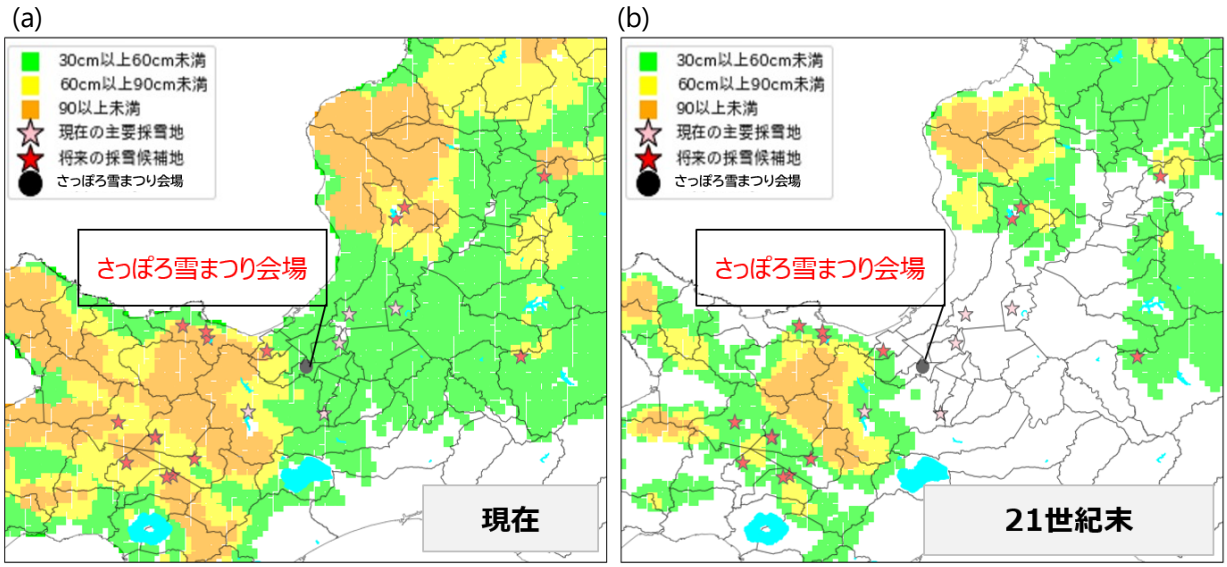


図 付録 3.3.6　さっぽろ雪まつりの採雪期間中（1/5～1/27）の積雪深と将来の採雪候補地

(a) は現在での積雪深分布、(b) は 21 世紀末の積雪深分布。ピンク色の星印は現在の主要採雪地、赤色の星印は新たな採雪候補地を示す。（環境省（2020b）より転載）

参考文献

Frieler, K. et al., 2017: Assessing the impacts of 1.5°C global warming -Simulation protocol of the Inter-Sectoral Impact Model Intercomparison Project (ISIMIP2b). Geosci. Model Dev., 10, 4321 – 4345, doi:10.5194/gmf-10-4321-2017.

Harada, M., Y. Maruya, T. Kojima, D. Matsuoka, Y. Nakagawa, S. Kawahara and F. Araki, 2020: Flood frequency analysis and impact assessment for climate change in the Nagara river basin. Journal of JSCE, 8, 79 – 86, doi:10.2208/journalofjsce.8.1_79.

Hirai, M., T. Sakashita, H. Kitagawa, T. Tsuyuki, M. Hosaka and M. Oh'izumi, 2007: Development and validation of a new land surface model for JMA's operational global model using the CEOP observation dataset. J. Meteor. Soc. Japan, 85A, 1 – 24.

Hu, M., K. Tanaka, S. Try and Y. Li, 2019: Quality assessment of super-high resolution regional climate data at basin scale in Japan for water resource prediction. The 8th International Conference on Water Resources and Environment Research (ICWRER2019), Nanjing, China, 2019.6.17.

Ito, R., H. Shiogama, T. Nakaegawa and I. Takayabu, 2020a: Uncertainties in climate change projections covered by the ISIMIP and CORDEX model subsets from CMIP5. Geosci. Model Dev., 13, 859 – 872, doi:10.5194/gmd-13-859-2020.

Ito, R., T. Ose, H. Endo, R. Mizuta, K. Yoshida, A. Kitoh and T. Nakaegawa, 2020b: Seasonal characteristics of future climate change over Japan and the associated atmospheric circulation anomalies in global model experiments. Hydrol. Res. Lett., 14, 130 – 135, doi: 10.3178/hrl.14.130.

