

日本の気候変動2025

大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書

（詳細編）

2025年3月

文部科学省　気象庁

日　本　の
気 候 変 動
２０２５

大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書

詳細編

2025 年 3 月

文部科学省　気象庁

目次

第 1 章　はじめに 8
1.1　『日本の気候変動 2025』について 8
1.1.1　背景 8
1.1.2　『日本の気候変動 2025』の目的と構成 9
1.2　詳細編（本報告書）について 10
1.2.1　本報告書の目的と対象 10
1.2.2　本報告書の構成 10
1.3　利用に当たって 11
1.3.1　気候変動の情報の捉え方 11
1.3.2　気候変動の情報の活用 13
1.4　使用したデータ等の概要 14
1.4.1　観測データ 14
1.4.2　将来予測シナリオ 16
1.4.3　日本域の将来予測データ 17
1.4.4　確信度 18
1.5　その他 19
1.5.1　『日本の気候変動 2020』からの主な改善点 19
1.5.2　『日本の気候変動 2020』から評価等が更新された点 19
1.5.3　図やデータの引用について 21
1.5.4　参考資料 21
謝辞 22
第 2 章　気候変動とは 23
2.1　気候と気候システム 23
2.2　地球の放射収支と温室効果 24
2.3　気候変動の要因と放射強制力 25
2.4　気候フィードバックと気候感度 26
コラム 1.　将来予測の不確実性 27
コラム 2.　十年規模変動と近未来予測 30
第 3 章　大気組成等 32
3.1　温室効果ガス 33
3.1.1　世界における地上大気中の温室効果ガス濃度 33
3.1.2　日本における地上大気中の温室効果ガス濃度 39
3.1.3　上空の温室効果ガス濃度 42
3.1.4　衛星観測による温室効果ガス濃度 45
3.2　日射（エーロゾルを含む）・赤外放射 46
3.2.1　世界における日射 46
3.2.2　日本における日射 46

3.2.3 世界における赤外放射 48
3.2.4 日本における赤外放射 48
3.3 オゾン層・紫外線 49
3.3.1 オゾン層 49
3.3.2 紫外線 50
コラム 3. IPCC の排出シナリオ 51
コラム 4. 気候予測データセット 2022 54
第 4 章 気温 56
4.1 世界 56
4.1.1 観測結果 56
4.1.2 将来予測 60
4.2 日本 68
4.2.1 観測結果 68
4.2.2 将来予測 73
4.3 背景要因 86
4.3.1 平均気温の上昇に関する背景要因 86
4.3.2 極端な高温、低温の変化に関する背景要因 87
4.3.3 都市化に関する背景要因 89
コラム 5. 都市気候 91
コラム 6. 過去 1200 年の京都のサクラ満開日 95
第 5 章 降水 97
5.1 世界 97
5.1.1 観測結果 97
5.1.2 将来予測 99
5.2 日本 109
5.2.1 観測結果 109
5.2.2 将来予測 118
5.3 背景要因 134
5.3.1 世界における降水量変化の背景要因 134
5.3.2 東アジアの降水量変化の背景要因 135
5.3.3 雨の降り方の変化の背景要因 136
コラム 7. 極端現象の確率的表現について 138
コラム 8. イベント・アトリビューション 141
1. 猛暑事例 141
2. 豪雨事例 143
第 6 章 降雪・積雪 146
6.1 世界 146
6.1.1 観測結果 146
6.1.2 将来予測 148

6.2 日本 156
6.2.1 観測結果 156
6.2.2 将来予測 163
6.3 背景要因 171
第 7 章 熱帯低気圧 173
7.1 世界（熱帯低気圧） 173
7.1.1 観測結果 173
7.1.2 将来予測 174
7.2 日本（台風） 180
7.2.1 観測結果 180
7.2.2 将来予測 183
コラム 9. 洪水への取り組み 186
コラム 10. 土砂災害への取り組み 189
第 8 章 海水温 191
8.1 世界 191
8.1.1 観測結果 191
8.1.2 将来予測 194
8.2 日本 195
8.2.1 観測結果 195
8.2.2 将来予測 197
8.3 背景要因 197
コラム 11. 海洋熱波 199
第 9 章 海面水位 202
9.1 世界 202
9.1.1 観測結果 202
9.1.2 将来予測 203
9.2 日本 205
9.2.1 観測結果 205
9.2.2 将来予測 208
9.3 背景要因 211
第 10 章 海氷 213
10.1 世界 213
10.1.1 観測結果 213
10.1.2 将来予測 214
10.2 日本 215
10.2.1 観測結果 215
10.2.2 将来予測 217
10.3 背景要因 219
第 11 章 高潮・高波 220

11.1 世界：高潮 220
11.1.1 観測結果 220
11.1.2 将来予測 222
11.2 日本：高潮 223
11.2.1 観測結果 223
11.2.2 将来予測 224
11.3 世界：高波 228
11.3.1 観測結果 228
11.3.2 将来予測 230
11.4 日本：高波 231
11.4.1 観測結果 231
11.4.2 将来予測 231
11.5 極端海面水位および全海面水位 232
11.6 背景要因 232
第 12 章 海洋酸性化 234
12.1 世界 235
12.1.1 観測結果 235
12.1.2 将来予測 236
12.2 日本 239
12.2.1 観測結果 239
12.2.2 将来予測 241
12.3 背景要因 242
12.3.1 海洋酸性化のしくみ 242
12.3.2 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） 243
第 13 章 大気循環 245
13.1 世界の大気循環に関する観測結果と将来予測 246
13.1.1 ハドレー循環と熱帯域の大気循環の変化 246
13.1.2 北極振動と極域の大気循環の変化 248
13.1.3 冬の東アジア大気循環 251
13.1.4 夏の東アジア大気循環 252
13.2 日本付近の大気循環に関する観測結果と将来予測 254
13.2.1 冬季の気圧配置 254
13.2.2 春季の気圧配置 254
13.2.3 夏季の気圧配置 255
13.2.4 秋季の気圧配置 255
13.2.6 季節風（海面気圧分布）季節変化の予測 264
13.2.7 ジェット気流の季節変化 265
13.2.8 日本各地域の地上風将来予測 266
13.3 東アジアの大気循環将来変化の背景要因 268

13.3.1 冬季気圧配置の将来変化 269
13.3.2 夏季気圧配置の将来変化 270
13.3.3 ジェット気流の将来変化 271
コラム 12. 日射量の将来予測 274
第 14 章 海洋循環 278
14.1 世界 278
14.1.1 観測結果 278
14.1.2 将来予測 283
14.2 日本近海 287
14.2.1 観測結果 287
14.2.2 将来予測 291
14.3 背景要因 295
付録 A. 気候変動の将来予測 297
付録 A.1 気候変動の将来予測の手法 297
付録 A.1.1 気候モデルとは 297
付録 A.1.2 力学的ダウンスケーリング 298
付録 A.1.3 統計的ダウンスケーリング 298
付録 A.1.4 気候モデルの国際比較 300
付録 A.2 日本域の予測で用いた気候モデルと予測計算の設定 301
付録 A.2.1 大気モデルによる予測 301
付録 A.2.2 海洋モデルによる予測 304
付録 A.2.3 海洋酸性化の将来予測 306
付録 A.2.4 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） 309
付録 A.3 モデルの気候再現性とバイアス補正 310
付録 A.3.1 大気モデルの気候再現性とバイアス補正 310
付録 A.3.2 海洋モデルの気候再現性 311
付録 A.3.3 海洋酸性化の気候再現性とバイアス補正 315
付録 B. 将来気候予測の不確実性とモデルによる予測結果の比較 318
付録 B.1 将来予測の不確実性 318
付録 B.1.1 予測のばらつきの幅（不確実性）の重要性 318
付録 B.1.2 不確実性の要因 318
付録 B.1.3 本報告書における不確実性の評価 319
付録 B.2 モデルの特性（CMIP との比較） 320
付録 B.2.1 比較に用いたデータとモデル 320
付録 B.2.2 現在気候再現性 321
付録 B.2.3 気候の将来変化 322
付録 B.3 主な国内気候予測データとの比較（マッピング） 323
付録 B.3.1 多変量の将来気候変化のばらつきの幅 323
付録 B.3.2 主な国内気候予測データとの比較 325

付録 B.3.3　モデルの選び方 328
付録 C.　予測の確信度の評価 329
付録 C.1　大気の将来予測に対する確信度の評価基準 330
付録 C.2　海洋の将来予測に対する確信度の評価基準 331
付録 C.3　留意点 331
用語集 333
参考文献 339
執筆者・執筆協力者一覧 378
気候変動に関する懇談会及び同評価検討部会 委員 382
本報告書からの引用等について 383

第1章　はじめに

1.1　『日本の気候変動 2025』について

1.1.1　背景

地球温暖化に伴う気候変動[1]は、気温の上昇や海面水位の上昇、大雨の頻度や強度の増加、干ばつの増加、大気中の二酸化炭素濃度増加による海洋酸性化など、世界の様々なところで進行していることが報告されている。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）[2]が2021年から2023年にかけて公表したIPCC第６次評価報告書では、「人間活動が主に温室効果ガスの排出を通して地球温暖化を引き起こしてきたことには疑う余地がない」と評価された。温暖化そのものは、IPCC第５次評価報告書でも「疑う余地がない」と評価されていたが、人間の影響についても「疑う余地がない」と評価されたのは今回が初めてである。また、IPCC第６次評価報告書では、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・高温など極端な現象（以下「極端現象」と表記。）の発生頻度と強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も報告されている。

気候変動は国境を越えて社会、経済、人々の生活に影響を及ぼす問題であり、国際社会そして国内が一丸となっての取り組みが不可欠である。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、2015年開催）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」と表記。）」等を世界共通の長期目標とする「パリ協定」が採択された。これにより、全ての締約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。

IPCC1.5℃特別報告書[3]（2018年10月公表）によると、世界平均気温の上昇を2℃ではなく、1.5℃に抑えることによって、多くの気候変動の影響を回避できることが示されている。しかしながら、IPCC第６次評価報告書によると、世界平均気温は2011～2020年に既に1.1℃まで上昇したとされている。また、近年、高温となる年が頻出する中、2023年、2024年の世界平均気温はそれまでの観測史上最高値を連続して上回った。世界気象機関（WMO）は、2024年の世界平均気温は工業化以前より1.55℃高かったと発表し、単年でのみではあるが「初めて1.5℃を超えた年」となった[4]。こうした事実を受けて、グテーレス国連事務総長は「最悪の事態を回避する時間はまだ残されているが、指導者たちは今すぐに行動を起こさねばならない」と強く訴えるなど、気候変動の影響を回避し低

1　地球温暖化に伴う気候の変化は英語で"climate change"とされ、直訳すると「気候変化」であるが、一般に「気候変動」と呼ばれる。用語集参照。

2　人為起源による気候の変化、影響、適応及び緩和方策に関し、科学的、技術的、社会経済学的な見地から包括的な評価を行うことを目的として、1988 年に世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）により設立された政府間組織。詳細は IPCC のウェブサイト（https://www.ipcc.ch/）参照。

3　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」。

4　パリ協定の下での議論の前提となる科学的根拠を提供する気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の評価報告書では、気候変動を、通常は数十年以上の長期間にわたって続く気候状態の変化と定義しており、気候変動は長期的な気温の変化をもって評価するものとされている。WMOのサウロ事務局長も「単年で 1.5°C を超えたからといってパリ協定の長期気温目標を達成できなかったことにはならない」と強調している。

減するための取り組みは世界的な急務となっている。

日本は、パリ協定を締結（2016年11月）するとともに、国内では「地球温暖化対策の推進に関する法律」（いわゆる、地球温暖化対策推進法）に基づく地球温暖化対策計画を閣議決定（2016年５月策定。2021年10月、2025年2月改定。）し、温室効果ガスの削減目標を設定するなど、地球温暖化の進行を抑えるための取り組み（緩和策）を推進している。2020年10月には、菅内閣総理大臣（当時）が所信表明演説において、2050年までにカーボンニュートラルを目指すことを宣言した。加えて、2021年4月、菅内閣総理大臣（当時）が米国主催気候サミットにおいて、2050年カーボンニュートラル目標と整合的で野心的な目標として、2030年度において温室効果ガス46％削減（2013年度比）を目指すこと、更に50％の高みに向けて挑戦を続けることを表明した。一方で、気候変動適応法に基づく気候変動適応計画を閣議決定（2018年11月策定。2021年10月改定、2023年5月一部変更。）し、既に顕在化、あるいは将来予測される気候変動による生命・人間社会への影響を軽減するための取り組み（適応策）も進めている。

また、地方公共団体に対しては、地球温暖化対策推進法では温室効果ガス排出量削減等のための措置に関する計画の策定が、気候変動適応法では努力義務として地域気候変動適応計画の策定が求められている。

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、国の取り組みとして、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。

1.1.2　　『日本の気候変動 2025』の目的と構成

文部科学省及び気象庁は2020年12月に、気候変動適応法等に基づく国の責務として、気候変動に関する最新の自然科学的知見を総合的に取りまとめた『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 ―』（『日本の気候変動』2020年版。以下略して『日本の気候変動2020』と表記。）を作成した。『日本の気候変動2020』は、気候変動に関する政策や取り組み等を立案・実施する国、地方公共団体及び事業者等（以下「利用者」と表記。）が、気候変動緩和・適応策や影響評価の基盤情報（エビデンス）として使えるよう、必要とされる自然科学的な知見に関する情報を提供したものである。実際、『日本の気候変動2020』は、気候変動適応法に基づき環境省がおおむね5年ごとに作成する『気候変動影響評価報告書』（本編コラム７を参照）のほか、農林水産省の「農林水産省気候変動適応計画」や国土交通省の「港湾における気候変動適応策の実装に向けた技術検討委員会」による「港湾における気候変動適応策の実装方針」等に活用されたり、各地方公共団体が作成した地域気候変動適応計画に参照されたりしている。

今回、文部科学省及び気象庁は、次の『気候変動影響評価報告書』が作成されるタイミングに合わせ、『日本の気候変動』の2025年版となる『日本の気候変動2025　― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―』（以下略して『日本の気候変動2025』と表記。）を作成した。『日本の気候変動2025』では、新たに極端現象の発生頻度に関する情報を提供する等、『日本の気候変動2020』以降の最新の知見及び成果を積極的に盛り込んだ。（『日本の気候変動2020』からの主な改善点及び評価が更新された点は、第1.5節に記載しているので参照していただきたい。）　また、主要な利用者として想定している地方公共団体の担当者からの意見も踏まえ、簡潔かつ分かりやすい記述になるよう、表現についても工夫を重ねた。さらに、気候変動緩和・適応策や影響評価の基盤情報の

ほか、2050年カーボンニュートラル目標を実現し、様々な主体が経済社会システム全体の変革（GX：グリーントランスフォーメーション）を牽引していく取り組みや、顕在化する気候変動の影響をリスク・機会と認識し、企業が経営戦略に盛り込み公表していく取り組み（TCFD：気候関連財務情報開示タスクフォース）等、近年の進展している取り組みに参照されることも想定している。

『日本の気候変動2025』では、想定される様々な読者及び場面に応じて利用しやすく、かつ、効果的に活用していただけるよう、「本編」及び「詳細編」の２種類の報告書と、広報資料として「概要版」[5]及び「都道府県別リーフレット」[6]を提供することとした。「本編」は、利用者が各種施策の判断材料に利用できるよう、日本の気候変動に関する観測結果（過去～現在[7]）と将来予測（未来[8]）を簡潔に示した資料である。「詳細編」は、「本編」の各記述に関する確信度の根拠及び参考文献なども記載しており、利用者がより詳細な情報を知りたい場合に参照できる資料となっている。このため、研究者や個別の分野で対策を検討する専門家の利用も想定している。「概要版」は、勉強会や講演等でそのまま利用されること（あるいはその例となること）を想定し、「本編」の概要を簡略にプレゼンテーション形式でまとめた資料である。「都道府県別リーフレット」は、地域ごとの気候変動の観測結果及び将来予測並びにその地域特性も含めて見開きで概観いただけるリーフレットである。

1.2　詳細編（本報告書）について

1.2.1　本報告書の目的と対象

本報告書は、日本及びその周辺のみならず、世界全体における気候変動に係る観測結果（過去～現在）と将来予測（未来）を科学的観点から背景要因も含め詳しく解説しており、『日本の気候変動2025』の科学的な妥当性を担保する資料となっている。本編には詳細編の対応する項を記載しており、「本編」を読んだ利用者が、詳細な情報を知りたい場合に、辞書的に参照できる資料となっている。また、研究者や個別の分野で対策を検討する専門家の利用も想定している。

1.2.2　本報告書の構成

本報告書では、気温、降水等の要素ごとに１つの章を割り当て、観測結果、将来予測及び背景要因を解説している。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。また、第３章以降の各章の冒頭では、観測結果と将来予測のポイントを箇条書きでまとめた。各章は世界と日本の節に分かれ、世界全体の気候変動については主に IPCC 第６次評価報告書に基づいて記述し（{} で囲った英数字は、参照している IPCC 評価報告書内の章・節や図表番号等を示す。）、日本及びその周辺の気候変動については気象庁及び各機関による最新の観測結果や研究成果を取りまとめた。

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結果を示す。第４章から第７章では気温、降水等の大気に現れる変動について、第８章から第12章では海洋に現れる

5　https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/2025/pdf/cc2025_gaiyo.pdf
6　https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/gw_portal/region_climate_change.html
7　以降、過去から現在までの観測事実や評価結果を「観測結果」と表記する場合がある。
8　将来予測と比較するために併せて実施された、過去の期間のシミュレーション結果を併記している場合がある。

変動について、第 13 章及び第 14 章では背景にある気圧配置や海流等の比較的大きなスケールで現れる変動について、それぞれ観測結果と将来予測を示す。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、確信度の評価手法の詳細などについて解説する。

1.3　利用に当たって

1.3.1　気候変動の情報の捉え方

本報告書は、日本及びその周辺のみならず、世界全体における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た資料である。しかしながら、気候変動の全てが解明されているわけではない。また、気候モデルを用いた将来予測には不確実性が必ず含まれる。以下に、気候変動に関する情報を正しく理解するために必要な背景情報を示す。本報告書を読み進める前に、ご一読いただきたい。

- IPCC の知見（世界の気候変動に関する情報）

IPCC は世界中の研究者の協力の下、科学誌に掲載された論文等に基づいて定期的に報告書を作成し、気候変動に関する最新の科学的知見の評価を提供している。その IPCC 評価報告書は、研究者だけでなく、IPCC に参加する国と地域[9]の政府代表が出席する IPCC 総会にて全会一致で承認・受諾されるため、世界中の政府・研究者から最も信頼される気候変動に関する知見である。

日本における気候変動は、要素（気温、降水等）によって日本の地域性の影響を大きく受けるものもあるが、その背景には世界規模での気候変動がある。日本における気候変動を理解するには、世界における気候変動を併せて理解することが重要である。

- 観測結果とその不確実性

気候変動には、地球温暖化に伴う長期的な変化（ここでは、抽出したい対象という観点で「シグナル」とする。）だけでなく、人間活動とは無関係に生じる数年から数十年の時間スケールでの自然変動（エルニーニョ現象など）や火山活動の影響等（ここでは、抽出したい対象ではないという観点で「ノイズ」とする。）が含まれる（詳細は第 2.3 節 「気候変動の要因と放射強制力」参照)。気候変動を評価する際は、対象とする要素によっては、ノイズの変動量が相対的に大きく、シグナルを検出しにくい要素もある（例えば、降水など)。

しかし、シグナルを統計的に十分な信頼水準で検出できないからといって、地球温暖化の影響を受けていないことの証明にはならない。一般的には信頼水準が 95%以上の場合に、「統計的に有意」とされるが、たとえ 95%未満であっても、人類の生命・生活を脅かすリスクのある気候変動の長期変化傾向についてメッセージを発する意義は大きいと考え、本報告書では、観測結果に付記する統計的な信頼水準が 90%以上あるものを「有意な変化」、すなわち変化していると述べることとした。なお、90%未満でも「有意な変化傾向が確認できない」の意味であり、「変化していない」とは意味が異なるので留意していただきたい。更に、統計的に「有意な変化が起きているかどうか」は重要な情報だが、気候変動の対策を立てる上では、統計的な有意性の有無がそのまま対策の必要性の有無に直結するものではない。地球温暖化の影響の中には、人間生活・生命に大きな影響を及ぼし、対策を講じるために長期間を要するものも多いためである。本報告書で

9　2025 年 1 月現在、195 の国と地域が参加。

は、統計的有意性による判断のほか、統計的に有意と言える水準に達していない場合でも、様々な視点からシグナルを評価する（世界の気候変動、観測結果と将来予測など）とともに、背景要因やメカニズムの科学的な裏付けを示している。適切な気候変動対策を検討するには、これらを考慮して総合的に判断することが必要となる。

➢ 将来予測とその不確実性

気候変動対策を検討するには、将来何が起きるのかという予測結果を知る必要がある。しかし、現実の地球を用いた実験を行うことは不可能であるため、コンピューター内に現在の気候状態を再現した「地球」を気候モデルとして構築し、将来に起こりうる温室効果ガス等の条件を与えて気候状態に生じる変化をシミュレーションする「将来予測」実験が行われる（詳細は、付録 A.1 節を参照のこと）。将来起こりうる温室効果ガス等の排出シナリオは、今後人類がどのような社会を選択するかに左右されるため、複数の排出シナリオを用意して評価する（詳細は、コラム 3「IPCC の排出シナリオ」を参照のこと）。

また、気候変動の将来予測には必ず不確実性が含まれる（気候モデルによる予測結果に含まれるばらつきのこと。コラム 1「将来予測の不確実性」を参照のこと）。そのため、将来予測を把握するには、その不確実性も考慮する必要がある。本報告書では、モデルの不確実性を踏まえた予測の確からしさの情報として、確信度を併せて評価している（詳細は第 1.4.4 項「確信度」を参照のこと）。このことは、将来予測には限界があることを意味する。完全な将来予測は無いことを念頭に置き、適切な気候変動対策を検討することが重要である。

➢ 統計値により示される対象領域の広さ

観測結果及び将来予測で得られる長期間のデータは、シグナルとノイズの両方を含んだものとなる。この中からシグナルを抽出するためには、統計学的な手法による処理を行う必要がある。『日本の気候変動 2025』では、大気に関する要素（気温、降水など）について、「本編」「詳細編（本報告書）」では日本全国、地域区分別で、「都道府県別リーフレット」では地点別、都道府県別、地域区分別など、いくつかの地域別に統計値を示している。海洋に関する要素（海面水温、海面水位など）については日本全国のほか、それぞれのデータ分布に応じて独自に地域区分を設定している。

日本全国で平均値等の統計処理を行うことによって、日本というある程度の広さを持った地域で平均的なシグナルを捉えることができる。一方で、より限定した地域で統計値を検討することで、その地域特有の地域性も反映したシグナルを捉えることができると考えられる。しかしながら、より限られた地域で統計処理を行うと、特に観測結果においてはデータ数が少なくなるため、一般にシグナルを検出しにくくなる。また気候モデルを用いる将来予測においては、より狭い地域の変動の再現が難しくなる（一般に気候モデルで再現できる現象のスケールは、気候モデルの水平解像度の数倍程度以上のものである）ことや、狭い地域ではシグナルに比べてノイズの影響が大きくなること等により、不確実性が大きくなる。このため、信頼できる統計結果を得るためには、ある程度の広さを持った地域で統計処理を行うことが望ましい（詳細は、付録 A.2.1 項を参照のこと）。

気候変動は、ある程度の広い空間的スケールを持つ現象である。利用者におかれては、大きな空間スケールで俯瞰的に情報を捉えていただきたい。

1.3.2　　気候変動の情報の活用

気候変動対策を進める上では、科学に基づいた情報が必要不可欠である。特に、将来予測の結果は、今後の気候変動がどのようになるかを知ることができる有力な情報である。しかしながら、これまでに述べたように、モデルによる将来予測には必ず不確実性が含まれる。地球温暖化の進行具合は、今後人類がどのような社会を選択するかにも左右される。このため、気候変動対策を進める上では、このような不確実性が含まれることに留意した上で、予測結果を利用する必要がある。

気候変動に関する諸現象の中でも、水害や土砂災害など生命に直結する現象として、降水に関する極端現象がある。IPCC 第 6 次評価報告書では、地球温暖化の進行に伴い、極端現象の発生頻度と強度が増加すると評価されている。極端な降水については、洪水や土砂災害をもたらし甚大な被害につながるため（コラム 9「洪水への取り組み」及びコラム 10「土砂災害への取り組み」を参照のこと）、その検討が非常に重要である。その検討に資するため、本報告書では、極端現象の発生頻度について確率的表現を用いて表現するよう改訂した（詳細はコラム 7「極端現象の確率的表現について」を参照のこと）。防災気象情報として、本資料を用いていただきたい。

1.4　使用したデータ等の概要

1.4.1　観測データ

(1)　大気

二酸化炭素（CO_2）など大気中の温室効果ガスの世界平均濃度の解析結果は、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）が収集した観測データから解析したものを用いた。日本の大気中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。日本の日射・赤外放射については、気象庁の観測地点（札幌、網走、つくば、福岡、石垣島及び南鳥島）で観測したデータを用いた。国内のオゾン全量は、気象庁が札幌、つくば及び那覇の 3 地点で観測したデータを用いた。紅斑紫外線量はつくばで観測したデータを用いた。また、南極オゾンホールについては、米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを用いた。

国外の気温[10]と降水に関する解析では、観測データとして、陸上の 2010 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 4,800 地点である。2011 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 2,300 地点から 2,600 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-SST2: Hirahara et al., 2014）を用いた。

国内の気温、降水及び降雪・積雪に関する解析では、気象庁の観測データを用いた（図 1.4.1、図 1.4.2 及び図 1.4.3）。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。更に平均気温の解析については、都市化による影響が比較的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[11]（JRA-3Q: Kosaka et al., 2024）を用いた。

10　世界の平均気温の推定方法は目的等により複数存在し、本報告書で言及している平均気温についても、項目によって異なる推定方法を用いた値を指している。このため、以下のように表記を分けることで区別している。

①　「世界平均気温」（主に 4.1.1 気温-世界-観測で使用）…陸地及び海氷上の表面付近の気温と海氷のない海域の海面水温による全球平均値。IPCC (2021) では、GMST（Global mean surface temperature）と表記され、古気候、過去、及び現在の観測による推定のほとんどで使われている。

②　「地上平均気温」（主に 4.1.1 気温-世界-観測結果で使用）…陸上の値のみを使用した陸域の平均気温

③　「世界平均地表気温」（主に 4.1.2 気温-世界-将来予測で使用）…陸域及び海域の表面付近の気温の平均値から推定した値。IPCC (2021) では、GSAT（Global surface air temperature）と表記され、一般に気候モデルによる解析に用いられる。

なお、①と③は、正負いずれかの方向に最大で 10%の差異がある（確信度が高い）が、気候モデルや観測精度の問題、理論の不完全性から、③の推定には不確実性を伴うため、現時点では、両者の長期変化傾向は同一と評価されている（IPCC, 2021; Cross-Section Box TS.1）。しかし、②は陸上の値のみを使用した陸域の平均気温であり、海上の気温を考慮していないため、①や③の長期昇温率とは大きな違いがある。本報告書で②に言及する際には、陸域のみの平均気温であることを付記する。

11 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。本報告書で用いた JRA-3Q データセットは 1947 年 9 月から現在までを対象とした気象庁第 3 次長期再解析データセットで、 従前の JRA-55 より精緻な解析システムを用いて作成されている。 また、過去観測データ拡充

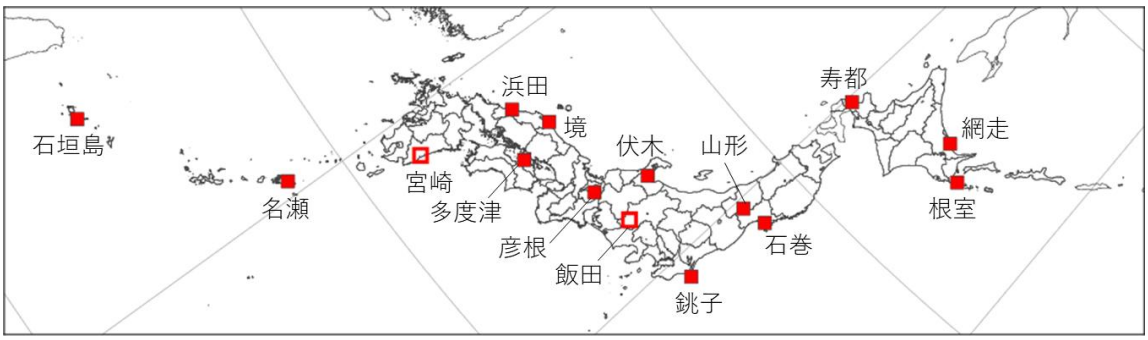


図 1.4.1　気温の解析に用いた観測地点

赤塗りつぶし及び白抜きの地点は、年及び季節平均気温の解析に用いた気象庁の 15 観測地点。赤塗りつぶしの地点は、日最高気温及び日最低気温の各階級別の日数の解析に用いた 13 観測地点。

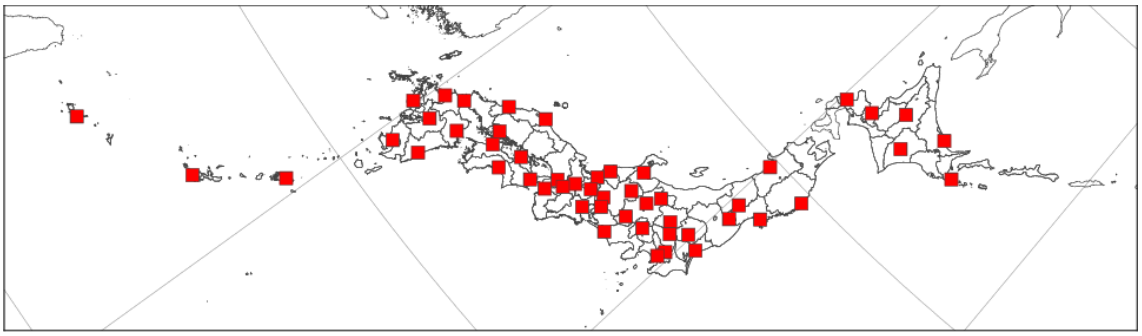


図 1.4.2　降水の解析に用いた 51 観測地点

地点名は第 5 章参照。

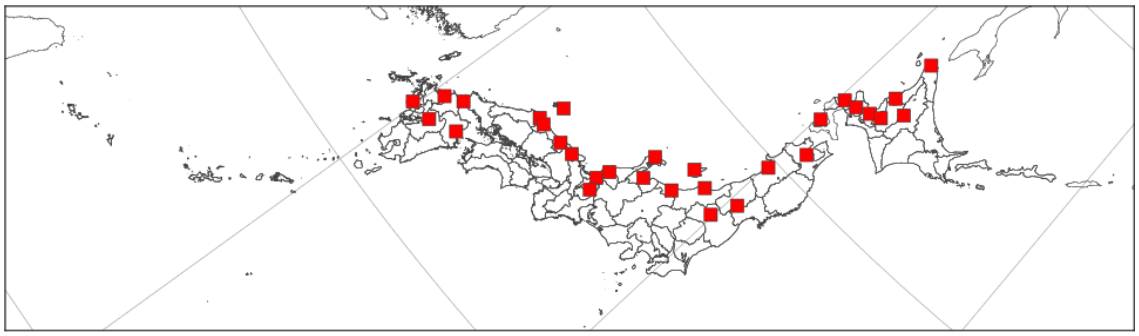


図 1.4.3　降雪・積雪の解析に用いた 30 観測地点

地点名は表 6.2.1 参照。

(2)　海洋

海面水温は COBE-SST2（Hirahara et al., 2014）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 et al., 2017）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に加え、国土地理院の GPS 観測装置を併設した検潮所（2004 年以降、13 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

の成果等を活用して新たに整備した観測データを使用し、過去 3 四半世紀（75 年）を均質かつ高精度に再解析したデータセットとなっている。

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。

海洋酸性化の指標である海水の pH の北西太平洋における情報は、気象庁の船舶観測のうち二酸化炭素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。

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及び溶存酸素量は、気象庁が実施している東経 137 度線沿いの船舶観測データから算出した。

1.4.2　　将来予測シナリオ

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って異なる。このため、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。IPCC では、将来予測される多様な放射強制力の経路の中から代表的なものを選択し、排出シナリオが作成されている。IPCC 第 5 次評価報告書では代表的濃度経路（RCP）シナリオが、第 6 次評価報告書では共通社会経済経路（SSP）シナリオが作成された。『日本の気候変動 2025』では、このシナリオの中から、2°C 及び 4°C 上昇シナリオ[12]に対応した予測結果を中心に述べる。

2°C 上昇シナリオによる予測結果は、パリ協定の 2°C 目標が達成された状況下における気候の予測である。一方、4°C 上昇シナリオは、IPCC で取り上げられているうち気温上昇量が最大となるものであり、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違いを考慮することができる。

世界の将来予測について、本報告書では IPCC 第 6 次評価報告書で用いられた SSP シナリオを用い、SSP1-2.6 シナリオ（持続可能：以下「2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）」と表記。）及び SSP5-8.5 シナリオ（化石燃料依存：以下「4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）」と表記。）による予測結果を中心に述べる。一方、日本の将来予測について、IPCC 第 5 次評価報告書で用いられた RCP シナリオを用い、RCP2.6 シナリオ（低位安定化シナリオ：以下「2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）」と表記。）及び RCP8.5 シナリオ（高位参照シナリオ：以下「4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）」と表記。）による予測結果を中心に述べる。日本の将来予測において、主に SSP ではなく RCP シナリオを用いる理由は、執筆時点で行われていた研究成果の多くが RCP シナリオに基づくためである。SSP 及び RCP シナリオの詳細については、コラム 3「IPCC の排出シナリオ」を参照していただきたい。

---

12 「2°C 上昇」「4°C 上昇」とは、工業化以前（1850～1900 年※）と比べた 21 世紀末におけるおおよその世界平均気温の上昇量を指すが、これは目安を表しているに過ぎず，予想される昇温量を正確に表すものではない。また、後述するように本書では「2°C 上昇シナリオ」「4°C 上昇シナリオ」として、IPCC 第 6 次評価報告書で用いられた SSP シナリオにおけるものと、IPCC 第 5 次評価報告書で用いられた RCP シナリオにおけるものの 2 種類を扱っているため、どちらのシナリオか判別できるようシナリオ呼称の後ろに括弧書きで明記している。なお、第 1.4.3 項（3）で説明する d4PDF は、これらのシナリオとは異なるものである。

※大規模な産業活動が始まったのは 1750 年頃であるが、IPCC では世界平均気温を近似できる相応の観測データが存在する 1850～1900 年を「工業化以前」としている。

1.4.3　　日本域の将来予測データ

(1)　大気の予測

日本の気候を対象とした将来予測は、極端現象の発生頻度・強度の予測を除き、原則として、気象庁気象研究所が開発した非静力学地域気候モデル（NHRCM: Sasaki et al., 2008）の水平解像度 2 km バージョン（NHRCM02）を用いた将来予測計算の結果（Murata et al., 2017）に基づいている。本報告書では、この予測結果を単に「本報告書の予測」と記載し、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）と 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 2 つのシナリオを用いた予測を行っている。なお、このデータは、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」[13]及び「統合的気候モデル高度化研究プログラム」[14]において、気象庁気象研究所が開発したものであり、『気候予測データセット 2022』[15]に日本域気候予測データとして収録されている。

詳細編では、地域別の解析に関して、日本列島の気候特性と行政界等を考慮し、気温と降水については、北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部・奄美、沖縄の 11 地方（図 1.4.4）、降雪・積雪については、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（図 1.4.5）の地域ごとに結果を示す。なお、沖縄・奄美では降雪・積雪の観測事例が少ないため、結果は省略する。

以上について、詳細は付録 A.2.1 項を参照していただきたい。

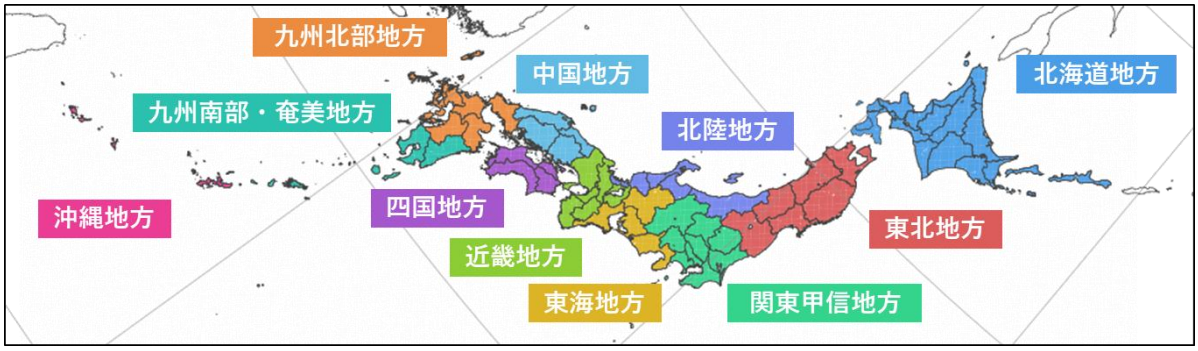


図 1.4.4　予測データの解析に用いる地域区分（気温・降水関係）

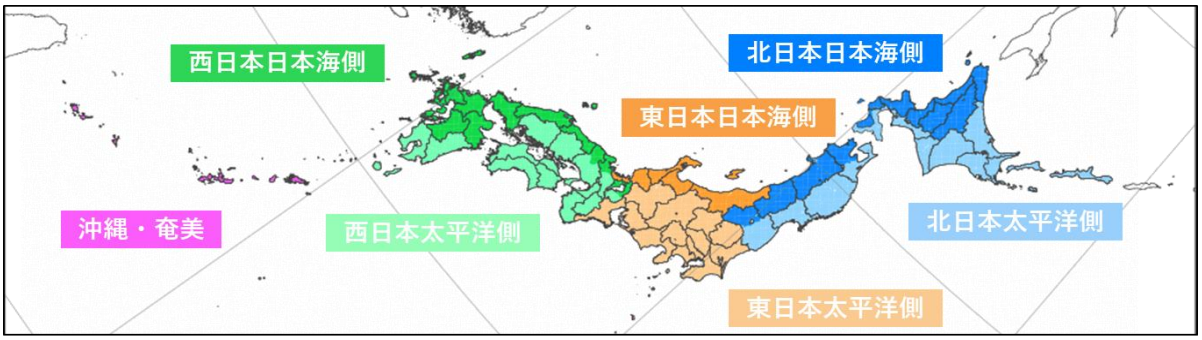


図 1.4.5　予測データの解析に用いる地域区分（降雪・積雪関係）

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

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

15 「気候変動に関する懇談会」（文部科学省・気象庁）の議論を踏まえ、地方公共団体や民間企業等において進められている気候変動対策を積極的に支援するために、これまで我が国で創出された気候変動への適応に資する予測データをまとめ、公開したデータセット。コラム 4 参照。

(2)　海洋の予測

日本周辺の海面水温、海面水位、海氷、海洋循環、海洋貧酸素化、海洋酸性化及び海洋生物生産を対象とした将来予測は日本域海洋予測データ（『領域海洋将来予測データセット（FORP: Future Ocean Regional Projection）version 4』 の北太平洋 10 km 版データ（FORP-NP10））に基づいている。FORP version 4 は、文部科学省「統合的気候モデル高度化研究プログラム」及び「気候変動予測先端研究プログラム」[16]の下で海洋研究開発機構と気象庁気象研究所の共同により、気象研究所において開発された海洋モデル(MRI.COM: Sakamoto et al., 2023)を用いて作成されたデータセットであり、地方公共団体等の気候変動適応策の検討に資することを目的としている。本データは『気候予測データセット 2022』に「日本域海洋予測データ」を構成するデータとしてその一部データが格納されている（コラム 4 を参照のこと）。詳細は付録 A.2.2 項 を参照していただきたい。

海洋酸性化の将来予測（経験的手法）には、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）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 A.2.3 項 を参照していただきたい。

(3)　まれにしか起きない現象の予測

大気・海洋に限らず、まれに（例えば数十年当たり一回程度）しか起きない極端現象の発生頻度・強度の変化等の予測については、文部科学省「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））に基づき評価した。実験は、地球温暖化が進行し世界平均気温が工業化以前と比べて 1.5°C、2°C、4°C 上昇した世界に対応するシミュレーションとして 1.5°C 上昇実験、2°C 上昇実験、4°C 上昇実験の 3 種類が行われ、温室効果ガス濃度等の外部強制因子は 1.5°C 上昇実験では 4°C 上昇シナリオの 2030 年の値、2°C 上昇実験では 4°C 上昇シナリオの 2040 年の値、4°C 上昇実験では 4°C 上昇シナリオの 2090 年の値が与えられている。外部強制力が時間変化しない点が本報告書の予測と異なるものの、2°C 上昇実験及び 4°C 上昇実験は、それぞれ 2°C 上昇シナリオと 4°C 上昇シナリオの予測に対応する。詳細は付録 A.2.4 項を参照していただきたい。

1.4.4　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（本報告書では、将来予測シナリオや気候モデルによる予測結果の幅のことを指す。詳細はコラム 1「将来予測の不確実性」を参照のこと。）を伴うため、利用に当たっては、確信度に関する情報（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 6 次評価報告書などの評価手法を参考に、高中低の 3 段階で確信度を評価した（付録 C で解説）。本報告書に記載している確信度のうち、*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による独自の評価である。

16 気候変動予測先端研究プログラム https://www.jamstec.go.jp/sentan/

1.5　その他

1.5.1　『日本の気候変動 2020』からの主な改善点

本報告書において、『日本の気候変動 2020』から改善した主な点は次のとおり。

- IPCC 第 6 次評価報告書等、最新の科学的知見及び成果を反映。
  - 『日本の気候変動 2020』以後に公開された IPCC 第 6 次評価報告書をはじめ、新たに公表された論文等の文献から収集した最新情報を掲載。
  - 『日本の気候変動 2020』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）シナリオに基づいた評価を行っていたが、『日本の気候変動 2025』では IPCC 第 6 次評価報告書で用いられた共通社会経済経路（SSP）シナリオに基づいた評価を可能な限り行った。
- 観測結果では、可能な限り最新の期間（～2024 年）までデータを延長。
- 将来予測では、最新の気候モデルを用いた結果を使用。
  - 日本域における大気の予測では、使用したモデルについて、水平解像度が 5 km から 2 km に向上したほか、都市化による影響を含めることができる都市モデルが新たに導入されるなど、様々な改良が加えられた（いずれも、『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に収録）。これにより、地域的な再現性等も向上したと考えられる。
  - 日本域における海洋の予測では、使用した予測データを『SI-CAT 海洋データセット』から、海洋炭素循環及び海洋生態系の予測情報が含まれている『日本域海洋予測データ』（『気候予測データセット 2022』に収録）に変更した。これにより、海洋酸性化等において、モデルを用いた日本近海の将来予測の評価が海洋の水温や流れなどの物理環境と整合的な形で可能となった。
- 極端現象の将来予測に関する情報を新たに掲載。
  - 100 年当たり一回等の頻度で生じるような発生頻度が低い極端現象が、地球温暖化の進行に伴いどのように変化するかについて、確率的表現（コラム 7 参照）を用いて評価した。
- 過去、現在及び未来までの気候変動を連続的に理解できるように、過去～現在～未来を一連とした情報を新たに掲載（本編第 2 章参照）。

1.5.2　『日本の気候変動 2020』から評価等が更新された点

本報告書において、『日本の気候変動 2020』における解析結果や評価から更新があった点は表 1.5.1 のとおり。これらの更新は主に、近年の解析・研究結果の蓄積や、IPCC 評価報告書における評価の更新によるものである。

表 1.5.1　『日本の気候変動 2020』から評価等が更新された点

章	節	更新点
4. 気温	観測結果	世界の極端な高温（熱波を含む）について、頻度だけでなく強度が増加したことにも言及。極端な低温の頻度と強度が低下していることにも言及。また、これらが主に人為起源の気候変動によるものであることは「確信度が高い」と記載。
	将来予測	100 年当たり一回等の低頻度で生じるような極端な高温の頻度や強度が増加することや、その増加率の定量的な評価を追加。
5. 降水	観測結果	強い雨ほど発生頻度の増加率が高く、一定の強さ以上の雨では 1980 年頃と比較しておおむね 2 倍程度に増加していることを追加。
	将来予測	最新モデルの利用により、1 時間降水量 50mm 程度までの雨の頻度に見られていた過少傾向や、沖縄付近の 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）より 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）の変化量の方が小さい傾向が解消。 100 年当たり一回等の低頻度で生じるような極端な大雨の頻度や強度が増加することや、その増加率の定量的な評価を追加。
6. 降雪・積雪	将来予測	極端な大雪時の降雪量が増加する可能性の確信度を「低い」から「中程度」に更新。
7. 熱帯低気圧	観測結果	強い熱帯低気圧の発生数について、IPCC 第 6 次評価報告書と同様の手法で気象庁のデータを解析した結果、及び、より時間的均一性が高い気象庁のデータセットを用いた結果を記載（詳細編）。
	将来予測	世界全体の個々の熱帯低気圧に伴う降水の増加の確信度を「高から中程度」から「高い」に更新。
9. 海面水位	将来予測	世界平均海面水位が 21 世紀中上昇し続けることを「可能性が非常に高い」から「ほぼ確実」に更新。
10. 海氷	将来予測	「21 世紀末までには夏季に北極海の海氷がほぼなくなる予測」を追加。
11. 高潮・高波	観測結果	地球温暖化による平均海面水位上昇、高潮及び強雨による河川水流入の組み合わせにより、氾濫の可能性が高くなる（確信度が高い）こと、長期的な変化と短期的な変化を併せて評価することが重要であることを追加。
	将来予測	北西太平洋の高波について、極端な高波の波高が高くなる予測（確信度は低い）を追加。
12. 海洋酸性化	観測結果	日本周辺海域でも海洋酸性化が進行していることを追加。
	将来予測	日本周辺海域でも世界平均と同程度に海洋酸性化が進行するという予測結果を追加。
14.海洋循環	観測結果	日本南方海域の貧酸素化（溶存酸素量減少）について追加（詳細編）。

1.5.3　　図やデータの引用について

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、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「本報告書からの利用等について」参照）。

また、図やデータの電子ファイルは、可能な限り以下の『日本の気候変動 2025 素材集』で公開している。利用方法は当該ページを参照のこと。

『日本の気候変動 2025 素材集』：
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/2025/sozai/sozai_index.html

なお、最新の観測データについては、『気候変動監視レポート』（気象庁ホームページ）を参照のこと。

気候変動監視レポート：https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/index.html

1.5.4　　参考資料

本報告書では、日本及びその周辺の気候変動に関する自然科学的根拠を主に取りまとめている。しかし、気候変動対策を進める上では、世界における気候変動のほか、気候変動による影響評価等の情報も含めて検討することが有効である。これらの詳細については、以下に示す各資料を参照していただきたい。

- IPCC 第 6 次評価報告書（気象庁ホームページへリンク）：
  https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar6/index.html
  - 第 1 作業部会報告書政策決定者向け要約（SPM）等を和訳したもの。
    - 政策決定者向け要約（SPM）暫定訳（文部科学省及び気象庁）：
      https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ipcc/ar6/IPCC_AR6_WGI_SPM_JP.pdf
- IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書（自然科学的根拠）解説資料（文部科学省ウェブページへリンク）：
  https://www.mext.go.jp/a_menu/kaihatu/kankyouene/mext_02470.html
  - 文部科学省と気象庁が取りまとめた解説資料（文部科学省及び気象庁）。
    - 一般向け解説資料（基礎編）：
      https://www.mext.go.jp/content/20230531-mxt_kankyou-100000543_9.pdf
    - 初心者向け解説資料（導入編）：
      https://www.mext.go.jp/content/20230531-mxt_kankyou-100000543_10.pdf
- 気候変動影響評価報告書（環境省ウェブページへリンク）：
  https://www.env.go.jp/earth/earth/tekiou/page_00003.html
  - 気候変動適応法に基づき環境省がおおむね 5 年ごとに作成する報告書。日本国内における農業・林業・水産業、水環境・水資源、自然生態系、自然災害・沿岸域、健康、産業・経済活動、国民生活・都市生活の各分野で予測される気候変動の影響について記載されている。
  - 本編コラム 7「気候変動適応法及び気候変動影響評価報告書について」も参照のこと。

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。執筆にご協力いただいた有識者は、巻末の執筆者・執筆協力者一覧に記載した。

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」の基本的な概念を解説する。まず「気候」とは何か、そして地球規模の気候を支配している地球の放射収支と温室効果について解説する。さらに、気候変動の要因である「放射強制力」、及び気候変動予測と密接に関わる「気候フィードバック」と「気候感度」などの用語について解説する。

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、十分に長い期間とは、日々変わる天気などで左右されない、例えば 30 年といった期間の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合っている（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。