Ito, R., T. Nakaegawa and I. Takayabu, 2020c: Comparison of regional properties of land precipitation climatology projected by multi-cumulus scheme and multi-SST MRI-AGCM ensemble with CMIP5 multi-model ensemble projections. Progress in Earth and Planetary Science, accepted.

Kida, H., T. Koide, H. Sasaki and M. Chiba, 1991: A new approach to coupling a limited area model with a GCM for regional climate simulations. J. Meteor. Soc. Japan, 69, 723 − 728.

Maraun, D. and M. Widmann, 2018: Statistical downscaling and bias correction for climate research. Cambridge University Press, 360 pp.

Masutomi, Y., T. Takimoto, M. Shimamura, T. Manabe, M. Arakawa, N. Shibota, A. Ooto, S. Azuma, Y. Imai and M. Tamura, 2019: Rice grain quality degradation and economic loss due to global warming in Japan. Environmental Research Communications, 1, 121003.

Murata, A., H. Sasaki, H. Kawase, M. Nosaka, T. Aoyagi, M. Oh'izumi, N. Seino, F. Shido, K. Hibino, K. Ishihara, H. Murai, S. Yasui, S. Wakamatsu and I. Takayabu, 2017: Projection of future climate change over Japan in ensemble simulations using a convection permitting regional climate model with urban canopy. SOLA, 13, 219 – 223.

Nakano, M., T. Kato, S. Hayashi, S. Kanada, Y. Yamada and K. Kurihara, 2012: Development of a 5-km-mesh cloud-system-resolving regional climate model at the Meteorological Research Institute. J. Meteor. Soc. Japan, 90A, 339 – 350.

Nakao, K., M. Higa, I. Tsuyama, T. Matsui, M. Horikawa and N. Tanaka, 2013: Spatial conservation planning under climate change: Using species distribution modeling to assess priority for adaptive management of Fagus crenata in Japan. Journal for Nature Conservation, 21, 406 – 413.

Saito, K., T. Fujita, Y. Yamada, J. Ishida, Y. Kumagai, K. Aranami, S. Ohmori, R. Nagasawa, S. Kumagai, C. Muroi, T. Kato, H. Eito and Y. Yamazaki, 2006: The operational JMA nonhydrostatic mesoscale model. Mon. Wea. Rev., 134, 1266 – 1298, doi:10.1175/MWR3120.1.

Saito, K., J. Ishida, K. Aranami, T. Hara, T. Segawa, M. Narita and Y. Honda, 2007: Nonhydrostatic atmospheric models and operational development at JMA. J. Meteor. Soc. Japan, 85B, 271 – 304, doi:10.2151/jmsj.85B.271.

Sasaki, H., K. Kurihara, I. Takayabu and T. Uchiyama, 2008: Preliminary experiments of reproducing the present climate using the nonhydrostatic regional climate model. SOLA, 4, 25 – 28, doi:10.2151/sola.2008-007.

Sellers, P. J., Y. Mints, Y. C. Sud and A. Dalcher, 1986: A Simple biosphere model (SiB) for use within general circulation models. J. Atmos. Sci., 43, 505 – 531.

Shiogama, H., R. Ito, Y. Imada, T. Nakaegawa, N. Hirota, N. N. Ishizaki, K. Takahashi, I. Takayabu and S. Emori, 2020: Selecting Future Climate Projections of Surface Solar Radiation in Japan. 16, 75 – 79, DOI: 10.2151/sola.2020-013.

Wilby, R.L., Charles, S.P., Zorita, E., Timbal, B., Whetton, P. and Mearns, L.O., 2004: Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1 – 27pp.

飯泉仁之直，西森基貴，石郷岡康史，横沢正幸，2010：統計的ダウンスケーリングによる気候変化シナリオ作成入門．農業気象，66，131 – 143.

稲津將，佐藤友徳，2010：大は小を兼ねるのか：ダウンスケーリング．天気，57，195 – 199.

茨城大学・茨城県地域気候変動適応センター共編，2020：茨城県における気候変動影響と適応策：水稲への影響.

環境省，2020a：気候変動による森林生態系への影響に係る影響評価．地域適応コンソーシアム全国運営・調査事業委託業務報告書，0-6，https://adaptation-platform.nies.go.jp/conso/adaptation/pdf/zenkoku/zenkoku_FinaiReport_0006.pdf.