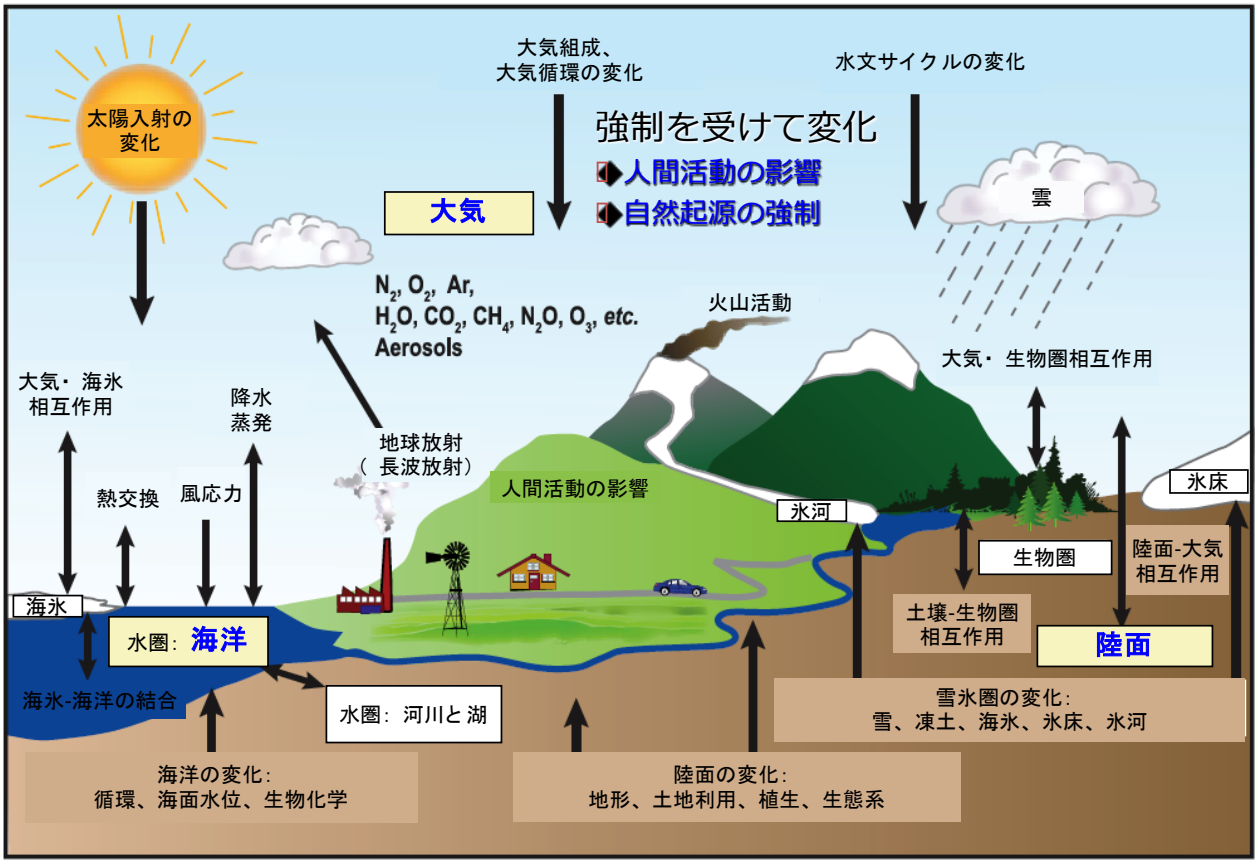


図 2.1.1　気候システムとその変動要因

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; FAQ 1.2, Figure 1 より和訳・加筆転載。）

2.2 地球の放射収支と温室効果

地球規模の気候は、地球での放射エネルギーの出入り（すなわち放射収支）で決まる。太陽からの日射（太陽放射、短波放射ともいう）を受け取ることで地球にエネルギーが入る一方、大気や雲、地面など地球のあらゆるものから放出される赤外放射（地球放射、長波放射ともいう）で宇宙空間へとエネルギーが出ていく（図 2.2.1）。地球に入ってくる太陽放射は、1/3 程度が雲や地面などで反射されて宇宙に帰っていくが、残りは地表面（海面を含む）と大気に吸収されて地球を温めようとする。一方、温められた地表面や大気は赤外放射を出して冷えようとする。この赤外放射は直接宇宙に出ていくのではなく、大部分が大気中の二酸化炭素や水蒸気、雲によって吸収され、そこから再び宇宙（上向き）と地面に向けて（下向き）赤外放射を出して地表面が冷えすぎるのを緩和する。このような働きを温室効果と呼び、その効果を持つ大気中の微量ガス（二酸化炭素、メタンなど）を温室効果ガスと呼ぶ。なお、水蒸気も主な温室効果ガスであるが、二酸化炭素のように排出量の変化によって濃度が変化するのではなく、気候の変化によって濃度が変化する効果が大きいという特徴がある（第 2.4 節参照）。

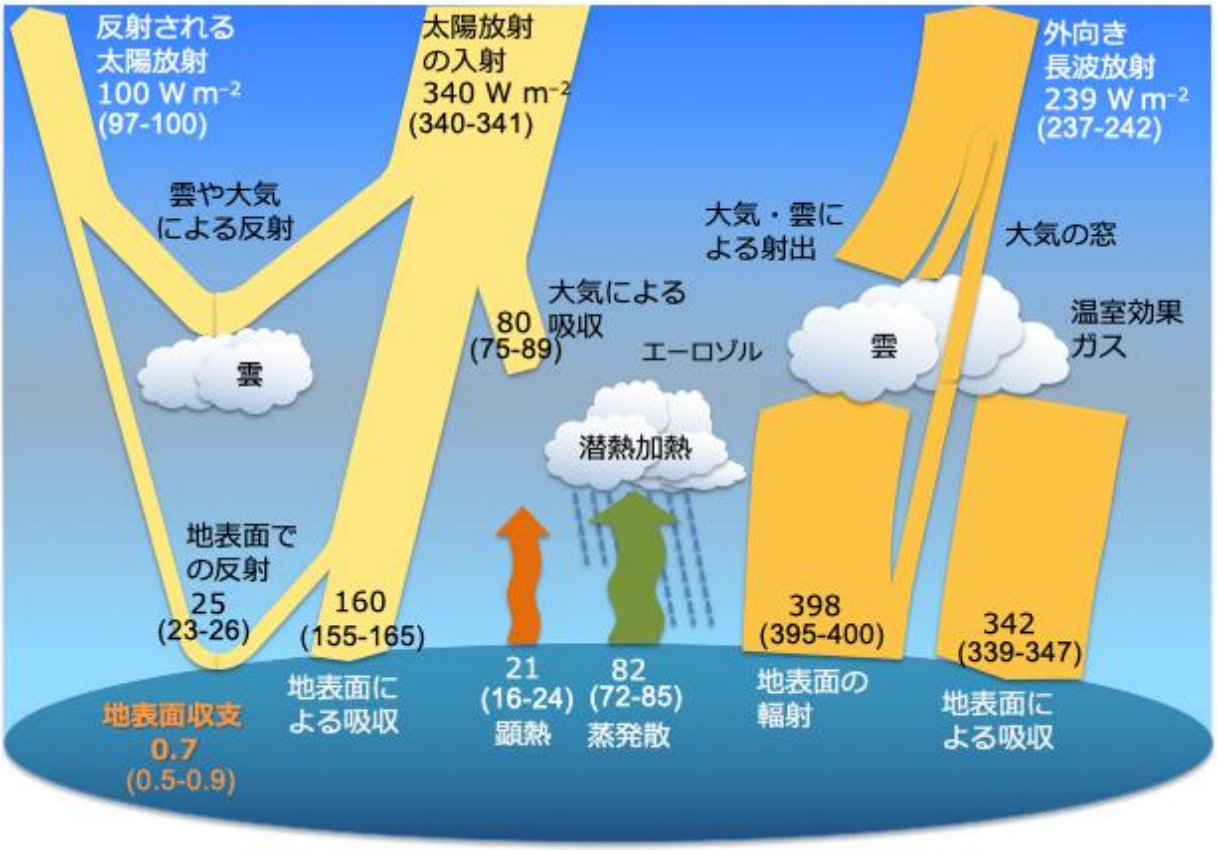


図 2.2.1　地球のエネルギー収支

図中の数値は 21 世紀初めにおける地球平均のエネルギーの流れの大きさで、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) 及び IPCC (2021; Figure 7.2) 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 が宇宙へ出ていく。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 0.7 W/m² 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。

2.3 気候変動の要因と放射強制力

地球の放射収支は「おおむね」釣り合っているが、完全なバランスからずれて変動することがある。そのずれを生じさせる要因には、人間活動など気候システムの外部からの強制（これを放射強制力という。）によるものと、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。そのずれを生じさせる要因は様々であるが、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エーロゾルが広がり、日射を遮る効果が生じる。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。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、18 世紀半ばからの変化量は 0.01 W/m^2（日射量全体の 0.003%程度）と、非常に小さいと見積もられている（IPCC, 2021; 7.3.4.4）。このほか、十万年単位の非常に長期的な変動としては、地球の公転軌道や自転軸の傾きの変動による日射の変化も存在する。

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、オゾンなどがあり、主に長波放射を変化させて温室効果により地球を温めようとする、すなわち正の放射強制力を持つ。エーロゾルには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二酸化硫黄（亜硫酸ガス）が変化してできる硫酸塩エーロゾルなどは、それ自体が日射を遮る効果を持つ上に、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ため、負の放射強制力を持つ。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て放射収支を変化させる効果を持つ。

放射強制力は、単位面積当たりの放射の強さの変化量（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、2019 年時点の人為起源放射強制力は、全体で合計約 2.72 W/m^2 とされている（IPCC, 2021; 7.3.5.2）。これに地球の表面積（約 510 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ことができる。これは約 1.4 兆 kW にもなり、世界の 1 次エネルギー年間消費量（2022 年で 604×10^{18} J, Energy Institute, 2023）をたった 5 日で上回る量である。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消費さ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、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）や、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では、2100 年時点でのおおよその放射強制力が 8.5 W/m^2 である（コラム 3 参照）。

2.4 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°C 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する時、その気温変化に応じて長波放射の強さが変化するだけでなく、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更に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°C 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（$W/m^2/°C$）で定義される。元の強制力を更に強める場合が正のフィードバック、弱める場合が負のフィードバックである。例えば、気温が上昇したことに伴い水蒸気が増加すると、水蒸気の温室効果が強まって気温上昇を更に大きくする正のフィードバックが働く。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、それでも総合した気候フィードバックの推定にはばらつきが残る。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、同じ放射強制力のシナリオ（例えば 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5））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 3°C から 7°C（IPCC, 2021; FAQ 7.3）と、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、単に気候感度というと、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）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（増加開始から 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。IPCC 第 6 次評価報告書（IPCC, 2021; 7.5.5）では、気候モデルで表現される気候感度を直接使用するのではなく、気候フィードバックのプロセス研究や、過去の観測記録からの推定、古気候データからの推定など、複数の証拠を総合することにより、ECS の最良推定値を 3°C（可能性の高い範囲は 2.5°C～4°C）、TCR の最良推定値を 1.8°C（可能性の高い範囲は 1.4°C～2.2°C）と評価している。

コラム1.　将来予測の不確実性

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

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

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

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

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

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

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

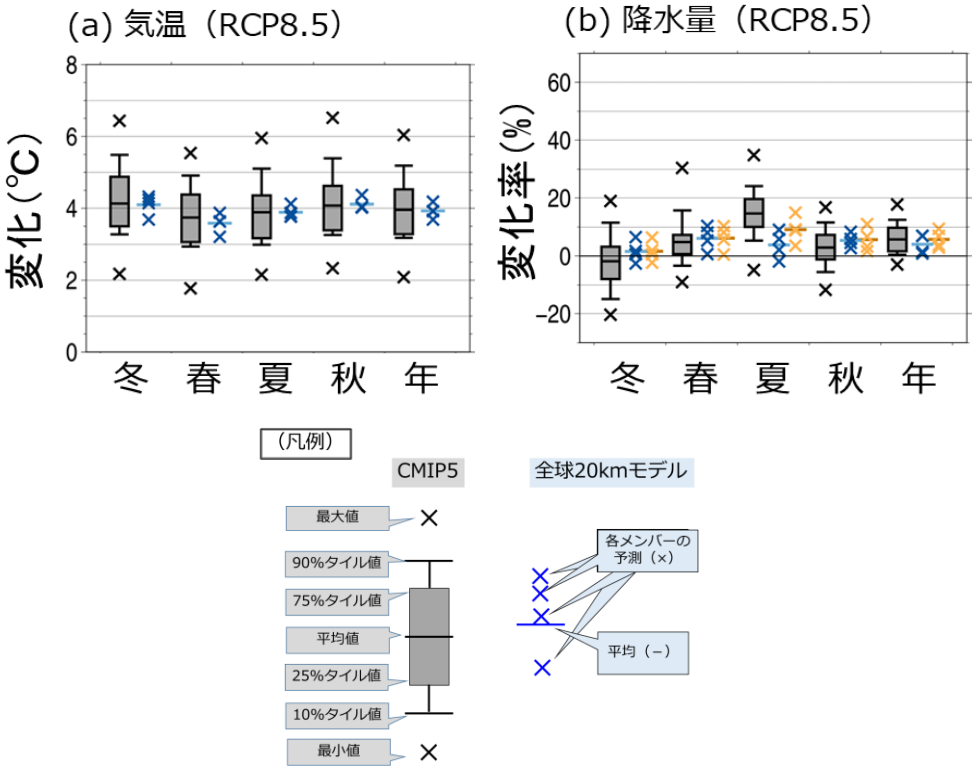


図 コラム 1.1　日本域の季節及び年の気温と降水量の将来変化に関する予測の比較

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

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

コラム2.　十年規模変動と近未来予測

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

観測される気候変動には、温室効果ガスなどの排出に伴う人為的な要因の変動と自然要因の変動が含まれている。自然要因の変動のうち大気や海洋などの気候システムの内部で生成される変動（内部変動）としては、数年規模で変動するエルニーニョ/ラニーニャ現象がよく知られているが、十年～数十年規模では太平洋十年規模変動（PDV[17]）や大西洋数十年規模変動（AMV[18]）などの十年規模変動が卓越する。これらの内部変動は、領域スケールや近未来の時間スケールにおいて人為的な要因による変化を変調させる。この変調は、起こりうるあらゆる変化に対する計画を立てる上で考慮すべき重要な要素である。

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

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

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

18 Atlantic Multidecadal Variability の略。

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

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

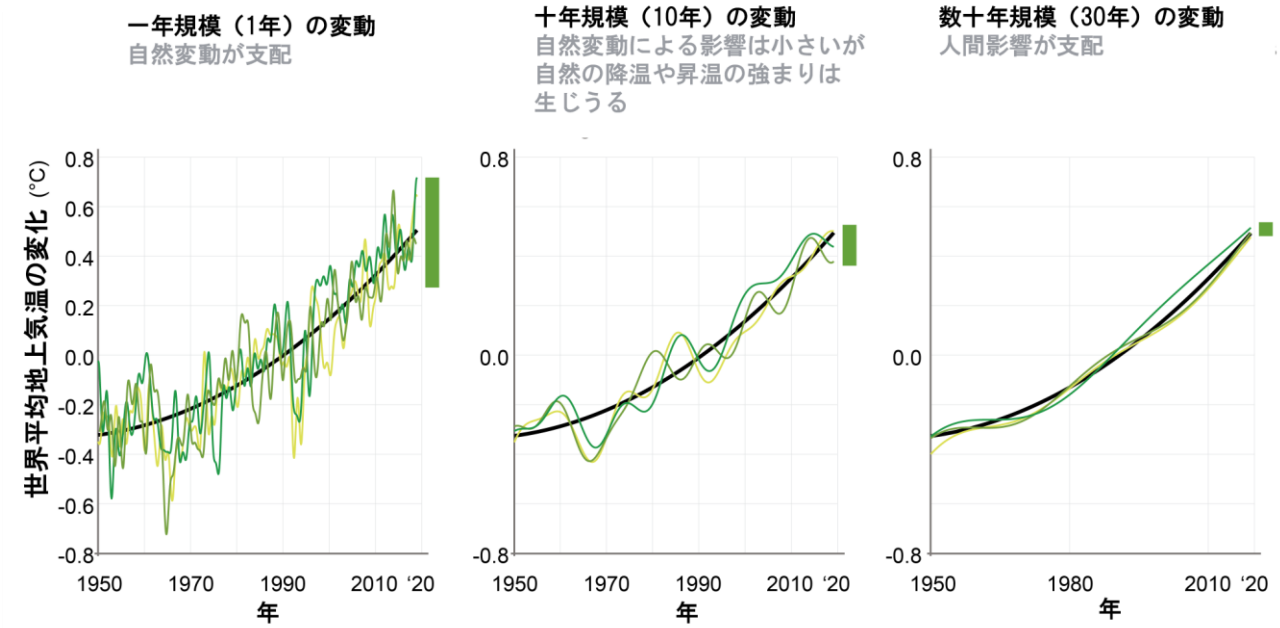


図 コラム 2.1　世界平均地上気温における一年規模（左）、十年規模（中）、数十年規模（右）の変動
黒線は気候モデルにおける気温変化への人為的要因の変動、緑線は自然要因と人為的要因の両方の寄与による変動を示す。緑線は対象となる時間スケールに応じて平滑化されている。三種類の緑色の線は異なるシミュレーションを表し、生じうる変動の範囲を示す。緑の長方形で示された自然変動の影響は、短い時間スケールでは卓越するが、時間スケールが長くなるにつれて寄与は相対的に小さくなる。（IPCC, 2021; FAQ3.2, Figure 1 を和訳・転載。）

第3章　大気組成等

観測結果

- 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増加が続いており、下向き赤外放射量も増加している。
- 全天日射量は、日本を含む世界の多くの地域で 1990 年代に増加し、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 年以降は極域を除く上部成層圏でオゾン量が増加しているが、世界のオゾン全量は依然として少ない状態にある。国内（つくば）の紅斑紫外線量[20]は 1990 年代前半に比べ増加している。

大気中の温室効果ガスの 1750 年頃以降に観測された濃度増加が、人間活動によって引き起こされたことには疑う余地がない。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（CO_2）、メタン（CH_4）及び一酸化二窒素（N_2O）の大気中濃度は、人間活動に伴い増加が続いている。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、人為的に大気中に排出された二酸化炭素の約半分を正味で吸収しており、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（温室効果ガスの放出に伴う放射強制力の将来予測については、コラム 3「IPCC の排出シナリオ」を参照。）。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増減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。

多くが強力な温室効果ガスであるハロゲン化ガスのうち、オゾン層破壊物質（ODS）でもあるクロロフルオロカーボン（CFC）類[21]のほとんどは、「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（以下「モントリオール議定書」と表記。）」に基づく規制により大気中濃度が近年減少し続けており、主なハイドロクロロフルオロカーボン（HCFC）類[22]の大気中濃度の増加も近年鈍化している。これに伴いオゾン量は、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、1990 年代半ば以降は長期的な拡大傾向は見られなくなった。一方、ハイドロフルオロカーボン（HFC）類[23]の大気中濃度は増加し続けている。

20 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。

21 フッ素及び塩素を含む炭素化合物。

22 フッ素、水素及び塩素を含む炭素化合物。

23 フッ素及び水素を含む炭素化合物。

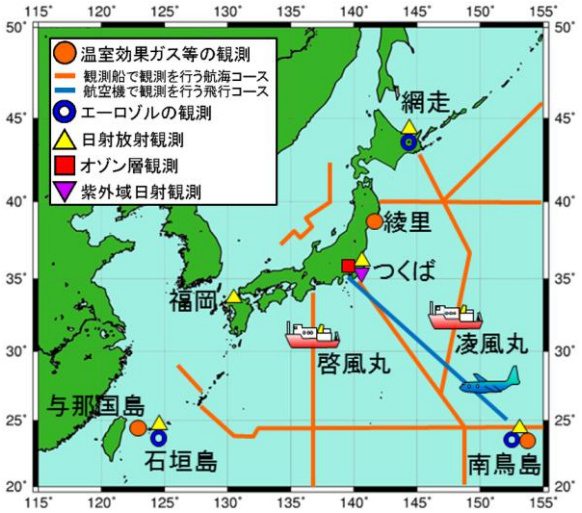


図 3.0.1　気象庁における大気組成等の観測網（2024 年 3 月時点）

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、人間活動による局地的な汚染の影響が少ない国内 3 地点（綾里、南鳥島及び与那国島。与那国島での観測は 2024 年 3 月末で終了。）。エーロゾルの観測は国内 3 地点（網走、南鳥島及び石垣島）。日射・赤外放射の観測は国内 5 地点（網走、つくば、福岡、南鳥島及び石垣島。福岡での観測は 2024 年 3 月末で終了。）。オゾン層観測は国内 1 地点（つくば）。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（航空機による観測は 2024 年 3 月末で終了）。

3.1　温室効果ガス

3.1.1　世界における地上大気中の温室効果ガス濃度

大気中の温室効果ガスの 1750 年頃以降に観測された濃度増加が、人間活動によって引き起こされたことには疑う余地がない。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の大気中濃度は、少なくとも過去 200 万年間のどの時点よりも高く（*確信度が高い*）、メタン及び一酸化二窒素の大気中濃度は、少なくとも過去 80 万年間のどの時点よりも高かった（*確信度が非常に高い*）。また、1750 年頃以降の大気中の二酸化炭素濃度とメタン濃度の増加量は、少なくとも過去 80 万年間にわたる氷期－間氷期間の数千年規模の自然変動で生じた増加量をはるかに超えており、一酸化二窒素濃度の増加量はこの期間の変動と同程度である（*確信度が非常に高い*）（IPCC, 2021; 2.2, 5.1, 5.2, 7.3）。二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素は、長寿命の温室効果ガスによる 1750 年頃からの世界全体の放射強制力の増加量に対する寄与のそれぞれ約 66%、16%及び 6%を占め、合計で約 88%を占める（WMO, 2024）。

(1)　二酸化炭素

大気中の二酸化炭素の 2023 年の地上付近における世界平均濃度は 420.0 ppm[24]で、工業化以前（1750 年頃、約 278 ppm）の約 1.5 倍に達した（図 3.1.1 (a)）（WMO, 2024）。2023 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 1.6 倍だった。大気中の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら経年増加している。この経年増加は、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排出され、およそ半分

24 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）。

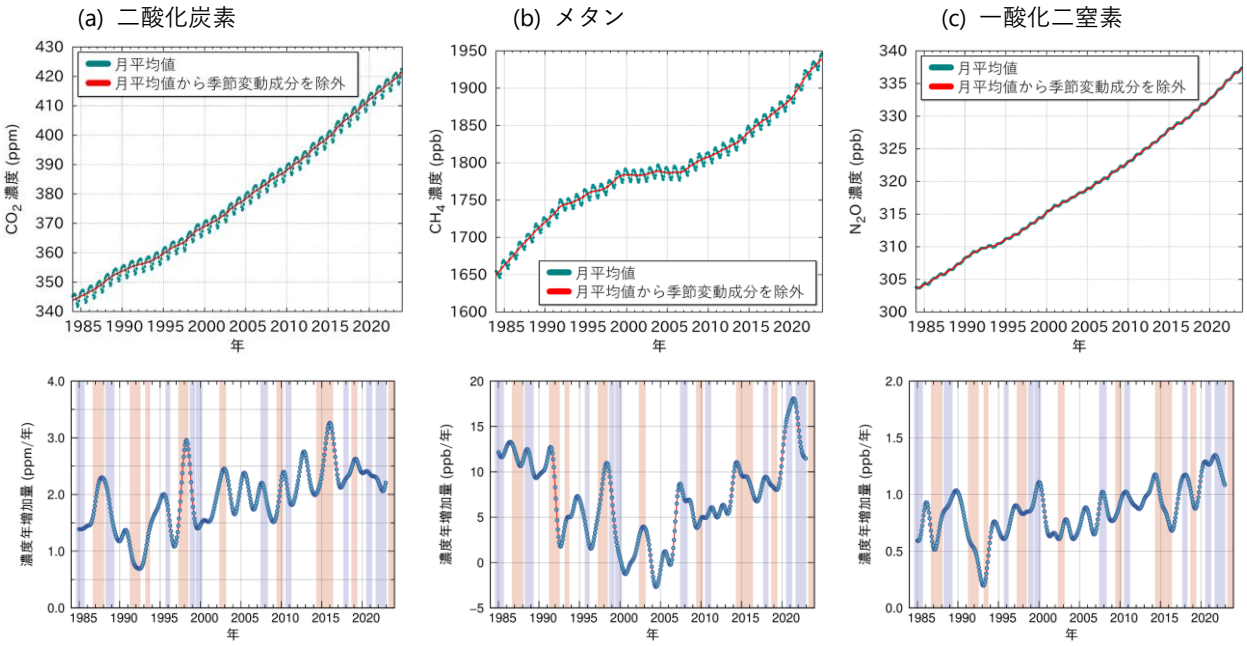


図 3.1.1　大気中の二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の世界平均濃度及び濃度年増加量

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（上図）月別の世界平均濃度（青丸）、季節変動成分を除いた濃度（赤線）及び（下図）濃度年増加量（青丸）。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、146、153 及び 112 地点。薄赤色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、薄青色の背景色はラニーニャ現象の発生期間をそれぞれ示す。（気象庁 (2025)より転載、一部加筆。）

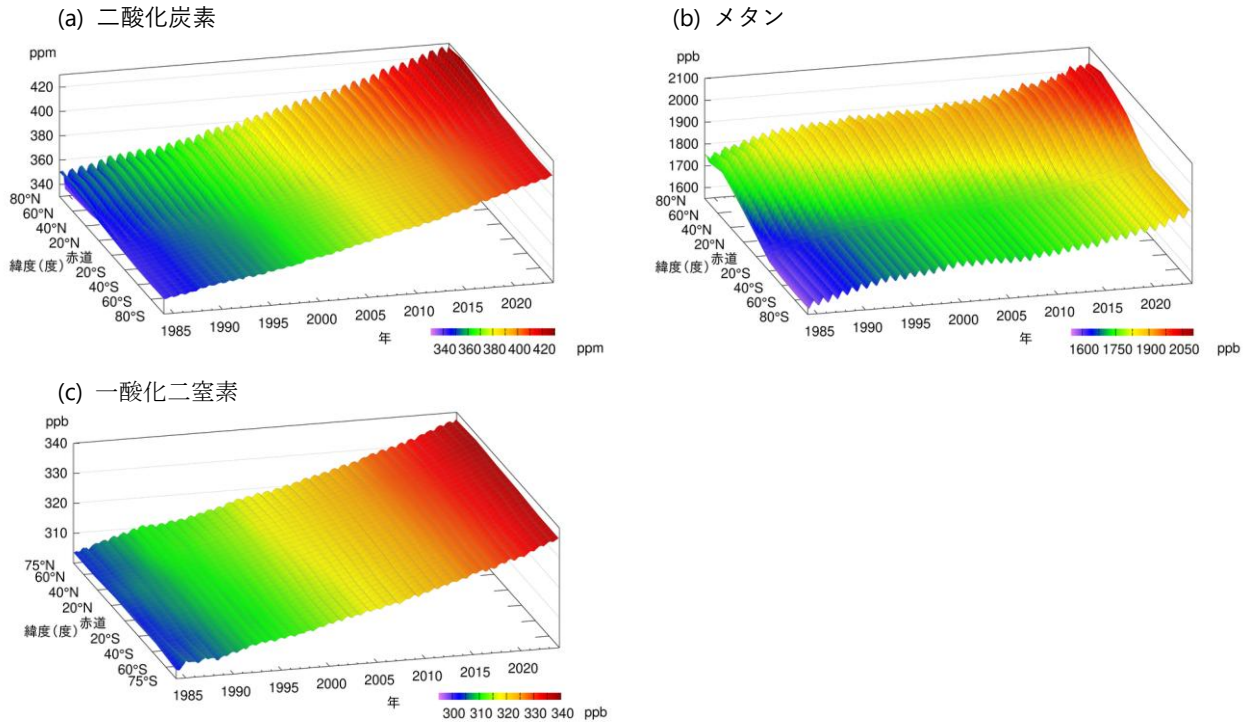


図 3.1.2　緯度帯別の大気中の二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素濃度の時間変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素、メタン及び一酸化二窒素の月平均濃度の時間変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデータの提供元は WMO (2025b) に掲載されている。（気象庁 (2024b) より転載。）

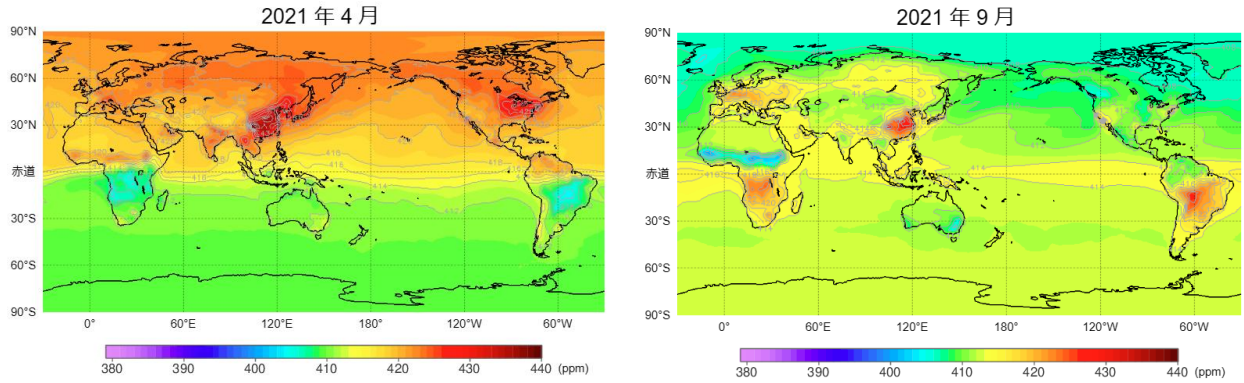


図 3.1.3　大気中の二酸化炭素月平均濃度（2021 年 4 月及び 9 月）の全球分布

数値シミュレーションを用いて解析した大気中の二酸化炭素月平均濃度(2021 年 4 月及び 9 月)の全球分布。気象庁が解析した二酸化炭素分布情報に基づく。

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（IPCC, 2021; 5.2）。新型コロナウイルス感染症（COVID-19）拡大に伴う移動制限措置等により、2020 年の世界の化石燃料起源の二酸化炭素排出量は、2019 年と比較して減ったものの、約 5.5%の減少にとどまった。2021 年には COVID-19 感染拡大前の 2019 年とほぼ同水準の排出量に戻り、2023 年には 2022 年と比較して約 1.3%増加していると見積もられている。このように人間活動に伴う近年の二酸化炭素排出量は依然として増加しており、これに伴って大気中の二酸化炭素濃度も増加が続いている（Friedlingstein et al., 2025）。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、相対的に北半球の中・高緯度で濃度が高く、南半球で低い（図 3.1.2 (a)）。また、大気中濃度の季節変動は主に陸上生態系の活動によるものであり、夏季に植物の光合成が活発化することで濃度が減少し、冬季には植物の呼吸や土壌有機物の分解活動が相対的に優勢となって濃度が上昇する（IPCC, 2021; 2.3, 3.6）。大気中濃度が極大となるのは、北半球で 3～4 月頃、南半球で 9～10 月頃である（図 3.1.2(a)；図 3.1.3）。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい。そのため、世界平均濃度は北半球の季節変動を強く反映して 4 月頃に極大となる。二酸化炭素濃度の年増加量は一定ではなく年々変動が見られる（図 3.1.1(a)）。年増加量が大きくなる時期はエルニーニョ現象の発生時期におおむね対応している。エルニーニョ現象が発生すると熱帯域を中心に高温・乾燥化し、植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化、森林火災が起こりやすいほか、光合成活動の低下により、陸上生物圏から大気への二酸化炭素の正味放出が強まることが知られている（Keeling et al., 1995 ; Dettinger and Ghil, 1998 ; Piao et al., 2020）。図 3.1.4 に人為起源排出量から大気中の増加量及び海洋による吸収量を差し引く方法（Le Quéré et al., 2016）により推定した陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量（炭素の重量に換算した年間吸収量）を示すが、エルニーニョ現象に対応して陸上生物圏による正味の吸収量がおおむね減少している。例外的に、1991～1992 年はエルニーニョ現象が発生したにもかかわらず、陸上生物圏による正味の吸収量が大きかった。これは、1991 年 6 月のピナトゥボ火山の噴火が地球規模で異常低温をもたらし、植物の呼吸や土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられている（Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999; 第 3.2.2 項）。

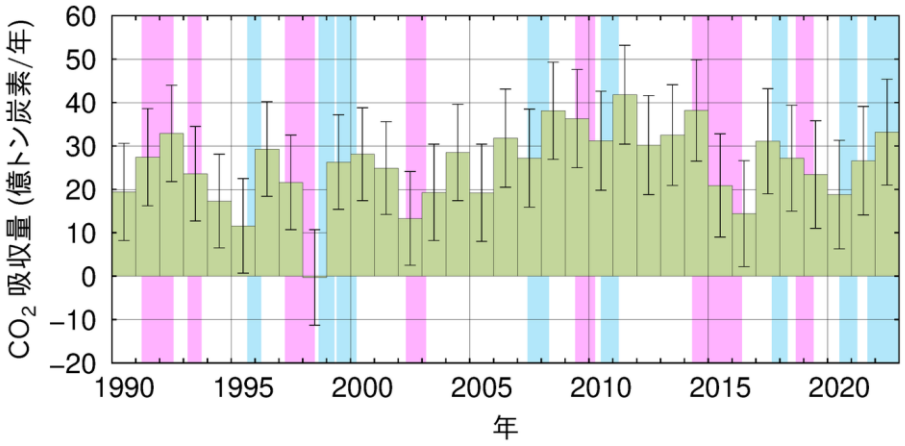


図 3.1.4　陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量の経年変化

人為起源の排出量（化石燃料の消費、セメント生産（セメント中性化による吸収を含む）及び土地利用変化等による排出量（Friedlingstein et al., 2025）の合計）から、大気中濃度の増加による蓄積量（図 3.1.1(a)の二酸化炭素濃度年増加量を年平均したもの）と海洋による吸収量（気象庁が解析した海洋による吸収量（Iida et al., 2021）に河川からの流入を含む自然の炭素循環による 6 億トン炭素/年（IPCC, 2021; 5.2）を考慮したもの）を差し引くことによって推定した。正の値が陸上生物圏による吸収を、負の値が放出を示す。エラーバーは、推定値の不確かさ（信頼区間 68%の範囲）である。桃色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、水色の背景色はラニーニャ現象の発生期間を表す。（気象庁（2024b）より転載。）

(2)　メタン

大気中のメタンの世界平均濃度は、2023 年には 1,934 ppb[25]（工業化以前（1750 年頃、約 729 ppb）の約 2.7 倍）に達した（図 3.1.1 (b)）（WMO, 2024）。2020 年から 2021 年までの濃度増加量は 1984 年以降で最大の 17 ppb となった。大気中に放出されるメタンの約 40%は自然起源（湿地や淡水など）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%であり、自然界での放出に対して、人間活動に伴う排出が相対的に大きい。工業時代における大気中メタンの増加が人間活動の結果であることには疑う余地がない（*確信度が非常に高い*）（IPCC, 2021; 2.2, 5.1, 5.2）。1999 年から 2006 年にかけてメタン濃度の上昇が停滞したが、その原因については、化石燃料による人為起源の排出量減少の寄与が指摘されており、2007 年以降の濃度増加については、主に化石燃料と農業分野等からの放出の増加によると考えられている（IPCC, 2021; 2.2, 5.1, 5.2）。また、2020 年から 2021 年までの記録的な大気中メタン濃度の増加量は、メタン放出量の長期的な増加傾向に数年規模の不規則な変動が重なっている可能性があると指摘されている。2020 年から始まったラニーニャ現象により、気温と降水パターンの変化に敏感な熱帯域湿地からのメタン放出量が増加したことが可能性として示唆されている（WMO, 2022a）。一方、メタンの定量的な収支評価には、エルニーニョ／ラニーニャ現象に伴う湿地やバイオマス燃焼からの放出及びメタン消滅に寄与するヒドロキシル（OH）ラジカル[26]の変動等、依然として不確実な部分も多い。メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯に比べて熱帯域では低くなっている。これはメタンの主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカルと反応し消滅するためである。また、夏季には水蒸気濃度が高く、また紫外線が強くなることにより

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

26　オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

OH ラジカルが増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子が両半球で見られる（図 3.1.1 (b) ; 図 3.1.2 (b)）。

(3)　一酸化二窒素

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、2023 年の世界平均濃度は 336.9 ppb（工業化以前（1750 年頃、約 270 ppb）の約 1.2 倍）に達した（図 3.1.1 (c)）（WMO, 2024）。大気中に放出される一酸化二窒素の約 57%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 43%である。一酸化二窒素は大気中の寿命が 109 年と長いために、濃度の季節変動はメタンほど顕著には見られない。また、大気中寿命の長さを反映して、北半球と南半球の濃度の差もメタンほど顕著に見られないが、人為起源の影響がより大きいと考えられる北半球が、南半球よりも 1 ppb 程度高い（図 3.1.2 (c)）。大気中一酸化二窒素の年増加量は近年増加傾向にあり（図 3.1.1(c)）、IPCC (2021) によれば、窒素肥料と堆肥の使用の増加が 1980～2016 年の期間の増加量の約 3 分の 2 に寄与しており、化石燃料/工業、バイオマス燃焼、及び廃水が残りの多くを占めるとされている（*確信度が高い*）。また、熱帯及び亜熱帯の大気中一酸化二窒素濃度の年々の増加量は、エルニーニョ／ラニーニャ現象やそれに伴う陸域及び海洋フラックス偏差と負相関があると示唆されている｛2.2, 5.1, 5.2｝。

(4)　ハロカーボン類

ハロカーボン類は、塩素、フッ素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称である。そ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。これらの大気中の濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量当たりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。フロン類に分類されるハロゲン化ガスのうち、特定フロンに分類されるクロロフルオロカーボン類の放射強制力の合計は、工業化以降の増加量に対する寄与が二酸化炭素、メタンに次いで大きい（WMO, 2024）。また、クロロフルオロカーボン類はオゾン層破壊物質でもあり、1987 年に採択され、1989 年に発効した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。世界の大気中のクロロフルオロカーボン類の濃度は、1980 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる（図 3.1.5）。要素別に見ると、CFC-11 は 1992～1994 年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12 は 2003 年頃まで増加し、その後減少傾向に転じている。CFC-113 は 1993～1996 年頃を境として緩やかな減少傾向に転じている。これらのことから、クロロフルオロカーボン類の排出を抑制した効果が大気中の濃度に現れていることが分かる。一方で、2012 年以降の大気中 CFC-11 の全球濃度の減少速度が、2002～2012 年の速度のおよそ 3 分の 2 に低下しているという観測結果が報告された。その要因として、CFC-11 の全球排出量が増加していたことが数値モデルの結果から推定されており、東アジアからの寄与が示唆された（WMO, 2018a; WMO, 2018b; Montzka et al., 2018; Rigby et al., 2019）。2018 年以降は、地上観測や数値モデルの解析結果から、東アジアからの CFC-11 排出量が再び減少したことが報告されており（Park et al., 2021）、世界の地上観測結果からも 2019 年以降の大気中 CFC-11 の濃度の減少速度が加速していることが報告されている（Montzka et al., 2021; WMO, 2022b）。また、主なハイドロクロロフルオロカーボン類の大気中濃度の増加速度は近

年鈍化している（図 3.1.5）。一方で、代替フロンに分類されるハイドロフルオロカーボン類は成層圏オゾンを破壊する効果はなく、クロロフルオロカーボン類の代替物質として使用されてきたが、強力な温室効果をもつため、2016 年にハイドロフルオロカーボン類をモントリオール議定書の規制対象物質に追加する改正（キガリ改正）が行われた（2019 年発効）。その多くは HFC-134a のように大気中濃度が増加しているが（WMO, 2024）、HFC-152a は近年その増加傾向が見られなくなってきている。また、特に HFC-152a については、顕著な季節変動が見られることが分かる（図 3.1.5）。HFC-134a と HFC-152a の消滅過程はともに OH ラジカルとの反応によるが、大気中寿命が HFC-134a の 14 年に比べ HFC-152a は 1.6 年と短いことが HFC-152a の大気中濃度の近年の増加傾向の鈍化や季節変動の振幅が大きい一因となっている。今後も監視を続けることが重要である。

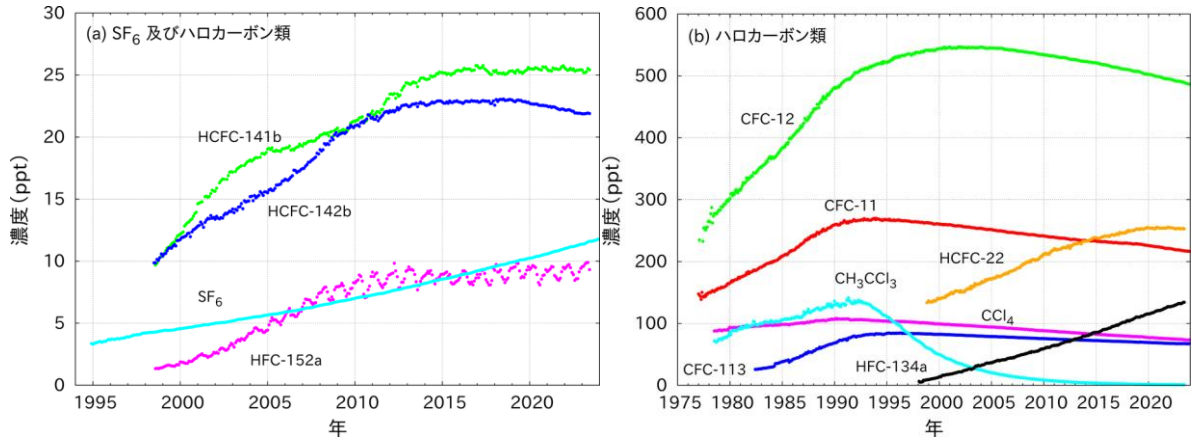


図 3.1.5　六フッ化硫黄及び主要なハロカーボン類[27]の大気中濃度

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 SF_6（91 地点）、CFC-11（26 地点）、CFC-12（28 地点）、CFC-113（23 地点）、CCl_4（24 地点）、CH_3CCl_3（26 地点）、HCFC-141b（12 地点）、HCFC-142b（16 地点）、HCFC-22（16 地点）、HFC-134a（12 地点）、HFC-152a（12 地点）。（気象庁 (2025) より転載。）

27 CFC-11、CFC-12、CFC-113 はクロロフルオロカーボン（CFC）類、HCFC-141b、HCFC-142b、HCFC-22 はハイドロクロロフルオロカーボン（HCFC）類、HFC-134a、HFC-152a はハイドロフルオロカーボン（HFC）類に分類される。

3.1.2　　日本における地上大気中の温室効果ガス濃度

気象庁では国内 3 地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）、与那国島（沖縄県与那国町））において地上付近の温室効果ガス濃度を観測している（与那国島での観測は 2024 年 3 月末で終了）。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。

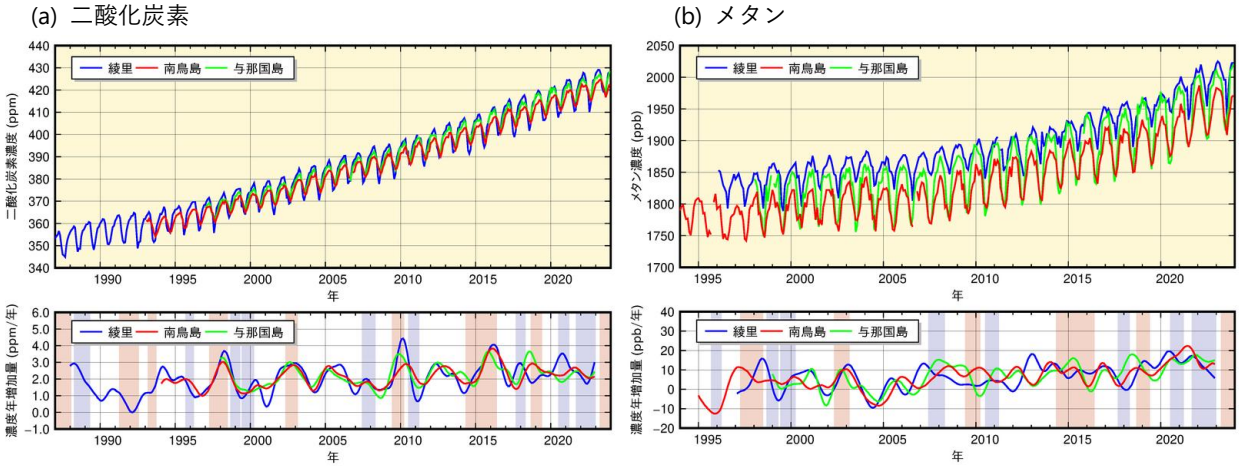


図 3.1.6　綾里、南鳥島及び与那国島における、大気中の二酸化炭素及びメタンの月平均濃度及び濃度年増加量
気象庁による国内 3 地点（綾里、南鳥島及び与那国島）における、地上付近の大気中 (a) 二酸化炭素及び (b) メタンの月平均濃度及び濃度年増加量。濃度年増加量の算出方法は WMO (2009) による。薄赤色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、薄青色の背景色はラニーニャ現象の発生期間をそれぞれ示す。（気象庁（2024b）より転載、一部加筆。）

(1)　二酸化炭素

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 2023 年の平均濃度は、それぞれ 425.0 ppm、421.8 ppm 及び 424.4 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 3.1.6 (a)）（気象庁, 2024b）。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。前年からの増加量は 2.1～3.1 ppm/年であり、これは最近 10 年間の平均年増加量と同程度である。また、国内観測点における二酸化炭素濃度は、植物や土壌微生物の活動の影響による季節変動を繰り返しながら増加し続けている（図 3.1.6 (a)）。観測点の中で最も高緯度に位置する綾里では、季節変動が最も大きくなっている。これは、北半球では中・高緯度域の陸上生態系の活動の季節変動が大きいことを反映して、大気中濃度の季節変動の振幅が大きくなる傾向があるためである。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にあるものの与那国島の濃度が高く、季節変動の振幅も大きい（図 3.1.7; 図 3.1.8）。これは、与那国島がアジア大陸に近く、秋から春にかけて人間活動や植物及び土壌微生物の活動により二酸化炭素濃度が高くなった大陸の大気の影響を強く受けるためである。季節変動の振幅は長期的な増加傾向が見られる（図 3.1.7; 図 3.1.8）。IPCC (2021) によれば、過去 50 年間にわたって気候帯が極方向へ移動し、それに伴い北半球温帯域の大部分で生育期間が長期化し（*確信度が高い*）、同時に、北緯 45 度以北で大気中の二酸化炭素濃度の季節変動の振幅が増大している（*確信度が高い*）とされている。また、1980 年代初頭以降、地球規模で陸域表面の緑が増加した（*確信度が高い*）。大気中二酸化炭素濃度の増加による二酸化炭素施肥効果に伴う植物の成長量の増加が、北半球で観測さ

れた大気中の二酸化炭素濃度の季節変動の振幅増加の主な駆動要因とされている（*確信度が中程度*）{2.3, 3.6}。国内観測点においても、二酸化炭素濃度の年増加量が大きくなる時期は主にエルニーニョ現象に対応している。最近では 2014 年夏～2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象に遅れて、二酸化炭素濃度が大きく増加した（図 3.1.6 (a)）。

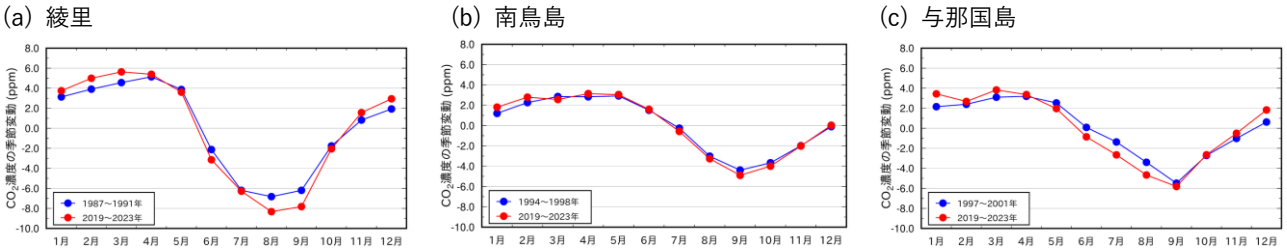


図 3.1.7　綾里、南鳥島及び与那国島における、大気中二酸化炭素濃度の季節変動成分の時間変化

気象庁による国内 3 地点（綾里、南鳥島及び与那国島）における、大気中二酸化炭素濃度の季節変動成分の時間変化。算出方法は WMO (2009) による。青丸は各観測所における観測開始後の 5 年間平均、赤丸は 2019～2023 年の 5 年間平均をそれぞれ示す。

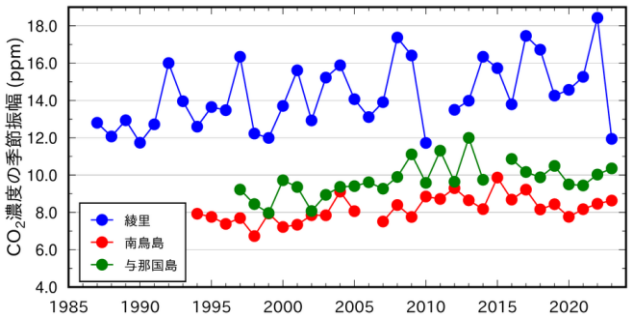


図 3.1.8　綾里、南鳥島及び与那国島における、大気中二酸化炭素濃度の季節振幅の時間変化

気象庁による国内 3 地点（綾里、南鳥島及び与那国島）における、大気中二酸化炭素濃度の季節振幅の時間変化。季節変動成分の算出方法は WMO (2009) による。