環境省，2020b：気候の変化や極端な気象現象による観光業への影響調査．地域適応コンソーシアム北海道・東北地域事業委託業務報告書，1-4，https://adaptation-platform.nies.go.jp/conso/adaptation/pdf/hokkaido-tohoku/hokkaido-tohoku_FinalReport_0104.pdf.

気象庁，2013：地球温暖化予測情報．第 8 巻.

気象庁，2017：地球温暖化予測情報．第 9 巻.

小槻峻司，田中賢治，小尻利治，2013：気候変動が日本の水資源に与える影響推計 (I) -日本全域水資源モデルの開発-．水文・水資源学会誌，26，133 – 142.

佐藤亮吾，佐藤拓人，日下博幸，清水麻未，荒木貴光，2020：地域性・季節性・年齢を考慮した熱中症救急搬送者数予測モデルの開発．日本気象学会 2020 年度春季大会講演予稿集.

SI-CAT ガイドブック編集委員会編，2020：気候変動適応技術の社会実装ガイドブック．https://www.restec.or.jp/si-cat/_public/202003/気候変動適応技術の社会実装ガイドブック.pdf.

西森基貴，石郷岡康史，桑形恒男，滝本貴弘，遠藤伸彦，2019：農業利用のための SI-CAT 日本全国 1km 地域気候予測シナリオデータセット（農研機構シナリオ 2017）．Journal of the Japan Society for Simulation Technology，38(3)，150 – 154.

花崎直太，高橋潔，肱岡靖明，2012：日本の温暖化影響・適応策評価のための気候・社会経済シナリオ．環境科学会誌，25，3，223 – 236.

花崎直太，高橋潔，肱岡靖明，日下博幸，飯泉仁之直，有賀敏典，松橋啓介，三村信男，2014：日本の温暖化影響・適応策評価のための気候・人口・土地利用シナリオ．環境科学会誌，27(6)，362 – 373.

原田守啓，丸谷靖幸，児島利治，松岡大祐，中川友進，川原慎太郎，荒木文明，2018：アンサンブル気候変動予測データベースを用いた洪水頻度解析による長良川流域の温暖化影響評価．土木学会論文集 B1（水工学），74，No. 4，I_181-I_186.

肱岡靖明，2020：文部科学省 気候変動適応技術社会実装プログラム 課題③ 気候変動の影響評価技術の開発．気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）成果報告会，https://www.restec.or.jp/si-cat/_public/202003/資料 6_技術開発機関(課題 203)_国立環境研究所.pdf.

Hu, M. and K. Tanaka, 2019: Water resources prediction using multi-climate models in the Kiso River Basin. 水文・水資源学会 2019 年研究発表講演会，千葉, 2019.9.11.

文部科学省，2020：気候変動適応技術社会実装プログラム（SI-CAT）成果集．https://www.restec.or.jp/si-cat/_public/202003/SI-CAT 成果集原稿集_フル_20200302.pdf.

用語集

これまで気象庁の刊行物において用語集に取り上げている気候変動に関する用語のうち、本報告書でも使用しているものを以下に掲載する。この解説が本報告書をより深く理解する一助となれば幸いである。

アリューシャン低気圧

アリューシャン列島を中心にオホーツク海からアラスカ沿岸まで、北太平洋北部を東西に広く覆う停滞性の低気圧。シベリア高気圧とともに日本付近の西高東低の冬型の気圧配置を構成するもう一つの要素である。

一酸化二窒素（N_2O）

1 分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約 265 倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が 121 年と長い気体である。大気中への放出は海洋や土壌などの自然起源のものと、窒素肥料の使用や工業活動などによる人為起源のものがあり、これらは成層圏において主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

ウォーカー循環

太平洋赤道域で見られる東西の循環。通常、対流圏下層で東風が、上層で西風が吹いており、インドネシア付近が上昇気流域に、太平洋東部が下降気流域になっている。エルニーニョ現象時にはこの循環が弱くなることが知られている。

エルニーニョ/ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が一年程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ現象やラニーニャ現象は、日本を含め世界中の異常な天候の要因となり得ると考えられている。

気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯 5 度～南緯 5 度、西経 150 度～西経 90 度）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの 30 年間の各月の平均値）との差の 5 か月移動平均値が、6 か月以上続けて +0.5℃以上 /−0.5℃以下となった場合をエルニーニョ/ラニーニャ現象としている。

オゾン層破壊物質

成層圏オゾンを破壊する物質であり、通常、「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている物質を指す。主要なものとして、クロロフルオロカーボン類（CFC-11、CFC-12、CFC-113 など。これを日本では一般に「フロン」と呼ぶ場合がある）、四塩化炭素、ハイドロクロロフルオロカーボン（HCFCs）、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどがある。また、これらのオゾン層破壊物質は温室効果ガスでもある。

オゾンホール

南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴のあいたような状態であることからその名が付けられた。南半球の冬季から春季にあたる 8～9 月頃発生、急速に発達し、11

～12 月頃に消滅するという季節変動をする。1980 年代初めからこのような現象が観測されている。なお、オゾンホール面積は、南緯 45 度以南におけるオゾン全量が 220 m atm-cm 以下の領域面積として算出している。

海洋表層の循環

海面から 1,000 m 深程度までの海洋の流れを、長期間にわたって平均すると、海洋にはいくつかの大規模な水平方向の流れがある。全球規模で見ると、南極大陸周囲に流量の大きい東向きの海流（南極環流）があり、各大洋（太平洋・大西洋・インド洋）の亜熱帯域などに大規模な循環が存在する。このような海洋表層の循環は、主に海上を吹く風が海面に及ぼす力（風応力）によって駆動されている。北太平洋海域をより詳細に見ると、熱帯域には反時計回りの熱帯循環、亜熱帯域には時計回りの亜熱帯循環、亜寒帯域には反時計回りの亜寒帯循環がある。このような循環は、いくつかの海流により構成され、亜熱帯循環では、北赤道海流、黒潮及び黒潮続流、カリフォルニア海流などの海流により、亜寒帯循環であれば親潮や亜寒帯海流などの海流により構成されている。

気候変動

ある地点や地域の気候が変わること。ある時間規模から見て一方向に変化することを「気候変化」、可逆な変化を「気候変動」として区別することもある。地球の気候システムの内部変動に起因する数年規模の変動から、外部強制力による数万年以上の規模の変動までを含む。

気候変動に関する政府間パネル（IPCC）

気候変動に関する政府間パネル。世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）により、1988 年に設立された。気候変動の（1）自然科学的根拠、（2）影響・適応策及び脆弱性、（3）緩和策について、各国の科学者や専門家による評価を行い、報告書としてとりまとめている。その報告書の内容は、気候変動に関する国際交渉などにおいて、様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料として利用されている。

紅斑紫外線量

太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びると、皮膚が赤くなる（紅斑）などの変化が起きる。これが長年にわたって繰り返されると、皮膚ガンや白内障の発症率の増加など健康に悪影響を与えることが知られている。紅斑紫外線量は、人体に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度を考慮して算出した紫外線量である。

ジェット気流

対流圏界面付近を中心に対流圏上層を吹いている帯状の非常に強い風。通常は 10 km くらい上空に強風の軸があり、中心の風速は寒候期には 50～100 m/s に達する。

人為起源

ある現象の原因のうち、人間活動に帰せられるもの。気候変動の場合、気候システムの内部変動等は自然起源であるのに対して、人間活動に伴う温室効果ガスやエーロゾル等の排出に起因する変動について人為起源と呼ぶ。

太平洋高気圧

夏期を中心に強まる高気圧で、その中心はハワイ諸島の北の東太平洋にある。

太平洋十年規模変動（PDO）

北太平洋で大気と海洋が連動して十年から数十年の時間規模で変動する現象。海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるとき、北太平洋東部や太平洋赤道域の中部から東部で平年より高く（低く）なる変動。このとき、海面気圧が北太平洋の高緯度で平年より低く（高く）なる傾向がある。このような大気循環の変化に伴い、北米を中心に天候への影響が見られる。

二酸化炭素（CO_2）

地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガス。工業化時代の始まり（18 世紀半ば）以降、人間活動に伴う化石燃料の消費、森林減少などの土地利用の変化、セメント生産などによる二酸化炭素の排出により大気中の濃度が増加しつつある。工業化以降に人間活動によって排出された二酸化炭素量のおよそ半分が大気中に残留しており、残りは大気から取り除かれ、海洋や陸上生物圏に蓄積されている（IPCC, 2013）。