(2)　メタン

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 2023 年の平均濃度は、それぞれ 2,004 ppb、1,957 ppb 及び 1,981 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 3.1.6 (b)）（気象庁, 2024b）。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。綾里及び南鳥島における 2020 年から 2021 年までの大気中メタン濃度の増加量（それぞれ、16 ppb 及び 19 ppb）は観測史上最大、与那国島は 13 ppb で過去第 4 位の増加量となった。国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を伴いながら増加している（図 3.1.6 (b)）。高緯度に位置する綾里は OH ラジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する本州に位置し、大陸からも近いため、3 つの観測地点の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南鳥島では、夏季は同程度の濃度だが、冬季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南鳥島が OH ラジカルの豊富な低緯度帯の海洋性気団にともに覆われる一方、冬季は西高東低の冬型の気圧配置に伴う大陸からの風の吹き出しにより、与那国島の方が大陸の放出源の影響を受けやすいためであ

る。与那国島では、2010 年以降、冬季の濃度が綾里と同程度となることもあった。大気中のメタンの濃度年増加量の時間変化（図 3.1.6 (b)）には年々変動があり、観測地点によって年増加量が大きく異なる年が見られる。

(3)　一酸化二窒素

綾里で観測された大気中の一酸化二窒素濃度も、明瞭な季節変動は認められないが、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）（図 3.1.9）。2023 年の年平均濃度は 339.8 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, 2024b）。

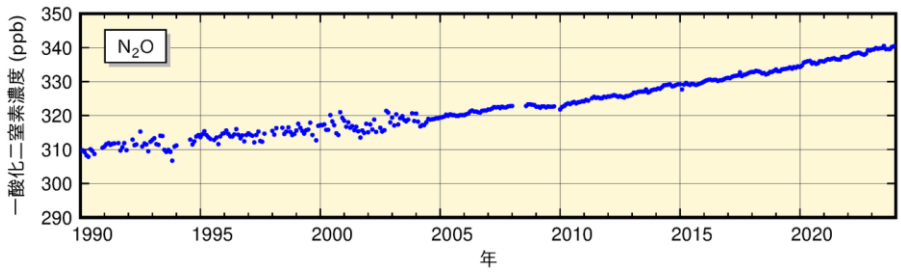


図 3.1.9　綾里における大気中の一酸化二窒素の月平均濃度
2004 年初めに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。（気象庁（2024b）より転載。）

(4)　ハロカーボン類

綾里におけるクロロフルオロカーボン類の観測結果には大気中濃度の減少傾向が見られる（図 3.1.10）。要素別に見ると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993～1994 年の約 270 ppt[28]をピークとして減少している。2011 年に CFC-11 濃度が極大を示しているが、これは、2011 年 3 月 11 日の東日本大震災と津波に関係して損傷したポリウレタン発泡断熱材から CFC-11 が漏れ出した可能性が指摘されている（Saito et al., 2015）。CFC-12 はその増加が 1995 年頃から緩やかになり 2005 年頃をピークに減少している。また、CFC-113 は 2001 年頃まで傾向がはっきりしないが、その後減少傾向が見られる。気象庁では、2020 年 4 月から南鳥島でハイドロフルオロカーボン類の観測を開始した。南鳥島における大気中の HFC-134a 及び HFC-152a の濃度は、北半球のほかの観測地点とほぼ同程度の値となっている（図 3.1.11）。特に HFC-152a については、冬季から春季にかけて濃度が高く、消滅源である OH ラジカルが多く存在する夏季から秋季にかけて濃度が低くなる顕著な季節変動が見られる。今後も長期的に監視を続けることが重要である。

28　ppt (parts per trillion) は 10^{-12}（1 兆個中に 1 個）。

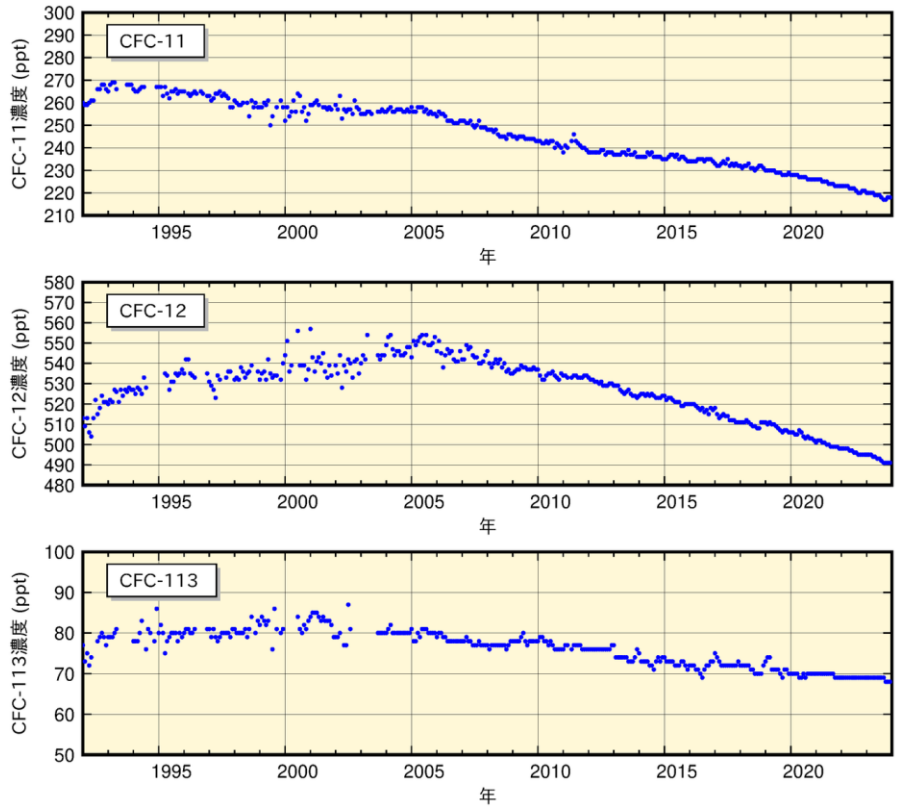


図 3.1.10　綾里における大気中のクロロフルオロカーボン類濃度の時間変化

上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。（気象庁（2024b）より転載。）

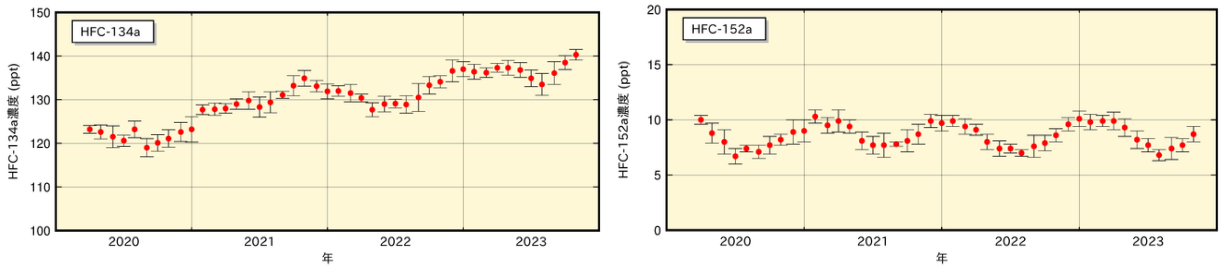


図 3.1.11　南鳥島における大気中のハイドロフルオロカーボン類濃度の時間変化

HFC-134a（左図）、HFC-152a（右図）を示す。南鳥島では、2020 年 4 月に観測を開始した。（気象庁（2024b）より転載。）

3.1.3　　上空の温室効果ガス濃度

大気中の二酸化炭素濃度は地球表層に存在する強い放出源と吸収源の影響を受けているが、大気中での化学的な反応による生成量や消滅量は極めて小さいため、上空では個々の空気塊の濃度は「保存」されると考えてよい。従って二酸化炭素は低高度では放出源・吸収源の時間的変動（特に季節変動）や空間分布の不均一さの直接的な影響を受けて、濃度の時間変動も空間変動も大きくなるが、上空に行くほど空気塊の混合によって濃度変動は小さくなる。言い換えれば、上空ほど（時間的にも空間的にも）より平均的な濃度を示すということができる。

図 3.1.12 に成田空港と羽田空港の離着陸時に民間航空機による観測（CONTRAIL プロジェクト）によって国立環境研究所や気象庁気象研究所のグループの下で得られた東京付近上空における二

酸化炭素濃度の高度別時間変動を示す。二酸化炭素濃度は地表近くばかりでなく上空においても夏季に低く春先に高い季節変動を示すが、季節変動の振幅は上空に行くほど小さくなっていることが分かる。これは二酸化炭素濃度の季節変動が主に陸上生態系の光合成と呼吸のバランスによって作り出されており、その変動のシグナルは混合によって上空ほど小さくなることを表している。

図 3.1.12 では低高度において頻繁に高い濃度が観測されている。これは東京周辺からの人為的な二酸化炭素放出の影響を受けていることが最大の要因である。一方夏季には低高度の濃度が上空より低くなることがしばしばあり、この時期は地表面が二酸化炭素の吸収源になることもある。これらのデータの年平均濃度を計算すると低高度ほど高い値を示していることから、東京付近の地表面は 1 年の総計として二酸化炭素の正味の放出源となっていることが示唆される。

東京上空では高度による濃度差は存在するものの、全ての高度において明瞭な経年増加が認められており、経年的な増加率はどの高度もほぼ似た値である。これは、対流圏における鉛直方向の輸送の時定数が約 1 か月であるので、数年規模の変動である経年増加傾向には違いが現れにくいからである。別な観点では、二酸化炭素濃度の増加は人間活動の営まれている地上付近だけの問題ではなく、対流圏全体に及ぶ現象であるということができる。二酸化炭素は「重い気体」であるので上空には運ばれにくいと認識されることもあるが、大気の運動による輸送・混合の影響により、上述のように経年増加が上空でも認められている。

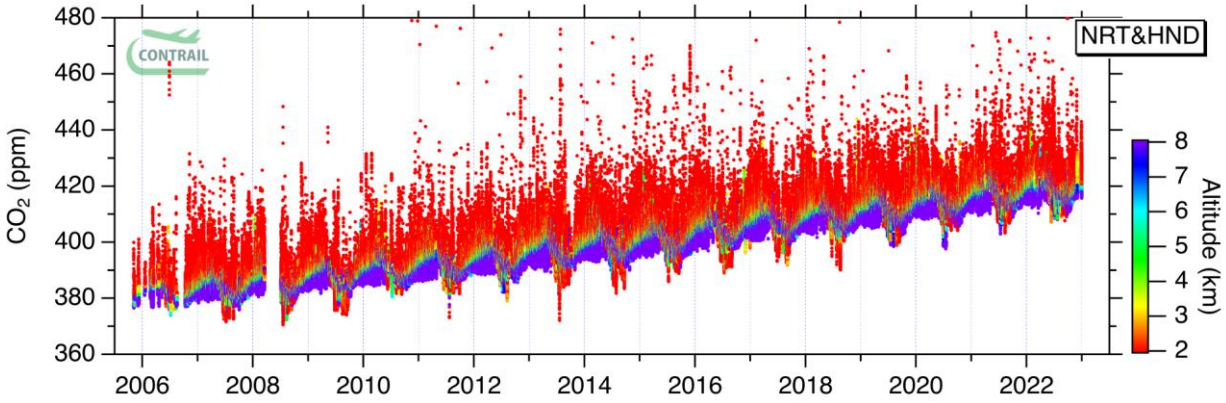


図 3.1.12　東京上空における高度別の二酸化炭素濃度の変動
（https://cger.nies.go.jp/contrail/observation/co2_tokyo.html の Narita と Haneda を改変して掲載。）

図 3.1.12 の観測値から経年変動を取り除いた後に高度別の平均的な季節変動だけを抽出したものが図 3.1.13 である。季節変動の振幅が高度によって違うことや、秋季から翌年の春季にかけては低高度ほど濃度が高くなる鉛直方向の濃度勾配が存在していることが明瞭に分かる。一方夏季においては大気の鉛直混合が盛んになるため、低濃度の領域が高高度まで達していることが分かる。更に、高度 1 km 以下の地表付近には 1 年を通して人為的な高濃度の二酸化炭素が観測されている。

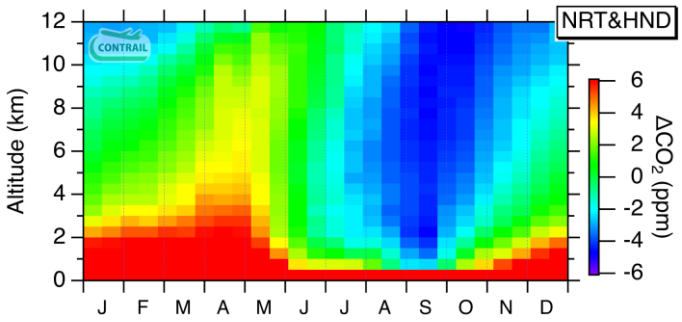


図 3.1.13　東京上空における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動

（Umezawa 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（一部改変）。）

日本上空における温室効果ガスの航空機観測は東北大学により 1970 年代から始められており、メタン濃度については 1998 年から継続してデータが得られている(Umezawa et al., 2014)。メタンは地表面に発生源を持ち、大気中において OH ラジカルとの反応により消滅するので、一般的に上空ほど濃度が低下している。この消滅反応は大気の鉛直輸送に比べて十分に遅いことから、日本上空におけるメタン濃度も地上付近と同様に経年的に増加している。地表付近のメタン濃度は夏季に OH ラジカルとの反応による消滅量が多くなるので、夏季に低濃度を示す明瞭な季節変動が確認されているが、上空では他の地域での放出源や大気輸送の影響が混在して季節変動は明瞭でなくなる。

大気混合が盛んな対流圏に対して、更に上空の成層圏では対流圏との混合が妨げられている上に成層圏内での鉛直混合も弱く、高度 20 km 付近までの大気の輸送には 5 年ほどの時間を要する。従って高度 20 km 付近の二酸化炭素濃度は対流圏でおよそ 5 年前に観測された程度の濃度を示すが、この高度でも経年増加が確認されており、増加率はやはり対流圏と同等である。一方メタンは成層圏には発生源はなく化学反応で消滅する一方であるので、上空に行くほど濃度が急減する。図 3.1.14 に CONTRAIL で観測された上部対流圏と下部成層圏におけるメタン濃度の変動を示す(Sawa et al., 2015)。下部成層圏のメタン濃度は対流圏に比べて明らかに低いが、夏季に対流圏空気が成層圏へ流入することに伴う急激な濃度上昇によって季節変動が作られている。大きな季節変動を伴いながらも下部成層圏のメタン濃度は対流圏と同様に経年増加していることも分かる。

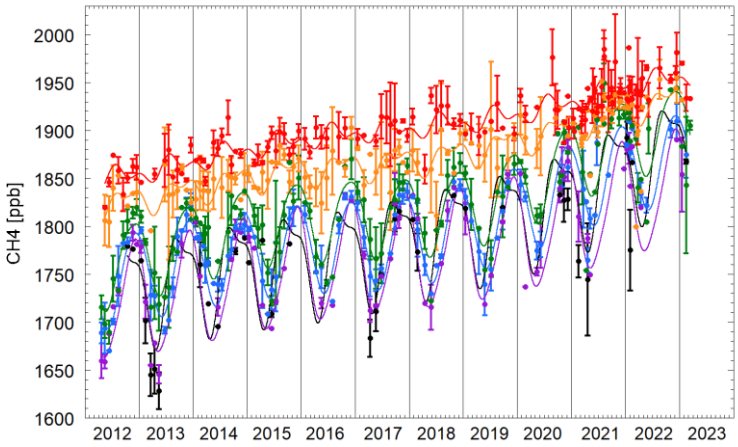


図 3.1.14　上部対流圏と下部成層圏におけるメタン濃度の変動

赤は対流圏界面より下部にある上部対流圏の変動を、他の色は圏界面の上部において温位差を 12.5K 刻みで区切った下部成層圏の各層の変動を示す。（Sawa et al. (2015) を基にデータを延長。）

3.1.4　　衛星観測による温室効果ガス濃度

環境省、宇宙航空研究開発機構、国立環境研究所は主要な温室効果ガスである二酸化炭素（CO_2）とメタン（CH_4）の全球観測を行うため、温室効果ガス観測技術衛星（GOSAT、2009 年打上げ）、温室効果ガス観測技術衛星 2 号（GOSAT-2、2018 年打上げ）、温室効果ガス・水循環観測技術衛星（GOSAT-GW、2025 年度打上げ予定）の開発・打上げ・運用を共同で進めている。

いずれも 1.5～3t 級の衛星で、その軌道の高度は 600～700 km、観測頻度は 3～6 日に 1 回である。また、地表面、海面で反射された太陽光の高波長分解能分光観測を行うため、GOSAT と GOSAT-2 はフーリエ変換分光計（直径 10 km 程度の点観測を約 4 秒に 1 回行う。観測方向は可変。）を、GOSAT-GW は回折格子を用いた画像分光計（観測幅 910 km、瞬時視野 10 km／観測幅 90 km、瞬時視野 1～3 km の 2 種類の観測モードを有する）を搭載している。これらの分光計で測定される太陽光は地球大気を通過する間に二酸化炭素やメタンによる吸収を受ける。この吸収の強さなどから気体の濃度[29]を求めている。なお、GOSAT、GOSAT-2 の二酸化炭素とメタンのカラム平均濃度の相対精度は 0.5%程度であることが地上に設置された高性能分光計との同時観測データを用いて確認されている（Yoshida et al., 2023）。

図 3.1.15 に GOSAT による二酸化炭素、GOSAT-2 によるメタンの 2023 年 8 月の全球観測結果を示す。海域はおおむねサングリント（海面における太陽光の鏡面反射）条件での観測である。北半球の夏の観測であるため、北方林の光合成の影響でシベリアやアラスカなどの二酸化炭素濃度が低くなっている。またメタンについては排出源の多いアマゾン、中央アフリカ、東南アジア北部、東アジアで濃度が高く、南半球の中緯度で低くなっている。このような各月の陸域データから全球平均に相当する濃度（全大気平均濃度）の時系列変化を求めた結果を図 3.1.16 に示す。二酸化炭素、メタンとも 2010 年以降、季節変動を伴う増加傾向が続いている。2010～2024 年の年増加量は二酸化炭素は 2.4±0.5 ppm/年、メタンは 9±4 ppb/年であった。なお、メタンの年増加量は 2020 年頃から急増し、2021 年には過去最高の 17 ppb/年になった。

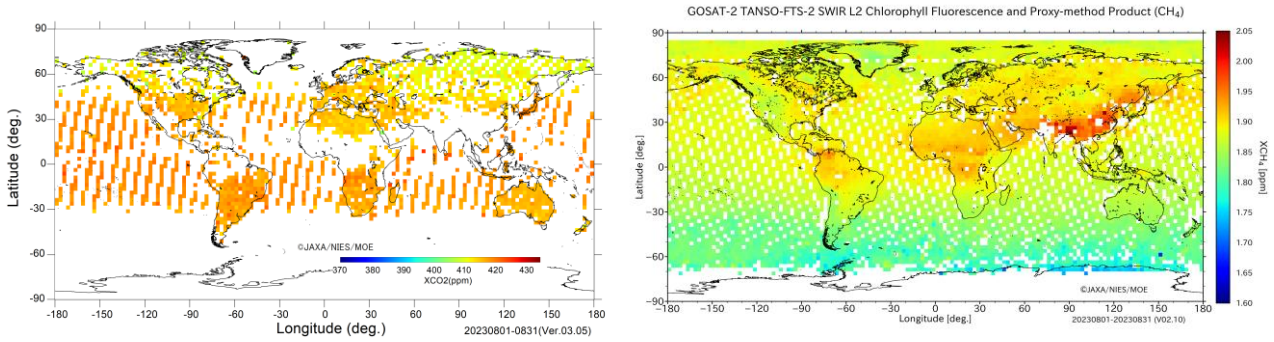


図 3.1.15　GOSAT による二酸化炭素（左）と GOSAT-2 によるメタン（右）のカラム平均濃度の全球分布図（2023 年 8 月）

月ごとの図は、以下のサイトから公開しているので参照のこと。

GOSAT：https://data2.gosat.nies.go.jp/gallery/gallery_en.html

GOSAT-2：https://prdct.gosat-2.nies.go.jp/periodicals/gallery_index.html.ja

29 地表面から大気上端までの鉛直の気柱の中にある乾燥空気全量に対する対象気体量の比率で定義されるカラム平均濃度。

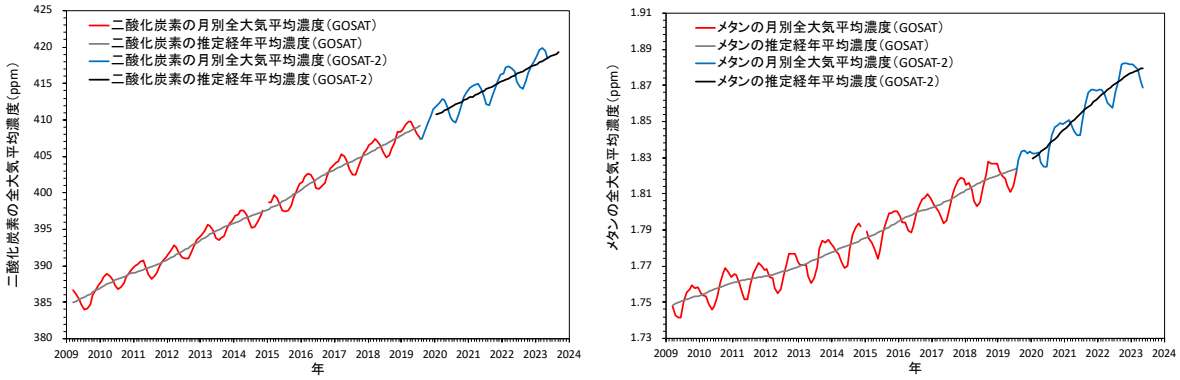


図 3.1.16　GOSAT、GOSAT-2 による二酸化炭素（左）とメタン（右）の全大気平均濃度とその推定経年平均濃度（季節変化を除去したトレンド）（2009 年 4 月～2023 年 10 月）
※更新作業中（2025 年 1 月現在）　Copyright: ＪＡＸＡ/ＮＩＥＳ/ＭＯＥ

3.2　日射（エーロゾル[30]を含む）・赤外放射

地球における放射収支の変化を監視することは、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重要である（第 2 章参照）。放射収支の変化の要因には温室効果ガスやエーロゾルの変動などがある。大気中の温室効果ガスが増加すると下向き赤外放射が増加する。エーロゾルは、短波放射などを散乱・吸収することにより、また、雲凝結核や氷晶核粒子として雲の性質に影響すること、及び雪面や氷面に沈着することにより放射収支に影響を与える。気象庁では、短波放射である直達日射及び散乱日射の精密観測、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。

3.2.1　世界における日射

IPCC (2021) によると、世界における全天日射（直達日射及び散乱日射の和）量は、1950 年代から 1980 年代にかけて広い範囲で減少し、その後多くの観測地点で部分的な増加が見られる（*確信度が高い*）。これらの変化傾向は局所的な現象や測定上の欠陥から生じたものではない（*確信度が高い*）。全天日射量の長期変化の主要な原因として、人為起源エーロゾル排出量の数十年規模の変動による影響が考えられる（*確信度が中程度*）。雲量の数十年規模の変動の寄与も指摘されているが、エーロゾルと雲の寄与の程度については議論が続いている {7.2}。

3.2.2　日本における日射

日本における全天日射量の変化傾向は、世界的な傾向とおおむね整合しており、気象庁の観測地点における変化傾向（国内 5 地点平均）によると、1970 年代後半から 1980 年代後半にかけて減少し、1990 年頃から 2000 年代初めにかけて増加し、その後は大きな変化は見られない（図 3.2.1）。Hayasaka (2016) においても、日本国内数十地点のデータ（上記 5 地点を一部含む）を用いた複数のデータセットに基づき、国内の全天日射量に 1970 年代から 1980 年代にかけて小さな年々変動が見られた後、1990 年頃から増加し始めたことが報告されている。日本付近における日射量の将来予測についてはコラム 12「日射量の将来予測」を参照していただきたい。

30 固体や液体の粒子が大気中を浮遊している状態。粒子そのものをエーロゾルとも呼ぶ。

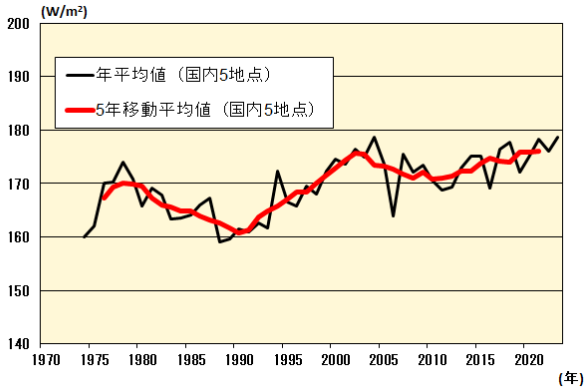


図 3.2.1　全天日射量の経年変化
国内 5 地点（網走、つくば、福岡、石垣島及び南鳥島）で平均した全天日射量の年平均値（黒線）及び 5 年移動平均値（赤線）。年平均値は、日合計値の観測日数が 20 日以上である月の月平均値の平均を示す。2010 年 3 月（網走は 2021 年 2 月、つくばは 1987 年 12 月）以前は全天日射計による全天日射量を使用し、2010 年 4 月（網走は 2021 年 3 月、つくばは 1988 年 1 月）以後は直達日射計と散乱日射計から算出した全天日射量を使用している。

日本の全天日射量の 1990 年頃から 2000 年代初めにかけての増加の原因について、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、海塩など自然起源のものがあるが、成層圏のエーロゾルの変動はほとんどが火山噴火に由来している。国内の直達日射量観測により得られる大気混濁係数[31]から求めたバックグランド値の経年変化を見ると、大規模な火山噴火（アグン、エルチチョン、ピナトゥボ）による成層圏へのエーロゾル供給による大気混濁係数の増加及びその後数年で減少する変化や、近年ではアグン火山噴火前のレベルまで戻っていることが確認できる（図 3.2.2）。1991 年のピナトゥボ火山噴火では、IPCC (2013) によると、約 2000 万トンの二酸化硫黄（SO_2）が成層圏に注入され、世界平均地上気温が最大 1 年間にわたって約 0.5°C 低下したとされているが、この低下の度合いは過大とする議論もあり、Fujiwara et al. (2020) によれば、北緯 60 度～南緯 60 度で平均した地上気温の低下は 0.10～0.15°C とされている。また、IPCC (2021) には、約 0.2～0.3°C の世界平均地上気温の低下というデータも示されている {Figure 7.8}。

31 大気混濁係数は、エーロゾルのほか、水蒸気、オゾン、二酸化炭素等の日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む現実の大気の光学的厚さ（日射に対する大気の不透明さ、濁り具合）が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気の光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示す。

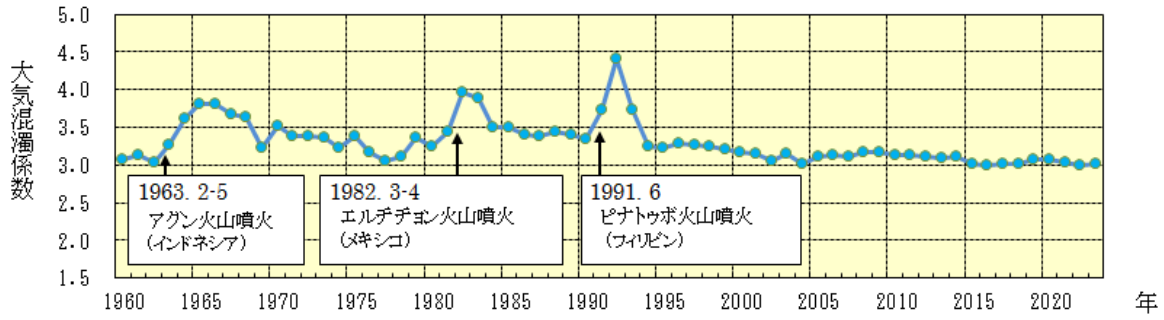


図 3.2.2　バックグランド大気混濁係数の経年変化

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エーロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内 5 地点（網走、つくば、福岡、石垣島及び南鳥島、ただし 2020 年までは網走ではなく札幌の観測値を使用）の平均値を求め、年平均値を算出している。図中の矢印は大規模な火山噴火が発生した時期を示す。

3.2.3　　世界における赤外放射

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。IPCC (2021) と Wild (2016) によれば、基準地上放射観測網（BSRN: Baseline Surface Radiation Network）の 25 観測地点の解析結果に基づく下向き赤外放射量は 1990 年代初頭から 10 年当たり 2 W/m² の割合で増加しており、このことは、気候モデルを用いた数値実験において、温室効果ガスの増加に伴い下向き赤外放射量が同じく 1990 年代初頭から 10 年当たり約 2 W/m² 増加するという結果と一致することが示されている {7.2}。

3.2.4　　日本における赤外放射

日本のつくばにおける観測の解析結果によると、1993～2023 年において、1 年当たり約 0.3 W/m² の割合で下向き赤外放射量が増加しており（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 3.2.3）、前述の世界の変化傾向と同じく増加している。

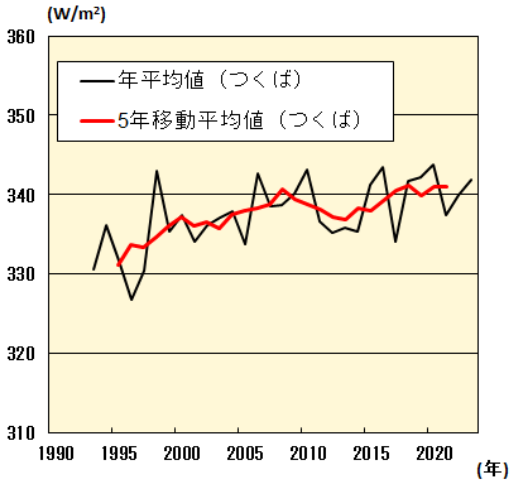


図 3.2.3　下向き赤外放射量の経年変化
つくばにおける下向き赤外放射量の年平均値(黒線)及び 5 年移動平均値（赤線)。

3.3　オゾン層・紫外線

3.3.1　オゾン層

(1)　世界と日本のオゾン層

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た。2000 年以降は極域を除く上部成層圏でオゾン量が 10 年当たり 1.1%から 2.2%増加しているが、世界のオゾン全量は依然として少ない状態にある（WMO, 2022b）。日本国内では、札幌とつくばのオゾン全量は、主に 1980 年代を中心に 1990 年代初めまで減少した後、2000 年代前半にかけて緩やかな増加傾向が現れていた（信頼水準 95%で統計的に有意）。また、那覇のオゾン全量は、1990 年代半ばから 2000 年代前半にかけて緩やかな増加傾向が現れていた（信頼水準 95%で統計的に有意）。近年はいずれの地点もオゾン全量の年々の変動はあるものの、有意な長期変化傾向は確認できない（図 3.3.1）。

化学-気候モデル[32]のシミュレーション結果から、高緯度を除く全球平均（南緯 60 度～北緯 60 度）の将来のオゾン全量は、3°C 上昇シナリオ（SSP2-4.5）を前提とした場合、2040 年頃に 1980 年の水準に回復すると予想されている。成層圏オゾンの将来予測は、オゾン層破壊物質の減少のほか、温室効果ガスの増加による上部成層圏の寒冷化と成層圏大気循環の強化の状況に左右されるため、温室効果ガス排出シナリオに大きく依存する（WMO, 2022b）。

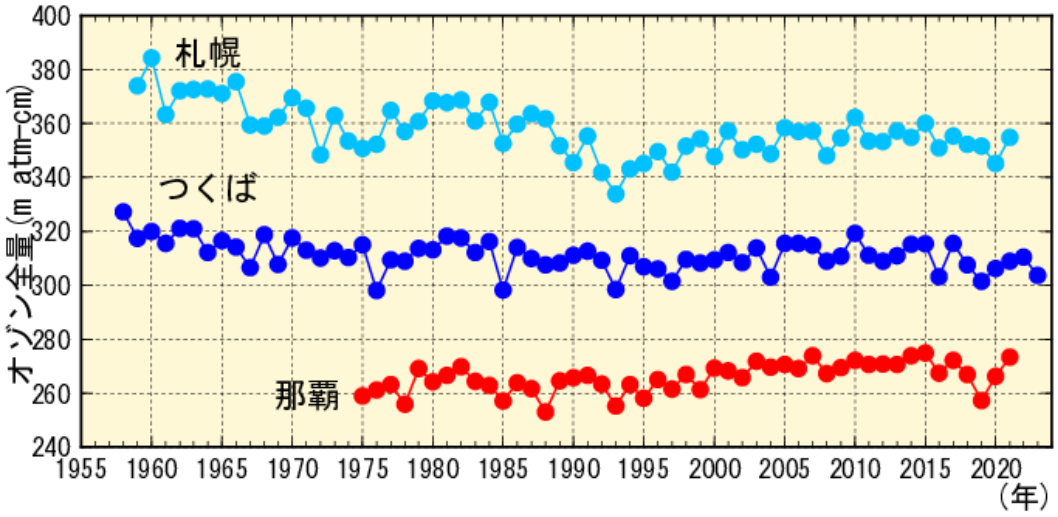


図 3.3.1　日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

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。なお、札幌と那覇は 2022 年 1 月末でオゾン全量観測を終了した。

32 化学-気候モデルでは、放射過程、化学反応過程、大気による微量物質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ガスの影響も調べることができる。

(2)　南極オゾンホール

南極オゾンホールの面積は、気象状況の影響により年々変動があるものの、1980 年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大し、1990 年代半ば以降では長期的な拡大傾向は見られなくなった（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、3°C 上昇シナリオ（SSP2-4.5）を前提とした場合、2066 年頃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, 2022b）。

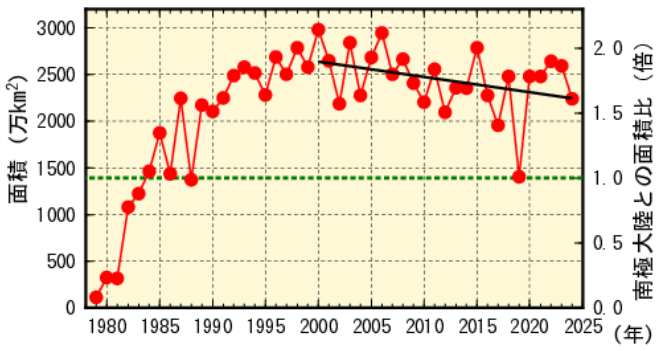


図 3.3.2　南極オゾンホールの面積の経年変化

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。直線は 2000 年以降の年最大面積の回帰直線であり、統計的に有意な減少を示す（信頼水準 90%で統計的に有意）。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

3.3.2　　紫外線

(1)　日本の紫外線

つくばの紅斑紫外線量は、1990 年代前半に比べ増加している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 3.3.3）。一方、つくばのオゾン全量は、1990 年代から 2000 年代前半にかけて緩やかに増加した後、近年は有意な長期変化傾向は確認できない。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。それにもかかわらず、つくばの紫外線量が増加傾向を示すのは、エーロゾルの減少等が要因として考えられる（UNEP, 2022）。

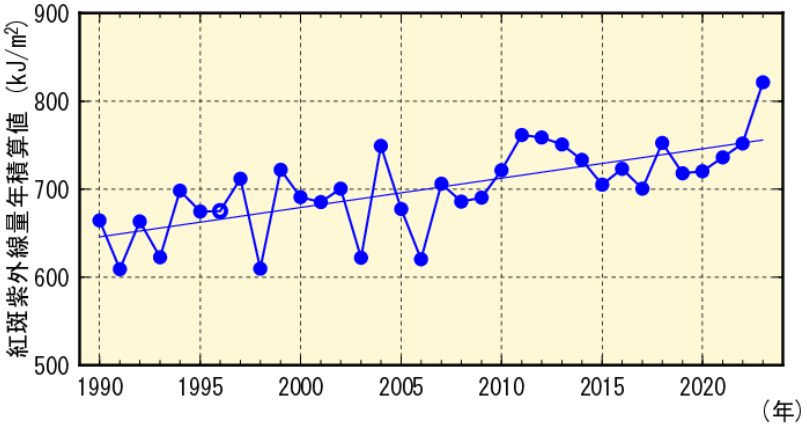


図 3.3.3　つくばの紅斑紫外線量年積算値の経年変化

つくば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。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（信頼水準 99%で統計的に有意）。

コラム3.　IPCC の排出シナリオ

人間活動の影響に伴う将来の気候変動予測を行うためには、放射強制力に影響する温室効果ガスや大気汚染物質の排出量、土地利用形態等が将来どのように変化するか仮定したシナリオが必要となる。こうしたシナリオとして、IPCC 第 5 次評価報告書（AR5）では、代表的濃度経路（RCP: Representative Concentration Pathways）シナリオが使用された。RCP シナリオは、将来の放射強制力の変化に影響する社会・経済活動の将来像を仮定せず、将来予測される多様な放射強制力の経路の中から代表的なものを選択し、作成されたものである。具体的には、RCP2.6、RCP4.5、RCP6.0、RCP8.5 の 4 つのシナリオが作成された。ここで「RCP」に続く数値は、2100 年頃のおおよその放射強制力（単位は W/m²）を示している。4 つのシナリオのうち RCP2.6 シナリオは低位安定化シナリオとも呼ばれ、気温上昇を工業化以前と比べて 2°C 未満に抑えることを目指す想定である（本報告書では 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）と記載している[33]）。また RCP8.5 は高位参照シナリオとも呼ばれ、追加的な緩和策を取らない想定である（本報告書では 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）と記載している[34]）。両シナリオの間に位置する RCP4.5 と RCP6.0 シナリオは各々、中位安定化シナリオ、高位安定化シナリオと呼ばれている。RCP2.6 では、放射強制力が 2100 年以前に約 3 W/m² でピークを迎え、その後減少し、2100 年頃には約 2.6 W/m² となる。RCP8.5 では、放射強制力が 2100 年の時点で 8.5 W/m² を超え、上昇が続き、RCP4.5 と RCP6.0 では、放射強制力が 2100 年以降に約 4.5（又は 6.0）W/m² で安定化することを示している（図 コラム 3.1 (a)）。また、各シナリオにおける二酸化炭素（CO_2）排出量を見ると、RCP2.6 では 2100 年頃にマイナスの排出量となっており、2100 年頃の放射強制力を約 2.6 W/m² に抑えるためには、大気中の二酸化炭素を吸収する必要があることを示唆している（図 コラム 3.1 (b)）。

上述のとおり、AR5 で使用された RCP シナリオは、社会・経済活動の将来像を仮定せずに作成されたものであり、RCP シナリオが仮定する放射強制力の経路に対応・比較できる社会経済シナリオの開発は別途進められた。このシナリオは、共通社会経済経路（Shared Socioeconomic Pathways: SSP）シナリオと呼ばれており、IPCC 第 6 次評価報告書（AR6）において、RCP シナリオと統合された。AR6 では、この SSP と RCP を組み合わせたシナリオ（以降、SSP シナリオと呼ぶ）のうち、SSP1-1.9、SSP1-2.6[35]、SSP2-4.5、SSP3-7.0、SSP5-8.5[36]の 5 つのシナリオが主に使用された。ここで SSPx-y のうち、x は将来の社会・経済活動の方向性を意味する 5 種の SSP（1：持続可能、2：中道、3：地域対立、4：格差、5：化石燃料依存）を表している。例えば SSP1 で仮定される将来の世界は持続可能性が重視され、環境志向の技術・行動の変容、資源効率的な生活様式等の特徴がある。一方 SSP5 は、化石燃料に依存した開発が続く世界である。SSPx-y のうち y は、2100 年頃のおおよその放射強制力を表している。このため、RCP に続く数字と、SSPx-y の y の数値が一致しているシナリオは近い関係性にあり、表 コラム 3.1 のように対応づけることができる。ただし、SSP ベースのシナリオの方が大気汚染物質の排出変化をより広範囲に扱っている。また、二酸化炭素とそれ

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

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

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

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

以外の物質の排出割合（例えば、SSP5-8.5 は RCP8.5 と比較して、二酸化炭素の排出が多いがメタン（CH_4）の排出は少ない）や、2100 年の濃度レベルに至る経路なども異なっており、実質的な放射強制力は、全体的に、SSP ベースのシナリオの方が同水準の RCP と比べて大きくなっている点には注意が必要である。また、温室効果ガスのうち二酸化炭素のみを原因とする海洋酸性化の予測に関しては、二酸化炭素濃度が高い SSP5-8.5 シナリオの方が、RCP8.5 シナリオよりも予測される pH の低下が大きくなる。

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

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

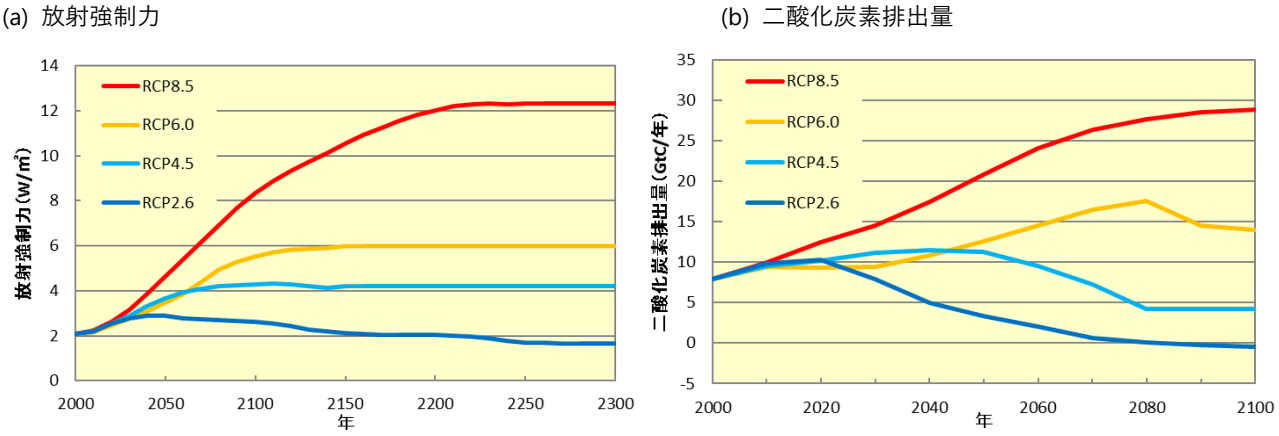


図 コラム 3.1　各 RCP シナリオによる放射強制力と二酸化炭素排出量
気象庁（2015）の図を一部改変・転載。(b)では、二酸化炭素排出量を炭素重量に換算しているので注意。

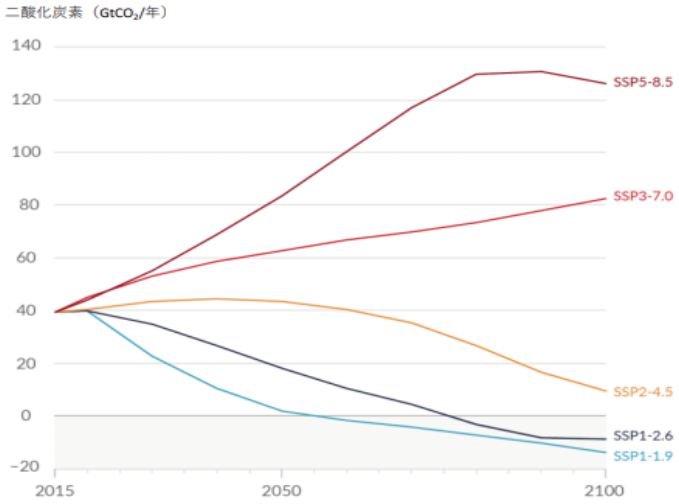


図 コラム 3.2　各 SSP シナリオによる二酸化炭素排出量
（IPCC, 2021; Figure SPM.4(a) の一部を和訳・転載。）

表 コラム 3.1　RCP シナリオと SSP シナリオの対応

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

コラム4.　気候予測データセット 2022

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

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

例えば、「⑤全球及び日本域確率的気候予測データ（d4PDF シリーズ）」は、過去気候、3 つの地球温暖化レベル（全球平均地上気温が工業化以前に比べ 1.5℃、2℃、4℃ 上昇するレベル）の将来気候、そして地球温暖化していないことを想定した非温暖化過去気候のそれぞれについて実施した、全球と日本域の高解像度大気モデルによる大規模アンサンブル気候シミュレーションの結果をまとめたデータベースである。日本域は 20 km メッシュの解像度で計算しており、台風や集中豪雨等の極端な現象（極端現象）の将来変化を、確率的かつ高精度に評価することができる（詳細は、付録 A.2.4 参照）。2024 年 3 月に追加された「⑯全国版 d4PDF ダウンスケーリングデータ」は、本州・北海道域を含む日本全国を対象に d4PDF を 5 km メッシュの解像度で計算したデータであり、各地での極端現象の評価に加え、日本全国を同一の実験設定で評価する場合への活用が期待される。また、「⑪日本域農研機構データ」は、日射量、地上風速及び湿度指標など、気温、降水量以外の気候要素を含んでおり、農業分野における気候変動の影響評価での活用が期待される。本報告書『日本の気候変動 2025』においても、先述の「⑤全球及び日本域確率的気候予測データ（d4PDF シリーズ）」を気温や降水における極端現象の発生頻度の評価で利用しているほか、「②日本域気候予測データ」を大気の予測結果として、「⑭日本域海洋予測データ」を海洋の予測結果として利用している。

本データセットについては、各データの内容や利用上の留意事項等をまとめた解説書も併せて公表されている。解説書の第 1 章では、気候予測データを適切に利用するための注意点のほか、ダウンスケーリング手法、モデル解像度、将来予測シナリオ等について、詳細に解説している。また、代表的なバイアス補正手法やデータの利用例、一部データの比較結果についても紹介している。各データの関係性を、データ作成に使用されたダウンスケーリング手法や気候モデル等の観点から整理した概観図（解説書資料 2[38]）や、各データの作成に使用されているモデルや将来予測シナリオ、空間・時間解像度、アンサンブルメンバー数、主な変数等を示した一覧表（解説書資料 3[39]）も収録されており、目的に適したデータの選択において検討の一助となることが期待される。解説書の第 2 章では、各データの作成に用いられた気候モデルや利用上の留意事項等について、詳細な解説を記載している（文部科学省及び気象庁, 2022b）。

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

37 https://diasjp.net/ds2022/index.html
38 https://diasjp.net/ds2022/manual_chapter1.html#doc2
39 https://diasjp.net/ds2022/manual_chapter1.html#doc3

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

表 コラム 4.1　『気候予測データセット 2022』の構成

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

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



図 コラム 4.1　『気候予測データセット 2022』のロゴ

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

第4章　　気温

観測結果

- 2024 年の世界平均気温は、工業化以前の水準に比べて 1.46℃ 上昇している。1891 年以降の上昇率は 100 年当たり 0.77℃ である。
- 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、1898 年以降の上昇率は 100 年当たり 1.40℃ と世界平均よりも高い。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。
- 都市域では、地球温暖化に都市化の影響が加わり、気温の上昇率が大きくなっている。

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）では約 4.5℃、2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）では約 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）。
- 地球温暖化の進行に伴い、工業化以前に 100 年当たり一回の頻度だった極端な高温が、より頻繁に発生すると予測される（確信度が高い）。

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、極端な高温は社会に多くの影響を与える。例えば、2024 年は世界的にも記録上最も高温の年となり、各国の月平均気温や季節平均気温の記録更新が伝えられた。日本においても、2024 年夏は全国的に高温となり、7 月の全国の平均気温は統計開始以来最も高くなった。また、7 月 1 日から 8 月 31 日に全国の 914 の観測地点のうち 144 地点で通年の日最高気温の高い記録を更新した（気象庁, 2024g）。この記録的な高温を背景に、5 月から 9 月の期間に全国で熱中症により救急搬送された人数は、調査開始以降で過去最多となった（総務省消防庁, 2024）。このような極端な高温現象については、地球温暖化の影響が指摘されており、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（コラム 8 も参照）。

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　　世界

4.1.1　　観測結果

(1)　平均気温のこれまでの変化

IPCC (2021) によると、2011～2020 年の世界平均気温は、工業化以前（1850～1900 年平均）よりも 1.09℃（*可能性が非常に高い*範囲は 0.95～1.20℃）高かった。同じ期間の上昇量は、海上は 0.88℃（*可能性が非常に高い*範囲は 0.68～1.01℃）、陸域は 1.59℃（*可能性が非常に高い*範囲は 1.34～1.83℃）であり、陸域でより大きく上昇した（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 (2021) で示されている気温の変化傾向の空間分布（図 4.1.1）でも確認できる｛2.3, SPM A1.2, Figure SPM.5｝。また、人為的な要因により、工業化以前から 2010～2019 年までに世界平均気温は 1.07°C（*可能性が高い*範囲は 0.8～1.3°C）上昇したと推定される。世界平均気温は、1970 年以降の 50 年間に、少なくとも過去 2000 年間にわたって一度も経験されたことのない速度で上昇している（*確信度が高い*）｛2.3, 3.3, SPM A.1.3, A.2.2｝。世界気象機関（WMO: World Meteorological Organization）が 2025 年 1 月に公表した報道発表によると、2024 年の世界平均気温は、工業化以前の水準（1850～1900 年の平均）を 1.55°C（可能性の幅は 1.42～1.68°C）上回り、2015 年から 2024 年までの 10 年間は過去 175 年間の記録上で最も暖かい 10 年間であった（図 4.1.2(a)）。