梅雨前線

春から盛夏への季節の移行期に、日本から中国大陸付近に出現する停滞前線で、一般的には、南北振動を繰り返しながら沖縄地方から東北地方へゆっくり北上する。

波高

波の山から谷までの高さ。

春一番

冬から春への移行期に、初めて吹く暖かい南よりの強い風。

ヒートアイランド現象

都市域の高温現象。人工排熱や都市環境などの影響で都市域が郊外と比較して高温となる現象。

ブロッキング（高気圧）

中・高緯度で偏西風の蛇行が非常に大きくなった場合、高緯度側に蛇行したリッジが発達した場所では地上でも高気圧が発達し、停滞する。この高気圧をブロッキング高気圧という。

放射強制力

大気中の温室効果ガスやエーロゾルにより、放射のバランスが、それらがない場合と比べてどの程度変化するかをあらわす量。通常、対流圏界面での値を使う。これが正（＋）の場合は対流圏を暖める効果（地球温暖化）があり、負（－）の場合は冷やす効果がある。

メタン（CH_4）

二酸化炭素についで地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスである。大気中に放出されるメタンのおよそ 40%は自然起源（湿地やシロアリなど）であり、人間活動（畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て、バイオマス燃焼など）によるものはおよそ 60%である（WMO, 2019）。メタンは、主に大気中の OH ラジカル（ラジカルとは非常に反応性が高く不安定な分子のこと）と反応し、消失する。

モンスーン

季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨

季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、アジア大陸からオーストラリア北部にかけては最も典型的なモンスーン気候帯である。

有義波高

ある地点で一定時間（例えば 20 分間）に観測される波のうち、高いほうから順に 1/3 の個数までの波について平均した波高。これは目視観測による波高に近いと言われている。

参考文献

気象庁, 2015：異常気象レポート 2014　近年における世界の異常気象と気候変動～その実態と見通し～. 253 pp.

気象庁, 2020：気候変動監視レポート 2019.

気象庁：気象庁が天気予報等で用いる予報用語（2020 年 3 月現在）. https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/mokuji.html, 2020 年 9 月 10 日閲覧.

気候変動に関する懇談会及び同評価検討部会 委員

気候変動に関する懇談会　委員

石川 洋一	海洋研究開発機構 付加価値情報創生部門 情報エンジニアリングプログラム プログラム長
鬼頭 昭雄	気象業務支援センター 研究推進部 第一研究推進室 研究員
木本 昌秀	東京大学 大気海洋研究所 教授
小池 俊雄	土木研究所 水災害・リスクマネジメント国際センター センター長
三枝 信子	国立環境研究所 地球環境研究センター センター長
高橋 潔	国立環境研究所 社会環境システム研究センター 副センター長
竹村 俊彦	九州大学 応用力学研究所 教授
中北 英一	京都大学 防災研究所 教授
◎花輪 公雄	東北大学 大学院理学研究科 名誉教授
保坂 直紀	サイエンスライター / 東京大学 大学院新領域創成科学研究科 特任教授
山﨑 登	国士舘大学 防災・救急救助総合研究所 教授

（◎…会長）

気候変動に関する懇談会 評価検討部会　委員

◎鬼頭 昭雄	気象業務支援センター 研究推進部 第一研究推進室 研究員
塩竈 秀夫	国立環境研究所 地球環境研究センター 気候変動リスク評価研究室 室長
須賀 利雄	東北大学大学院理学研究科 教授
浜田 崇	長野県環境保全研究所 自然環境部 温暖化対策班 主任研究員
藤部 文昭	東京都立大学 都市環境学部 特任教授
保坂 直紀	サイエンスライター / 東京大学 大学院新領域創成科学研究科 特任教授
町田 敏暢	国立環境研究所 地球環境研究センター 大気・海洋モニタリング推進室 室長
渡辺 真吾	海洋研究開発機構 地球環境部門 環境変動予測研究センター センター長代理
渡部 雅浩	東京大学 大気海洋研究所 教授

（◎…部会長）

※　いずれも五十音順、敬称略。所属・役職は 2020 年 12 月 1 日現在。

本報告書からの引用等について

本報告書中の文章及び図表については、別の資料からの引用であるものを除き、出典を明記した上で、また編集・加工等を行った場合はその旨を明記した上で、自由に複製、公衆送信、翻訳・変形等を行うことができる。別の資料からの引用であるものについては、それぞれの資料で使用条件等を確認の上、利用者の責任で必要に応じて別途許諾を申請・取得されたい。