気象庁では 1891 年以降のデータを基に世界平均気温の解析を行っている。IPCC (2021) の方法による 1850～1900 年と 1961～1990 年の間の気温変化に対する推定値を組み合わせることで工業化以前の水準（1850～1900 年の平均）からの 2024 年の世界平均気温の変化量は 1.46°C の上昇と見積もられる。また、1961～1990 年平均では 0.36°C であった変化量が、近年の 1991～2020 年では 0.83°C にまで大きくなっている（図 4.1.2(b)）。1891 年から 2024 年の解析によると、世界の年平均気温の上昇率は、100 年当たり 0.77°C であった。

1970 年代から上昇を続けてきた世界平均気温は、1998～2012 年の期間にはその前後と比較して上昇が緩やかであり、IPCC (2021) では、世界平均気温の緩やかな上昇は一時的な現象であった（*確信度が非常に高い*）と評価している。これは「ハイエイタス」と呼ばれる。こうした気温上昇の停滞の原因について、IPCC (2021) では、火山噴火の影響や太陽活動の変動により地上に届く太陽放射が減少したことと、海面付近から海洋内部へ運ばれる熱が増えたことなど、自然変動によって地球表面の温度上昇が抑えられた可能性を指摘している。ただし、この期間中も気候システムの加熱は継続しており、世界の海洋の温暖化は継続し（*確信度が非常に高い*）、陸域の極端な高温も上昇し続けた（*確信度が中程度*）｛Cross-Chapter Box3.1, 3.3｝。なお、2012 年以降、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 2024 年は統計開始以降最も高温の 10 年間となった。

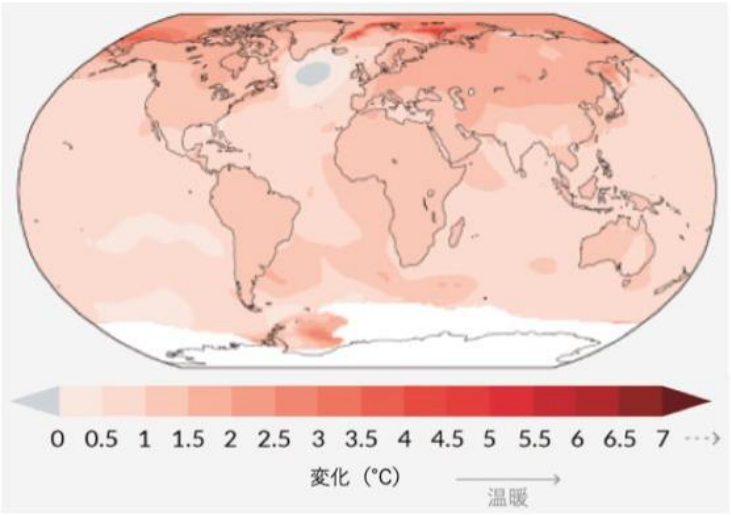
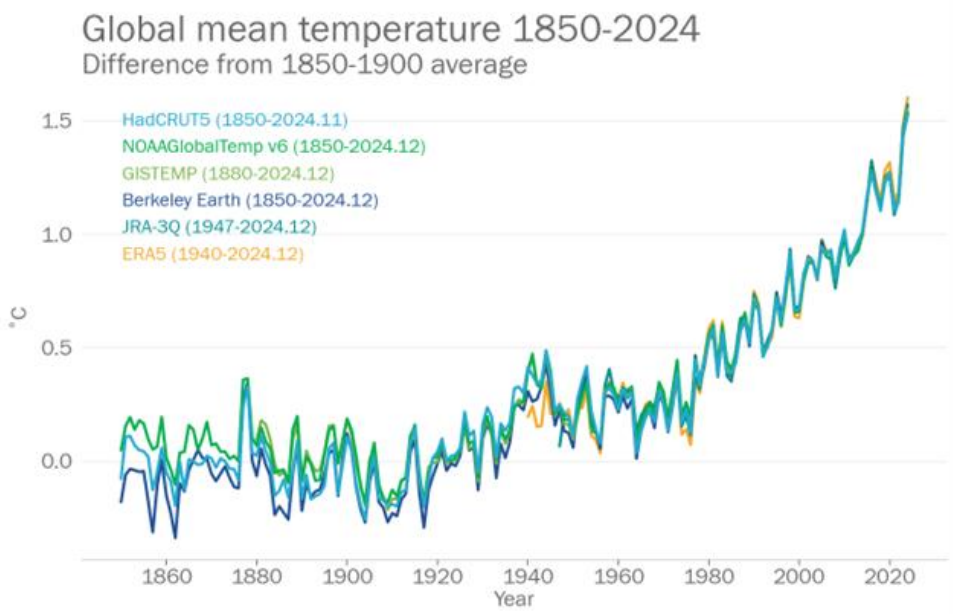


図 4.1.1　観測された地球温暖化 1 °C 当たりの年平均気温の変化の分布（1850~2020 年）

Berkeley Earth（Rohde and Hausfather, 2020）のデータセットから 1850～2020 年に観測された年平均気温の変化を、線形回帰により地球温暖化 1 °C 当たりの年平均気温の変化量（°C）として算出したもの。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領域（期間が 100 年以下）を示す。（IPCC, 2021; Figure SPM.5 (a) の一部を改変・和訳・転載。）

(a)



(b)

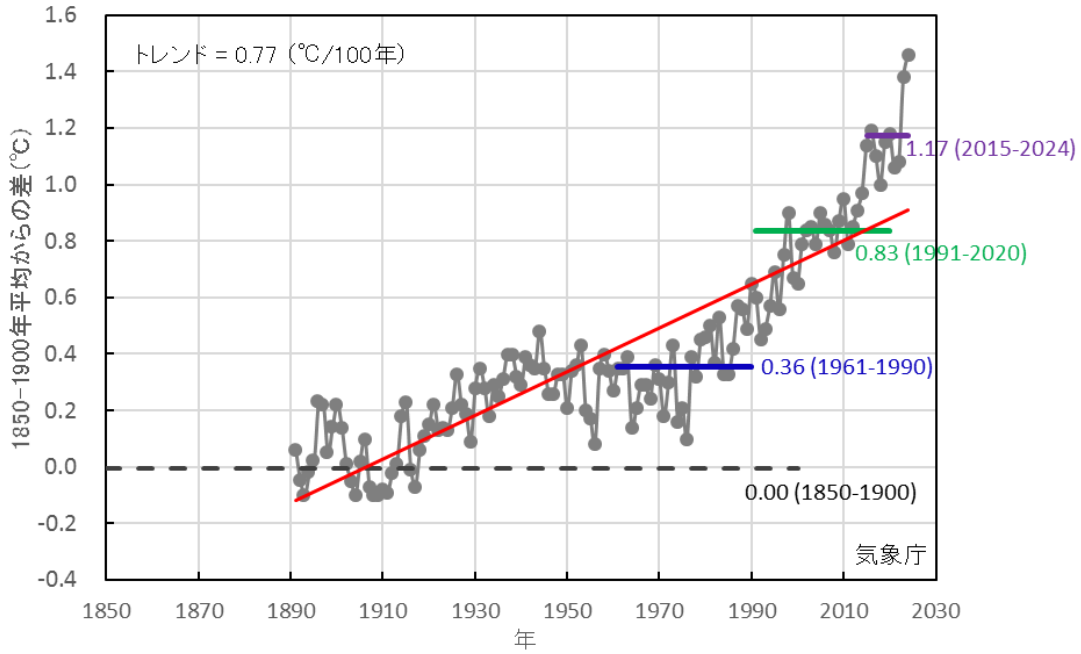


図 4.1.2　世界平均気温の年平均気温偏差の経年変化

(a) 1850～2024 年：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。水色線は英国気象局ハドレーセンター、緑線は米国海洋大気庁（NOAA）、黄緑線は米国航空宇宙局（NASA）、青線は Berkeley Earth（Rohde and Hausfather, 2020）の、地上観測に基づくそれぞれの解析による。橙線は欧州中期予報センター（ECMWF）、青緑線は気象庁の再解析データに基づく解析による。（WMO (2025a) より転載。）

(b) 1891～2024 年：気象庁の解析に基づく世界平均気温の基準値からの偏差。基準値は 1850～1900 年の 51 年平均値。気象庁の解析に基づくデータの統計期間は 1891 年以降であるため、折れ線（黒）は各年の 1961～1990 年平均値に対する偏差に、1850～1900 年に対する 1961～1990 年の温暖化量 0.36°C（IPCC, 2021; Cross Chapter Box 2.3, Table 1）を加えた値、直線（赤）はこれらの長期変化傾向、破線（黒）は 1850～1900 年平均（つまりここでの偏差の基準値ゼロ）、太線はそれぞれ 1961～1990 年平均（青）、1991～2020 年平均（緑）、2015～2024 年平均（紫）を示す。

(2)　極端な高温、低温のこれまでの変化

IPCC (2021) によると、1950 年以降、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ことは*ほぼ確実である*。年間の最低気温も最高気温も上昇していることが確認された。領域規模では、同様の変化が、ヨーロッパ、オーストラリア、アジア、北米においても起こっている*可能性が非常に高い*｛11.3, SPM A.3.1｝。

熱波に関しては、地球規模で強さ、持続期間、日数が増加していることが*ほぼ確実であり*、特にヨーロッパ、アジア、オーストラリアで増加している*可能性が高い*。同様の変化傾向は、アフリカで*確信度が中程度*、南米では*確信度が高い*。アフリカのように確信度がほかより低いと判定される地域では、データや研究が不足していることが原因として考えられる｛11.3, 図 11.9｝。

地上の年間最高気温の上昇は地上平均気温の上昇と同程度であり、世界平均気温より 45%速いスピードで上昇している[40]。地上の年間最低気温の上昇はそれよりも速く、1960 年以降、地球平均気温の約 3 倍の速さで増加している（図 4.1.3）。特に北極域で地上の年間最低気温の強い上昇が観測されている（図 4.1.4、*確信度は高い*）｛11.3, Figure 11.2｝。

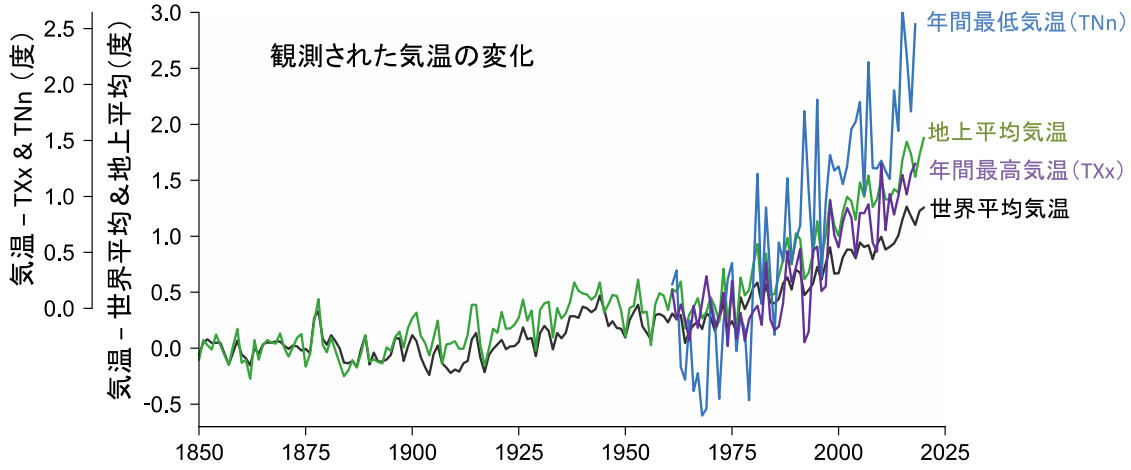


図 4.1.3　観測された 4 種類の気温インデックスの時系列

黒線は世界平均した年平均気温、緑線は地上で平均した年平均気温、紫線は日最高気温の年間最大値を地上で平均したもの（TXx）、青線は日最低気温の年間最低値を地上で平均したもの（TNn）。世界平均及び地上平均の気温偏差は 1850～1900 年を基準期間として計算している。TXx と TNn については 1961～1990 年を基準期間としている。解析には『HadEX3 データセット』（Dunn et al., 2020）を利用し、1961～2018 年の間のデータが揃っている格子点のみで解析を行った。（IPCC, 2021; Figure 11.2 を和訳・転載。）

40 ここで、年間最高/最低気温、地上平均気温は、陸域のみで平均したものである。

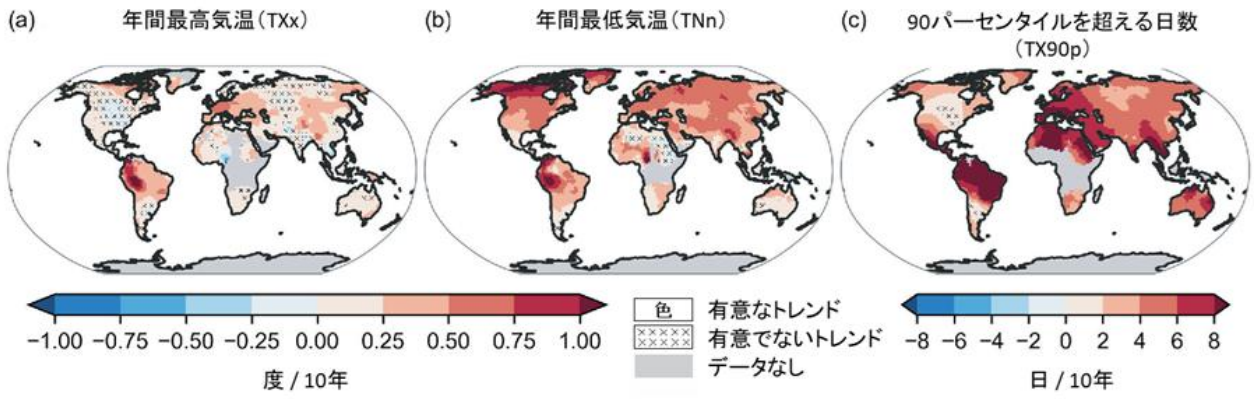


図 4.1.4　観測された 3 種類の極端気温インデックスの線形トレンド（1960～2018 年）
(a) 年間最高日最高気温（TXx）、 (b) 年間最低日最低気温（TNn）、(c) 日最高気温が基準期間（1961～1990 年）の 90 パーセンタイルを超える日数（TX90p）。観測データには HadEX3（Dunn et al., 2020）を利用。線形トレンドは、期間を通して 66%以上のデータが揃っており、かつ短くとも 2009 年まで利用可能な格子点のみで計算している。データが不十分な地域は灰色で表示してある。×印は、信頼水準 99%で有意でない場所を示す。（IPCC, 2021; Figure 11.9 を和訳・転載。）

4.1.2　　将来予測

(1)　平均気温の将来予測

IPCC (2021) の評価によると、工業化以前（1850～1900 年平均）から 21 世紀末（2081～2100 年平均）までの世界平均地表気温の上昇量は、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 3.3～5.7°C（中央値 4.4°C）、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では 1.3～2.4°C（中央値 1.8°C）である（表 4.1.1 参照）。これらの評価は、複数の証拠に基づいて総合的に評価されたものであり、気候モデル（気候感度[41]の高いモデルを含む CMIP6 モデル群）による予測（図 4.1.5）よりも若干低くなっている。また、以前の IPCC (2013) における相当するシナリオに対する評価（RCP8.5 で 3.2～5.4°C 及び RCP2.6 で 0.9～2.3°C）に比べて、それぞれ僅かに高くなっている。近い将来（2021～2040 年）では、SSP5-8.5 を除いてシナリオ間でほとんど差がない。

表 4.1.1　各排出シナリオにおける世界平均地表気温の工業化以前（1850～1900 年）の平均に対する変化
(IPCC, 2021; Table SPM.1 を和訳・転載。)

	短期、2021～2040 年		中期、2041～2060 年		長期、2081～2100 年	
シナリオ	中央値（°C）	可能性が*非常に高い*範囲（°C）	中央値（°C）	可能性が*非常に高い*範囲（°C）	中央値（°C）	可能性が*非常に高い*範囲（°C）
SSP1-1.9	1.5	1.2 – 1.7	1.6	1.2 – 2.0	1.4	1.0 – 1.8
SSP1-2.6	1.5	1.2 – 1.8	1.7	1.3 – 2.2	1.8	1.3 – 2.4
SSP2-4.5	1.5	1.2 – 1.8	2.0	1.6 – 2.5	2.7	2.1 – 3.5
SSP3-7.0	1.5	1.2 – 1.8	2.1	1.7 – 2.6	3.6	2.8 – 4.6
SSP5-8.5	1.6	1.3 – 1.9	2.4	1.9 – 3.0	4.4	3.3 – 5.7

41 第 2.4 節参照

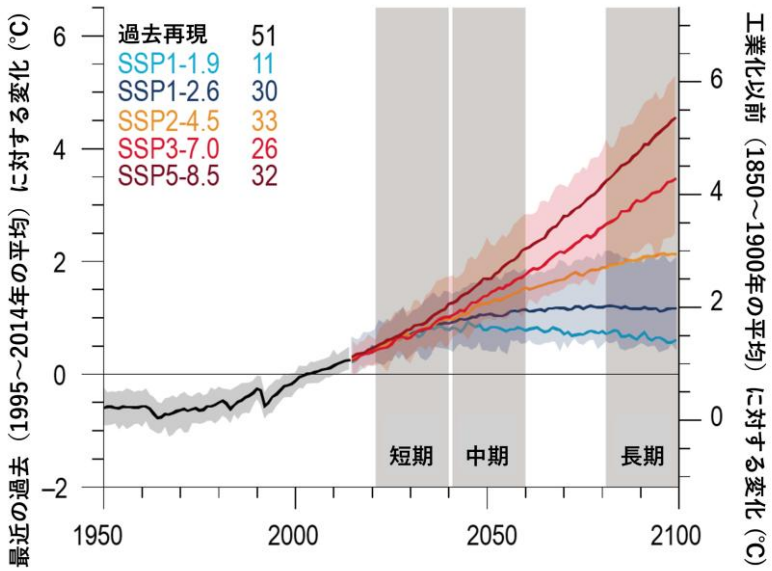


図 4.1.5　気候モデルによる世界平均地表気温の変化予測

気候モデル（CMIP6 モデル群）の過去再現と将来予測結果の平均（実線）。色の違いは過去再現（Historical, 黒）と各シナリオ（SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5）による将来予測を表している。凡例の数字は評価に使用したモデルの数である。左軸は 最近の過去（1995～2014 年の平均）に対する変化、右軸は工業化以前（1850～1900 年の平均）に対する変化を示す。単位は℃。薄青及び薄赤の網掛けは、SSP1-2.6 及び SSP3-7.0 に対する可能性の非常に高い範囲（5～95%）を示す。灰色の縦の帯は、短期（2021～2040 年）、中期（2041～2060 年）及び長期（2081～2100 年）の評価期間を示す。（IPCC, 2021; Figure 4.2(a) を和訳・転載。）

図 4.1.6 に見られるように、地上気温上昇は地理的に一様ではなく、全般に海洋よりも陸域の方が高く、また北半球高緯度地域が世界平均より高くなることは*ほぼ確実*とされている（IPCC, 2021）。このようなパターンになる背景要因については第 4.3.1 項の(1)及び(3)を参照していただきたい。更に、地上気温上昇の分布は季節により異なるところもある。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、夏季は海氷を融かすのに熱が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地理的分布の特徴は、気象庁気象研究所の全球 20km モデル（以下「全球 20 km モデル」と表記。詳細は付録 A.2.1 を参照）でも同様に示されている（図 4.1.7）。

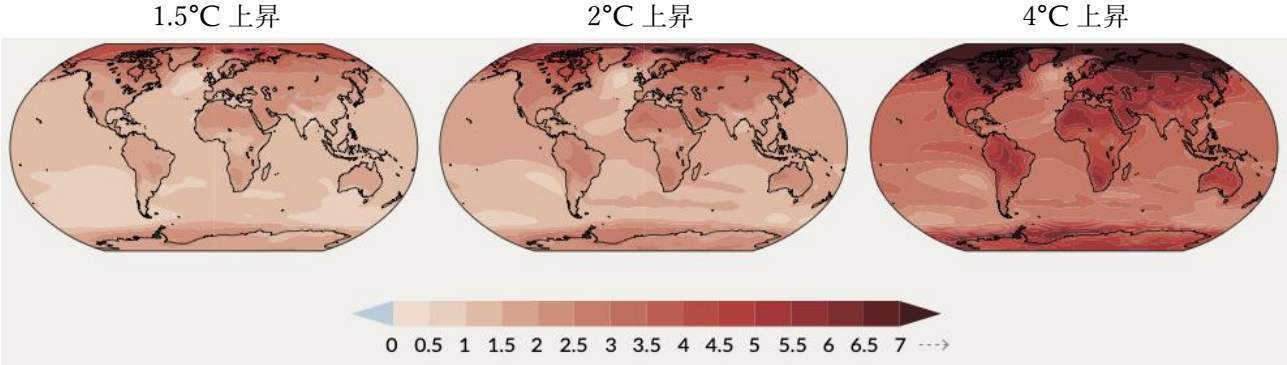


図 4.1.6　年平均地上気温の変化量の地理的分布

気候モデル（CMIP6 モデル群）で予測された、世界平均地表気温の上昇レベルが工業化以前（1850～1900 年）に対して 1.5℃、2℃、4℃ になった時の年平均気温上昇量の地理的分布（単位：℃）。どの地球温暖化レベルでも、海洋よりも陸域で、また熱帯よりも北極域や南極域で気温上昇が大きい。（IPCC, 2021; Figure SPM.5(b) の一部を和訳・転載。）

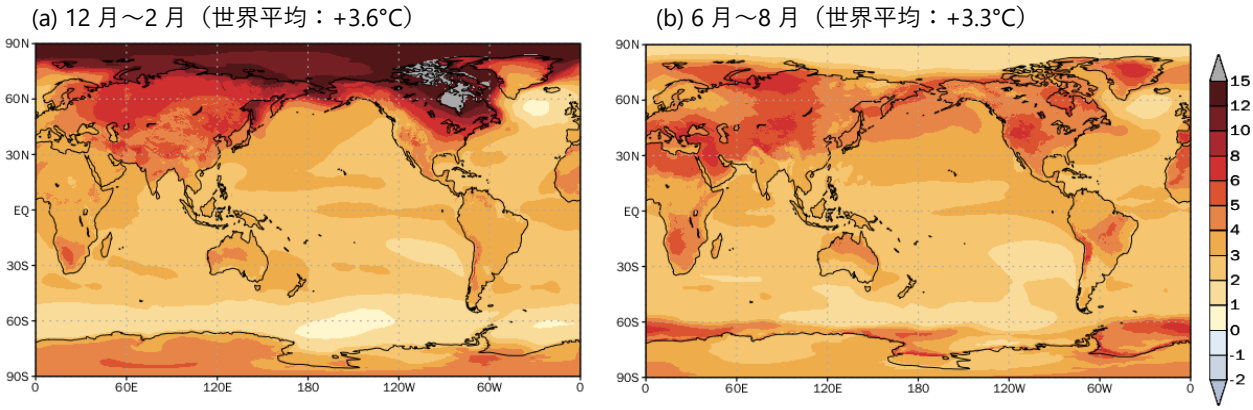


図 4.1.7　21 世紀末の地上気温変化の季節による違い

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。左側は北半球の冬季（12 月～2 月平均）、右側は北半球の夏季（6 月～8 月平均）。北半球高緯度では、夏季よりも冬季に温暖化が顕著である。

地球温暖化は地表付近と上空では異なる気温変化を示す（図 4.1.8）。熱帯では、地表付近よりも対流圏上層（500～150 hPa 付近）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ことが予測されている。ただし、自然の内部変動の影響と人為的強制に対する気候システムの応答の不確実性により、その大きさは不確実である（IPCC, 2021）。熱帯と異なり、北半球高緯度では、下層ほど気温上昇が大きい。対流圏では全般に気温が上昇するのに対し、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(2)を参照）。このような気温変化の地理的分布や高度分布は、大気循環や様々な大気現象（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。

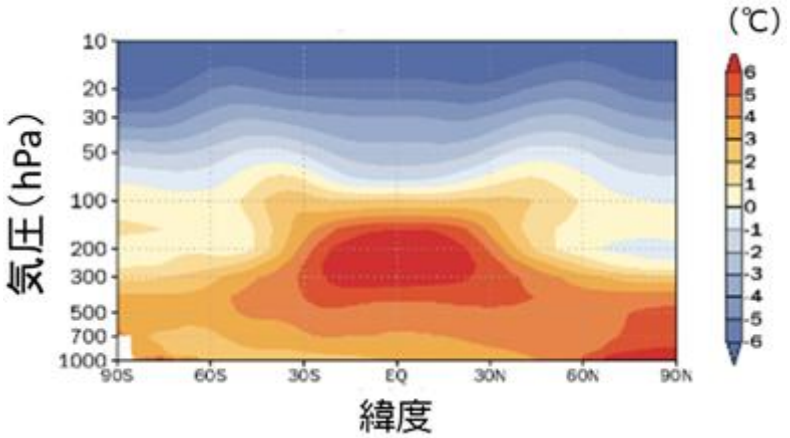


図 4.1.8　21 世紀末の気温変化の緯度高度分布

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。地球温暖化に伴うこのような気温変化の緯度高度分布は、最新の気候モデルの結果（IPCC, 2021; Figure 4.22）でも同様である。

ここまで見てきたような地球規模の気温変化の中で、北半球中緯度にあって大陸の東側に存在する日本における気温変化がどのようになるか、地球全体を扱う全球気候モデルによる予測結果から見てみよう。モデルには不確実性があるため、複数のモデルの結果を比較する。図 4.1.9 は、全球 20 km モデル及び世界の多数の全球気候モデル（CMIP5 及び CMIP6 モデル群）で予測された

日本域の地上気温の変化を示している。全球 20 km モデルの結果は、4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）では、20 世紀末に比べて年平均で約 4.0℃（中央値）上昇し、季節別の変化量では春はやや小さく秋と冬にやや大きいことを示している。このような季節特性は CMIP5 モデル群の結果にも見られるが、日本域における気温上昇の季節特性を十分に説明できる知見は得られていない。2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）では、年平均で約 1.4℃（中央値）上昇すると予測されている。どちらのシナリオに対しても、全球 20 km モデルの予測は、年平均気温、季節平均気温とも、CMIP5 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 モデルによる予測は、ばらつきが比較的小さい複数パターンの海面水温変化[42]を与えて得られたものであるのに対し、CMIP5 モデル群や CMIP6 モデル群による予測は、各モデルで気候感度などが異なっており、異なる海面水温予測結果をそのまま反映しているため、後者の方がばらつきの幅は大きい。特に CMIP6 モデル群は、シナリオの違い（RCP と SSP）のほかに、CMIP5 モデル群に比べて気候感度がかなり高いモデルを含んでいる（Meehl et al., 2020）ため、より高い方に散らばっている。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で解説する。

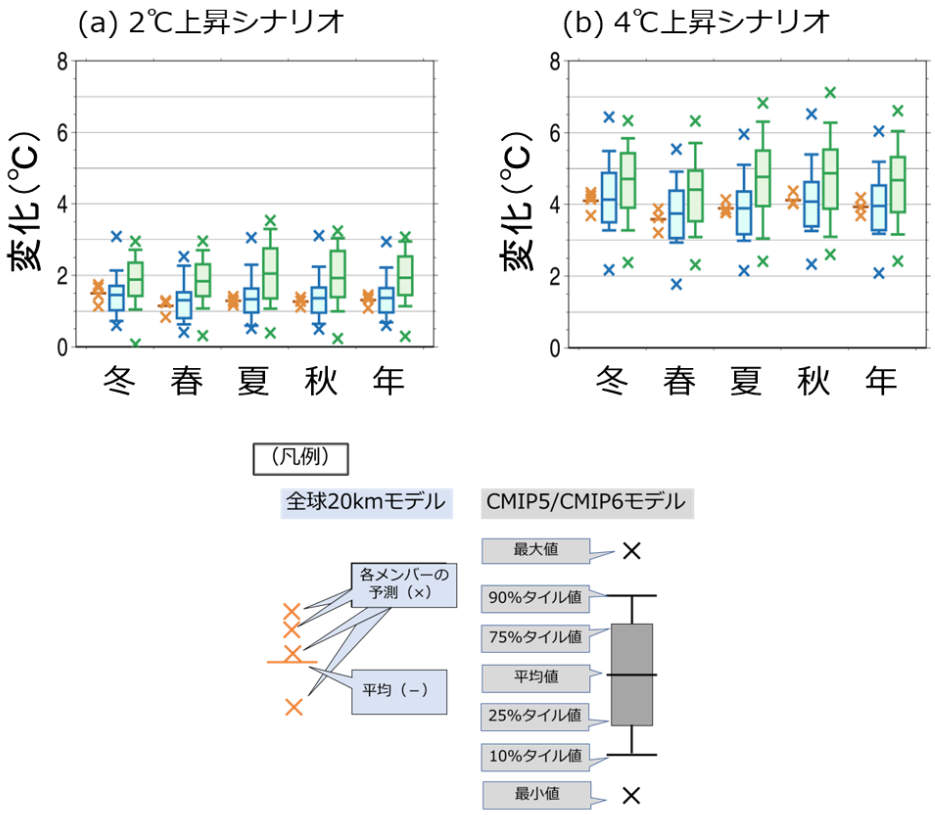


図 4.1.9　日本付近における地上気温の将来変化に関する予測の比較
（a）は 2℃ 上昇シナリオ（CMIP5：RCP2.6、CMIP6：SSP1-2.6）、（b）は 4℃ 上昇シナリオ（CMIP5：RCP8.5、CMIP6：SSP5-8.5）における、全球 20 km モデル（4 メンバー）と CMIP5 モデル群及び CMIP6 モデル群による日本付近の地上気温予測を、各季節（冬：12～2 月、春：3～5 月、夏：6～8 月、秋：9～11 月）平均及び年平均で比較したもの。いずれも日本付近の平均。領域の定義は図 付録 B.2.1 を参照。
全球 20 km モデル（橙色）による予測について、各メンバー（×）と平均値（－）を表示（凡例参照）。CMIP5 モデル群（青色）と CMIP6 モデル群（緑色）による予測について、最小値、10 パーセンタイル値、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示（凡例参照）。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。

42 CMIP5 モデル群が予測した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。

(2)　極端な高温、低温の将来予測

IPCC 第 6 次評価報告書によると、21 世紀を通して、ほとんどの場所で、極端高温の強度と頻度が増加し、極端低温の強度と頻度は減ると予測される（*ほぼ確実*）。ほとんどの陸上で、1995～2014 年と比較して暑い日や暑い夜の日数が増加し、暖候期や熱波の持続期間・頻度・強度も増加すると見込まれる（*ほぼ確実*）。大陸別に見ても、極端高温指標の増加と極端低温指標の減少は、たとえ 1.5°C の地球温暖化レベルでも*可能性が非常に高く*、4°C の地球温暖化レベルでは*ほぼ確実*である。地域別に見ると、IPCC 第 6 次評価報告書に基づく地域区分の多くの地域では、確信度は多少下がるものの、1.5°C の地球温暖化レベルの場合、上記と同様の傾向が現れる*可能性が高く*、4°C の地球温暖化レベルでは*ほぼ確実*である。例外として、中央アメリカの北部や北米の中部と西部では、極端低温の強度と頻度の減少の確信度が他の地域よりも低く、1.5°C の地球温暖化レベルでは*中程度の確信度*、4°C の地球温暖化レベルでは*可能性が非常に高い*という予測結果になっている。

ほとんどの地域で、極端気温の強度は地球温暖化レベルとともに増加する（図 4.1.10、*確信度は高い*）。最も暑い日の気温（年間最高気温）の上昇が最も顕著に現れるのは、中緯度帯の半乾燥地帯のいくつかの地域で、その割合は地球温暖化の 1.5 倍から 2 倍の速さであると見込まれる（図 4.1.11、*確信度は高い*）。また、最も寒い日の気温（年間最低気温）の上昇は北極域で顕著に現れ、その割合は地球温暖化の約 3 倍であると推定される（図 4.1.11、*確信度は高い*）。極端高温の発生確率は地球温暖化レベルとともに増加し、低頻度になるほどその変化幅は大きい（図 4.1.12、*確信度は高い*）。評価結果の確信度は空間・時間スケールや対象となる極端現象の種類によって異なるが、地球全体や大陸スケールの日々から季節スケールの極端気温については、予測の確信度は高くなる。陸上では、極端高温の強さの増加は世界平均地表気温よりも大きくなる（*確信度は高い*）。

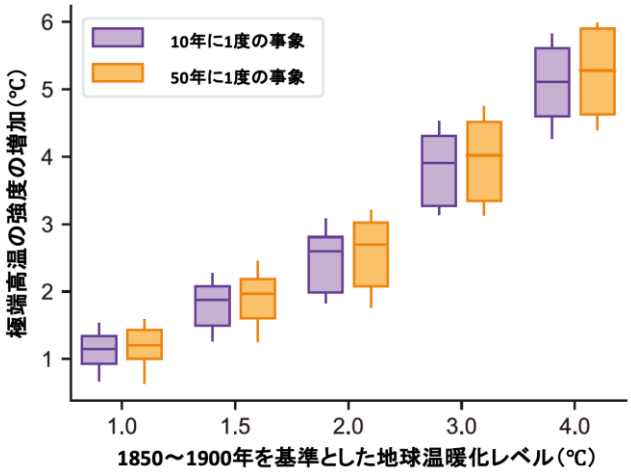


図 4.1.10　地球温暖化レベルと極端気温の強さの関係

1°C、1.5°C、2°C 及び 4°C の地球温暖化レベルで予測された極端気温の強度の将来変化。基準年（1850～1900）からの差を、地球温暖化レベルごとに描画したもの。極端高温事象は、日最高気温（TXx）が 1850～1900 年の基準期間における 10 年当たり一回（青）及び 50 年当たり一回（橙）の頻度で発生する事象の値を超える事象として定義する。陸上の値のみ評価した。箱ヒゲ図の箱の縦幅はマルチモデルによる 66%の不確実性の幅、ボックス内の横線は中央値を表す。'ヒゲ'の幅はマルチモデルの 90%の不確実性の幅を表す。これらの結果は、CMIP6 の全球気候モデルによる異なる共通社会経済経路（SSP：Shared Socioeconomic Pathways）のマルチモデルアンサンブルシミュレーションから得られた。（IPCC, 2021; Figure 11.12 を和訳・転載。）

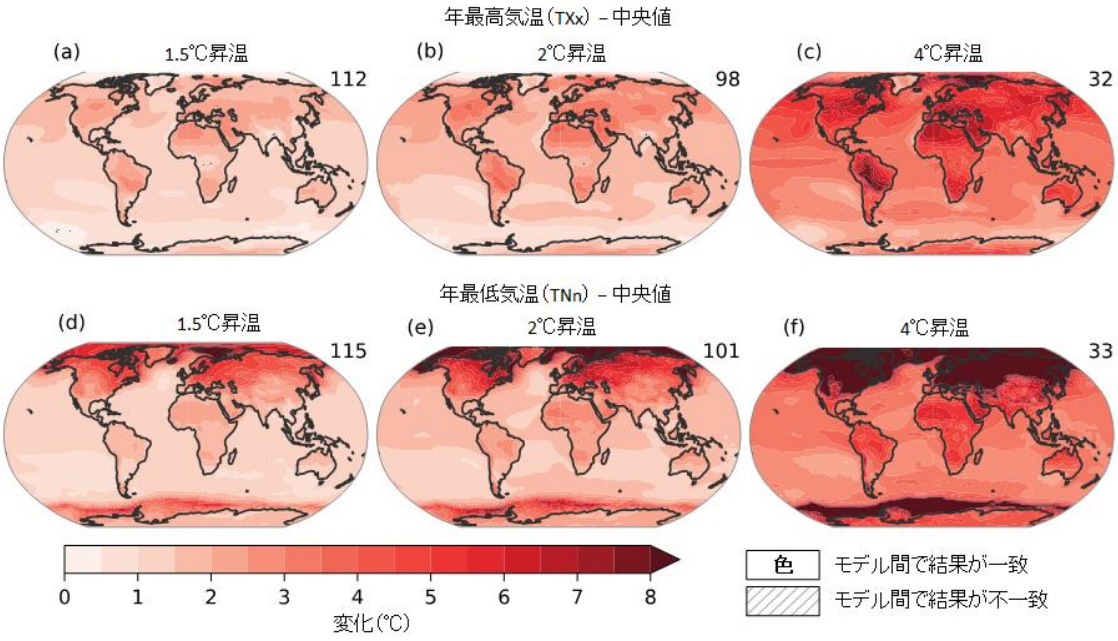


図 4.1.11　1.5°C、2°C 及び 4°C の地球温暖化レベルで予測された極端高温・低温の将来変化

1850～1900 年を基準とした、年間最高気温（a-c）及び年間最低気温（d-f）の将来変化。これらの結果は、CMIP6 の全球気候モデルによる異なる SSP のマルチモデルアンサンブルシミュレーションから得られた。右上の数字は、解析に用いられたシミュレーションの数を示す。斜線は、変化が有意でない（変化の符号が一致するモデルが全モデルの 80%を下回る）領域を示す。（IPCC, 2021; Figure 11.11 を和訳・転載。）

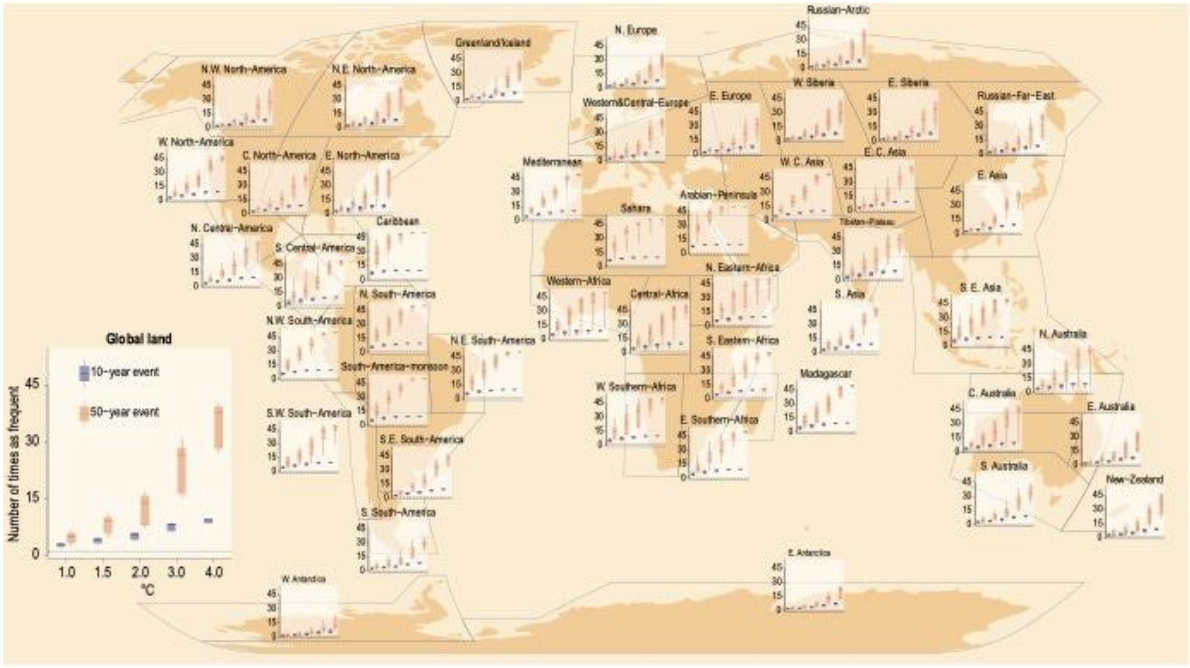


図 4.1.12　1°C、1.5°C、2°C 及び 4°C の地球温暖化レベルで予測された極端気温の頻度の将来変化

基準年（1850～1900 年）からの差を、地球温暖化レベルごとに描画したもの。極端高温事象は、日最高気温（TXx）が 1850～1900 年の基準期間における 10 年当たり一回（青）及び 50 年当たり一回（橙）頻度で発生する事象の値を超える事象として定義する。IPCC 第 6 次評価報告書で採用されている陸上の地域区分ごとに表示されている。箱ヒゲ図の箱の縦幅はマルチモデルによる 66%の不確実性の幅、ボックス内の横線は中央値を表す。'ヒゲ'の幅はマルチモデルの 90%の不確実性の幅を表す。点線は、頻度に変化がないことを示す。これらの結果は、CMIP6 の全球気候モデルによる異なる SSP のマルチモデルアンサンブルシミュレーションから得られた。（IPCC, 2021; Figure 11.6 を転載。）

以上のような、IPCC 第 6 次評価報告書で示されている将来の極端高温の強度・頻度の増加と極端低温の強度・頻度の減少の傾向は、第 5 次評価報告書でも報告されている。以下では、参考情報として、第 6 次評価報告書で評価されていない極端気温指標の 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）における空間分布と経年変化について、第 5 次評価報告書の評価結果を記す。図 4.1.13 に、IPCC 第 5 次評価報告書で報告されている、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、日最低気温が 0°C 未満（冬日）の日数、熱帯夜[43]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。世界平均地表気温の増加に伴い、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*）。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・強さの全てにおいて同じ傾向である。

図 4.1.13 (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 4.1.13 (a) 及び (c) を見比べると、高温指標の変化は全球一様だが、低温指標の変化は北半球高緯度で大きい。Sillmann et al. (2013) も同様の傾向を指摘している。この北半球高緯度域における差が、世界平均で見た場合に極端高温指標よりも極端低温指標の上昇率が大きい理由の一つである。

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

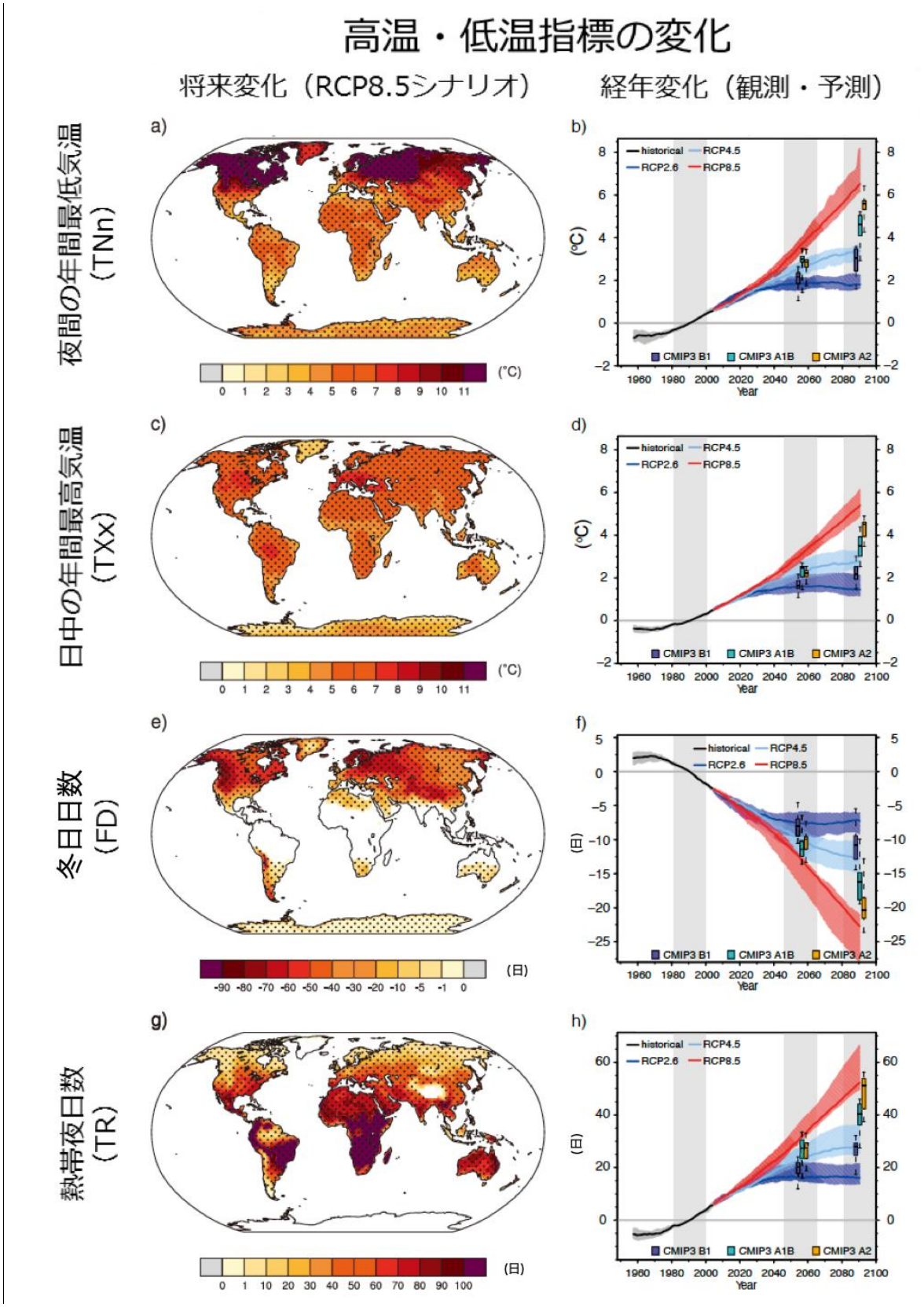


図 4.1.13　気温の極端現象に関する指標の将来変化（日）

上から、夜間の年間最低気温、日中の年間最高気温、冬日（日最低気温が 0°C 未満の日）の日数、熱帯夜（日最低気温が 20°C 以上の日）の日数。左列：CMIP5 の 4°C 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 RCP8.5/4.5/2.6 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; Figure 12.13 を和訳・転載。）

4.2　日本

4.2.1　観測結果

(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[44]（図 1.4.1）における 1898 年から 2024 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 1.40℃ であった（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 4.2.1）。季節別では、それぞれ 100 年当たり、冬（前年 12～当年 2 月）は 1.24℃、春（3～5 月）は 1.65℃、夏（6～8 月）は 1.31℃、秋（9～11 月）は 1.43℃ 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）。地方ごとに平均した気温については後述するが、沖縄地方を除く北海道から九州南部・奄美地方にかけて、全国と同様に季節別には春と秋の気温の昇温率が大きい傾向がある。

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ている。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（100 年当たり 1.40℃）は世界平均気温の上昇率（気象庁の解析では 100 年当たり 0.77℃）よりも大きい。これは、日本が位置する北半球の中緯度は陸域が多く、地球温暖化による気温の上昇量が比較的大きいことを反映している（図 4.1.1）（背景要因については、第 4.3.1 項 (1) 参照）。加えて、都市化の影響が比較的小さいとみられる観測地点を用いているが、これらの地点も都市化の影響を若干は受けていることを反映している可能性がある（都市化の影響については、第 4.2.1 項 (3)参照）。 また、近年の 1995～2024 年の 30 年では 10 年当たりの気温の上昇率が 0.41℃ と、1898 年から 2024 年の上昇率（10 年当たり 0.14℃）と比べて大きい。

日本国内の地域別の気温の上昇率[45]を見ると、多くの地方の地域平均の気温上昇率は全国平均よりも大きい（表 4.2.1）。これらの上昇率には、Nosaka et al. (2020)の大規模アンサンブル実験により指摘される日本列島の北域において他地域よりも地球温暖化が明瞭となるといった各地域の地理的な対応（要因については第 4.3.1 項(4)を参照）よりもむしろ、都市部の観測地点が多い関東甲信・東海・近畿地方の長期変化傾向が大きいことから、各地域の観測地点周辺の都市化の影響が大きく現れているとみられる。これは、都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点から算出した全国平均と違い、地域平均の上昇率には都市化の影響が小さくない地点のデータも含まれていることによると考えられる。

---

44 網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島の 15 地点。都市化の影響が比較的小さく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。
なお、宮崎は 2000 年 5 月に、飯田は 2002 年 5 月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行った上で利用している。データの補正についての解説は、下記の気象庁ホームページに掲載している。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/correction.html（観測場所の移転に伴う気温データの補正方法について）
また、上記の 15 地点平均から算出される日本の平均気温の上昇率は、日本近海の海域を平均した年平均海面水温の上昇率と同程度の値である。（第 8 章参照）

45 地域別の気温上昇率の算出においては都市化の影響を考慮した地点の選定を行っていないため、算出に用いた地点には都市化の影響が小さくない地点も含まれうる。

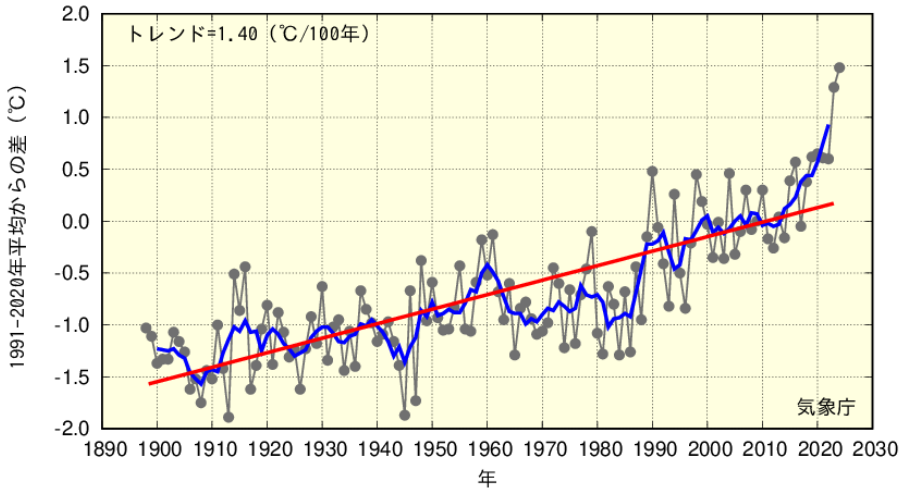


図 4.2.1　日本の年平均気温偏差の経年変化（1898～2024 年）

折れ線（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。折れ線（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 1991～2020 年の 30 年平均値。

表 4.2.1　年平均気温及び季節平均気温の 100 年当たりの気温変化率（°C/100 年）

1946～2024 年の期間の国内の地上気象観測地点の観測に基づく。全国は国内 15 観測地点の基準値からの偏差を平均した値の変化率を示している。

地域	年	春（3～5 月）	夏（6～8 月）	秋（9～11 月）	冬（12～2 月）
全国	+2.03	+2.28	+2.00	+2.36	+1.52
北海道地方	+2.07	+2.39	+1.79	+2.44	+1.77
東北地方	+2.18	+2.47	+1.97	+2.71	+1.63
関東甲信地方	+2.56	+2.90	+2.42	+2.85	+2.12
北陸地方	+2.27	+2.58	+2.35	+2.73	+1.48
東海地方	+2.50	+2.86	+2.36	+2.87	+1.99
近畿地方	+2.26	+2.57	+2.18	+2.67	+1.68
中国地方	+2.15	+2.58	+2.00	+2.58	+1.44
四国地方	+2.05	+2.41	+1.91	+2.45	+1.47
九州北部地方	+2.38	+2.74	+2.27	+2.71	+1.82
九州南部・奄美地方	+2.03	+2.07	+1.94	+2.38	+1.78
沖縄地方	+1.79	+1.37	+1.89	+1.98	+1.92

(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[46]（図 1.4.1）の観測値を用いて解析を行ったところ、1910 年から 2024 年（熱帯夜については 1929 年から 2024 年）の統計期間の間で、日最高気温が 30°C 以上の日（真夏日）、35°C 以上の日（猛暑日）及び日最低気温が 25°C 以上（熱帯夜）の日数は、いずれも統計的に有意に増加している（いずれも信頼水準 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 4.2.2、図 4.2.3）。一方、同期間にお

46 網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、銚子、境、浜田、彦根、多度津、名瀬、石垣島の 13 地点。前述の日本の平均の算出に用いる 15 地点のうち、飯田、宮崎では日最高気温、日最低気温に基づく猛暑日や熱帯夜等の日数については移転による影響を除去することが困難であるため、これらを除いた 13 観測地点で解析を行った。

ける日最低気温が 0°C 未満(冬日)の日数は減少している(信頼水準 99%で統計的に有意)(図 4.2.3)。これらの傾向は、IPCC (2021) の指摘する世界各地域で見られる極端現象の頻度の変化と同傾向である。

世界と同様に、1960 年以降の平均気温と年最高気温、年最低気温の上昇率を比較すると、日本の年最高気温の上昇率は平均気温の上昇率と同程度であり、世界の平均気温より約 1.6 倍速いスピードで上昇している。また、日本の年最低気温の上昇率は年最高気温よりも大きな上昇率となっており、世界の平均気温の約 2.5 倍の上昇率で増加している（図 4.2.4)。

気温や降水量には年々の自然変動があるため、必ずしも猛暑や豪雨事例の全てが地球温暖化の影響により生じたものとは限らない。一方で、近年の顕著な高温事例については、イベント・アトリビューション[47]の手法により地球温暖化の寄与の推定が行われている（コラム 8 参照)。

(a) 日最高気温 30°C 以上（真夏日）　(b) 日最高気温 35°C 以上（猛暑日）

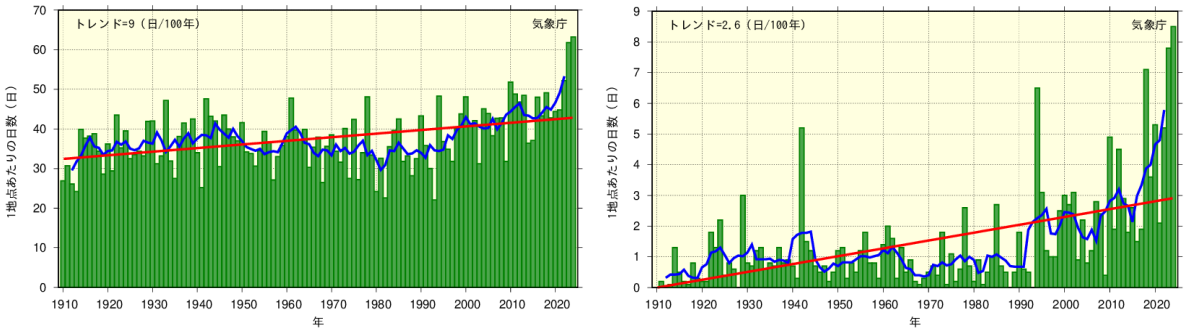


図 4.2.2　真夏日及び猛暑日の年間日数の経年変化（1910～2024 年）

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°C 以上（真夏日）及び (b) 35°C 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。折れ線（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。

(a) 日最低気温 0°C 未満（冬日）　(b) 日最低気温 25°C 以上（熱帯夜）

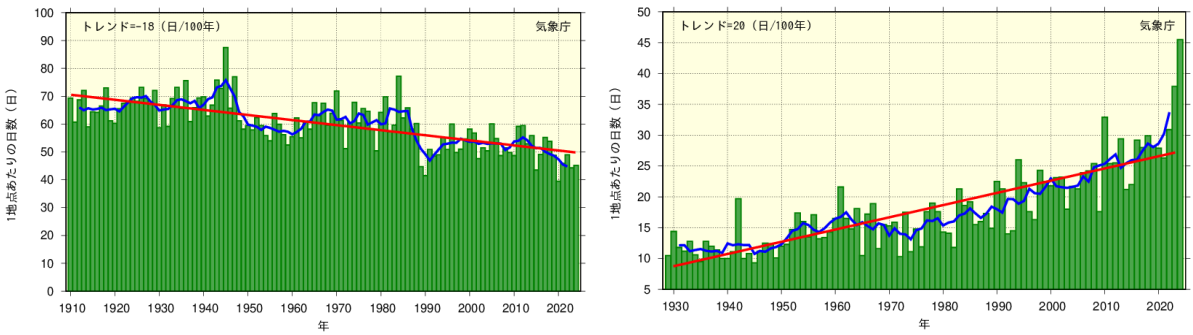


図 4.2.3　冬日（1910～2024 年）及び熱帯夜（1929～2024 年）の年間日数の経年変化

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°C 未満(冬日)及び (b) 25°C 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。折れ線（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。

47 気候モデルを用いてこれまでの気候状態を模した数多くの実験を行うとともに、人間活動による地球温暖化が無いとする仮想的な設定でも数多くの実験を行い、両者の比較から個々の現象の発生が地球温暖化によりどれだけ変わったかを確率的に推定する手法。(詳細はコラム 8 を参照)

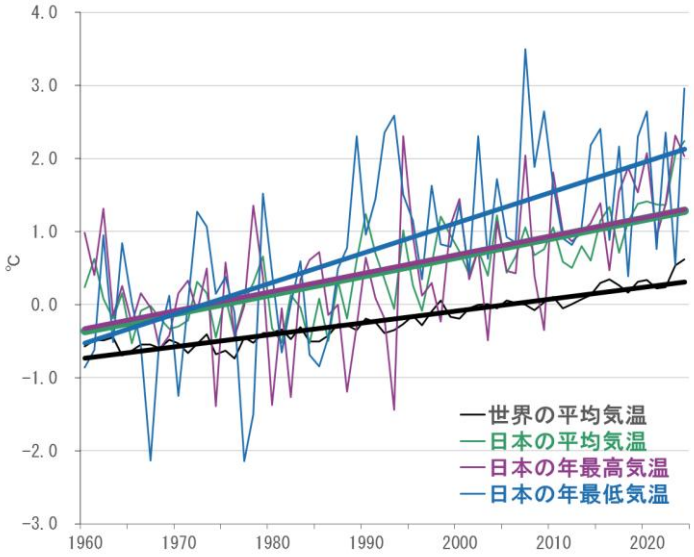


図 4.2.4　世界及び日本の平均気温と国内 15 地点の年最高気温・年最低気温の変化（1960～2024 年）
黒線は世界の年平均気温（図 4.1.2(b)と同じ）、緑線は日本の年平均気温、紫線は日本の年平均気温と同じ国内 15 地点で平均した年最高気温（年間最大日最高気温：TXx）、青線は国内 15 地点で平均した年最低気温（年間最低日最低気温：TNn）。世界の気温偏差は 1991～2020 年、日本の気温偏差、TXx 及び TNn については 1961～1990 年を基準期間として計算している。

(3)　都市化の影響

IPCC (2021) では、都市域においては、地球温暖化に加えて都市化の影響を受けるため、極端な高温などの影響をより強く受ける（*確信度が高い*）ことを指摘している。一方で、都市化の影響は都市内部とその周辺域に限定されることから、世界の陸域全体で平均した地上気温への影響は無視できる程度に小さいと評価している（*確信度が高い*）{Box TS.14, Box 10.3, 11.3}。

気象庁の観測によると、日平均気温、日最高気温、日最低気温ともに、都市化率[48]が高くなるほど上昇率が大きい傾向が見られる。例えば、東京・大阪・名古屋の 3 都市の年平均気温偏差[49]と、都市化等による環境の変化が比較的小さい 15 の観測地点（第 4.2.1 項(1)を参照）で平均した年平均気温及び日本近海の平均海面水温を比較すると、1950 年代後半から 1970 年頃にかけて、その差が急速に広がったことが分かる（図 4.2.5）。都市化の影響を定量的に分離して評価するのは難しいが、大都市と 15 地点の昇温量を比べると、大都市では都市化による昇温の影響も大きいことが読み取れる。

これらの特徴として、都市化率が高い地点では、日最高気温の上昇率に比べて日最低気温の上昇率が大きく（図 4.2.6）、また、年平均気温の上昇率は夏に最小となる都市が多い。（背景要因については第 4.3.3 項 、気温以外の都市気候への影響についてはコラム 5 を参照）

48 ここでは、観測地点を中心とした半径 7 km の円内における人工被覆率（平成 28 年度版国土数値情報土地利用 3 次メッシュにおける建物用地、道路、鉄道、その他の用地の占める割合）と定義。

49 観測地点に移転があった場合は、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行った上でデータを利用している。データの補正についての解説は、下記の気象庁ホームページに掲載している。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/correction.html（観測場所の移転に伴う気温データの補正方法について）

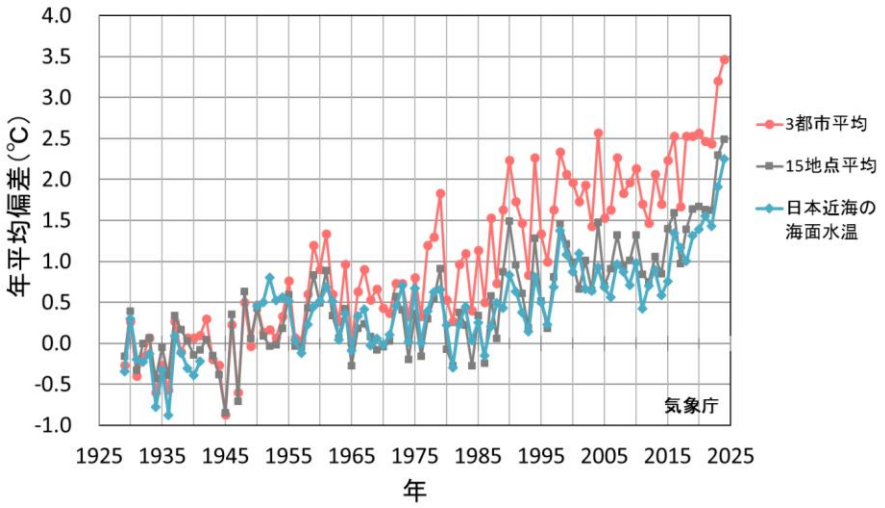


図 4.2.5　東京・名古屋・大阪の 3 都市平均と都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 地点平均の気温及び日本近海の平均海面水温の経年変化（1929～2024 年）

赤線は東京・名古屋・大阪の 3 都市平均の年平均気温の基準値（1929～1958 年平均値）からの偏差を、黒線は都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 地点それぞれの年平均気温の基準値からの偏差を平均した値、青線は日本近海の平均海面水温の基準値からの偏差（図 8.2.1 を基に算出）を表す。したがって、いずれの線で示す値も 1929～1958 年の 30 年平均値はともに 0 で一致する。

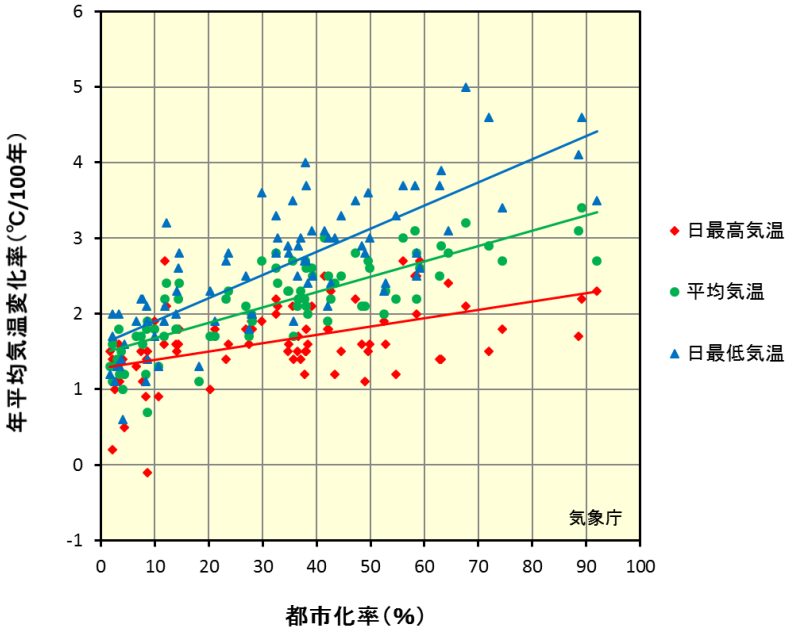


図 4.2.6　国内の観測地点における気温（平均気温、日最高気温、日最低気温）の変化率と都市化率の相関図

国内主要都市の統計値が揃う 1929 年から 2024 年までの期間で、データの均質性を確保できる全国 81 地点における気温の年平均値（平均気温、日最高気温、日最低気温）の変化率と都市化率との関係を示す。観測場所の移転があった地点については、移転前のデータを補正して気温の変化率を算出している。各直線はそれぞれの回帰直線を示す。 なお、気象庁の統計値において、1953～1963 年の期間は日界（日別値を求める際に用いる一日の区切り）を 9 時として日最低気温を観測していた。

4.2.2　　将来予測

(1)　日本における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（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）、2°C 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 4.1.5）や第 4.2.1 項で示した観測結果と整合しており、確信度は高い。全国平均気温の上昇量は、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では約 4.5°C、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では約 1.4°C と予測される。地域別に見た年平均気温の変化量は、図 4.2.7 及び表 4.2.2 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（年々変動に加え、メンバー間のばらつきを考慮した標準偏差。詳細は付録 B.1.3 参照）である。地域気候モデルによる予測は全球 20km モデルの予測を境界値として用いており、図 4.2.7 の予測結果のばらつきは、全球 20km モデルの予測結果のばらつきを（ほぼそのまま）反映している[50]。

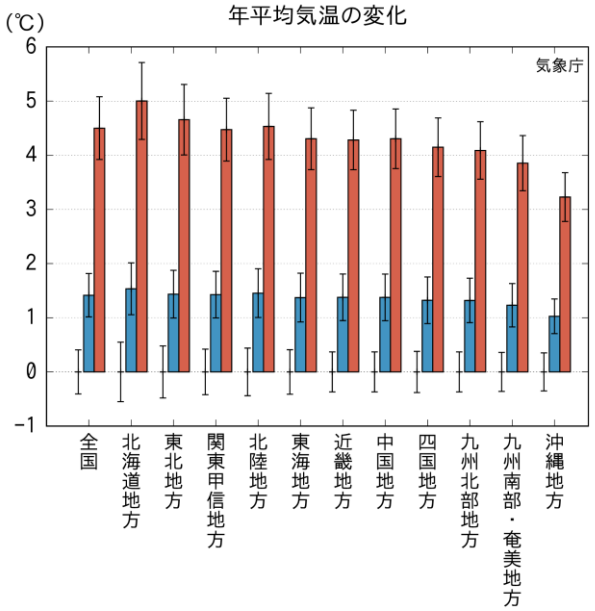


図 4.2.7　本報告書の予測による年平均気温の将来変化（°C）

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、青が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）に、赤が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準 90% で有意な（有意でない）ことを示す。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。

50 図 4.1.9 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°C 程度となり（Murata et al., 2017）、結果としては図 4.2.7 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、本報告書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 20km 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 4.1.2 項の (1) で解説したとおり、本報告書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、CMIP5/6 モデルの予測のばらつき（図 4.1.9）と比べて小さくなっている。

表 4.2.2　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 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）による、本報告書の予測。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。

(a) 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
北海道地方	1.5 ± 0.5	1.4 ± 0.8	1.4 ± 0.8	1.4 ± 0.7	2.0 ± 0.9
東北地方	1.4 ± 0.4	1.3 ± 0.7	1.4 ± 0.7	1.3 ± 0.7	1.7 ± 0.9
関東甲信地方	1.4 ± 0.4	1.1 ± 0.7	1.4 ± 0.5	1.3 ± 0.7	1.9 ± 1.0
北陸地方	1.5 ± 0.4	1.3 ± 0.7	1.4 ± 0.6	1.4 ± 0.7	1.7 ± 1.0
東海地方	1.4 ± 0.4	1.1 ± 0.6	1.3 ± 0.4	1.3 ± 0.7	1.9 ± 1.2
近畿地方	1.4 ± 0.4	1.0 ± 0.6	1.4 ± 0.5	1.3 ± 0.7	1.8 ± 1.1
中国地方	1.4 ± 0.4	1.1 ± 0.6	1.4 ± 0.5	1.2 ± 0.7	1.8 ± 1.1
四国地方	1.3 ± 0.4	1.0 ± 0.6	1.3 ± 0.4	1.2 ± 0.7	1.8 ± 1.1
九州北部地方	1.3 ± 0.4	1.0 ± 0.6	1.3 ± 0.4	1.2 ± 0.7	1.8 ± 1.1
九州南部･奄美地方	1.2 ± 0.4	0.9 ± 0.6	1.1 ± 0.4	1.2 ± 0.6	1.7 ± 1.1
沖縄地方	1.0 ± 0.3	0.8 ± 0.5	0.9 ± 0.3	1.1 ± 0.4	1.3 ± 0.8

(b) 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	4.1 ± 0.9	4.2 ± 0.6	4.7 ± 0.7	5.0 ± 1.0
北海道地方	5.0 ± 0.7	4.7 ± 1.0	4.6 ± 0.8	5.2 ± 0.8	5.5 ± 1.2
東北地方	4.7 ± 0.7	4.3 ± 1.0	4.4 ± 0.7	4.8 ± 0.8	5.1 ± 1.1
関東甲信地方	4.5 ± 0.6	4.0 ± 0.9	4.2 ± 0.6	4.6 ± 0.8	5.2 ± 1.0
北陸地方	4.5 ± 0.6	4.1 ± 1.0	4.3 ± 0.6	4.7 ± 0.8	5.0 ± 1.0
東海地方	4.3 ± 0.6	3.8 ± 0.9	4.1 ± 0.6	4.5 ± 0.8	4.9 ± 1.0
近畿地方	4.3 ± 0.5	3.7 ± 0.9	4.1 ± 0.5	4.5 ± 0.8	4.8 ± 1.0
中国地方	4.3 ± 0.5	3.8 ± 0.9	4.2 ± 0.6	4.5 ± 0.8	4.8 ± 1.0
四国地方	4.1 ± 0.5	3.6 ± 0.9	4.0 ± 0.5	4.3 ± 0.8	4.7 ± 1.0
九州北部地方	4.1 ± 0.5	3.6 ± 0.8	3.8 ± 0.5	4.3 ± 0.8	4.6 ± 1.0
九州南部･奄美地方	3.9 ± 0.5	3.4 ± 0.8	3.6 ± 0.5	4.0 ± 0.7	4.4 ± 1.0
沖縄地方	3.2 ± 0.4	3.0 ± 0.7	3.1 ± 0.4	3.4 ± 0.5	3.4 ± 0.8

IPCC (2021) 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[51]）によると、世界全体の年平均地表気温の上昇量は 4℃ 上昇シナリオ（SSP5-8.5）で 3.7℃ 程度（*可能性が非常に高い*範囲：2.6～5.0℃）、2℃ 上昇シナリオ（SSP1-2.6）で 1.1℃ 程度（*可能性が非常に高い*範囲：0.6～1.7℃）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

51 表 4.1.1 に記載されている数値から、1850～1900 年から 1986～2005 年までの世界平均地表気温の昇温量 0.69℃（IPCC, 2021）{Cross Chapter Box 2.3, Table 1}を差し引いて計算。

1.2～1.3 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 4.2.1 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、各季節平均気温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 4.2.8）。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。

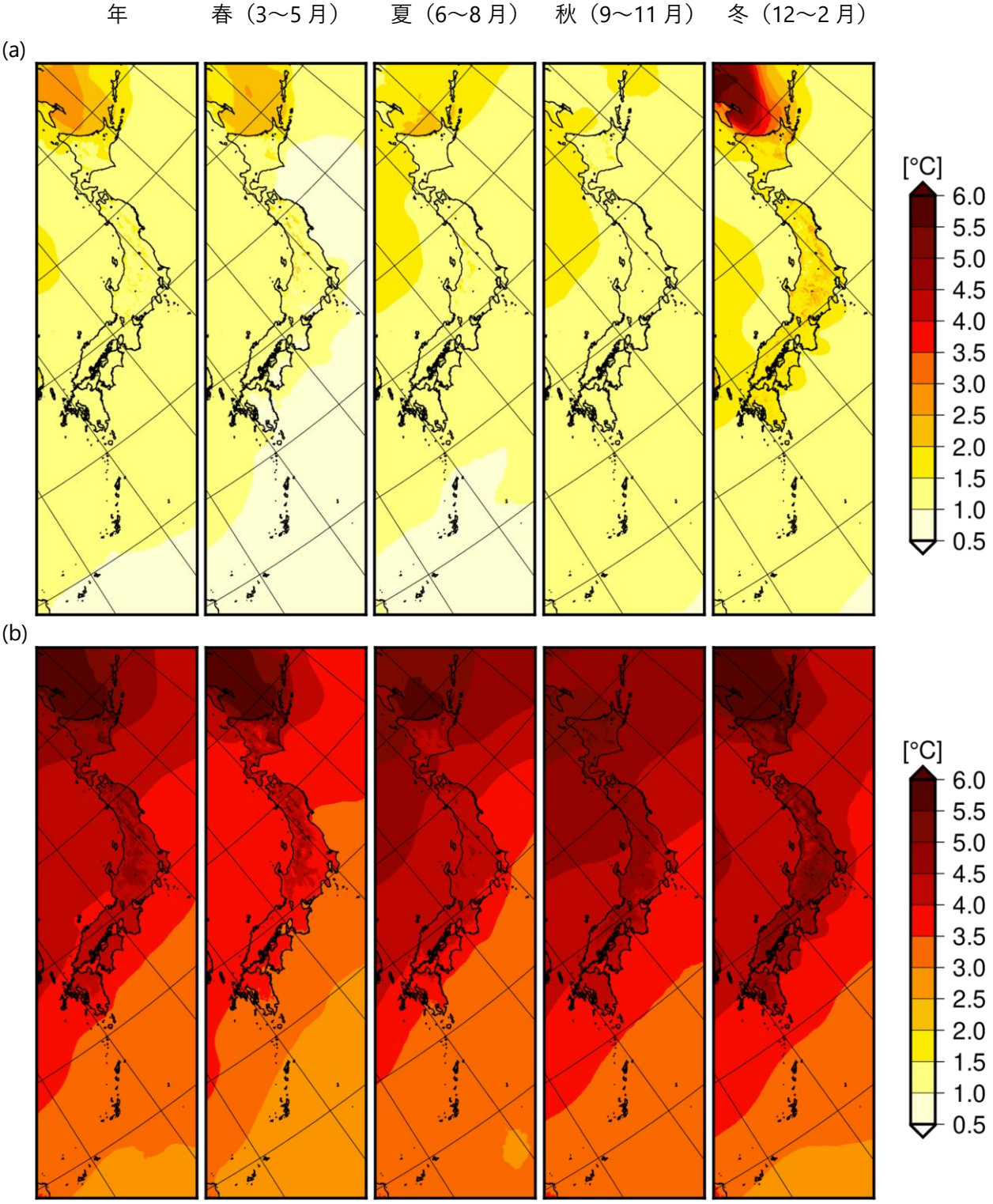


図 4.2.8　年平均及び季節ごとの平均気温の将来変化

(a) は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）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）。

年平均気温と同様に、年平均した日最高気温と日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、日最低気温の上昇量の方が、年平均気温や日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

本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）によると、4°C 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 4.2.9; 図 4.2.10; 表 4.2.3）。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 4.2.1 項で示した観測結果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 4.2.9）。また、気温上昇量は北ほど大きいにも関わらず沖縄地方は全国の中でも猛暑日日数の増加が大きい。これは、本州等と比べて平均気温が高い一方で海洋の影響により一日の気温の変動幅が小さく、現在気候では猛暑日の閾値（35°C 以上）を上回る日は少ないものの、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）に伴う平均気温の上昇幅では、一日の気温の変動幅が小さくても、猛暑日の閾値を上回るようになることが影響していると考えられる。なお、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）に伴う平均気温の上昇幅では閾値を超える日は多くなく、増加量は少ない。真夏日の年間日数も、同様に全国的に有意に増加し、その増加量は北海道地方では 21 日程度、沖縄地方では 84 日程度となっている（図表は省略）。熱帯夜の年間日数も、全国的に有意に増加する（図 4.2.11; 図 4.2.12; 表 4.2.4）。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地方以外の地域で、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 4.2.13; 図 4.2.14; 表 4.2.5）。冬季の北海道では、20 世紀末と比べて全般的に気温は上昇するとはいえ 0°C 未満となる日は多く、冬日の減少量は東北地方等に比べて小さい（図 4.2.14; 表 4.2.5）。

2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）でも、多くの地方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 4.2.10; 図 4.2.12; 図 4.2.14）。ただし、4°C 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の変化傾向が予測 4 メンバーの間で一致しない地点も多く見られる（図 4.2.9; 図 4.2.11）。ただ、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°C 目標が達成された場合であっても、20 世紀末ではまれにしか観測されないような高温（低温）の日数が多い（少ない）状態が、多く見られるようになると予測される（図 4.2.10; 図 4.2.12; 図 4.2.14）。

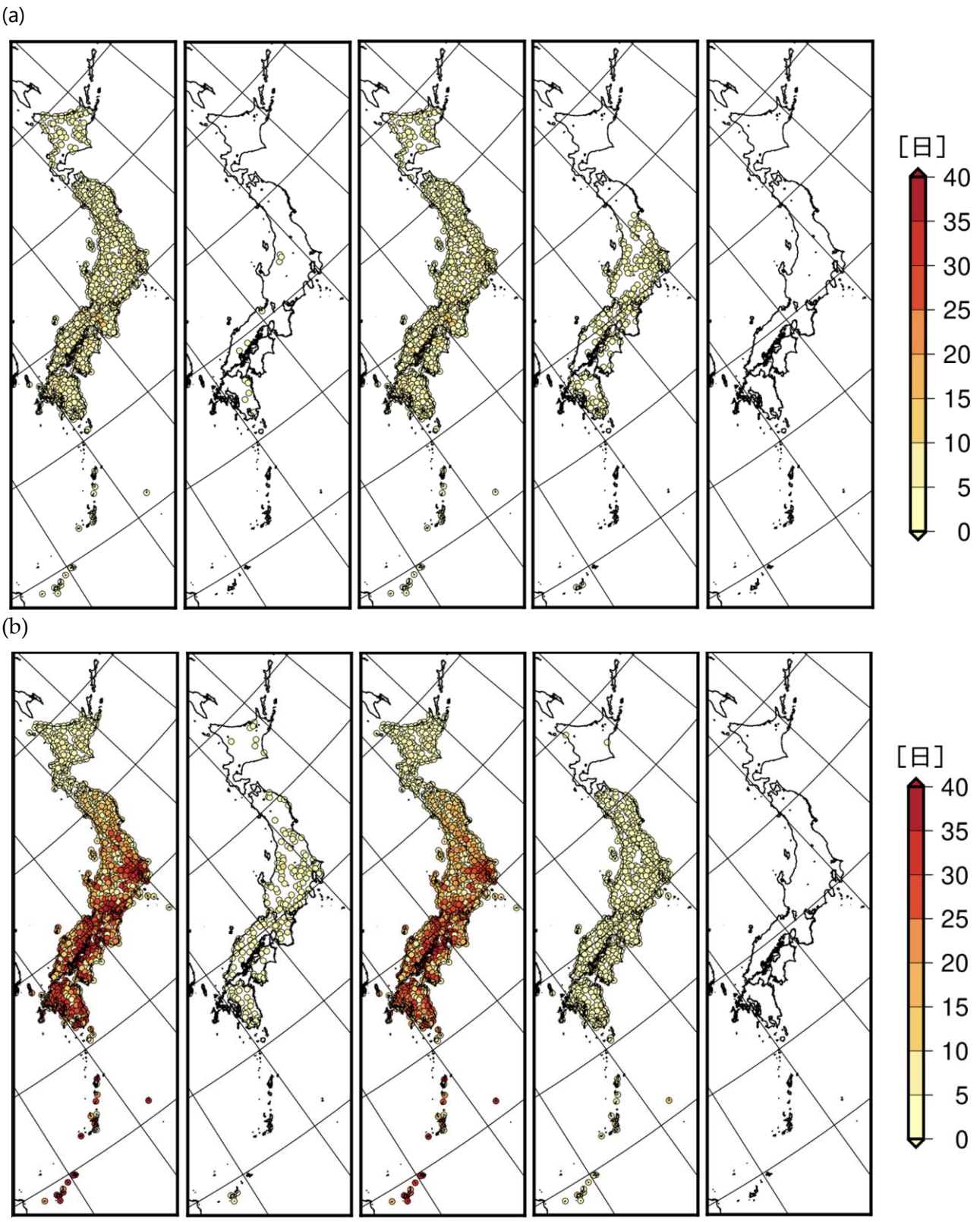


図 4.2.9　年及び季節ごとの猛暑日の日数の将来変化（日）

(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。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。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」参照。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）。

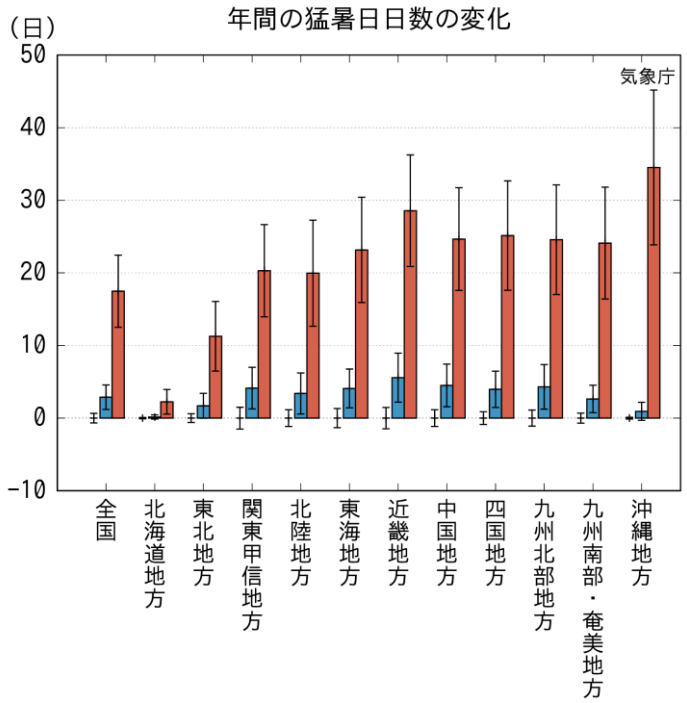


図 4.2.10　本報告書の予測による猛暑日の年間日数の将来変化（日）

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、青が 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）に、赤が 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準 90%で有意な（有意でない）ことを示す。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。

表 4.2.3　本報告書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。

地域	**2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）、単位（日）**	**4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）、単位（日）**
全国	2.9 ± 1.7	17.5 ± 5.0
北海道地方	0.2 ± 0.3	2.3 ± 1.7
東北地方	1.7 ± 1.7	11.3 ± 4.8
関東甲信地方	4.1 ± 2.9	20.3 ± 6.4
北陸地方	3.4 ± 2.8	20.0 ± 7.3
東海地方	4.1 ± 2.7	23.2 ± 7.3
近畿地方	5.6 ± 3.4	28.6 ± 7.7
中国地方	4.5 ± 2.9	24.7 ± 7.1
四国地方	4.0 ± 2.5	25.1 ± 7.5
九州北部地方	4.3 ± 3.1	24.6 ± 7.6
九州南部・奄美地方	2.6 ± 1.9	24.1 ± 7.7
沖縄地方	0.9 ± 1.2	34.5 ± 10.7

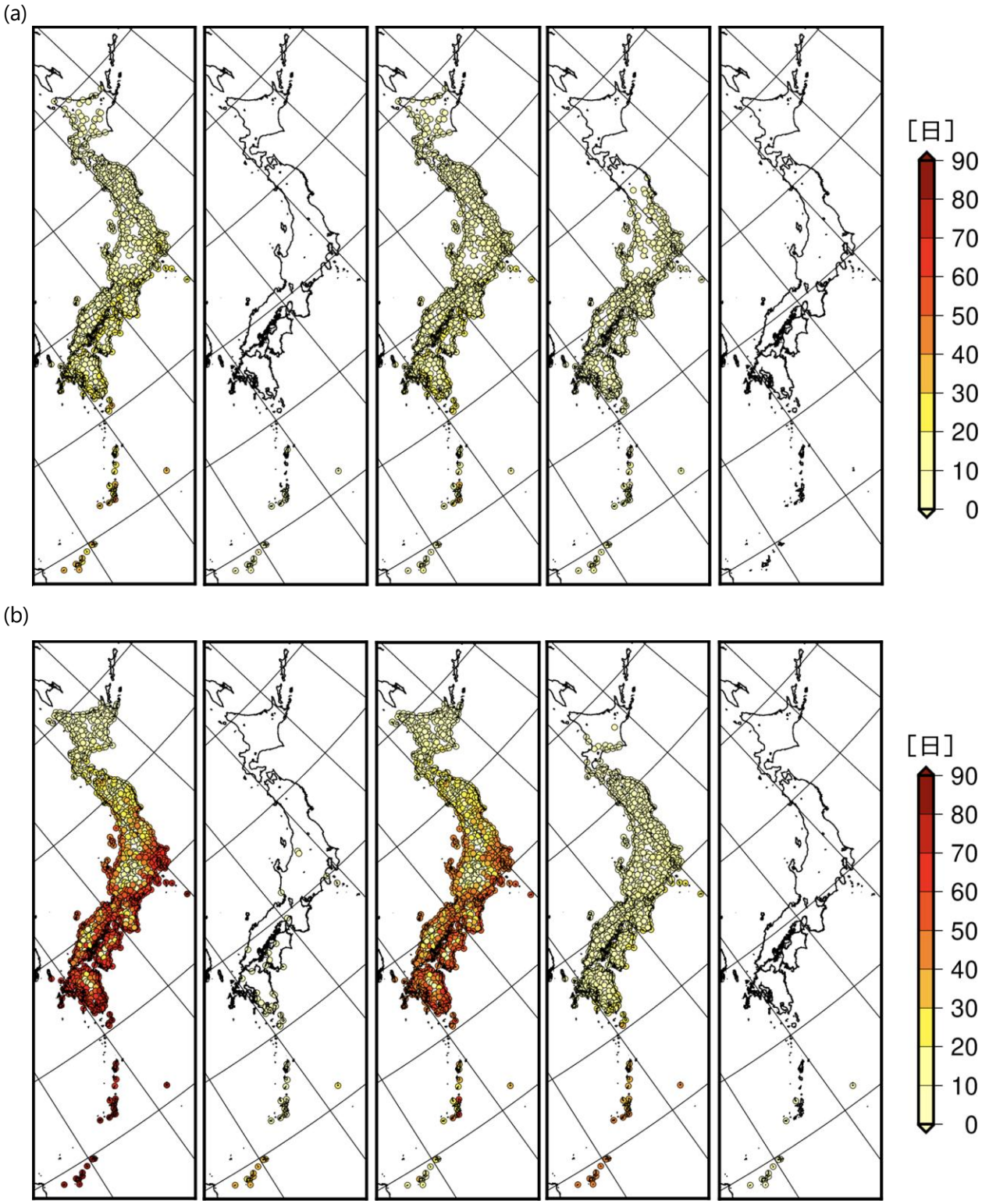


図 4.2.11　年及び季節ごとの熱帯夜の日数の将来変化（日）

(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。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。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」参照。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）。

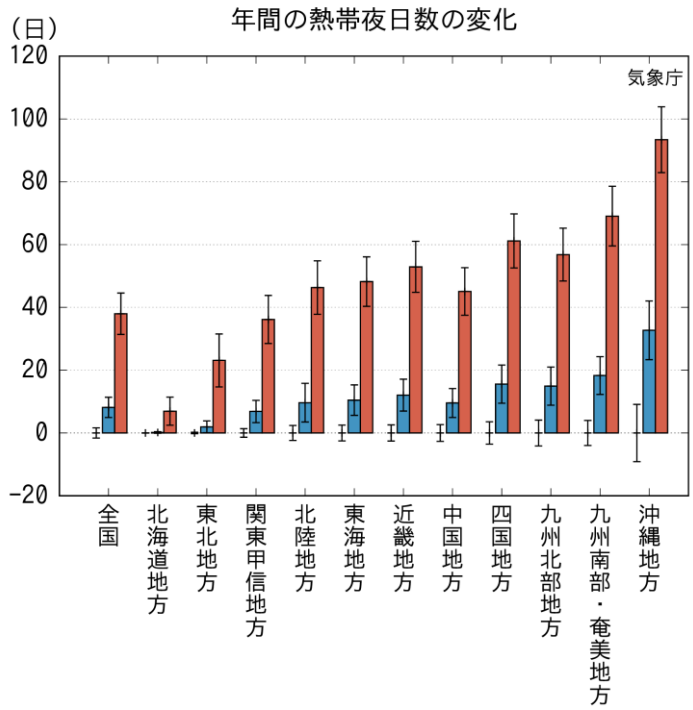


図 4.2.12　本報告書の予測による熱帯夜の年間日数の将来変化（日）

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、青が 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）に、赤が 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準 90%で有意な（有意でない）ことを示す。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。

表 4.2.4　本報告書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。

地域	**2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）、単位（日）**	**4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）、単位（日）**
全国	8.2 ± 3.2	38.0 ± 6.6
北海道地方	0.2 ± 0.3	6.9 ± 4.5
東北地方	2.0 ± 1.9	23.1 ± 8.4
関東甲信地方	6.8 ± 3.5	36.2 ± 7.6
北陸地方	9.6 ± 6.1	46.3 ± 8.5
東海地方	10.5 ± 4.9	48.2 ± 7.9
近畿地方	12.1 ± 5.1	52.9 ± 8.1
中国地方	9.5 ± 4.6	45.1 ± 7.6
四国地方	15.6 ± 6.1	61.2 ± 8.6
九州北部地方	14.9 ± 6.1	56.8 ± 8.4
九州南部・奄美地方	18.3 ± 6.0	69.1 ± 9.5
沖縄地方	32.7 ± 9.3	93.4 ± 10.5

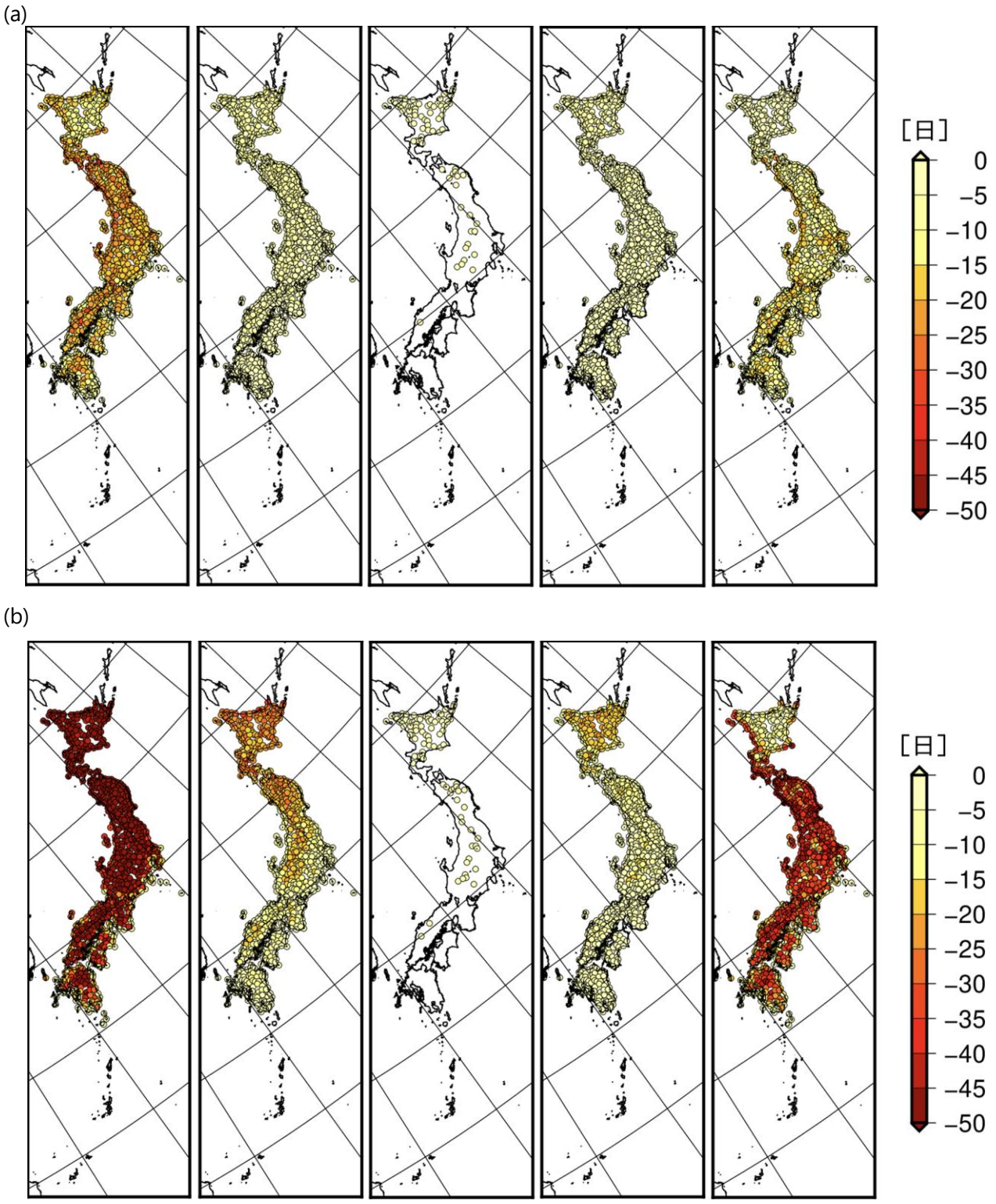


図 4.2.13　年及び季節ごとの冬日の日数の将来変化（日）

(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。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。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」参照。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）。

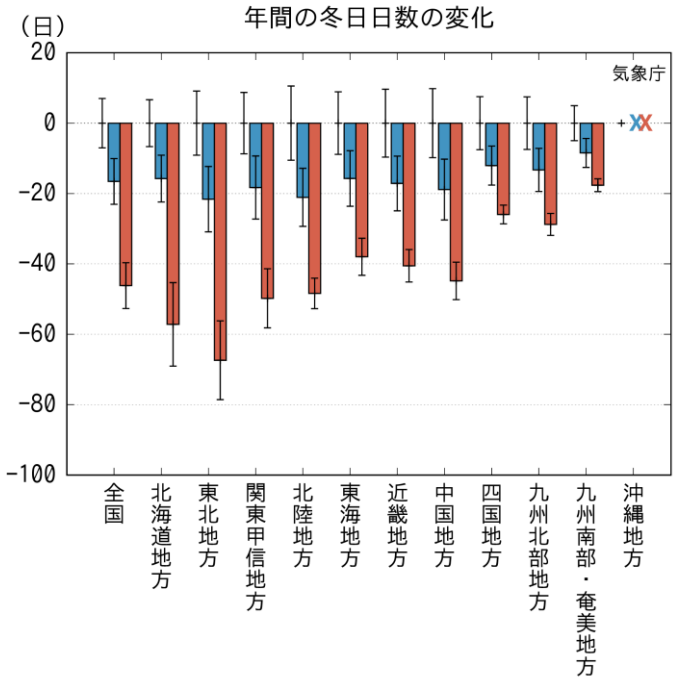


図 4.2.14　本報告書の予測による冬日の年間日数の将来変化（日）

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、青が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）に、赤が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準 90%で有意な（有意でない）ことを示す。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。沖縄地方については 20 世紀末と 21 世紀末のいずれも出現日数が 0 であるため、グラフを表示していない。

表 4.2.5　本報告書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。沖縄地方については、20 世紀末と 21 世紀末のいずれも出現日数が 0 であるため値を表示していない。

地域	**2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、単位（日）**	**4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）、単位（日）**
全国	-16.6 ± 6.5	−46.2 ± 6.5
北海道地方	-15.8 ± 6.7	−57.2 ± 11.9
東北地方	-21.6 ± 9.3	−67.4 ± 11.2
関東甲信地方	-18.3 ± 9.0	−49.8 ± 8.4
北陸地方	-21.1 ± 8.2	−48.4 ± 4.3
東海地方	-15.7 ± 7.9	−38.0 ± 5.3
近畿地方	-17.1 ± 7.8	−40.5 ± 4.6
中国地方	-18.9 ± 8.6	−44.8 ± 5.3
四国地方	-12.1 ± 5.6	−26.0 ± 2.7
九州北部地方	-13.3 ± 6.1	−28.8 ± 3.1
九州南部・奄美地方	-8.5 ± 4.1	−17.6 ± 1.8
沖縄地方	−	−

(3)　日本における極端な高温の発生頻度と強度の将来予測

極端な高温の発生頻度と強度の将来変化について、大規模なアンサンブル気候予測データベース d4PDF（『気候予測データセット 2022』に全球及び日本域確率的気候予測データとして収録。コラム 4 及び付録 A.2.4 参照）を用いて解析し、評価を行った[52]。全国平均では、工業化以前の気候において 100 年当たり一回の発生頻度であったような極端な高温が、20 世紀末の気候（1981 年～2010 年）では、地球温暖化の進行に伴い、工業化以前と比べて約 10 倍（約 10 年当たり一回の発生頻度）に増加したと考えられる（表 4.2.6）。更に、世界平均地表気温が 4°C 上昇した気候下では、工業化以前と比べて約 99 倍、つまりこうした極端な高温がほぼ毎年発生すると予測される。また、100 年当たり一回の発生頻度の高温時の気温は、4°C 上昇時には工業化以前と比べて約 5.9°C 上昇すると予測される（表 4.2.7、強度の増加）。これは、工業化以前の気候における 100 年当たり一回の発生頻度の極端な高温が仮に 40°C であった場合、4°C 上昇時にはこうした極端な高温が毎年発生するだけではなく、100 年当たり一回の頻度で気温が約 46°C まで上昇するということを意味する。また、パリ協定の温度目標とされている 2°C 上昇であっても、全国平均で見ると工業化以前と比べて約 67 倍（約 1.5 年当たり一回の発生頻度）（強度は約 2.9°C 上昇）に、1.5°C 上昇であっても工業化以前と比べて約 38 倍（約 2.6 年当たり一回の発生頻度）（強度は約 2.0°C 上昇）に増加することが予測される。この予測結果は、IPCC による全球規模の予測や第 4.2.1 項で示した観測結果とおおむね整合しており、確信度は高い。10 年当たり一回、30 年当たり一回、50 年当たり一回といった発生頻度の極端な高温についても、増加幅は異なるものの、いずれも発生頻度、強度ともに増加することが予測される。解析手法は異なるが、IPCC (2021) で報告されている世界の陸域における 10 年当たり一回及び 50 年当たり一回の極端な高温の発生頻度、強度の将来変化（IPCC, 2021; Figure 11.6, Figure 11.12）と比較すると、日本全国における変化は全球の陸域における変化より大きい。これは、日本における昇温幅が、全球平均よりも大きい傾向にあることと整合的である。