参考のため、本報告書中の図表のうち第三者が著作権を有するものについて、図表番号・タイトル、本報告書における掲載ページ及び出典を以下に示す。

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 2.1.1　気候システムとその変動要因	7	IPCC (2007)
図 3.1.1　大気中の二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の世界平均濃度	14	WMO (2019)
図 3.1.2　主なハロカーボン類の大気中濃度	15	WMO (2019)
図 コラム 1.1　気候変動をもたらす主な駆動要因の放射強制力の推定値と要因毎に集計された不確実性	22	IPCC (2013)
図 4.1.1　世界平均気温の年平均気温偏差の経年変化（1850～2019 年）	26	WMO (2020)
図 4.1.2　観測された地上気温の変化（1901～2012 年）	26	IPCC (2013)
図 4.2.1　観測された世界平均地上気温の変化及び定型化された人為起源の排出及び強制力の経路に対するモデル応答	29	IPCC (2018)
図 4.2.2　CMIP5 の複数のモデルによりシミュレーションされた 1986～2005 年平均に対する世界平均地上気温の変化	29	IPCC (2013)
図 4.2.3　2081～2100 年の年平均地上気温（1986～2005 年の平均からの偏差）	30	IPCC (2013)
図 4.2.6　日本付近における地上気温の将来変化に関する予測の比較	32	Ito et al. (2020)
図 4.2.7　気温の極端現象に関する指標の将来変化（日）	34	IPCC (2013)
図 4.2.8　高温・低温の極値の将来変化（℃）	36	IPCC (2013)
図 コラム 3.1　100 年温暖化実験のハイエイタスの気温の変化の合成図（K/10 年）	50	Meehl et al. (2013)
図 コラム 3.2　観測による赤道域の水温の変化傾向（℃/年、深度-経度断面図）	51	Nieves et al. (2015)
図 コラム 3.3　PDO 及び AMO の、海面水温分布及び指数の変動	52	Deser and Phillips (2017)
図 コラム 3.4　PDO の正位相及び負位相の典型的なパターン	53	Mantua (2017)

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 5.2.1　CMIP5 モデル予測による年平均降水量の将来変化率	61	IPCC (2013)
図 5.2.2　季節降水量及び年降水量の将来変化に関する予測の比較	63	Ito et al. (2020)
図 5.2.7　年最大 5 日降水量及び無降水日数の変化予測	67	(a) IPCC (2013) (b) Polade et al. (2014)
図 5.2.8　d4PDF における極端降水量増加率の世界平均値	68	Mizuta and Endo (2020)
図 5.2.9　極端な大雨の際の降水量の将来変化（mm）	68	Kitoh and Endo (2019)
図 5.2.10 年・季節最大 1 日降水量の将来変化に関する予測の比較	69	Ito et al. (2020)
図 5.3.1　人間活動がモンスーンの降水量に与える主な影響に関する概略図	81	IPCC (2013)
図 コラム 4.1　氾濫危険水位を超過する河川数のグラフ	86	（国土交通省作成）
図 コラム 4.2　降雨量、流量の変化倍率と洪水発生頻度の変化	87	（国土交通省作成）
図 6.1.1　北半球における春季（3～4 月）の積雪面積の平均値	89	IPCC (2013)
図 6.2.7　冬季（11～翌年 3 月）の総降雪量及び 10 年に一度の大雪（日降雪量）の将来変化	98	Kawase et al. (2016)
図 7.1.3　台風の強度が生涯中最大となる緯度（北西太平洋域）	103	Kossin et al. (2016)
図 7.2.1　世界平均気温が 2 度上昇した場合の熱帯低気圧（TC）の変化予測	106	Knutson et al. (2020)
図 7.2.2　熱帯低気圧の存在頻度の将来変化	106	Yoshida et al. (2017)
図 7.2.3　現在気候及び将来気候における、強い台風（各期間の上位 30 個）の最大強度	108	Tsuboki et al. (2015)
図 コラム 5.1　急発達する低気圧が最も発達した場所の分布	112	Yoshida and Asuma (2004)
図 コラム 5.2 急発達する低気圧の頻度分布とその将来変化	112	Seiler and Zwiers (2016a) Seiler and Zwiers (2016b)
図 8.1.1　冬季中高緯度における低気圧存在頻度の将来変化	120	IPCC (2013)
図 8.3.1　冬季（12～翌 2 月）海面気圧の将来変化（hPa）	133	Gan et al. (2017)
図 8.3.2　夏季東アジアモンスーン南風指数の経年変化	134	IPCC (2013)
図 8.3.3　温暖化実験における夏季 850 hPa 風速の将来変化	135	Endo et al. (2018)
図 9.2.1　世界平均海面水温と上層 2,000 m 深までの海洋貯熱量の推移	144	IPCC (2019)

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 10.1.1　数値シミュレーションと観測による世界平均海面水位の比較	149	IPCC (2019)
図 10.2.1 世界平均海面水位の予測	155	IPCC (2019)
図 10.2.2 海面水位変化予測の空間分布	155	IPCC (2019)
表 10.3.1 世界平均海面水位の上昇率（mm/年）と要因毎の寄与	158	IPCC (2019)
図 11.2.1 CMIP5 モデルの北半球における 9 月の海氷面積	165	IPCC (2013)
図 12.2.1 潮位計による長期観測が行われている地点の極端水位と再現確率年数の関係の将来変化	172	IPCC (2019)
図 12.2.2　d4PDF の結果から算出した潮位偏差の 100 年確率値の将来変化	173	Mori et al. (2019)
図 12.2.4　可能最大高潮モデルによる最大水位の将来変化量	175	有吉及び森（2018）
図 13.1.1 衛星により観測された波の高さの過去 33 年間（1985～2018 年）の長期変化傾向（cm/年）	178	Young and Ribal (2019)
図 13.2.1 極端な波高（10 年確率値）の将来変化（m）	179	森ほか（2017）
図 13.2.2　台風による極端な波高（10 年確率値）の将来変化（%）	180	Shimura et al. (2015)
図 コラム 8.1　レイテ湾（フィリピン）における過去 65 年間の高潮の再現計算結果	182	Kumagai et al. (2016)
表 コラム 8.1　東京湾の巨大高潮による被害概要	183	土木学会（2018）
図 14.1.1 平均海面ステリックハイト及び海面高度トレンド	186	IPCC (2013)
図 15.2.1　CMIP5 地球システムモデル（11 モデル）による海域別表面海水 pH の時系列	196	IPCC (2013)
図 付録 1.2.3　SST 分布の異なる 4 パターン（将来変化）	216	Mizuta et al. (2014)
図 付録 1.2.5　SI-CAT 海洋モデルの領域と水深（m）	217	Nishikawa et al. (2020)
図 付録 1.3.1　世界平均気温及び英国の気温の予測における不確実性	222	Hawkins and Sutton (2009)
図 付録 1.5.1　全球モデル MRI-AGCM3.2S と CMIP5 マルチモデルアンサンブルとの比較対象とした領域	229	Ito et al. (2020)
図 付録 1.5.2　各季節及び年平均の、モデルと観測の気候値比較	230	Ito et al. (2020)
図 付録 3.2.1　日本域における年平均地上気温と年平均降水量の将来変化	240	Ito et al. (2020)
図 付録 3.2.2　21 世紀末の日本域における地上気温の変化	241	Ito et al. (2020)

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 付録 3.2.3　21 世紀末の日本域における降水量の将来変化の比較	242	Ito et al. (2020)
図 付録 3.2.4　日本域における各季節及び年間の最大日降水量の将来変化	242	Ito et al. (2020)
図 付録 3.3.1　コシヒカリの白未熟粒発生予測（RCP8.5/5GCM 平均）	244	(a) Masutomi et al. (2019) (b) 茨城大学･茨城県地域気候変動適応センター（2020）
図 付録 3.3.3　気候変動によるブナの潜在生育域の変化	247	環境省（2020）
図 付録 3.3.6　さっぽろ雪まつりの採雪期間中（1/5～1/27）の積雪深と将来の採雪候補地	251	環境省（2020）

出典の記載例

① そのまま利用する場合

出典：文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細版）

文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細版）より引用

本報告書中の文章（文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細版））

図表タイトル（文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細版））

② 編集・加工して利用する場合

文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細版）をもとに○○株式会社作成

図表タイトル（文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2020 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細版））に加筆

※ 本報告書中の文章及び図表を編集・加工した場合、それをあたかも文部科学省及び気象庁が作成したかのような様態で公表・利用することは固く禁止する。


文部科学省
MINISTRY OF EDUCATION,
CULTURE, SPORTS,
SCIENCE AND TECHNOLOGY-JAPAN
気象庁
Japan Meteorological Agency