地域別に見た極端な高温の発生頻度と強度の将来変化は、図 4.2.15、図 4.2.16、表 4.2.6、表 4.2.7 のとおりである。20 世紀末、1.5°C 上昇、2°C 上昇のいずれにおいても、100 年当たり一回の極端な高温の発生頻度の増加は、北日本に比べて東日本以西の方が大きい傾向が見られる。4°C 上昇時には、全国的に 100 倍近い値となっており、工業化以前の気候において 100 年当たり一回の発生頻度であったような極端な高温が、全国においてほぼ毎年発生するということを意味する。極端な高温の強度の増加幅は、沖縄地方を除き、20 世紀末及びいずれの温度上昇時においても、おおむね全国で同程度の変化が見られる。沖縄地方では、1.5°C、2°C、4°C のいずれの温度上昇においても他の地方と比べて強度の変化が小さい傾向が見られるが、これは、陸よりも熱容量が大きい海に囲まれている影響が大きく、陸域ほど温度上昇が大きくならないためと考えられる（第 4.3.1 項）。

52 d4PDF から計算される 2°C/4°C 上昇時の日本の平均気温上昇量（1980 年～1999 年平均からの差分）は、本報告書の予測の 2°C/4°C シナリオでの上昇量（1980 年～1999 年平均と 2076 年～2095 年平均の差分）とは一致しないことに注意。具体的には、d4PDF による 2°C/4°C 上昇時の日本の平均気温上昇量は各々、2.3°C/4.9°C に対し、本報告書の予測の 2°C/4°C シナリオでの上昇量は各々、1.4°C/4.5°C である。なお、極端な高温の発生頻度及び強度変化は日最高気温の年最大値データを用いて解析した。このため、「100 年当たり一回の頻度で発生する高温」が年に 2 回以上起きても 1 回とカウントされており、倍率の上限値は 100 となることに注意。

なお、1.5℃、2℃、4℃ 上昇が、各々将来いつ頃起こるのかは、IPCC (2021) で評価されているので、必要に応じて参照していただきたい[53]。{Cross-Section Box TS.1, Table 1}

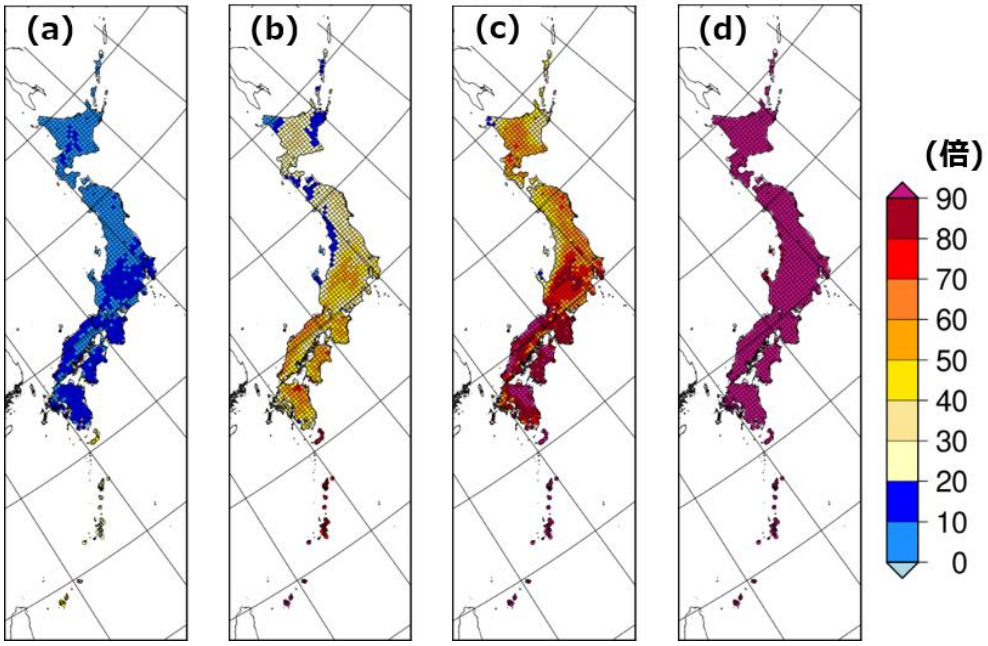


図 4.2.15　100 年当たり一回の極端な高温の発生頻度の変化

工業化以前の気候下で 100 年当たり一回の頻度で発生すると想定される極端な高温について、(a) 20 世紀末、世界平均地表気温の (b) 1.5℃、(c) 2℃、(d) 4℃ 上昇時での発生頻度の変化（倍）を示す。

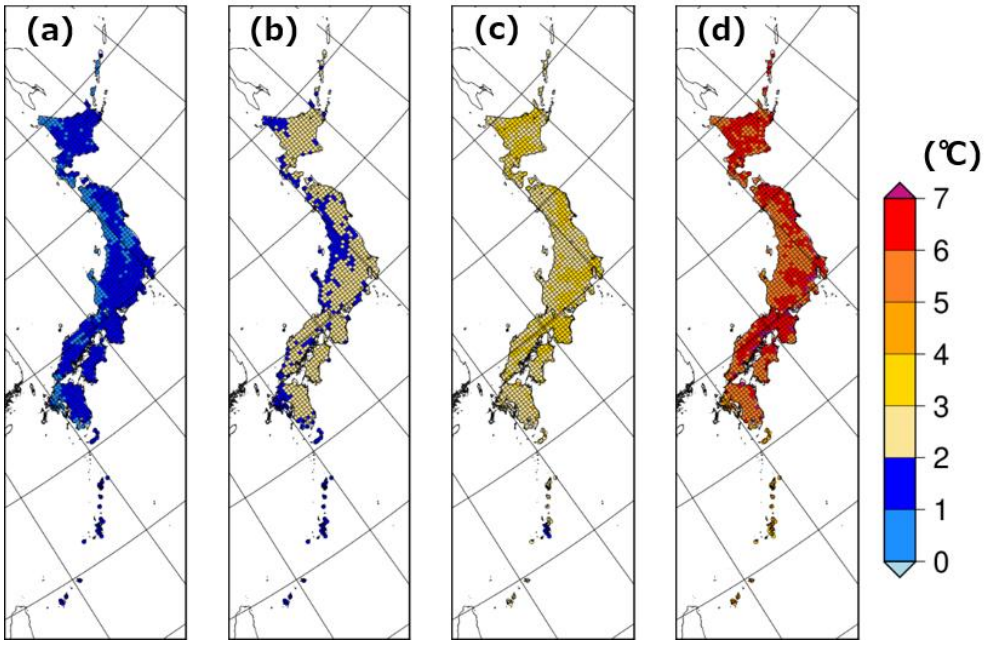


図 4.2.16　100 年当たり一回の極端な高温の強度の変化

100 年当たり一回の頻度で発生する極端な高温について、 (a) 20 世紀末、世界平均地表気温の (b) 1.5℃、(c) 2℃、(d) 4℃ 上昇時での工業化以前と比べた強度の変化（℃）を示す。

53 IPCC (2021) によると、1.5°C 上昇は、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では 2023-2042 年頃、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 2018-2037 年頃起こることが予測される。2°C 上昇は、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 2032-2051 年頃起こることが予測される一方、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では、中央推定値では起こらないと予測されている。ただし、*可能性が非常に高い*範囲内には 2031-2050 年頃が含まれている。また 4°C 上昇は、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 2075-2094 年頃起こることが予測されるが、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では起こらないとされている。

表 4.2.6　100 年当たり一回の極端な高温の発生頻度の変化

工業化以前の気候で 100 年当たり一回の頻度で発生すると想定される極端な高温について、20 世紀末及び世界平均地表気温の各温度上昇時での発生頻度の変化を示す。数字は 100 年当たりの発生頻度。括弧内の数字は、ブートストラップ法によって見積もった信頼区間 90%の範囲。

地域	**工業化以前** **単位（回）**	**20 世紀末** **単位（回）**	**1.5°C 上昇** **単位（回）**	**2°C 上昇** **単位（回）**	**4°C 上昇** **単位（回）**
全国	1	10（9~11）	38（36~40）	67（66~69）	99（99~99）
北海道地方	1	7（6~8）	24（22~26）	49（47~52）	99（98~99）
東北地方	1	7（6~8）	28（26~30）	55（53~57）	99（99~99）
関東甲信地方	1	12（10~13）	44（42~47）	73（71~75）	100（100~100）
北陸地方	1	7（6~8）	29（27~31）	53（51~55）	96（96~97）
東海地方	1	11（9~12）	41（38~43）	72（71~74）	100（100~100）
近畿地方	1	11（10~12）	48（46~50）	82（81~84）	100（100~100）
中国地方	1	11（10~13）	49（46~51）	83（82~85）	100（100~100）
四国地方	1	13（11~14）	53（50~55）	89（88~90）	100（100~100）
九州北部地方	1	13（11~14）	49（47~51）	83（81~84）	100（100~100）
九州南部･奄美地方	1	19（17~21）	58（56~59）	87（86~88）	100（100~100）
沖縄地方	1	33（31~35）	85（84~87）	98（98~99）	100（100~100）

表 4.2.7　100 年当たり一回の極端な高温の強度の変化

100 年当たり一回の頻度で発生する極端な高温について、20 世紀末及び世界平均地表気温の各温度上昇時での工業化以前と比べた強度（℃）の変化を示す。括弧内の数字は、ブートストラップ法によって見積もった信頼区間 90%の範囲。

地域	**工業化以前**	**20 世紀末** **単位（℃）**	**1.5°C 上昇** **単位（℃）**	**2°C 上昇** **単位（℃）**	**4°C 上昇** **単位（℃）**
全国	—	1.1（0.9~1.2）	2.0（1.9~2.2）	2.9（2.7~3.1）	5.9（5.7~6.2）
北海道地方	—	1.1（0.8~1.3）	2.1（1.8~2.3）	2.9（2.7~3.2）	6.0（5.8~6.3）
東北地方	—	1.0（0.8~1.1）	2.0（1.8~2.2）	2.9（2.7~3.1）	6.0（5.8~6.2）
関東甲信地方	—	1.1（1.0~1.3）	2.2（2.0~2.3）	3.0（2.8~3.1）	6.0（5.8~6.3）
北陸地方	—	0.9（0.8~1.1）	1.8（1.6~2.0）	2.8（2.6~3.0）	5.5（5.3~5.7）
東海地方	—	1.2（1.0~1.4）	2.1（1.9~2.2）	3.0（2.8~3.1）	6.1（5.9~6.4）
近畿地方	—	1.1（0.9~1.3）	2.1（1.9~2.3）	3.1（2.9~3.3）	6.5（6.2~6.7）
中国地方	—	1.1（0.9~1.2）	2.1（1.9~2.3）	3.0（2.8~3.1）	6.1（5.9~6.4）
四国地方	—	1.1（1.0~1.4）	2.1（2.0~2.3）	2.9（2.8~3.1）	5.9（5.7~6.1）
九州北部地方	—	1.0（0.8~1.2）	2.0（1.8~2.1）	2.8（2.6~2.9）	5.6（5.4~5.8）
九州南部･奄美地方	—	1.1（0.9~1.2）	1.9（1.8~2.1）	2.7（2.6~2.9）	5.3（5.2~5.5）
沖縄地方	—	1.0（0.9~1.1）	1.4（1.4~1.5）	2.0（1.9~2.1）	4.0（3.9~4.1）

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（赤外放射）が増える結果として、これとバランスするために地表面からの熱放出が増加する。この増加分の熱放出は、主に潜熱放出と顕熱放出が担うが、陸域では水分の量が限られることから、潜熱放出の増加は海域と比べて小さくなる。より大きな熱放出を顕熱放出で賄う必要があるため、陸面の温度は海域よりも高くなる。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）。更に、陸域では地面（土壌）が熱を下に伝えにくいのに対し、海洋では海水がより深く冷たい水と混ざり合うことにより、実効的な熱容量が海洋の方が大きいことも大きな要因である。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 4.1.6、図 4.1.7）ことに寄与していると考えられている。

(2)　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、大気は鉛直方向に混ざりにくい。このため、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。

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って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。

(3)　北極域における気温上昇

地球温暖化において、地上気温上昇は北半球高緯度の北極域（60°N～90°N で定義されることが多い）で特に顕著である（図 4.1.6、図 4.1.7）。この要因について、さまざまな気候フィードバック（第 2 章を参照）や低緯度からのエネルギー輸送の増加の寄与が示唆されているが（Previdi et al., 2021）、中でも、北極域で多くの面積を覆っている海氷や積雪が減少することに加え、北極域での気温上昇が下層に集中することが特に重要な役割を果たすと考えられている。

北極域は低緯度に比べて低温のため、一定の気温上昇に対して長波を射出して大気を冷却する効果（プランク・フィードバック）が弱く、低緯度よりも気温上昇が促進される。また、上記(2)で示したように、低緯度では下層よりも上層の方で気温上昇が大きいことにより宇宙に出ていく長波放

射が増加して気温上昇を抑える効果（気温減率フィードバックと呼ばれる）が負のフィードバックとなるが、北極域では逆に気温上昇が上層より地表面付近で大きいため、正のフィードバックが働き地上気温の上昇を増幅する（Pithan and Mauritsen, 2014）。

北極域は、海氷や積雪で多く覆われている。これらは一般に反射率（アルベド）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（Flanner et al., 2011）。これは雪氷アルベドフィードバック（または地表面アルベドフィードバック）と呼ばれる。北極域では、雪氷アルベドフィードバックが働くのは太陽の入射がある晩春～夏季に限られるが、海氷が消失した海域では、晩春～夏季により多く吸収され海洋混合層に蓄積された熱が、秋季～冬季に放出されて気温上昇を大きくすると考えられている（Previdi et al., 2021）。

(4)　日本の気温上昇の地域差の要因

日本国内で気温上昇量には地域差が生じている。気温上昇量は北ほど大きくなる傾向が見られ、これは第 4.3.1 項 (1) に記述されているような北半球高緯度域での気温上昇が大きいことが影響している。日本では、温暖化による冬季の積雪の減少が雪氷アルベドフィードバックの効果により局地的に気温上昇を大きくしている地域もある（Nosaka et al., 2021）。この積雪域の減少による気温上昇は山越え気流や海風といった局地的な風の変化を誘発し、さらなる局地的な気温上昇をもたらすことがある（Sasaki et al., 2023）。また、北海道の北側では、気温上昇による海氷の減少が周囲よりも気温上昇量を大きくしているため、オホーツク海沿岸地域では気温上昇量が大きくなる傾向がある。

4.3.2　極端な高温、低温の変化に関する背景要因

(1)　年間最低気温や冬日日数などの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 (3) の雪氷アルベドフィードバックのほかにも、複数のメカニズムが提唱されている。Screen and Simmonds (2010a) 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日射からの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)　陸上の極端気温指標（年間最低気温や年間最高気温）の上昇が世界平均気温より速い理由

陸上の極端気温指標が世界平均気温よりも大きい増加率を示す理由として、第 4.3.1 項の(1)の理由に加えて、陸上では陸面–大気フィードバックが働くことが挙げられる。IPCC（2021）によると、陸面–大気フィードバックは、その場所の極端気温の変化に強く影響する（*確信度は高い*。例えば、Donat et al., 2017; Sillmann et al., 2017; Hirsch et al., 2019）。この効果は特に中緯度域で強く現れ、土壌水分の減少が顕熱フラックスを通じて極端高温を強化させる（Whan et al., 2015; Douville et al., 2016; Vogel et al., 2017）。また、二酸化炭素濃度の上昇に伴う植物の蒸散量の減少や気孔抵抗の増

大は、蒸発冷却を抑制し、陸上気温の増加を加速させる（Lemordant et al., 2016; Vicente-Serrano et al., 2020）。

(3)　極端気温指標の変化が地域によって異なる理由

IPCC（2021）によると、土地利用の変化や人為起源エーロゾルの排出量の変化は、複数の地域において極端気温の変化に影響を与えている（*確信度は高い*）。中緯度域の一部地域では、森林破壊が極端高温の気温上昇の約 3 分の 1 を説明する、という研究もある（Lejeune et al., 2018）。農業活動の影響（不耕起栽培、灌漑、農地集約化）も無視できない。農地集約化は、アメリカ中西部の極端高温を抑制する働きがあると考えられている（Mueller et al., 2016）。灌漑は、中緯度域の複数の地域において、極端高温を 1 ～ 2 ℃ 低下させる働きがあることが知られている（Thiery et al., 2017, 2020）。中国の一部地域では、二毛作が、間作期の極端高温を増加させる可能性が指摘されている（Jeong et al., 2014）。

ヨーロッパ西部及び北東アジアにおける 1980 年代以降の夏季気温の昇温の加速は、温室効果ガスの増加に加えて、人為起源のエーロゾル前駆体の排出削減が影響していたと考えられる（Nabat et al., 2014; Dong et al., 2016, 2017）。北米においても、人為起源の短寿命エーロゾル排出の減少が極端気温の変化に影響を与えたと考えられる（Mascioli et al., 2016）。

局所的には、ヒートアイランドの効果も無視できない。都市化が進むことにより、都市部の気温上昇が周辺よりも速くなる。この影響は、特に夜間の極端気温に顕著に現れることが知られている（Phelan et al., 2015; Chapman et al., 2017; Sun et al., 2019）。

4.3.3　　都市化に関する背景要因

都市域では、その周辺に比べて時に数℃程度高い気温が観測されることがある。こうした都市の高温傾向は、ヨーロッパでは 19 世紀には知られており、気温の分布を描くと等温線が都市を囲むようになり（図 4.3.1）、それが島（アイランド）の等高線と似ていることから、「ヒートアイランド現象」と呼ばれる（メカニズムの詳細は、気象庁（2024e）を参照[54]）。

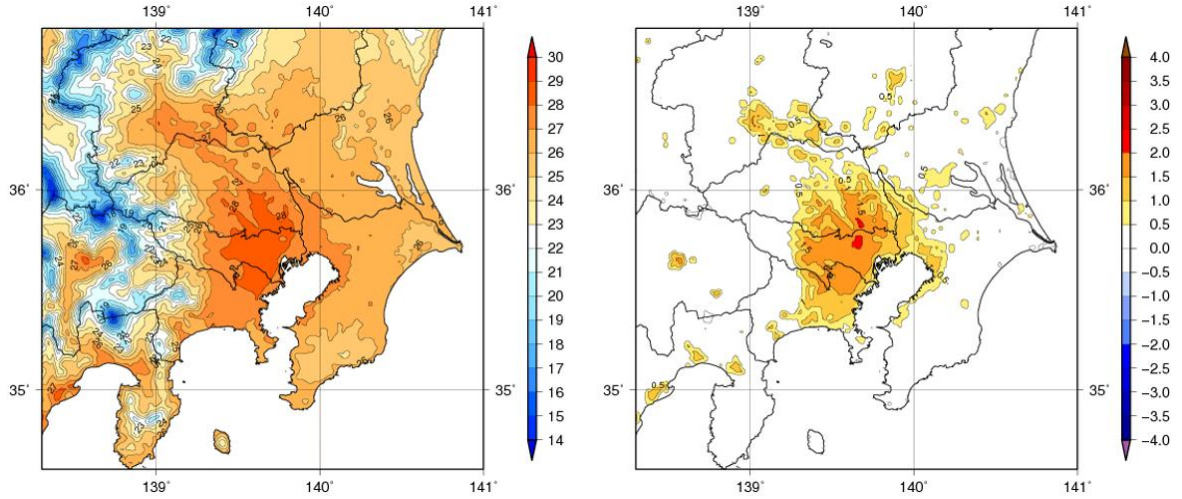


図 4.3.1　都市化による夏季の気温の変化

左は、都市の地表面状態、建築物の影響及び人工排熱を考慮してシミュレーションした、2009～2017 年の各 8 月の平均気温の平均値（℃）。右は、都市の影響を除去して（都市域の地表面状態を草地に置き換え、かつ人工排熱をゼロとすることで、仮想的に人間が都市を建設する以前の状態に戻して）シミュレーションした同期間の平均気温の左図からの差（℃）。右の図において、暖色の領域では、都市化の影響により気温が上昇していることを示している（気象庁, 2024f）。

第 4.2.1(3) に示されている通り、日本の大都市では、都市化の影響が比較的小さいとみられる地点に比べて、長期間の気温上昇量が大きい。これは都市化の進展によるヒートアイランド現象の影響を受けたものだと考えられる。

ヒートアイランド現象の主な成因としては、次の 3 つが挙げられる。

① 土地利用の変化（緑地や水面の減少）

日中、日射を受けた地表面は温度が上昇する。草地、森林、水田等の植生域や水域は、地表の保水力が高く、日射の熱エネルギーの一部は、地表面から水分が蒸発する際の蒸発熱（気化熱）[55]として使われるため、地表面温度の上昇が抑えられる。一方、都市部に多く見られる舗装された路面や人工建造物は、植生域に比べて表面からの蒸発量が非常に少ないため、植生域や水域に比べ高温となる傾向がある。このような地表面の温度の違いが大気に伝わる結果として、都市部の地上気温はその周囲に比べ高くなりやすい。これは、日中のヒートアイランド現象の主要因となる。

54 最新データは、次のサイトから利用可能：ヒートアイランド現象 https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html（2024.11.15 閲覧）。また、Fujibe (2023) に詳しい。

55 植生がある場合、地表面からの水分の蒸発とともに、植物の葉面から大気中への水分の蒸散も生じる。これら 2 つの過程をあわせて蒸発散と呼ばれる。

② 建築物とその高層化

建築物の影響は、夜間のヒートアイランド現象の主要因である。建築物は、その存在によって地表近くの風速を弱め、風通しを悪くするため、周囲との熱交換を不活発にする働きを持つ。そこで、日中に建築物に貯えられた熱は、平坦な地表面上よりも緩やかに大気へ放出されることになる。特にコンクリート製の建築物などでは、素材の特性として多くの熱が保持されやすく、それが夜間にも大気中へ放出される。また、都市で建築物の密集化や高層化が進み、空が見える範囲が狭まっているため、地表面から建築物よりも上の大気に熱を赤外放射として逃す放射冷却が弱められる。結果として、都市部ではその周囲に比べて夜間になっても気温が下がりにくくなる。

③ 人間活動で生じる熱（人工排熱）

これは、都市部の中でも、更に局所的に生じる高温の主要因である。都市の多様な産業活動や社会活動に伴い熱が排出されるが、特に都心部では、昼間の排熱量は局所的に 100 W/m^2 を超えると見積もられており、これは真夏の太陽南中時における全天日射量の 10%程度に相当する。

このほか、都市の地表面における日射の反射率（アルベド）や、地表面から地中（あるいは建築物の表面から内部）への熱の伝わりやすさなども、土地利用や建築物の種別（木造かコンクリート製か）によって違いがあり、地表と建築物の温度、ひいては気温の日変化に影響を及ぼすことが知られている（川端ほか, 2018）。

IPCC 第 6 次評価報告書では、IPCC 第 5 次評価報告書と同様、都市化あるいは土地利用の変化による影響は世界の陸域全体で平均した地上気温に見られる 100 年規模の変化傾向の大きさの 10%以上である*可能性は低い*と評価している {2.3}。その一方、都市とその周辺で観測された昇温傾向の違いは、部分的に都市化に要因特定されうる（*確信度が非常に高い*）{2.3, Box 10.3, 11.3, 11.4, 12.3, 12.4, TS1.2, Box TS.14}。歴史の長い観測点は都市部に位置していることが多く、そのデータを気候変動の監視に用いる際には、都市化による影響を受けていることを認識する必要がある。また、長期間の経年変化を見る場合、観測地点の周辺での観測環境の変化、例えば、樹木の成長や近傍での建物の増加が風通しや気温に影響を及ぼす場合があることにも留意が必要である（藤部, 2003；Fujibe, 2009；Sugawara and Kondo, 2019）。

コラム5.　都市気候

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

都市と暑さ指数

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

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

屋内：WBGT（℃）＝ 0.7 × 湿球温度 ＋ 0.3 × 黒球温度

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

都市の乾燥化

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

---

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

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

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

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

都市化が降水に与える影響

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

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

57 観測地点は気象庁（2024f）を参照のこと。

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

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

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

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

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

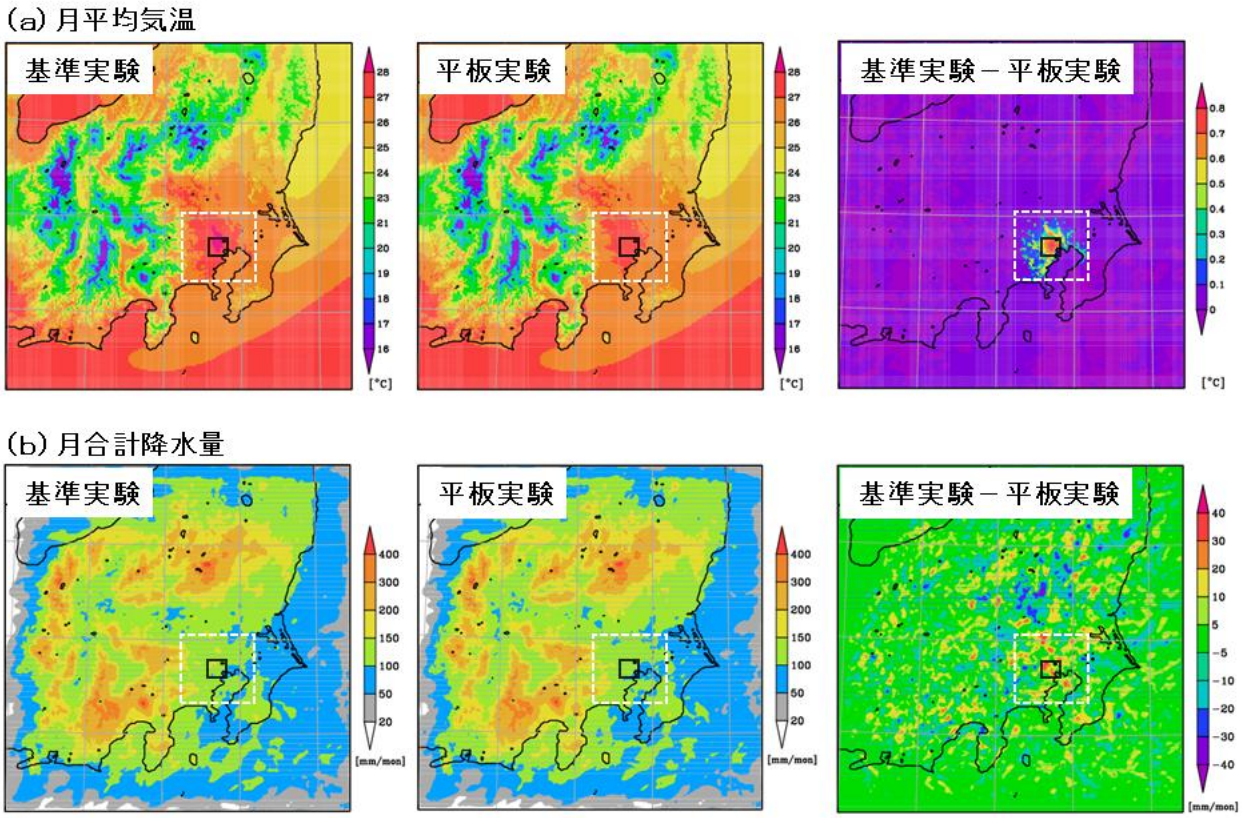


図 コラム 5.1 関東地方の 8 年間の 8 月の（a）月平均気温、（b）月合計降水量の基準実験、平板実験による計算結果、及び基準実験と平板実験の差（8 年平均値）
白枠（破線）は 2 つの実験で都市の土地利用に差を与えた範囲、黒枠は都市化が最も顕著な範囲を示す。（Seino et al. (2018) より和訳・配置変更・転載 with permission from Elsevier）

コラム6.　過去 1200 年の京都のサクラ満開日

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

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

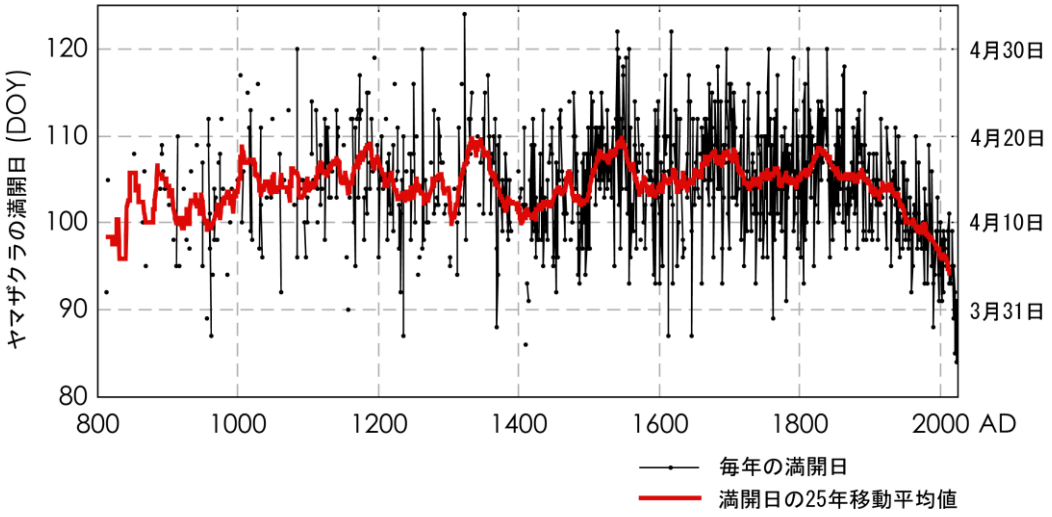


図 コラム 6.1　京都におけるヤマザクラの満開日の年々推移

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

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

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

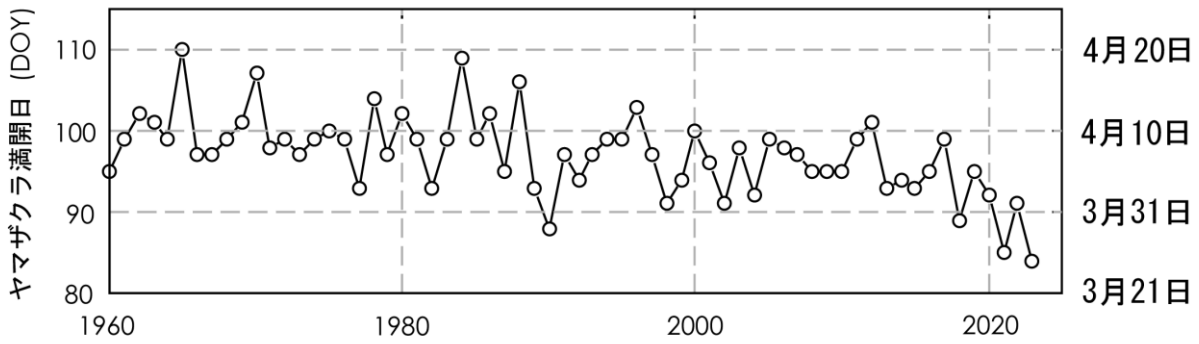


図 コラム 6.2　近年の京都・嵐山における満開初日の推移
新聞の「サクラだより」記事により、ヤマザクラが多く存在する京都・嵐山の満開初日を調査し、その年々推移を図示したもの。右縦軸のスケールは平年の暦日。

第5章　降水

観測結果

- 日本の年降水量には、過去約 130 年間では統計的に有意な長期変化傾向は確認できない。
- 雨の降らない日数は増加している。
- 日本国内の極端な大雨の発生頻度は有意に増加し、強い雨ほど増加率が高くなっている。

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、予測の不確実性が大きい。
- 21 世紀末には、20 世紀末と比較して、1 時間降水量 50mm 以上等の極端な大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。
- 4°C 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°C 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）。
- 地球温暖化の進行に伴い、工業化以前に 100 年当たり一回の頻度だった極端な大雨が、より頻繁に発生すると予測される（確信度が高い）。
- 初夏（6 月）の梅雨前線に伴う降水は強まると予測される（確信度が中程度）[60]。
- 梅雨降水帯の季節的な北上や弱化のタイミングに関する予測の不確実性は大きい。

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（2018）年 7 月豪雨や令和 2（2020）年 7 月豪雨で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、観測結果と将来予測を示す。

5.1　世界

5.1.1　観測結果

(1)　降水量のこれまでの変化

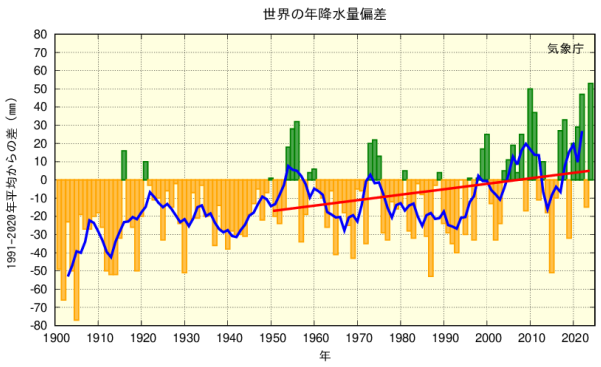
IPCC (2021) によると、世界の陸域における年降水量は、1950 年以降増加している*可能性が高く*、1980 年代以降はその増加率が加速している（*確信度が中程度*）。また、雨の降り方に関係する大気中の水蒸気量は、少なくとも 1980 年代以降、対流圏全体で増加している（*可能性が高い*）と評価されている｛2.3, SPM A.1.4, BOX TS.6｝。

60 「日本の気候変動 2020」（文部科学省及び気象庁, 2020）では、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したが（確信度が中程度）、結合モデル相互比較プロジェクト第 6 期（CMIP6、付録 A.1.4 参照）の気候モデルによる予測では降水帯の南偏傾向は不明瞭であるため、このような記載に変更した。

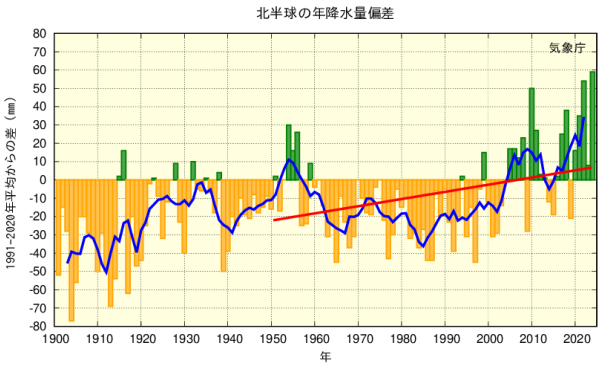
世界各地の陸上の観測所で観測された降水量のデータを用いて気象庁が計算した世界の陸域の年降水量は、1901 年の統計開始以降、数年から数十年規模の変動を繰り返している（図 5.1.1）。統計期間の初期には観測データ数が少なく相対的に誤差幅が大きいことから、統計期間を通じた長期変化傾向は求めていない。一方、1950 年以降、また 1980 年以降の統計で見ると、いずれも世界の陸域の降水量には増加傾向が現れている（それぞれ信頼水準 95%、信頼水準 99%で統計的に有意）。

このような世界の降水量の変化には地域差があり、また海洋における降水量の長期変化傾向の推定値に対する*確信度は低い*（IPCC, 2021; 2.3）が、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）。

(a) 世界平均



(b) 北半球平均



(c) 南半球平均

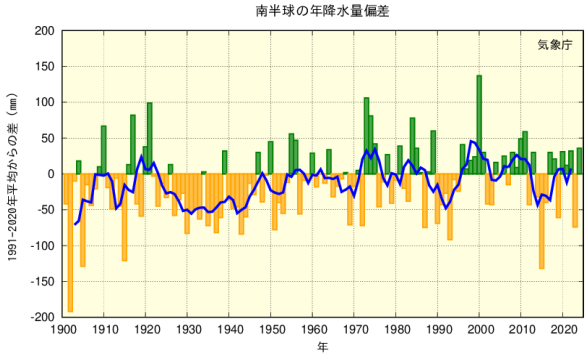


図 5.1.1　年降水量偏差の経年変化（1901～2024 年）

棒グラフは、各年の平均年降水量（ (a) 世界平均、(b) 北半球平均、(c) 南半球平均）の基準値からの偏差（mm）を示している。いずれも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、橙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。折れ線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。直線（赤）は 1950 年以降の長期変化傾向（信頼水準 90%以上のみ）を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年間の平均値。

(2)　雨の降り方のこれまでの変化

IPCC (2021) によると、大雨の頻度と強度は、十分な観測データのある陸域のほとんどで、1950 年代以降増加しており（*確信度が高い*）、人為起源の気候変動が主な駆動要因である *可能性が高い*。この評価は、気候モデルによる、観測された大雨に対する人為起源の影響に関する研究結果により裏付けられている。なお、地域規模の変化は不確実性が大きいが、大陸規模では、十分な観測デー

タがある北米、ヨーロッパ、アジアの 3 大陸で大雨が増加した*可能性が高い*と評価されている{11.4, SPM A.3.2, TS.2.6, BOX TS.6}。

5.1.2　　将来予測

(1)　世界における降水量の将来予測

IPCC (2021) によると、世界全体の陸域における年降水量は、気温が上昇するにつれて 21 世紀にわたって増加する（*確信度が高い*）。1995～2014 年を基準とした 2081～2100 年の陸域における世界平均年降水量の変化の*可能性が高い*範囲は、SSP1-2.6 シナリオで 0.0～6.6%、SSP5-8.5 シナリオで 0.9～12.9%である。

地球温暖化が進行するにつれて、降水量変化に大きな地域差及び季節間のコントラストが見られるようになり（*確信度が高い*）、より広い陸域で統計的に有意な降水量の増加または減少を経験する（*確信度が中程度*）。降水量は高緯度帯及び熱帯海域で増加する*可能性が非常に高く*、モンスーン地域の大部分では増加する*可能性が高い*が、亜熱帯の大部分では減少する*可能性が高い*。多くの陸域では、地球温暖化の進行とともに降水量の年々変動が増大する（*確信度が中程度*）。

世界の陸域におけるモンスーンに伴う降水量は、特に北半球で増加する*可能性が高い*。今世紀末（2081～2100 年）には、モンスーン降水量の変化は、北半球は南半球よりも増加することを特徴とする南北の非対称性と、アジア～アフリカのモンスーン地域の増加と北米モンスーン地域の減少を特徴とする東西の非対称性を示す（*確信度が中程度*）。

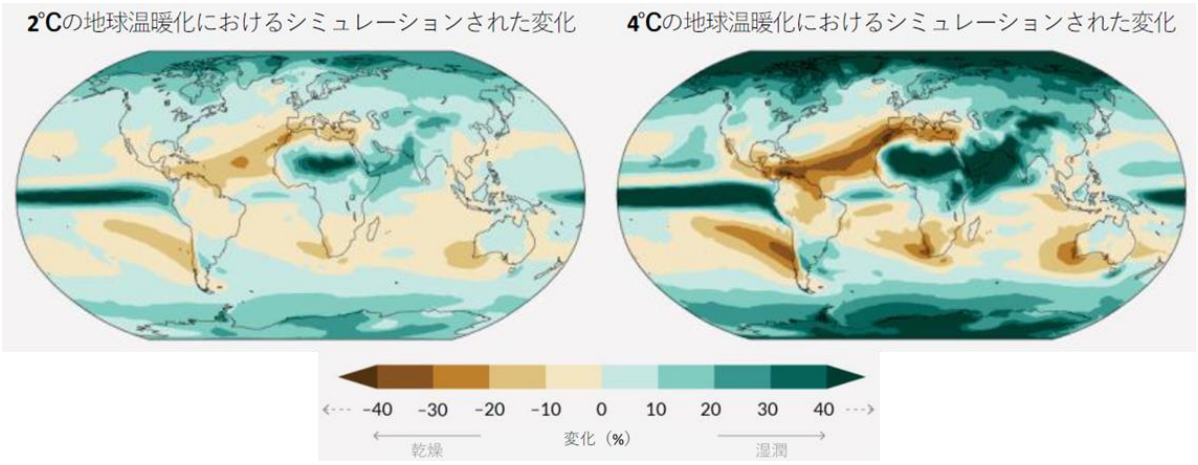


図 5.1.2　CMIP6 モデル予測による年平均降水量の変化率（%）

（左図）2 °C の地球温暖化と（右図）4 °C の地球温暖化における降水量変化率。基準は 1850～1900 年平均。CMIP6 モデル予測に基づき作成。（IPCC, 2021; Figure SPM.5(c)の一部を和訳・転載。）

(2)　東アジアの降水量の将来予測

第 5.2.2 項で示す日本の将来気候予測は、気象庁気象研究所の全球 20 km モデル（以下「全球 20km モデル」と表記。詳細は付録 A.2.1 を参照）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大きく受けるため、予測結果の理解や信頼性評価に当たり、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、ここでは東アジアの空間分布

及び日本付近の領域平均値（領域の定義は図 付録 B.2.1 を参照）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 モデル及び CMIP6 モデル（以下「CMIP5/6 モデル」と表記。）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）の変化を熱帯平均値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、モデルの違いによる昇温量（気候感度）の不確実性を含む CMIP5 モデルの予測幅に比べて小さくなる傾向がある。日本列島上の降水量変化については、詳細地形の影響が大きいため、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ことに留意する必要がある。一方、領域モデルの結果については、現時点では比較対象となる他の領域モデルによる予測結果が少ないため、降水量については気温と比べてモデルの違い等に起因する不確実性の評価が難しい。

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」と表記。）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; Kusunoki, 2018）、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（以下「全球 60 km モデル予測」と表記。）（Endo et al., 2021）の結果も利用する。

1)　夏季

IPCC (2021) では、東アジアの夏季降水量は増加する*可能性は高い*と予測している。全球 20 km モデルは、東アジア平均の夏季降水量について 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）において増加傾向を予測しており（Ito et al., 2020b）、これと整合的である。CMIP5 以前の地球温暖化予測研究においても、東アジアの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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）において、全球 20 km モデルは増加傾向を予測している。CMIP5 モデルによる予測も同様の傾向である。ただし、いずれの予測も不確実幅が大きく、減少傾向を予測するメンバー（モデル）も存在する（図 5.1.3b）。全球 20 km 予測の 4 メンバー平均の増加率は CMIP5 モデルによる予測幅（10〜90 パーセンタイル値）を下回るが、CMIP5 モデルは解像度が低いために台風を十分に表現しないことを踏まえて、全球 20 km モデルで台風由来の降水を除去した上で比較すると両者の差異は縮小する（図 5.1.3b）。2°C 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 予測平均と CMIP5 予測平均はおおむね近い値を示す（図 5.1.3a）。CMIP5 モデルと CMIP6 モデルの予測はほぼ類似しているが、4°C 上昇シナリオでは、CMIP6 予測は CMIP5 予測よりも増加率がやや減少し、予測の不確実幅が減少している（図 5.1.4）。

東アジアの夏季降水量変化の空間分布を図 5.1.5 に示す。全球 20 km モデルはおおむね増加傾向を予測し、特に大陸北部や日本南東海上で大きな増加を予測する（確信度は中程度）。このような特徴は CMIP5/6 モデルによる予測でも見られる。一方、全球 20 km モデルは日本列島付近の太平洋側で減少傾向を予測するが（確信度は低い）、これは CMIP5/6 の多数モデルでは予測されていない特徴である。

夏季東アジアの月別の降水量変化の空間分布について、全球 20km モデルによる予測を図 5.1.6 に示す。6 月については、全球 20 km モデルは梅雨降水帯が強化する（確信度は中程度）とともに現在よりも南に位置する傾向を予測する（確信度は低い）。このような特徴は全球 60 km モデルによるアンサンブル予測や CMIP5 モデル予測でも見られる（図 5.1.7d, g）。一方、CMIP6 モデルによる予測では梅雨降水帯の強化は見られるが、梅雨降水帯の南偏傾向は不明瞭である（図 5.1.7j）。7 月については、全球 20 km モデルは大陸北部及びその縁辺海で増加傾向を予測する（確信度は中程度）一方で、日本列島付近の太平洋側で変化なし、又は減少傾向を予測する（確信度は低い）。前者の特徴は全球 60 km アンサンブル予測や CMIP5/6 予測でも見られる。後者の特徴は実験方式やモデルの違いにより増減傾向が異なる。8 月については、全球 20 km モデルは 7 月に引き続き大陸北部及びその縁辺海で増加傾向を予測する（確信度は中程度）一方で、日本列島付近の太平洋側で変化なし、又は減少傾向を予測する（確信度は中程度）。前者の特徴は全球 60 km アンサンブル予測や CMIP5/6 予測でも見られる。後者の特徴は、CMIP5/6 予測では不明瞭であるが、現在気候再現性に基づいて選択された CMIP5 の 10 モデルによる予測（Ose (2019b)の Fig.3）、全球 60 km アンサンブル予測、過去 120 年間に観測された長期トレンド（Endo (2023)の Fig.4c）では確認できる。

2)　冬季

東アジアで平均した冬季降水量は、全球 20 km モデルは 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）において増加傾向を予測しており、CMIP5 モデルも同様の傾向を予測している（Ito et al., 2020b）。

日本付近で平均した冬季降水量は、全球 20 km モデル予測では両シナリオにおいて明瞭な変化傾向は確認できず、CMIP5/6 モデルによる予測でも同様である（図 5.1.3、図 5.1.4）。

東アジアの冬季降水量変化の空間分布を図 5.1.8 に示す。全球 20 km モデルは、高緯度側の特に大陸上での増加、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。日本付近は増加と減少の遷移域に位置しているため増減傾向は不明瞭だが、北日本付近ではやや増加を予測する。CMIP5/6 モデルも同様の傾向を予測している。CMIP6 モデル予測は CMIP5 モデル予測よりも増減傾向の南北コントラストが明瞭に見られる。第 5.1.2 項の (2) の冒頭で述べたとおり、日本列島上の冬季降水量変化は、詳細な地形の影響を受けるため全球モデルで評価することは難しい。

3)　その他の季節と年平均

IPCC (2021)では、東アジア陸上における年平均降水量は、高排出シナリオ（SSP3-7.0、RCP8.5、SSP5-8.5）の 21 世紀末において増加する*可能性は高い*と予測している。全球 20 km モデルは、東アジア平均の年平均降水量について 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）において増加傾向を予測しており（Ito et al., 2020b）、これと整合的である。

日本付近で平均した降水量は、4°C 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 5.1.3）。CMIP5 モデルによる予測も同様の傾向だが、春季と秋季はモデル間の予測のばらつきは大きい。全球 20 km 予測で台風由来の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 パーセンタイル値）内に含まれる。CMIP5 モデルと

CMIP6 モデルの予測はほぼ類似しているが、CMIP6 モデルは CMIP5 モデルよりも秋季の増加傾向がやや明瞭である（図 5.1.4）。

全球 20 km モデル予測において、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の変化量より 4°C 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。詳細は本編コラム 2 を参照）は必ずしも成り立っていない。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。

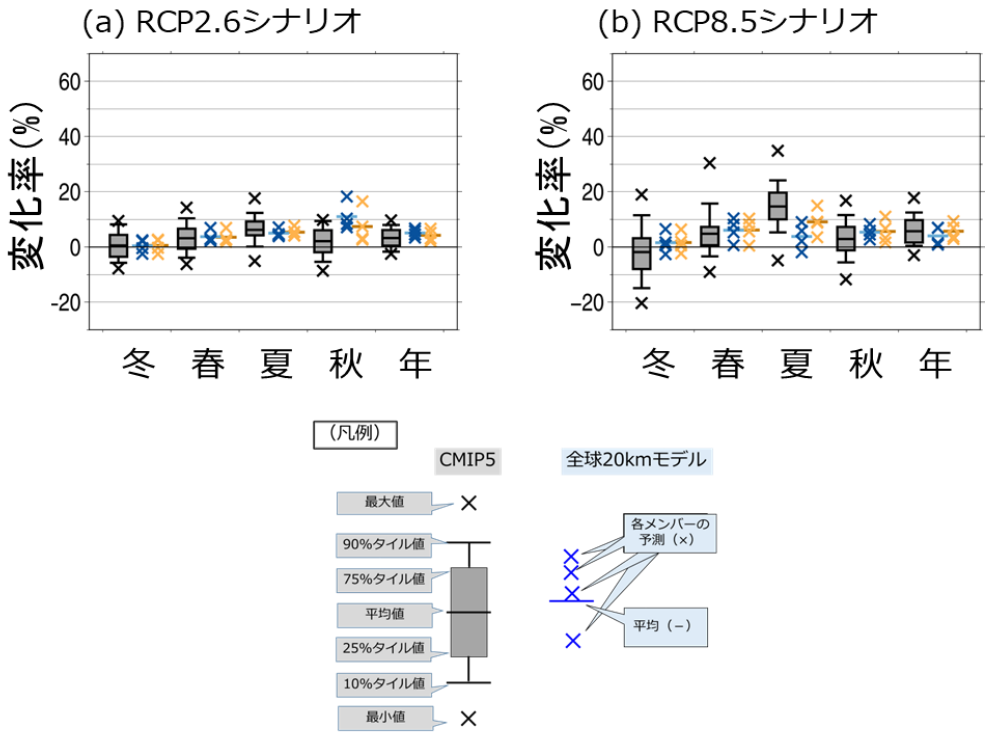


図 5.1.3　日本付近における降水量の将来変化：全球 20km モデル予測と CMIP5 モデル予測の比較

（a）は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、（b）は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）における、CMIP5 モデルと全球 20 km モデル（4 メンバー）による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。いずれも日本付近の平均。領域の定義は図 付録 B.2.1 を参照。CMIP5 モデルによる予測は、最小値、10 パーセンタイル値、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示。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橙色で示す。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. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき和訳・改変・転載。）

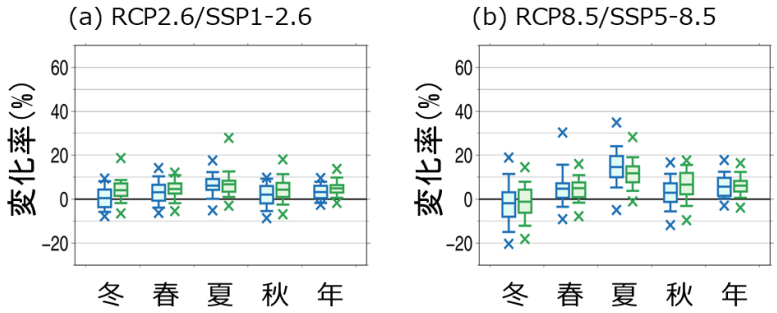


図 5.1.4　日本付近における降水量の将来変化： CMIP5 モデル予測と CMIP6 モデル予測の比較

CMIP5 モデル予測（青色）と CMIP6 モデル予測（緑色）における(a) 2 °C 上昇シナリオ（CMIP5：RCP2.6、CMIP6：SSP1-2.6)、(b)4°C 上昇シナリオ（CMIP5：RCP8.5、CMIP6： SSP5-8.5）である以外は図 5.1.3 と同じ。

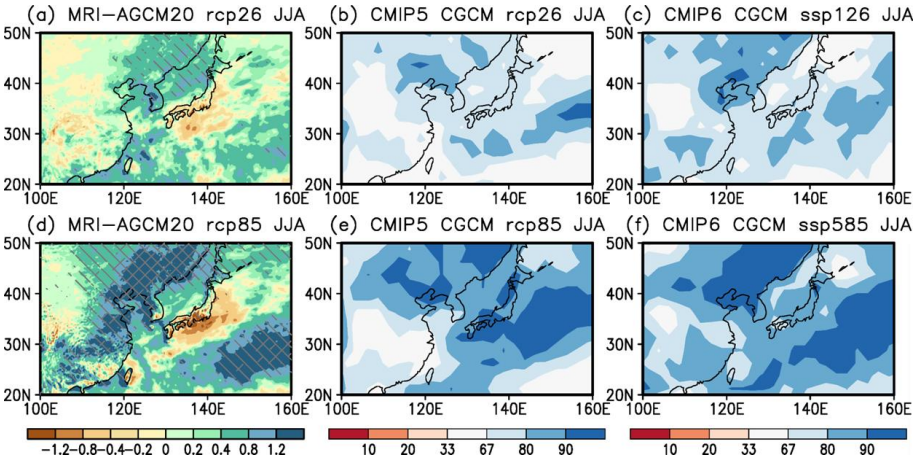


図 5.1.5　夏季（6〜8 月）の降水量の将来変化

(a, d) 全球 20 km モデル予測（4 メンバー）の変化量（mm/日）。現在気候の夏季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, e) CMIP5 モデル及び(e, f) CMIP6 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。（上段）は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6、SSP1-2.6)、（下段）は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5、SSP5-8.5）による。現在は 1980〜1999 年、将来は 2076〜2095 年。

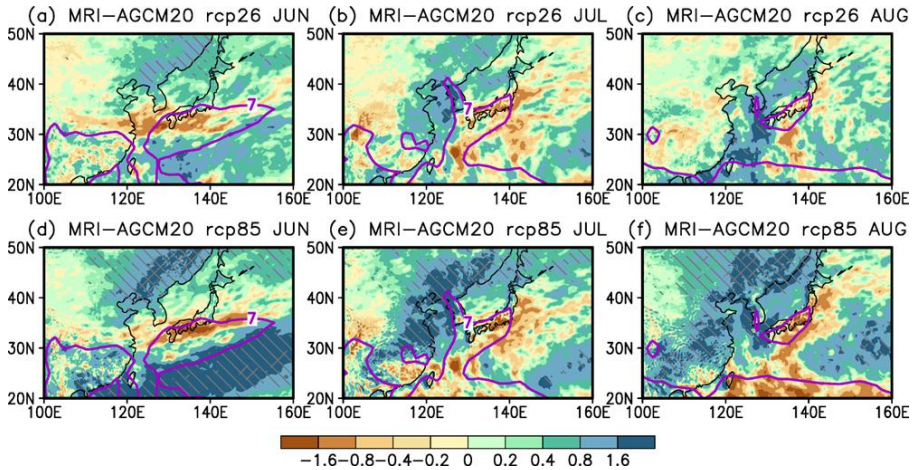


図 5.1.6　夏季の月別降水量の将来変化

(a, b, c) 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び (d, e, f) 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）における(a, d) 6 月、(b, e) 7 月、(c, f) 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 5.1.5 (a, d) と同じ（ただしカラースケールは異なる）。

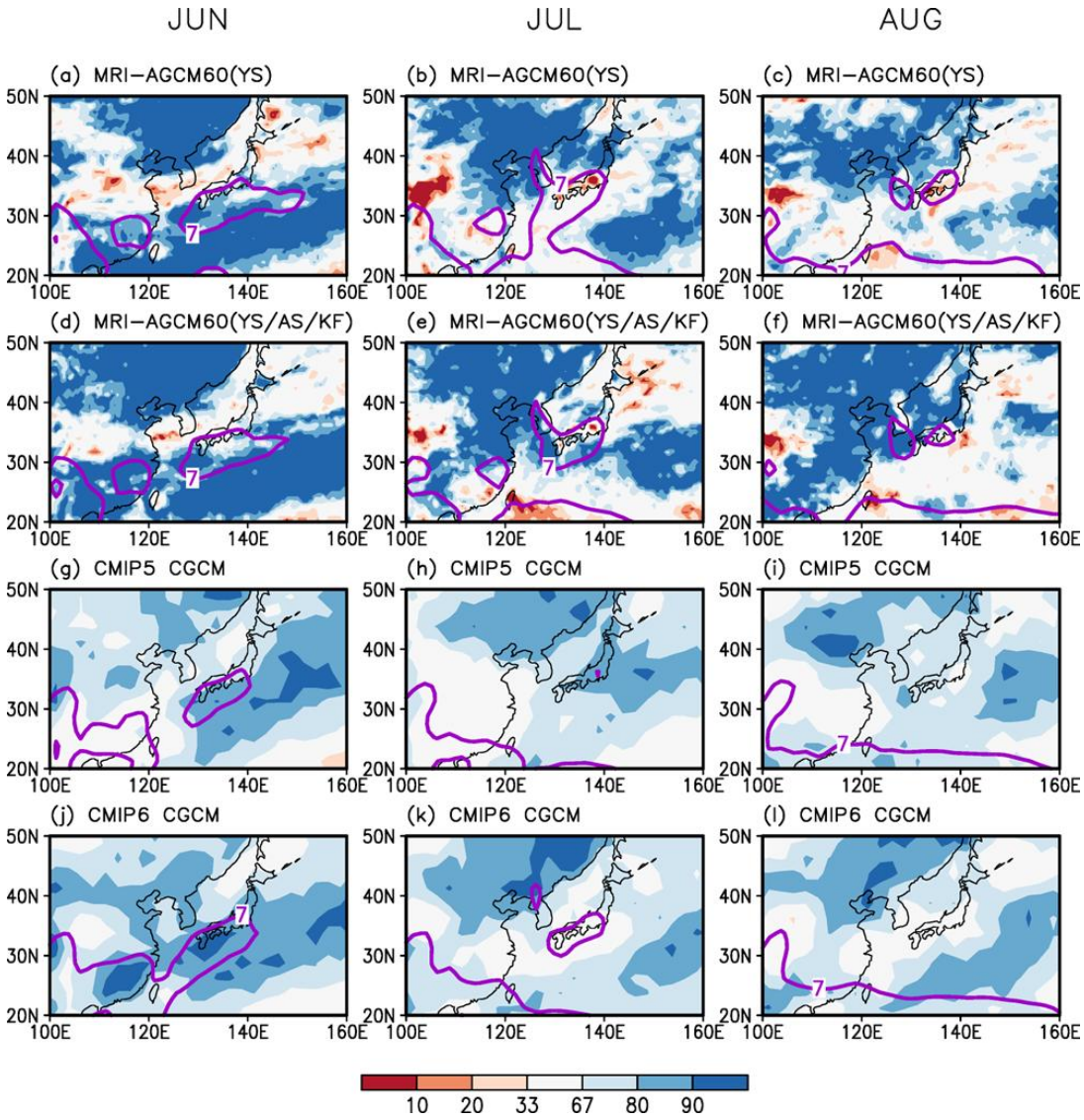


図 5.1.7　夏季の月別降水量の将来変化

降水量増加を予測するメンバー（モデル）の割合（%）：（1 段目）全球 60 km モデルによる SST アンサンブル予測（28 メンバー）、（2 段目）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）、（3 段目）CMIP5 モデル予測、（4 段目）CMIP6 モデル予測。左列から順に 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）。1 段目の 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。 2 段目の 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。全球 60km モデルによるアンサンブル予測の詳細は Endo et al. (2021)を参照。いずれも 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による 21 世紀末予測。計算期間は、 2 段目は、現在：1984～2003 年、将来：2080～2099 年、その他は、現在：1980～1999 年、将来：2076～2095 年。

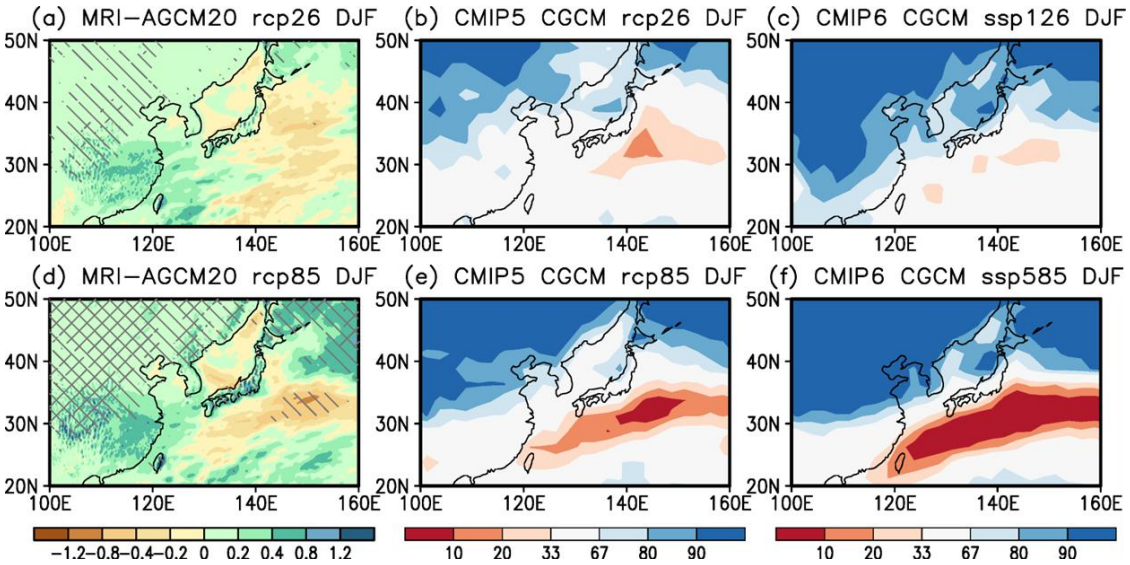


図 5.1.8　冬季（12～翌年 2 月）の降水量の将来変化

冬季である以外は図 5.1.5 と同じ

(3)　雨の降り方の変化の将来予測

1)　世界の将来予測

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 (2021) によると、陸域のほとんどで、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、地域的な昇温の違いや大気循環の変化に伴って、大雨の増加量やその確信度には地域的にばらつきがある。図 5.1.9 (a) は 1.5/2/4°C の地球温暖化レベルにおける年最大日降水量の変化を変化率で表したもので、大陸西岸に近い海上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、気温の上昇に伴って増加する。1 年当たり一回よりもまれな頻度の降水については、全球平均気温の昇温量に比例するような変化率で増加すると予測されている（Li et al. 2021）。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、日降水量、6 時間降水量といった短い時間の大雨になるほど増加が大きいことが予測されている（図 5.1.10）。また、1 年当たり一回の頻度の大雨よりも数十年当たり一回の頻度の大雨のように、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 5.1.10、図 5.1.11）。

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 (2021) によると、4°C 上昇時には居住域の約 50 %で農業及び生態学的干ばつの増加の影響を受ける（*確信度は中程度～高い*）。図 5.1.9 (b)は 1.5/2/4°C の地球温暖化レベルにおける連続無降水日（1 mm 以上の雨が降らない日）数の変化を表したもので、アフリカ南部・地中海周辺・アマゾン域など、亜熱帯を中心に複数の地域で日数が増加すると予測されている。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 5.1.9 (a)）。

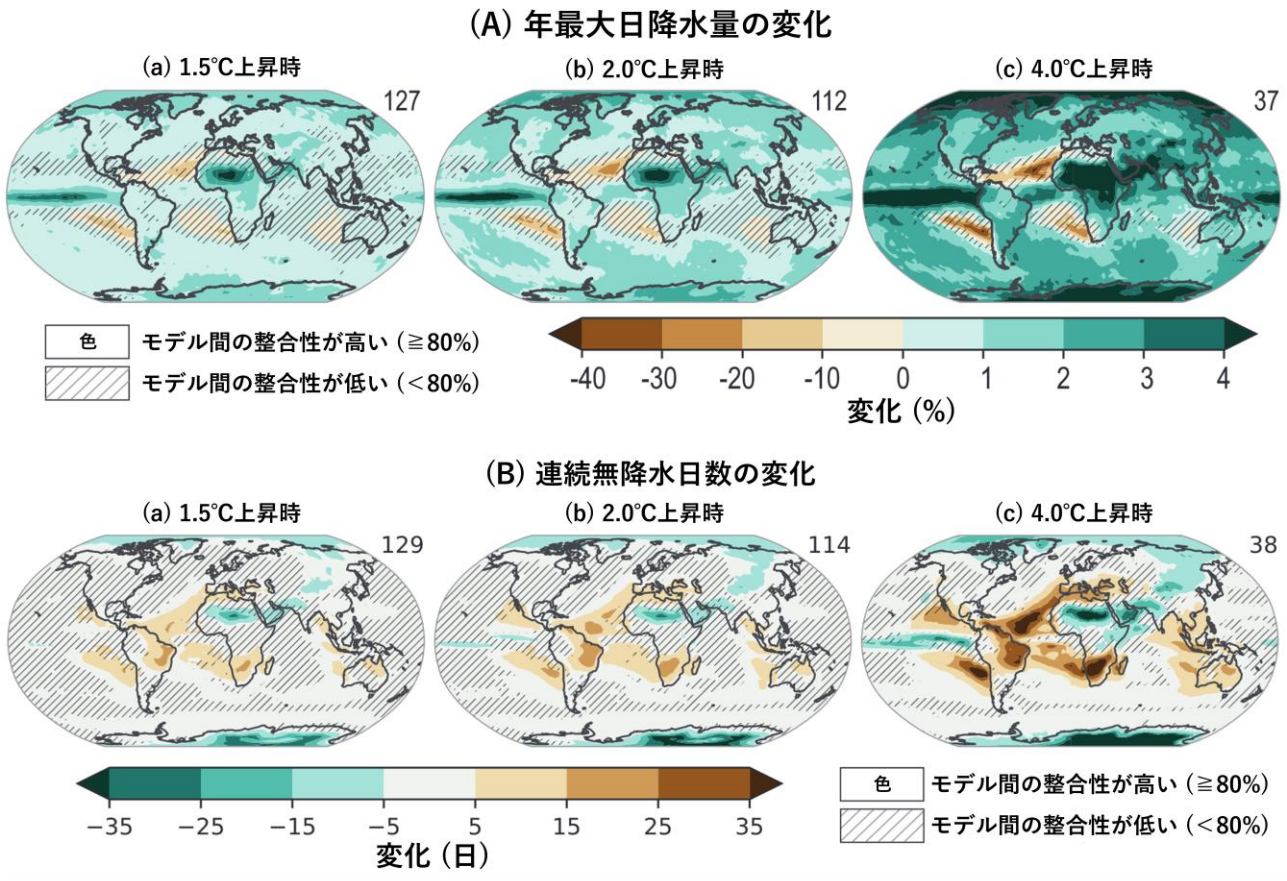


図 5.1.9　年最大日降水量及び連続無降水日数の変化予測

CMIP6 モデルによる、1850～1900 年に比べて 1.5/2/4°C 上昇した時の (A) 年最大日降水量及び (B) 連続無降水日数の変化。右上の数字は用いたモデルの数、斜線部分は変化の符号のモデル間の一致度が 80%未満の場所を表す。（IPCC, 2021; Figure 11.16, Figure 11.19 の一部を和訳・転載。）

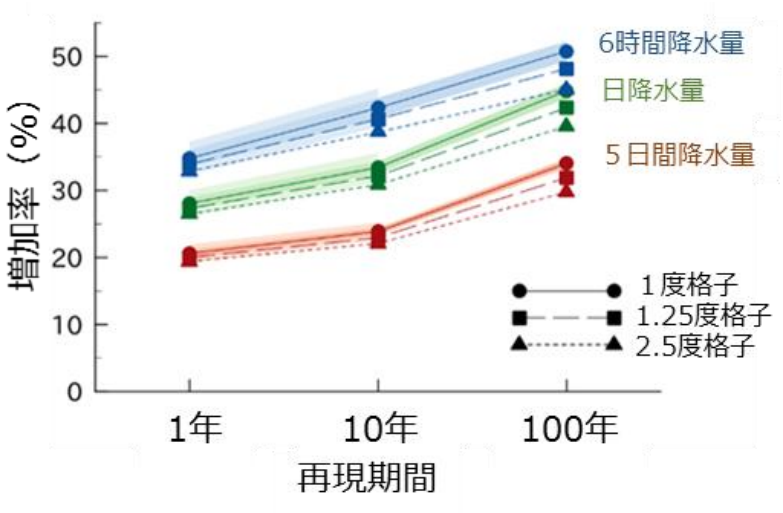


図 5.1.10　d4PDF における極端降水量増加率の世界平均値

d4PDF（付録 A.2.4 参照）の全球モデルによる 4°C 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) より図の一部を和訳・転載。)

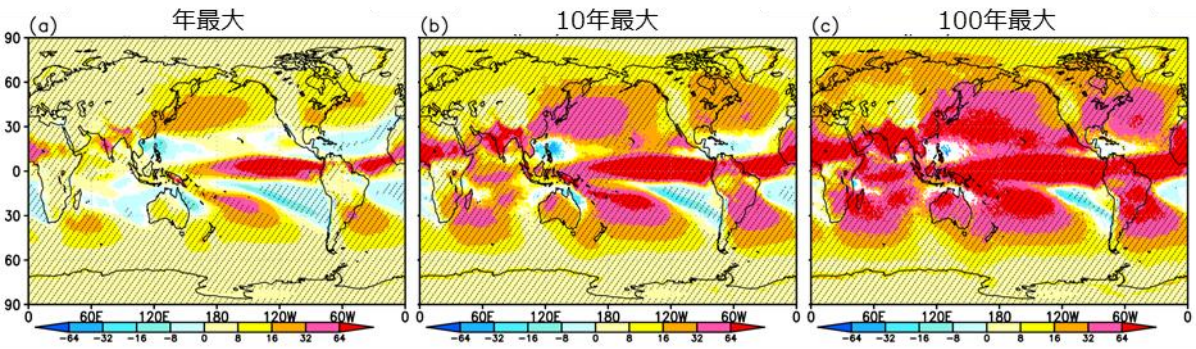


図 5.1.11　極端な大雨の際の降水量の将来変化（mm）

(a) 年最大、(b) 10 年間で最大、(c) 100 年間で最大となる日降水量の将来変化。d4PDF の全球モデルによる 4°C 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。）

2)　東アジアの将来予測

IPCC (2021) において、東アジアでは大雨の強度・頻度は増加すると予測されている（*確信度は高い*）。ただし、大雨に伴う降水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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の下で予測される日本域平均の年最大日降水量の変化率は、モデルにより +10%から+40%までばらついており、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）や季節最大日降水量についてもモデル間のばらつきが大きい（図 5.1.12）。全球 20 km モデルのメンバー間のばらつきは相対的に小さく、モデルの違いによる不確実性を十分には反映していない。一方、d4PDF 多アンサンブルのメンバー間のばらつきは気候モデル間のばらつきに近く、不確実性をより反映したものとなっている（図 5.1.13）。

また、日本域の大雨の予測に関しては、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の夏季や 2°C 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は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 5.1.12）。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 7.1.2）。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., 2020b; Endo et al., 2022）。台風の影響が含まれることにより、CMIP5 モデルの季節最大日降水量変化と比べて夏季の増加が小さめ、秋季の増加がやや大きめになることが全球 20km モデルから示唆されるものの、CMIP との比較からモデルによる不確実性を評価することは難しいと考えられる。

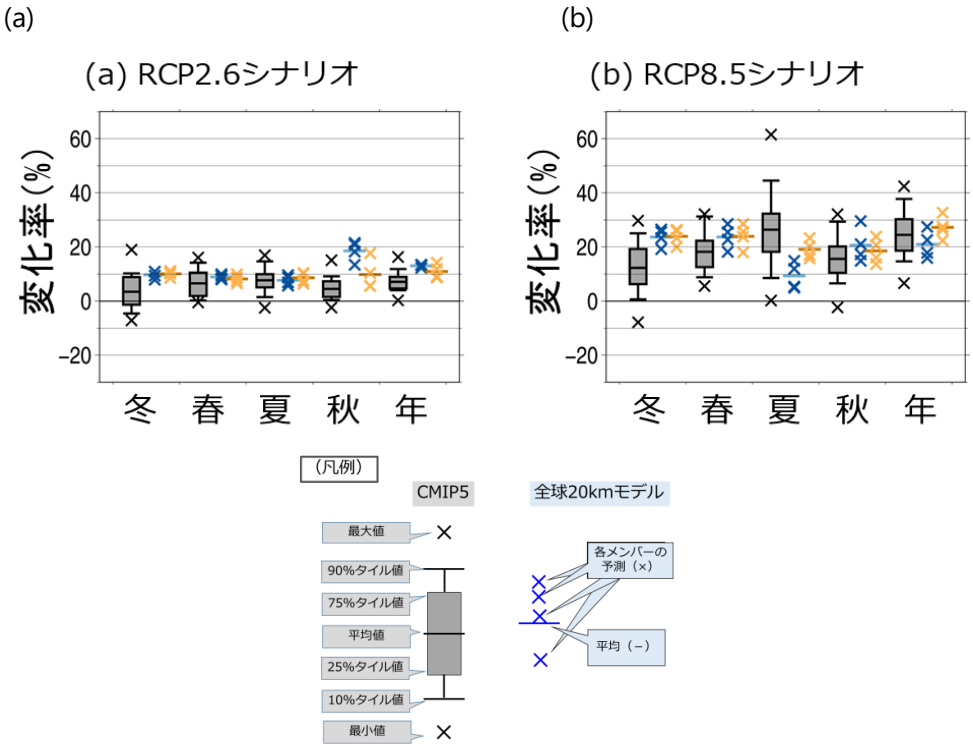


図 5.1.12　日本付近における年・季節最大日降水量の将来変化に関する予測の比較

（a）は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、（b）は 4°C 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）による最大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。いずれも日本付近の平均。日本付近の定義は図 付録 B.2.1 を参照。CMIP5 モデルによる予測は、最小値、10 パーセンタイル値、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示。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橙色で示す。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. (2020b) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき和訳・改変・転載。）

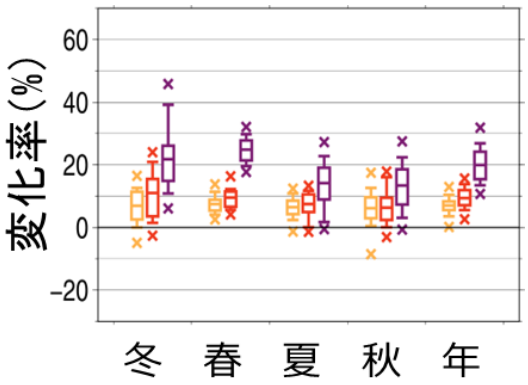


図 5.1.13　日本付近における年・季節最大 1 日降水量の将来変化（d4PDF シリーズ）

1.5°C 上昇実験（橙色；30 年平均）、2°C 上昇実験（赤色；60 年平均）、4°C 上昇実験（紫色；60 年平均）である以外は図 5.1.12 と同じ。将来変化の基準は過去実験の 1951～2010 年平均。

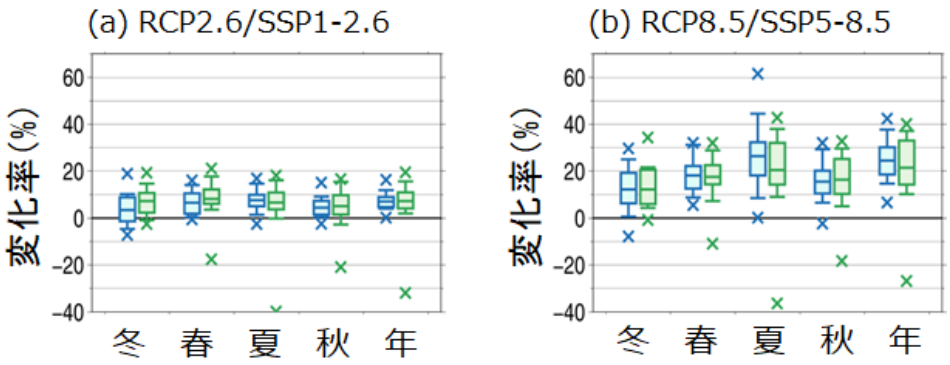


図 5.1.14　日本付近における年・季節最大 1 日降水量の将来変化に関する CMIP5 予測と CMIP6 予測の比較
CMIP5 モデル予測（青色）と CMIP6 モデル予測（緑色）における(a) 2 °C 上昇シナリオ（CMIP5：RCP2.6、CMIP6：SSP1-2.6）、(b)4°C 上昇シナリオ（CMIP5：RCP8.5、CMIP6： SSP5-8.5）である以外は図 5.1.12 と同じ。

5.2　日本

5.2.1　観測結果

(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[61]（図 1.4.2）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には、統計的に有意な長期変化傾向は確認できない（図 5.2.1）。また、季節降水量は、秋に減少しているとみられる（信頼水準 90%で統計的に有意）が、その他の季節では統計的に有意な長期変化傾向は確認できない。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確認できない。日本の年降水量についても、世界と同様に 1950 年以降、また 1980 年以降の統計で見ると、1950 年以降では統計的に有意な変化傾向は確認できない一方、1980 年以降は増加傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。

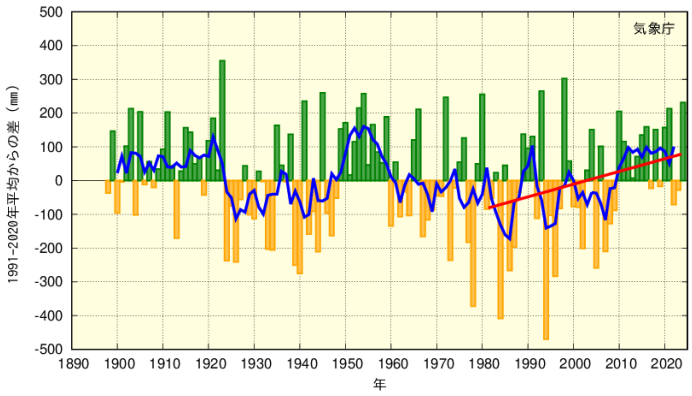


図 5.2.1　日本の年降水量偏差の経年変化（1898～2024 年）
棒グラフは国内 51 観測地点での各年の年降水量の基準値からの偏差を平均した値を示す。緑の棒グラフは基準値と比べて多いことを、橙の棒グラフは基準値と比べて少ないことを、それぞれ表す。折れ線（青）は偏差の 5 年移動平均値を示す。直線（赤）は 1980 年以降の長期変化傾向（信頼水準 95%で統計的に有意）を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年間の平均値。

61 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、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。

(2)　雨の降り方のこれまでの変化

1)　極端な大雨（日降水量、3 時間降水量、1 時間降水量）の発生頻度

気象庁の全国 51 観測地点で 1901 年から 2024 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 5.2.2）。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 0.33 日、0.04 日である。

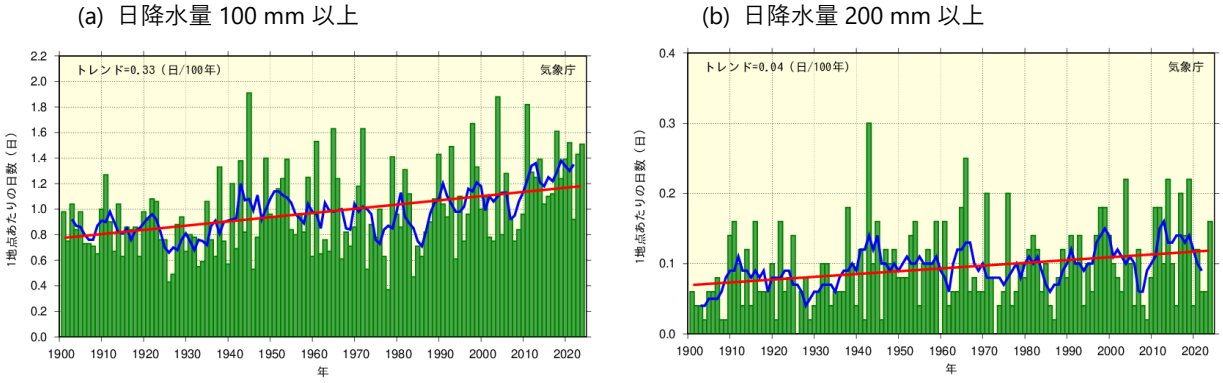


図 5.2.2　日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の年間日数の経年変化（1901～2024 年）
観測データの均質性が長期間継続している全国 51 地点における観測に基づく、日降水量が (a) 100 mm 以上及び (b) 200 mm 以上の日数の変化。棒グラフ（緑）は各年の年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値（1 地点当たりの年間日数）を示す。折れ線（青）は 5 年移動平均値を、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

極端な降水のうち、1 時間から数時間程度の時間で発生するような現象は、発生頻度が少なく、また局地性が強いことから、より多くの観測地点数を確保できる空間的に密な観測網を用いることで、現象をより捉えやすくなることが期待できる。気象庁の全国のアメダス観測地点（全国約 1,300 地点）で 1976 年から 2024 年に観測された降水量のデータを用い、極端な大雨[62]の頻度の変化を解析した結果を図 5.2.3 に示す[63]。極端な大雨の年間発生回数は統計的に有意に増加しており、より強い雨ほど頻度の増加率[64]が高い。また、1 時間降水量 80 mm 以上、3 時間降水量 150 mm 以上、日降水量 300 mm 以上といった強い雨では、1980 年頃と比較して、おおむね 2 倍程度に頻度が増加している。

また、同じアメダス地点の降水量データを用いて、時間スケールの長い降水現象の頻度の変化を解析した結果を図 5.2.4 に示す。日最大 48 時間降水量[65]400 mm 以上及び日最大 72 時間降水量[65]500

62 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。
（気象庁 HP「雨の強さと降り方」https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/amehyo.html）

63 この解析に用いたアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、現在は約 1,300 地点となっている。なお、山岳地域に展開されていた無線ロボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は統計期間を通じて除外している。

64 最近 10 年間（2015～2024 年）と統計期間の最初の 10 年間（1976～1985 年）の平均年間発生回数を比べた値。

65 00 時 10 分から 24 時 00 分までの 10 分ごとに前 N 時間（ここでは N=48、72）の降水量の合計値を求め、これら合計値の中から求めた最大値。 日界付近の時刻に発生したひと続きの降水現象により、図 5.2.4 では前後の両日で 400 mm

mm 以上の大雨の年間発生回数には増加傾向が現れており（それぞれ信頼水準 99%、信頼水準 95% で統計的に有意）、1 時間から日単位の大雨の経年変化と同傾向であった。このような大雨の頻度の増大には、地球温暖化が影響している可能性がある（第 5.3.3 項参照）。ただし、極端な降水は発生頻度が少なく、それに対してアメダスの観測期間は 1976 年以降と比較的短い期間に限られることから、これら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。

加藤（2022）は、アメダスデータ[66]を用いて、集中豪雨発生数[67]及び 1 時間といった短時間の大雨発生数はいずれも統計的に有意に増加しており、集中豪雨の増加率の方が 1 割ほど高いこと、及び、月別では梅雨期の集中豪雨の増加傾向が顕著であることを示している。また、気象庁解析雨量を用いた津口・加藤（2014）によると、集中豪雨は 7 月から 9 月に多く発生し、台風・熱帯低気圧本体による事例を除けば、その大半が線状降水帯[68]によることが示されている。

なお、極端な降水は全国的には増加しているが、時間・空間的な局地性が強い現象であるため、もともと大雨の頻度が低い地域など統計的に有意な変化傾向が捉えられない地域も見られる（図 5.2.5）。

以上あるいは 500 mm 以上の降水がカウントされる場合があるが、連続した日付でカウントされた事例を一事例とした解析でも、本要素には増加傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。

66 加藤（2022）では、1979 年以前から継続して観測されている、あるいは観測地点が近傍へ移転されて継続的に観測されている地点（1 つの継続地点とみなす）のデータを用いた解析を行っており、対象地点は各年の全使用可能地点を用いた図 5.2.3 と一致しない。また、日界に関係なく連続して 1 時間ごとに 3 時間降水量を算出して，その値が前後 6 時間の値よりも大きい場合を 1 つの事例としている。

67 加藤（2022）では、便宜上 3 時間積算降水量のみを集中豪雨の尺度としているが、集中豪雨は本来、線状降水帯の降雨分布のように空間分布も合わせて見るべきと言及している。

68 発達した積乱雲が列をなし、数時間にわたってほぼ同じ場所を通過または停滞することで作り出される強い降水域。津口・加藤（2014）による定義は、気象庁が「顕著な大雨に関する気象情報」の発表基準として定義しているものとは異なる。

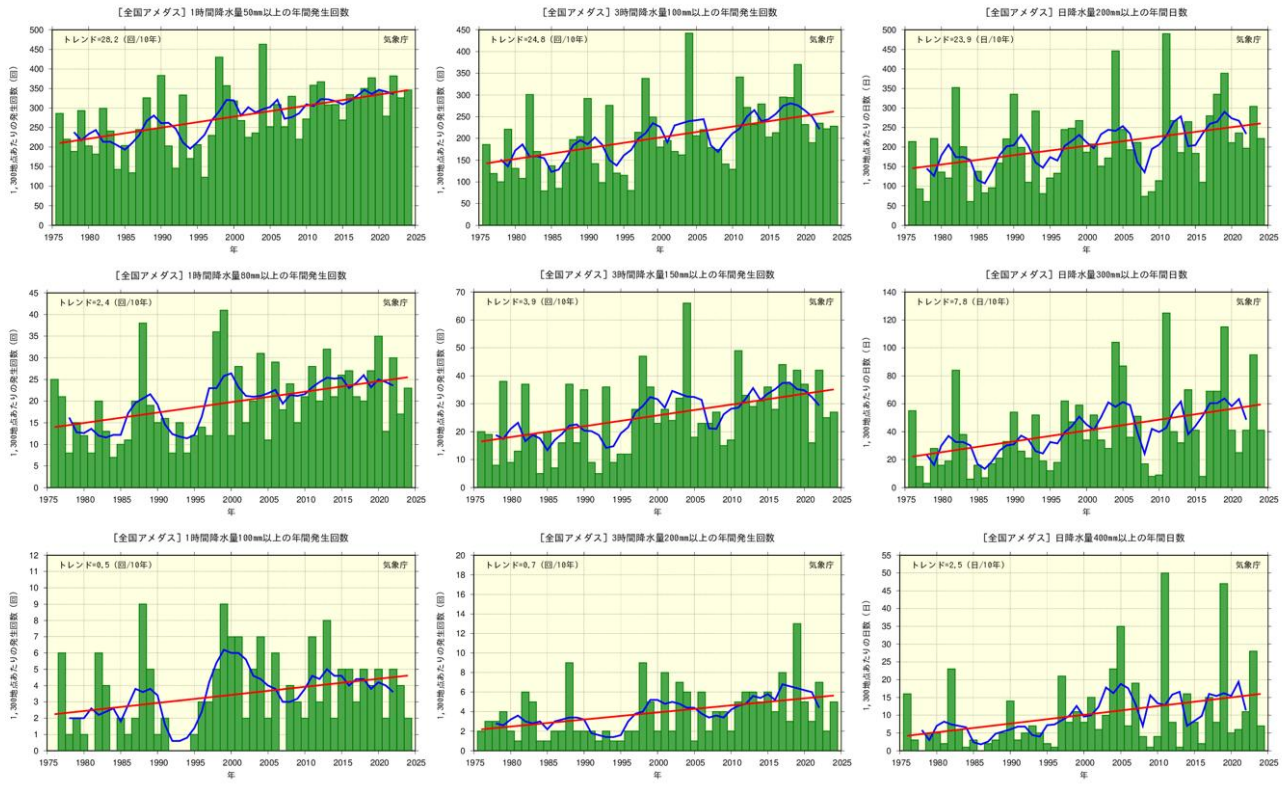


図 5.2.3　アメダスで見た極端な大雨の年間発生回数（日数）の経年変化（1976～2024 年）

左列：1 時間降水量 50 mm 以上（上段左）、80 mm 以上（中段左）及び 100 mm 以上（下段左）の年間発生回数、 中央列：3 時間降水量 100 mm 以上（上段中央）、150 mm 以上（中段中央）及び 200 mm 以上（下段中央）の年間発生回数 、 右列：日降水量 200 mm 以上（上段右）、300 mm 以上（中段右）及び 400 mm 以上（下段右）の年間日数。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）。折れ線（青）は 5 年移動平均値を、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

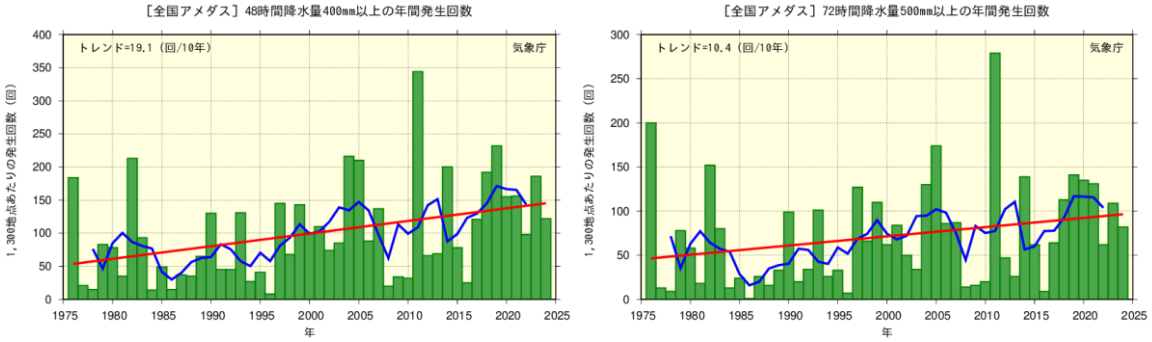


図 5.2.4 アメダス 48 時間及び 72 時間降水量で見た極端な大雨の年間発生回数の経年変化（1976～2024 年）

日最大 48 時間降水量 400mm 以上（左）、日最大 72 時間降水量 500 mm 以上（右）の年間発生回数。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）。折れ線（青）は 5 年移動平均値を、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

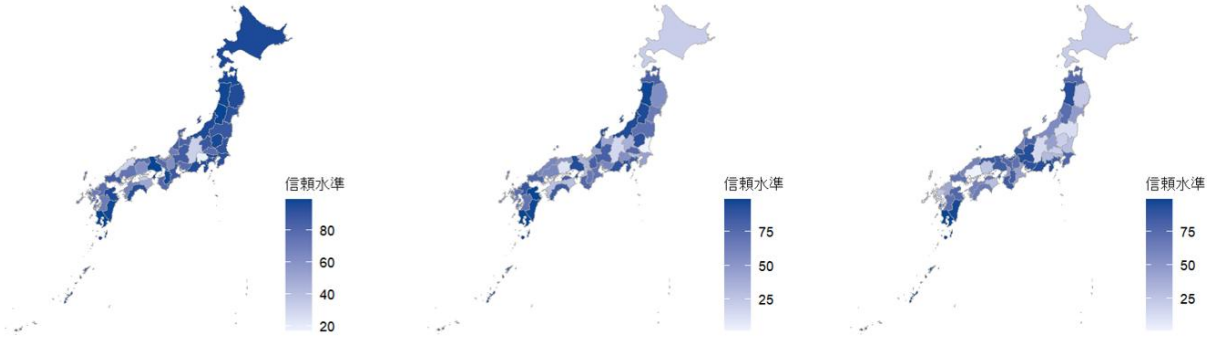


図 5.2.5　都道府県別に見た大雨頻度の増加の統計的な有意性（1979～2024 年）
都道府県ごとにアメダス 1 時間降水量 30 mm 以上（左）、3 時間降水量 80 mm 以上（中）、日降水量 100 mm 以上（右）の大雨の経年変化について、ケンドール検定により得られた信頼水準を地図上の色分けで示す。本報告書では、図 5.2.3 をはじめとした経年変化の解析において信頼水準 90%以上の変化を統計的に有意であると評価している。

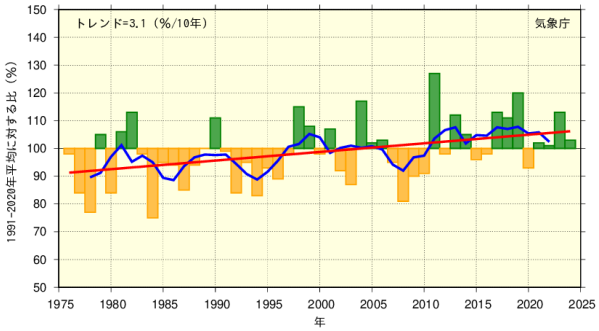
2)　年最大降水量

全国のアメダス地点のうち 1976 年から 2024 年の期間で観測が継続している地点（635 地点）における年最大日降水量の基準値（1991～2020 年の平均値）との比率（%）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 5.2.6）。基準値に対する比率の増加率は 10 年当たり 3.1%である。

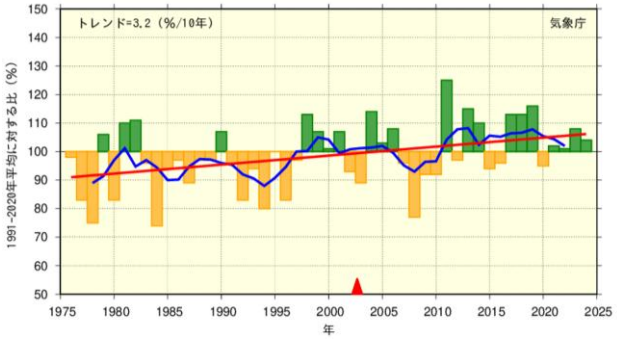
また、同じアメダス地点において、年最大 24 時間、48 時間及び 72 時間降水量それぞれの基準値に対する比の経年変化を見ると、いずれの時間スケールにおいても統計的に有意な増加傾向が現れている（それぞれ信頼水準 95%で統計的に有意）ことが確認できる（図 5.2.6）。

気温と水蒸気量の関係については、気温が 1℃ 上昇すると飽和水蒸気量が 7%程度増加することが知られている。極端な大雨の強度が長期的に増大していることの背景要因として、地球温暖化による気温の長期的な上昇傾向に伴い、大気中の水蒸気量も長期的に増加傾向にあることが考えられる。ただし、極端な大雨の頻度と同様に、これらの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。

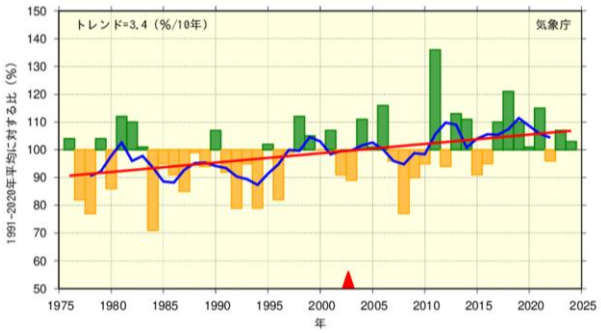
(a) 年最大日降水量



(b-1) 年最大 24 時間降水量



(b-2) 年最大 48 時間降水量



(b-3) 年最大 72 時間降水量

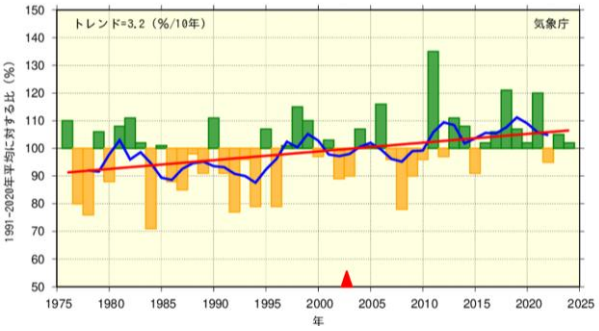


図 5.2.6　全国の年最大降水量の基準値との比率の経年変化（1976～2024 年）

棒グラフ（緑・橙）は全国のアメダス地点のうち 1976～2024 年の期間で観測が継続している地点（635 地点）の基準値との比（%）を平均した各年の値を示す。折れ線（青）は 5 年移動平均値を、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。基準値は 1991～2020 年の平均値。なお、 (b-1)、(b-2)、(b-3) のグラフ中の▲は前後のデータの系統的な違いを示す。24、48、72 時間降水量の統計に関しては、2003 年 1 月 1 日（▲）以降、極値のサンプリング間隔[69]を変更しているため、▲の前後で観測値にはこれに起因する系統的な違いがある[70]。

ある現象が平均的に何年当たり一回起きるかを表した値を「再現期間」、ある再現期間に一回起こると考えられる降水量を「確率降水量」という。ここでは、確率降水量の値は過去の降水データを基に、確率分布を当てはめて統計学的に推定[71]している。年最大日降水量について、全国の地上気象観測地点及びアメダス観測点の観測データを用いて、「30 年に一回の大雨」「50 年に一回の大雨」「100 年に一回の大雨」に相当する降水量（それぞれ再現期間 30、50、100 年の確率降水量）を推定した結果を図 5.2.7 に示す（全国 51 地点による推定は「100 年に一回の大雨」のみ）。「100 年に一回の大雨」を見ると、最近の期間の統計では、北日本では 100～200 mm、東日本から西日本では 200～300 mm、四国、九州、沖縄では 400 mm を超える地点が見られる（図 5.2.7(a-3) 及び (b-2)）。

69 毎正時（1 日当たり 12 個）の 1 時間降水量の最大を求める方法から毎正 10 分（1 日当たり 144 個）の最大を求める方法に変更した。

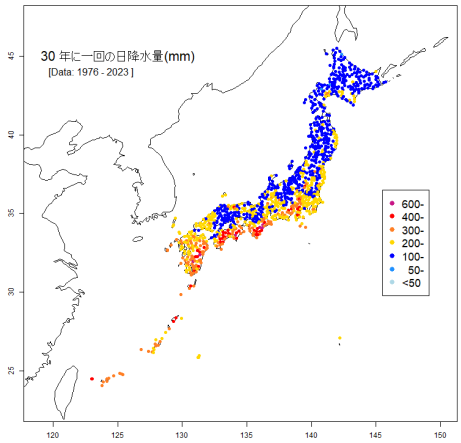
70 例として、日最大 1 時間降水量が 50 mm 以上の場合には、平均して 8 mm 多くなる傾向があるが、ここで用いる 24、48、72 時間降水量の基準値に対する比率への影響は相対的に小さいと考えられる。

71 ここでの確率降水量は、各観測地点における過去の年最大日降水量の観測値をもとにグンベル分布を使用した推定を行っている（詳細は、以下の気象庁ホームページを参照。
https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/riskmap/index.html ）。

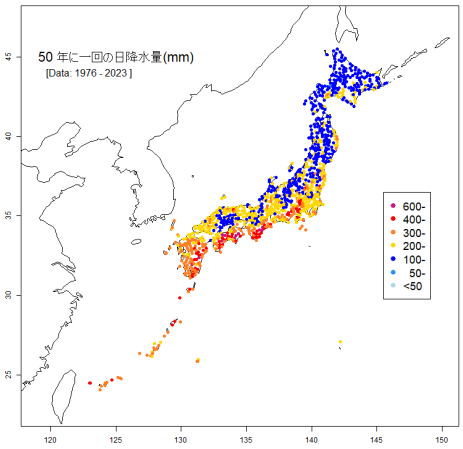
また、統計期間が約 120 年確保される地上観測データを過去の期間の統計（図 5.2.7(b-1)）と最近の期間の統計（図 5.2.7(b-2)）で比較すると、半数以上の地点で過去の期間（前半約 60 年）と比べて最近の期間（後半約 60 年）の方が 確率降水量が大きく、これらは全国 51 地点平均では約 60 年間で約 1.1 倍の増大であった。図 5.2.3 の結果と同様に、近年は極端な降水が観測されやすくなっていることが確認できる。

全国アメダス約 1,000 地点（1976～2023 年統計）

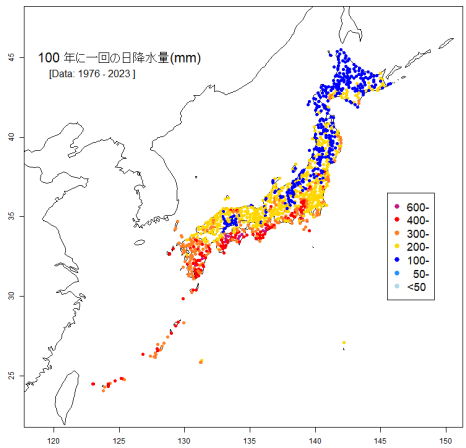
(a-1) 30 年に一回の日降水量



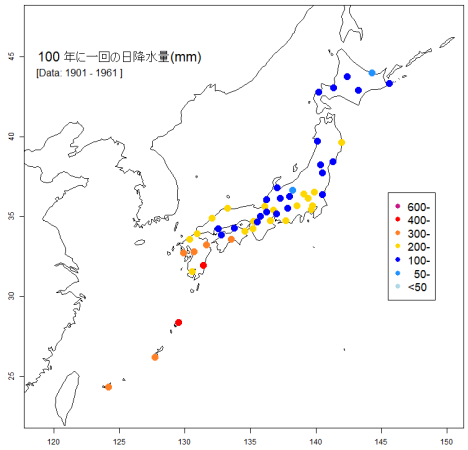
(a-2) 50 年に一回の日降水量



(a-3) 100 年に一回の日降水量



(b-1) 全国 51 地点（1901～1961 年統計）
100 年に一回の日降水量



(b-2) 全国 51 地点（1962～2022 年統計）
100 年に一回の日降水量

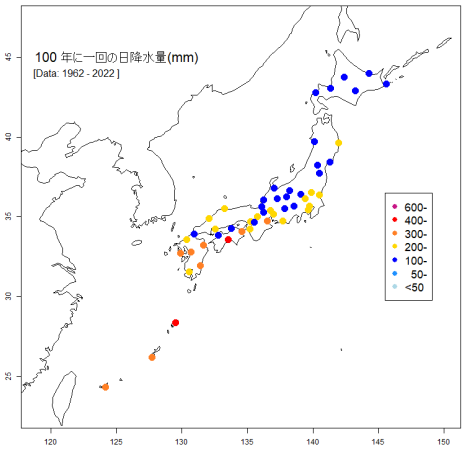


図 5.2.7　年最大日降水量のデータから推定した確率降水量の分布図

再現期間中に一回起こる可能性のある日降水量。それぞれの図は、(a-1)～(a-3)全国のアメダス観測地点の最近の期間（1976～2023 年）、 (b-1)全国の地上観測地点 51 地点の過去期間（1901～1961 年）、(b-2) 同観測地点の最近の期間（1962～2022 年）、の統計に基づく。アメダスは 1976 年から 2023 年までの期間で、20 年分以上の観測値が蓄積されている約 1,000 地点を使用した。

3)　無降水日数

気象庁の全国 51 観測地点で 1901 年から 2024 年の期間に観測された降水量のデータによると、無降水日数（ここでは 1.0 mm 以上の降水が観測されない日数）は増加している（信頼水準 99%で統計的に有意）。増加率は 100 年当たり 9.2 日である（図 5.2.8）。

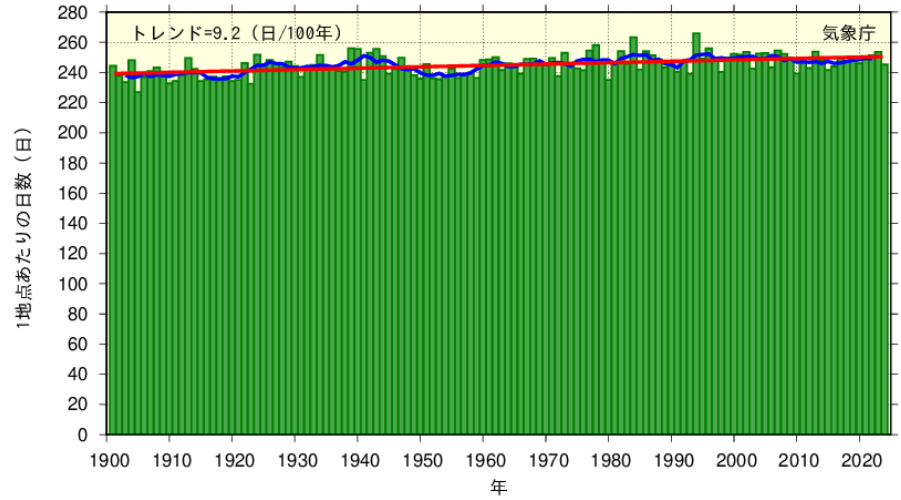


図 5.2.8　無降水日（日降水量 1.0 mm 未満）の年間日数の経年変化（1901～2024 年）

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 1.0 mm 未満の日数の変化。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。折れ線（青）は 5 年移動平均値を、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向）を示す。

以上の結果から、日本においては極端な大雨の頻度が増える反面、降水がほとんど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。大雨の頻度と強度の変化には、地球温暖化が影響している可能性がある（第 5.3.3 項 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。

なお、気温や降水量は年々変動が大きいため、必ずしも猛暑や豪雨事例の全てが地球温暖化の影響により生じたものとは限らない。一方で、近年の豪雨事例については、量的アプローチによるイベント・アトリビューションにより地球温暖化の寄与の推定が行われている （コラム 8 参照）。

(3)　大気中の水蒸気のこれまでの変化

地球温暖化により気温が上昇することで、大気の組成にも影響が生じる。空気には気温が高くなるほど水蒸気を多く含むことができるという性質があり、気温が高くなることで、気温の上昇に伴う飽和水蒸気量（大気中に含みうる水蒸気量の最大値）が増加する。大気中の水蒸気量は、少なくとも 1980 年代以降、対流圏全体で増加している（*可能性が高い*）と評価されている（IPCC, 2021; 2.3, BOX TS.6）。

気象庁の高層気象観測（国内 13 地点）において、上空約 1,500 m の空気中に含まれる水蒸気量は 1981～2024 年の期間で増加している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 5.2.9）。これまでに観測されている日本国内の大雨の発生頻度の増加や強度の増大に寄与していると考えられる。

また、昇温に伴う飽和水蒸気量の増加には相対湿度を下げる効果がある。海洋よりも陸域の昇温の方が大きいことにより、大気循環パターンが変化し、大陸の地表付近の相対湿度を低下させ、地

域的な乾燥化に寄与する（*確信度が高い*）効果もある。2000 年以降、世界の陸域の大部分では相対湿度の低下が起こっている*可能性が非常に高い*。陸域の昇温は、地域的な乾燥化が起こることで、大気蒸発需要と干ばつ事象の深刻度を増加させる（*確信度が高い*）（IPCC, 2021; BOX TS.6）と評価されている。

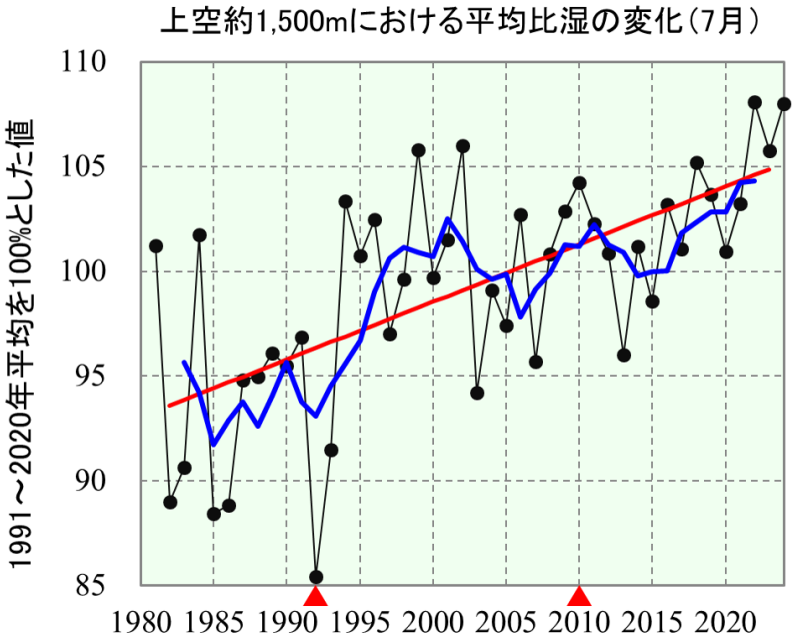


図 5.2.9　日本域の上空約 1,500m における 7 月の平均比湿（空気 1 kg に含まれる水蒸気量）の変化（1981～2024 年）

折れ線（黒）は気象庁の国内 13 か所の高層気象観測地点（稚内、札幌、秋田、輪島、館野、八丈島、潮岬、福岡、鹿児島、名瀬、石垣島、南大東島、父島）ごとに基準値に対する比率（%）を算出し、それを全国平均した値を示している。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向を示す。基準値は 1991 年から 2020 年の平均値。2 つの▲の時期に測器の変更があり、この間の期間の値は相対的にやや高めになっている可能性があるが、水蒸気量が増加傾向にあるという評価結果に影響を与えるほどではない。

5.2.2　　将来予測

(1)　降水量の将来予測

本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）では、4°C 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確認できない（図 5.2.10; 図 5.2.11; 表 5.2.1）。同様の結果は Murata et al. (2017) でも得られている。また、CMIP5/6 のモデルでも、日本域の年降水量は増加する予測と減少する予測があり、確かな変化傾向は見られず整合的である。

図 5.1.3 に示されているとおり、全球 20km モデルによる日本域の年降水量の予測は CMIP5/6 のモデルの予測幅内に含まれているが、 CMIP モデルも含め、日本域の降水量についてこれらの全球モデルの解像度で評価できる範囲は限定的である。従って、全国平均した年降水量の将来予測で有意な変化傾向が確認できないことは観測結果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、北海道地方では年平均及び夏季、冬季に増加し、関東甲信地方では春季及び夏季、北陸地方及び中国地方では冬季、東海地方及び近畿地方では年平均及び春季、夏季、四国地方では年平均及び夏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大きい。なお、このうち北陸地方及び中国地方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 13 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°C 上昇シナリオ（RCP2.6）においても全国平均では秋季を除いて有意な変化傾向は確認できない（確信度が中程度）。地域、季節ごとに見ると、沖縄地方で年平均、夏季、秋季に有意な増加傾向が現れており、4°C 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、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大きく、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。

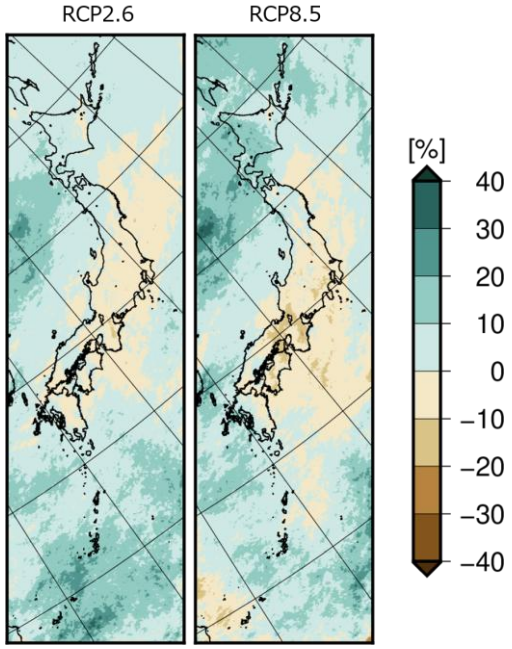


図 5.2.10　本報告書の予測による年降水量の将来変化（%）

左が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、右が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）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。

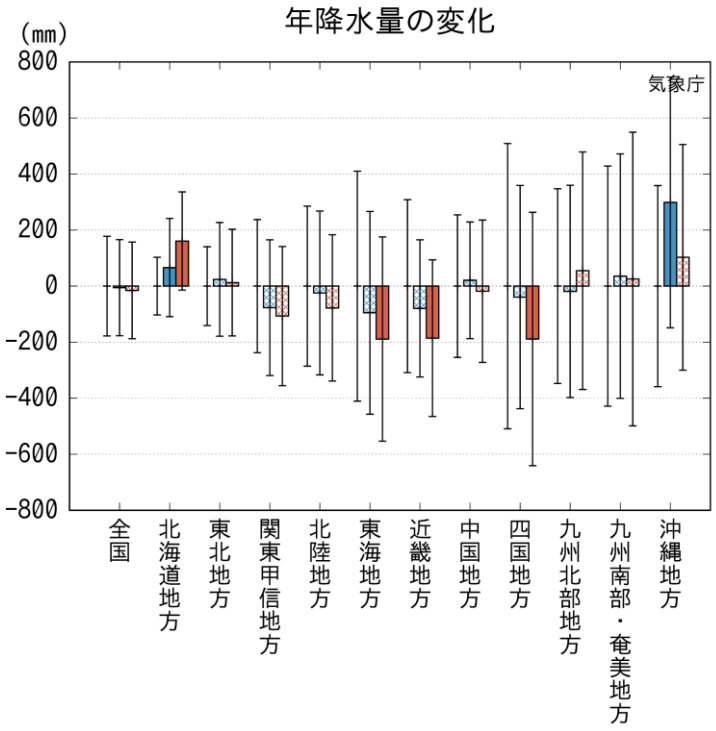


図 5.2.11　本報告書の予測による全国及び地域別の降水量の将来変化（mm）

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（年々変動に加え、メンバー間のばらつきを考慮した標準偏差。詳細は付録 B.1.3 参照）を細い縦線で示す。棒グラフの色は赤が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で、青が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で、それぞれ予測される将来変化量に対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、将来変化量が信頼水準 90%で有意な（有意でない）ことを示す。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　本報告書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 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）による、(b) は 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）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) 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）による予測

	年 単位（mm）	春 単位（mm）	夏 単位（mm）	秋 単位（mm）	冬 単位（mm）
全国	−5 ± 171	−7 ± 72	−22 ± 110	35 ± 89	−11 ± 53
北海道地方	66 ± 175	13 ± 79	24 ± 93	20 ± 79	10 ± 54
東北地方	24 ± 203	8 ± 79	0 ± 130	51 ± 96	−35 ± 70
関東甲信地方	−77 ± 242	−22 ± 76	−63 ± 156	15 ± 138	−7 ± 64
北陸地方	−24 ± 292	17 ± 104	−12 ± 141	33 ± 134	−62 ± 154
東海地方	−95 ± 362	−21 ± 131	−84 ± 268	13 ± 179	−2 ± 100
近畿地方	−80 ± 245	−13 ± 93	−101 ± 182	48 ± 150	−13 ± 67
中国地方	21 ± 208	−17 ± 99	1 ± 154	59 ± 117	−23 ± 63
四国地方	−39 ± 398	−4 ± 127	−124 ± 328	78 ± 204	11 ± 99
九州北部地方	−19 ± 379	−45 ± 160	−4 ± 291	36 ± 112	−6 ± 74
九州南部・奄美地方	36 ± 436	−46 ± 179	45 ± 321	31 ± 180	6 ± 95
沖縄地方	299 ± 447	15 ± 160	122 ± 254	124 ± 269	38 ± 136

(b) 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）による予測

	年 単位（mm）	春 単位（mm）	夏 単位（mm）	秋 単位（mm）	冬 単位（mm）
全国	−15 ± 173	−5 ± 72	−34 ± 125	23 ± 93	2 ± 58
北海道地方	161 ± 175	31 ± 81	75 ± 113	18 ± 94	37 ± 54
東北地方	12 ± 190	15 ± 82	−6 ± 134	27 ± 110	−23 ± 71
関東甲信地方	−107 ± 248	−39 ± 79	−103 ± 175	20 ± 150	15 ± 66
北陸地方	−78 ± 261	26 ± 106	−22 ± 146	−13 ± 141	−69 ± 144
東海地方	−189 ± 364	−58 ± 132	−166 ± 286	13 ± 181	23 ± 103
近畿地方	−186 ± 279	−35 ± 110	−169 ± 212	23 ± 137	−4 ± 68
中国地方	−18 ± 254	−22 ± 116	−6 ± 193	33 ± 123	−24 ± 63
四国地方	−189 ± 452	−43 ± 147	−244 ± 361	76 ± 226	22 ± 101
九州北部地方	55 ± 424	−21 ± 187	58 ± 339	28 ± 129	−9 ± 81
九州南部・奄美地方	25 ± 524	29 ± 239	−23 ± 387	25 ± 208	−5 ± 105
沖縄地方	103 ± 403	29 ± 225	54 ± 264	−1 ± 192	21 ± 130

(2)　雨の降り方の変化の将来予測

1)　極端な大雨（日降水量、3 時間降水量、1 時間降水量）の発生頻度

本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）では、4°C 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 5.2.12; 表 5.2.2）。これは CMIP6 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、全国平均の年間発生日数は日降水量 100 mm 以上では約 1.4 倍、日降水量 200 mm 以上では約 2.2 倍に増加する。

2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合も、全国平均で有意な増加が予測されるが（確信度が高い）、増加幅は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると概して小さくなる。全国平均の年間発生日数は日降水量 100 mm 以上では約 1.2 倍、日降水量 200 mm 以上では約 1.5 倍に増加する。

両シナリオの予測を比較すると、沖縄地方のみ、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）より 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の方が、大雨の増加率が大きい予測となっているが、こうした発生頻度の低い極端な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、不確実性が大きいと考えられる。

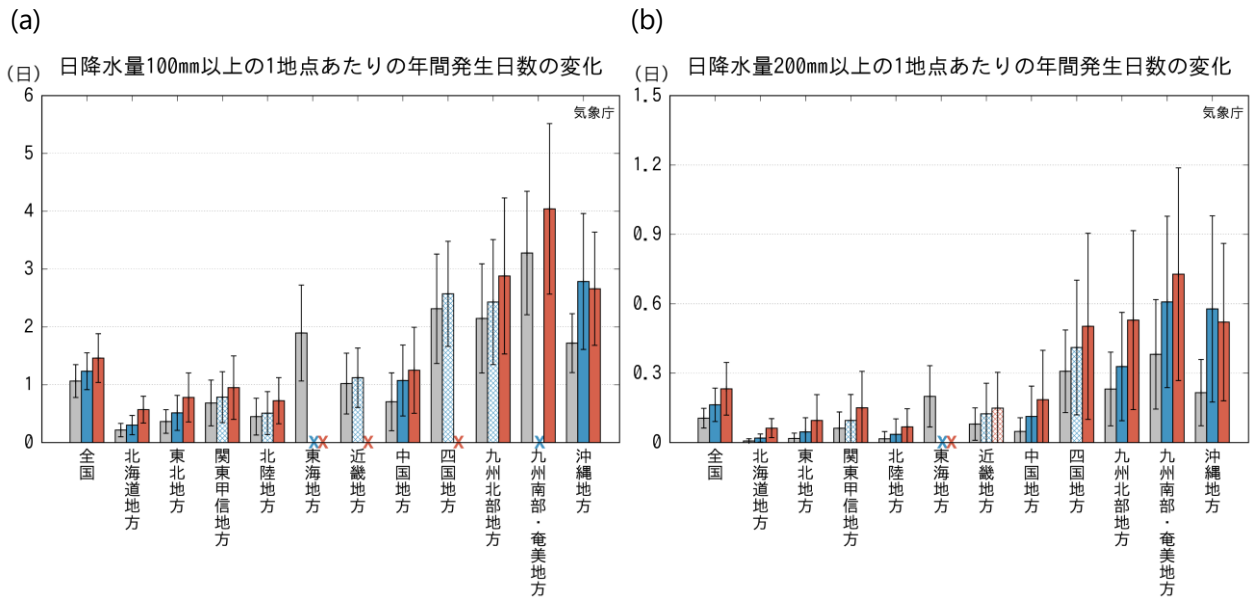


図 5.2.12　全国及び地域別の 1 地点当たりの日降水量 100 mm 以上及び 200 mm 以上の発生日数（日/年）
(a) が日降水量 100 mm 以上、(b) が 200 mm 以上の年間発生日数。いずれも本報告書の予測による。棒グラフはそれぞれの大雨の発生日数、細い縦線は年々変動の幅。棒グラフの色は灰色が 20 世紀末（1980～1999 年平均）、青が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、赤が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末（2076～2095 年平均）に対応する。2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、20 世紀末と 21 世紀末の差が信頼水準 90%で有意（有意でない）ことを示す。予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低い予測は棒グラフではなく×で示す。なお、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。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」参照。

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 以上の発生日数（平均値及び年々変動の幅）（日/年）

いずれも本報告書の予測による。20 世紀末（1980～1999 年平均）、21 世紀末（2076～2095 年平均）（2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、4°C 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。「--------」は、予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低いため予測結果として示していない。

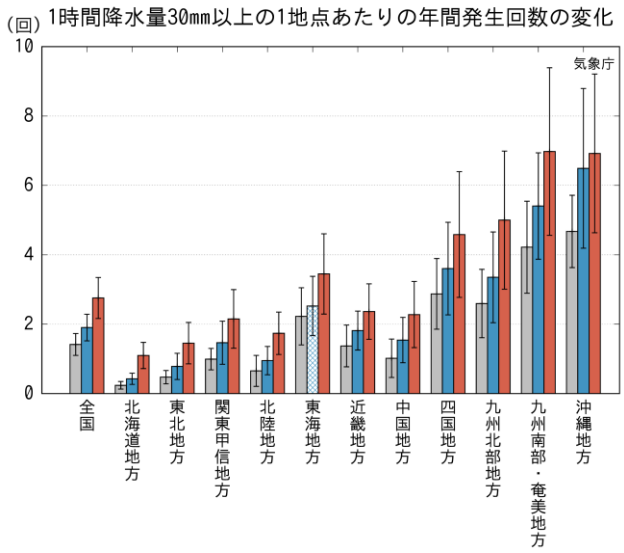
地域	日降水量 100 mm 以上、単位（日/年）			日降水量 200 mm 以上、単位（日/年）		
	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	1.1 ± 0.3	1.2 ± 0.3	1.5 ± 0.4	0.1 ± 0.0	0.2 ± 0.1	0.2 ± 0.1
北海道地方	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2	0.6 ± 0.2	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0
東北地方	0.4 ± 0.2	0.5 ± 0.3	0.8 ± 0.4	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.1
関東甲信地方	0.7 ± 0.4	0.8 ± 0.4	1.0 ± 0.5	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.2
北陸地方	0.4 ± 0.3	0.5 ± 0.4	0.7 ± 0.4	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.1
東海地方	1.9 ± 0.8	--------	--------	0.2 ± 0.1	--------	-------
近畿地方	1.0 ± 0.5	1.1 ± 0.5	--------	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.2
中国地方	0.7 ± 0.5	1.1 ± 0.6	1.3 ± 0.7	0.0 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.2
四国地方	2.3 ± 0.9	2.6 ± 0.9	--------	0.3 ± 0.2	0.4 ± 0.3	0.5 ± 0.4
九州北部地方	2.1 ± 0.9	2.4 ± 1.1	2.9 ± 1.3	0.2 ± 0.2	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.4
九州南部・奄美地方	3.3 ± 1.1	--------	4.0 ± 1.5	0.4 ± 0.2	0.6 ± 0.4	0.7 ± 0.5
沖縄地方	1.7 ± 0.5	2.8 ± 1.2	2.7 ± 1.0	0.2 ± 0.1	0.6 ± 0.4	0.5 ± 0.3

また、本報告書の予測では、4°C 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、50 mm 以上及び 3 時間 100 mm 以上の短時間の大雨回数（年間）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 5.2.3）。これは CMIP6 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、全国平均の年間発生回数は 1 時間降水量 30 mm 以上では約 1.9 倍、1 時間降水量 50 mm 以上では約 3.0 倍、3 時間降水量 100 mm 以上では約 3.0 倍に増加する。

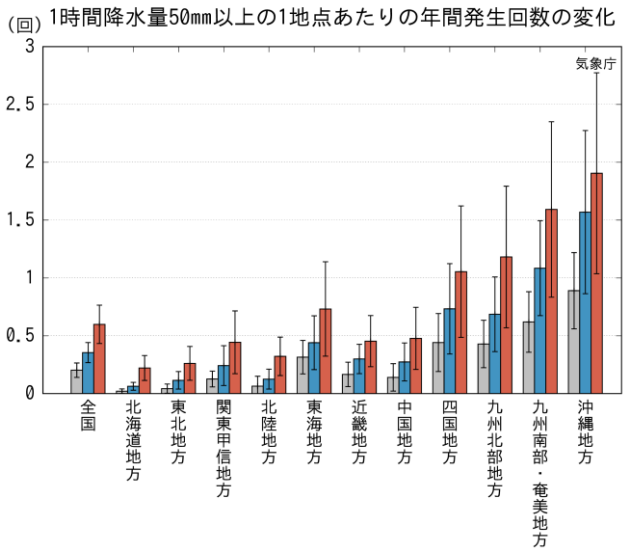
2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合も、全国的に有意な増加が予測される（確信度が高い）。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）と比較すると、増加幅は概して小さくなる。全国平均の年間発生回数は、1 時間降水量 30 mm 以上では約 1.3 倍、1 時間降水量 50 mm 以上では約 1.8 倍、3 時間降水量 100 mm 以上のでは約 1.8 倍に増加する。

なお、以上の結果について、一般に予測対象の空間スケールが小さいほど、予測の不確実性は大きくなることには注意が必要である。

(a)



(b)



(c)

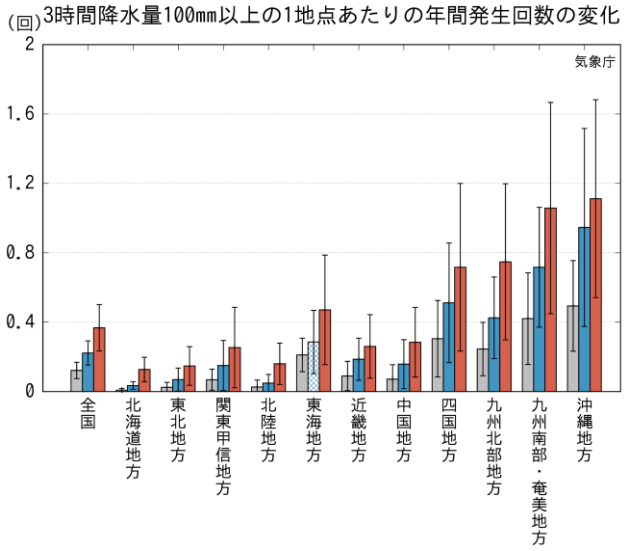


図 5.2.13　全国及び地域別の 1 地点当たりの 1 時間降水量 30 mm 以上、50 mm 以上、3 時間降水量 100 mm 以上の発生回数（回/年）

(a) が 1 時間降水量 30 mm 以上、(b) が 50 mm 以上、(c)が 3 時間降水量 100 mm 以上の年間発生回数。いずれも本報告書の予測による。図の見方は図 5.2.12 と同じ。

表 5.2.3　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、50 mm 以上、3 時間降水量 100 mm 以上の発生回数（平均値及び年々変動の幅）（回/年）
いずれも本報告書の予測による。表の見方は表 5.2.2 と同じ。

地域	1 時間降水量 30 mm 以上 単位（回/年）			1 時間降水量 50 mm 以上 単位（回/年）		
	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	1.4 ± 0.3	1.9 ± 0.4	2.8 ± 0.6	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.1	0.6 ± 0.2
北海道地方	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.2	1.1 ± 0.4	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	0.2 ± 0.1
東北地方	0.5 ± 0.2	0.8 ± 0.4	1.5 ± 0.6	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.3 ± 0.1
関東甲信地方	1.0 ± 0.3	1.5 ± 0.6	2.2 ± 0.8	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.2	0.4 ± 0.3
北陸地方	0.7 ± 0.4	1.0 ± 0.4	1.7 ± 0.6	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1	0.3 ± 0.2
東海地方	2.2 ± 0.8	2.5 ± 0.9	3.4 ± 1.2	0.3 ± 0.1	0.4 ± 0.2	0.7 ± 0.4
近畿地方	1.4 ± 0.6	1.8 ± 0.6	2.4 ± 0.8	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.1	0.5 ± 0.2
中国地方	1.0 ± 0.6	1.5 ± 0.7	2.3 ± 1.0	0.1 ± 0.1	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.3
四国地方	2.9 ± 1.0	3.6 ± 1.3	4.6 ± 1.8	0.4 ± 0.3	0.7 ± 0.4	1.1 ± 0.6
九州北部地方	2.6 ± 1.0	3.4 ± 1.3	5.0 ± 2.0	0.4 ± 0.2	0.7 ± 0.3	1.2 ± 0.6
九州南部・奄美地方	4.2 ± 1.3	5.4 ± 1.5	7.0 ± 2.4	0.6 ± 0.3	1.1 ± 0.4	1.6 ± 0.8
沖縄地方	4.7 ± 1.0	6.5 ± 2.3	6.9 ± 2.3	0.9 ± 0.3	1.6 ± 0.7	1.9 ± 0.9

地域	3 時間降水量 100 mm 以上 単位（回/年）		
	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	0.1 ± 0.0	0.2 ± 0.1	0.4 ± 0.1
北海道地方	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1
東北地方	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.1	0.1 ± 0.1
関東甲信地方	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2
北陸地方	0.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.1
東海地方	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.3
近畿地方	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2
中国地方	0.1 ± 0.1	0.2 ± 0.1	0.3 ± 0.2
四国地方	0.3 ± 0.2	0.5 ± 0.3	0.7 ± 0.5
九州北部地方	0.2 ± 0.2	0.4 ± 0.2	0.7 ± 0.4
九州南部・奄美地方	0.4 ± 0.3	0.7 ± 0.3	1.1 ± 0.6
沖縄地方	0.5 ± 0.3	0.9 ± 0.6	1.1 ± 0.6

2)　年最大降水量

本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）では、4°C 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）と比べて全国的に有意に増加する（図 5.2.14; 表 5.2.4）。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 20km モデルによる予測結果は CMIP5/6 による予測結果の幅にほぼ収まっている（図 5.1.14、図 5.2.14）ため、確信度は高

い。また、多くの地域で将来変化量が 20 世紀末の年々変動の幅（年々変動に加え、メンバー間のばらつきを考慮した標準偏差。詳細は付録 B.1.3 参照）より大きくなっており、1 年当たり一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°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合も、関東甲信、北陸、東海、近畿地方を除いて有意な増加が予測されている。全球 20km モデルによる予測結果は CMIP5/6 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 5.1.12、図 5.1.14）ことから、確信度は高い。4°C 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るものの、全国平均では 20 世紀末の年々変動幅は上回る。沖縄地方では 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の方が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）より変化量が大きく予測されているが、大雨の発生頻度と同様に不確実性が大きいと考えられる。年最大日降水量についても、一般に予測対象の空間スケールが小さいほど、予測の不確実性は大きくなる。

年最大 72 時間降水量においても、将来変化量に見られる特徴は年最大日降水量とおおむね同様である（図 5.2.15; 表 5.2.5）。

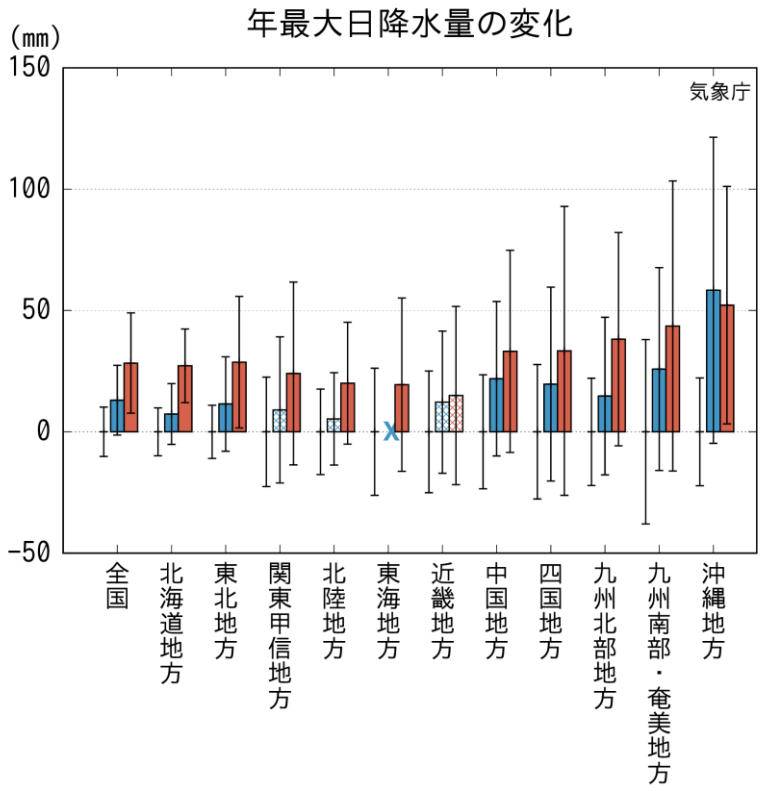


図 5.2.14　本報告書の予測による年最大日降水量の将来変化（mm）

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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）に、青が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）に、それぞれ対応する。棒グラフの塗りつぶし（網掛け）は、20 世紀末と 21 世紀末の差が信頼水準 90%で有意な（有意でない）ことを示す。予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低い予測は棒グラフではなく×で示す。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。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」参照。

表 5.2.4　本報告書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）（mm）
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。「--------」は、予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低いため予測結果として示していない。

地域	2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6） 単位（mm）	4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5） 単位（mm）
全国	13.0 ± 14.4	28.3 ± 20.6
北海道地方	7.3 ± 12.5	27.2 ± 15.2
東北地方	11.5 ± 19.5	28.7 ± 27.1
関東甲信地方	9.0 ± 30.1	24.1 ± 37.7
北陸地方	5.3 ± 19.0	20.1 ± 25.1
東海地方	--------	19.4 ± 35.7
近畿地方	12.2 ± 29.3	15.0 ± 36.7
中国地方	21.9 ± 31.8	33.2 ± 41.7
四国地方	19.7 ± 39.9	33.4 ± 59.5
九州北部地方	14.7 ± 32.5	38.2 ± 44.0
九州南部・奄美地方	25.9 ± 41.8	43.6 ± 59.8
沖縄地方	58.3 ± 63.1	52.2 ± 48.9

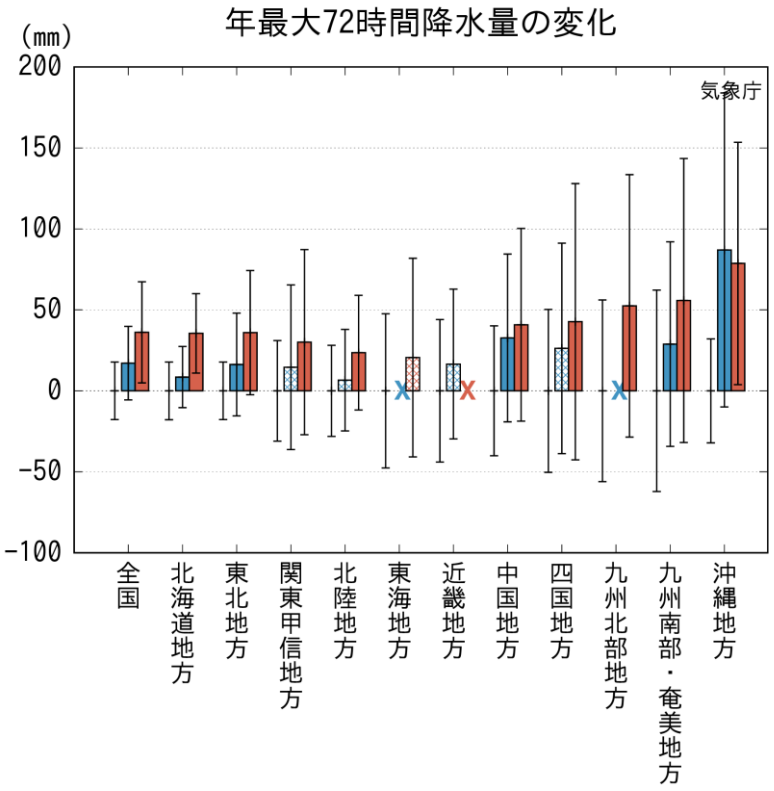


図 5.2.15　本報告書の予測による年最大 72 時間降水量の将来変化（mm）
図の見方は図 5.2.14 と同じ。

表 5.2.5　本報告書の予測による年最大 72 時間降水量の将来変化（平均値及び年々変動の幅の値）（mm）
表の見方は表 5.2.4 と同じ。

地域	2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6） 単位（mm）	4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5） 単位（mm）
全国	17.1 ± 22.7	36.1 ± 31.2
北海道地方	8.5 ± 18.9	35.5 ± 24.5
東北地方	16.3 ± 31.8	36.0 ± 38.4
関東甲信地方	14.6 ± 50.8	30.1 ± 57.2
北陸地方	6.6 ± 31.3	23.6 ± 35.4
東海地方	--------	20.6 ± 61.3
近畿地方	16.5 ± 46.3	--------
中国地方	32.7 ± 51.8	40.8 ± 59.5
四国地方	26.2 ± 65.0	42.7 ± 85.3
九州北部地方	--------	52.5 ± 81.0
九州南部・奄美地方	28.9 ± 63.2	55.8 ± 87.7
沖縄地方	87.0 ± 97.0	78.7 ± 74.8

大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、数時間といった短時間の大雨の発生頻度が増加することを示し、中北ほか（2018）はその要因についても解析した。また、Murata et al. (2017) は、本報告書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の大雨強度が強まると予測されることを示した。Miyasaka et al. (2020) は、関東地方における顕著な降水事例の将来変化について調べ、地球温暖化が進行した時には、より顕著な降水事例の強度がより強まることを示した。Murata et al. (2022) は、4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）における日本付近の短時間の大雨（月最大 1 時間降水量）の変化要因を調べ、沖縄付近では梅雨前線が現在と比べて南寄りに位置することに関連した水蒸気収束の効果により、地球温暖化に伴い熱力学的に想定される降水量の変化（クラウジウス・クラペイロンの理論関係式、第 5.3 節参照）以上の変化が現れる可能性を示した。Endo et al. (2022) は、北西太平洋及び東アジア域において地球温暖化に伴う極端降水の変化を調べ、より高緯度ほど増加傾向が大きいと予測されることを示した。Mizuta et al. (2022) は、地球温暖化レベルと年最大日降水量の関係性を調べ、両者は全球だけではなく日本の陸域においても比例関係にあることを示した。

3)　無降水日数

同じく本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）では、4°C 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）の年間日数は、20 世紀末（1980～1999 年平均）と比べて北海道地方を除き全国的に有意に増加する（図 5.2.16; 表 5.2.6）。CMIP6 による予測でも日本付近で増加傾向が示されており（例えば IPCC (2021) の Figure 8.15(e)）、観測結果の項で示した観測データにおける無降水日数の有意な増加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°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、全国平均及び多くの地域で増加傾向が見られるものの、ほとんどの地方で有意な変化ではない（確信度が低い）。地域別に見ると、関東甲信、近畿で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大きい。

大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。

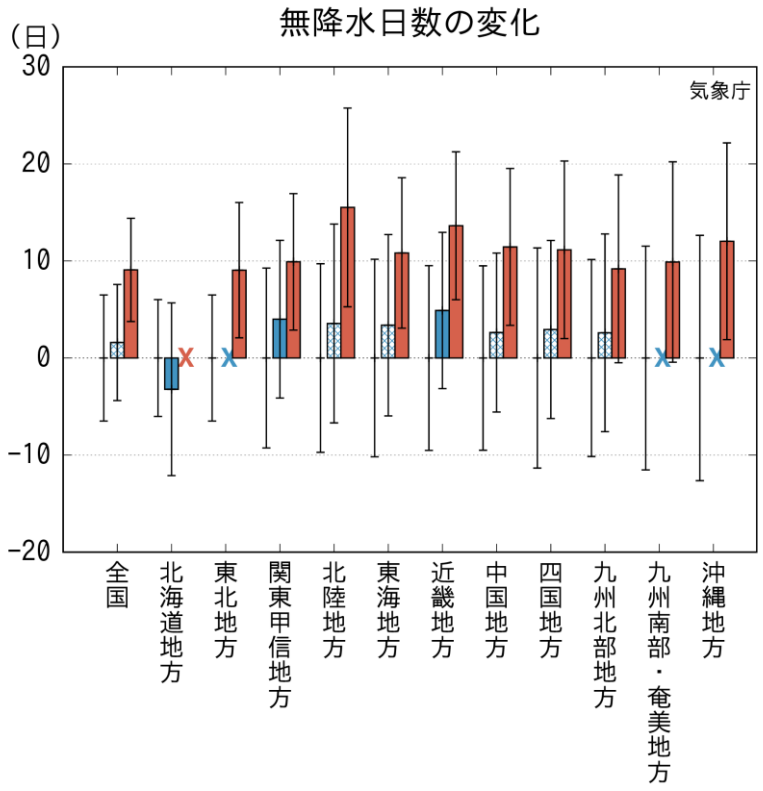


図 5.2.16　本報告書の予測による 1 地点当たりの無降水日の年間日数の将来変化（日）
図の見方は図 5.2.14 と同じ。

表 5.2.6　本報告書の予測による、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 5.2.4 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。「--------」は、予測メンバー間で変化傾向が一致しないなど、信頼性が低いため予測結果として示していない。

地域	2°C 上昇シナリオ（RCP2.6） 単位（日）	4°C 上昇シナリオ（RCP8.5） 単位（日）
全国	1.6 ± 6.0	9.1 ± 5.3
北海道地方	−3.2 ± 8.9※	--------
東北地方	--------	9.1 ± 7.0
関東甲信地方	4.0 ± 8.1	9.9 ± 7.0
北陸地方	3.6 ± 10.2	15.5 ± 10.2
東海地方	3.4 ± 9.3	10.8 ± 7.8
近畿地方	4.9 ± 8.1	13.6 ± 7.6
中国地方	2.6 ± 8.2	11.4 ± 8.1
四国地方	2.9 ± 9.2	11.2 ± 9.1
九州北部地方	2.6 ± 10.2	9.2 ± 9.7
九州南部・奄美地方	--------	9.9 ± 10.3
沖縄地方	--------	12.0 ± 10.1

※ これまでの観測の長期変化傾向と将来予測の傾向が異なっており、予測の不確実性が大きいと考えられることから参考値として掲載。研究の進展を踏まえて今後の動向を注視する必要がある。

(3)　極端な大雨の発生頻度と強度の将来予測

d4PDF（『気候予測データセット 2022』に全球及び日本域確率的気候予測データとして収録。コラム 4 及び付録 A.2.4 参照）を用いた解析[72]によると、工業化以前の気候において 100 年当たり一回の発生頻度であったような極端な大雨が、20 世紀末の気候（1981 年～2010 年）では、地球温暖化の進行に伴い、工業化以前と比べて約 1.5 倍（約 67 年当たり一回の発生頻度）に増加したと考えられる（全国平均; 表 5.2.7）。更に、世界平均地表気温が 4°C 上昇した気候下においては、工業化以前と比べて全国平均で約 5.3 倍（約 19 年当たり一回の発生頻度）になると予測される。また、100 年当たり一回の頻度で発生する大雨時の降水量は、4°C 上昇時には工業化以前と比べて全国平均で約 32%増加すると予測される（表 5.2.8、強度の増加）。ここで、大雨は年最大日降水量から定義している。つまり、工業化以前の気候における 100 年当たり一回の頻度で発生する極端な大雨が仮に日降水量 300 mm であったとすると、4°C 上昇時には、このような大雨の発生頻度が約 5.3 倍に上がるとともに、100 年当たり一回の確率で、400 mm 近い日降水量の大雨が発生する可能性があることを意味する。パリ協定の温度目標とされている 2°C 上昇や、より高い努力目標の 1.5°C 上

72 年最大日降水量データを用いて解析した。このため、「100 年当たり一回の頻度で発生する大雨」が年に 2 回以上起きても 1 回とカウントされており、倍率の上限値は 100 となることに注意。また、付録 A.2.4 に記載の通り、ここでは水平解像度が 20km の気候モデルの出力結果を解析していることから、空間スケールの小さい現象（例えば、線状降水帯に伴う極端な大雨等）は十分考慮できていない可能性があるため注意。

昇であっても、全国平均で見ると発生頻度は各々約 2.8 倍、約 2.3 倍、強度は各々約 17%、約 13% 増加することが予測される。こうした全国的な傾向の予測結果は、IPCC による全球規模の予測や第 5.2.1 項で示した観測結果とおおむね整合しており、確信度は高い。10 年当たり一回、30 年当たり一回、50 年当たり一回といった発生頻度の極端な大雨についても、増加幅は異なるものの、いずれも発生頻度、強度ともに増加することが予測される。解析手法は異なるが、IPCC (2021) で報告されている世界の陸域における 10 年当たり一回及び 50 年当たり一回の極端な大雨（年最大日降水量から定義）の発生頻度、強度の将来変化（IPCC, 2021; Figure 11.7, Figure 11.15）と比較すると、日本全国における変化はおおむね全球の陸域における変化と同程度である。

地域別に見た極端な大雨の発生頻度と強度の将来変化は、図 5.2.17、図 5.2.18、表 5.2.7、表 5.2.8 のとおりである。特に 2℃ 上昇時や 4℃ 上昇時においては、100 年当たり一回の極端な大雨の発生頻度、強度の増加が、北日本や東日本以西の太平洋側で大きい傾向が見られる。北日本で見られる大きい傾向には、北日本ほど将来予測の昇温量が大きく、大気中に含みうる水蒸気の増加量も大きいことが影響している可能性がある（第 4.2.2 項、第 5.3.3 項）。ただし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等が変化することも大きく影響することから、不確実性が大きくなることに注意が必要である。

このような極端な大雨は、線状降水帯等によってもたらされることも多い。気象庁気象研究所等による研究によると、地球温暖化の進行に伴い、線状降水帯[73]の発生頻度及び強度ともに増加することが指摘されている（Kawase et al., 2023b）。ただし、地球温暖化に伴う線状降水帯の変化についてはまだ知見が十分ではなく、更なる研究が必要である。

なお、1.5℃、2℃、4℃ 上昇が、各々将来いつ頃起こるのかは、IPCC (2021) で評価されているので、必要に応じて参照していただきたい[53]。{Cross-Section Box TS.1, Table 1}

73 気象庁が「顕著な大雨に関する気象情報」の 発表基準として定義しているものとは異なる。

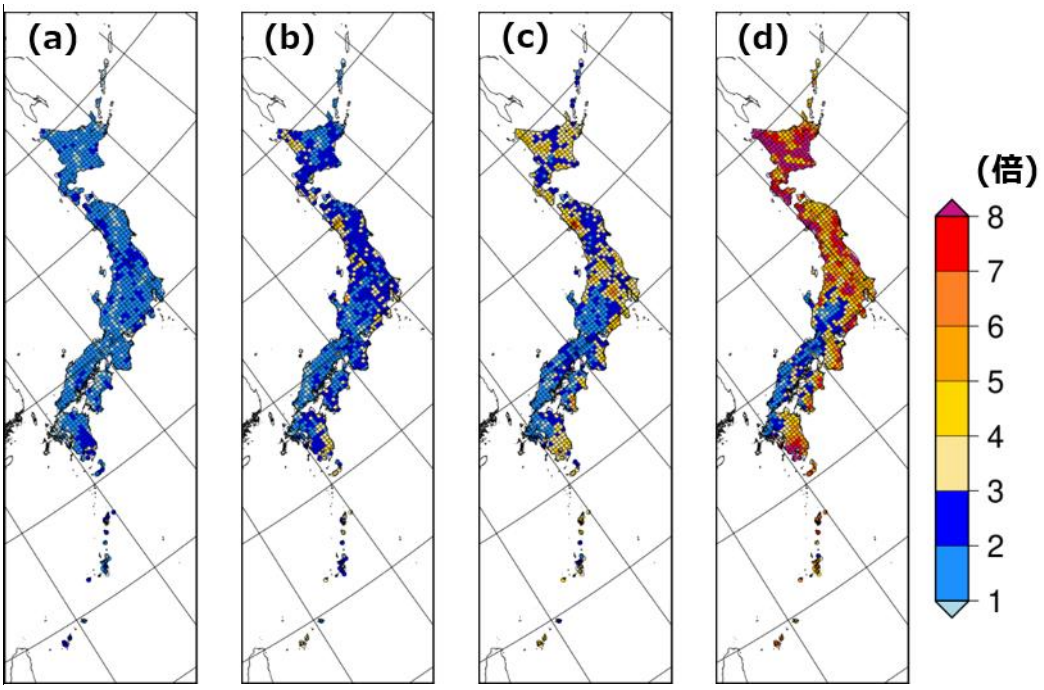


図 5.2.17　100 年当たり一回の極端な大雨（日降水量）の発生頻度の変化

工業化以前の気候下で 100 年当たり一回の頻度で発生すると想定される極端な大雨（日降水量）について、(a) 20 世紀末、世界平均地表気温の (b) 1.5°C、(c) 2°C、(d) 4°C 上昇時での発生頻度の変化（倍）を示す。

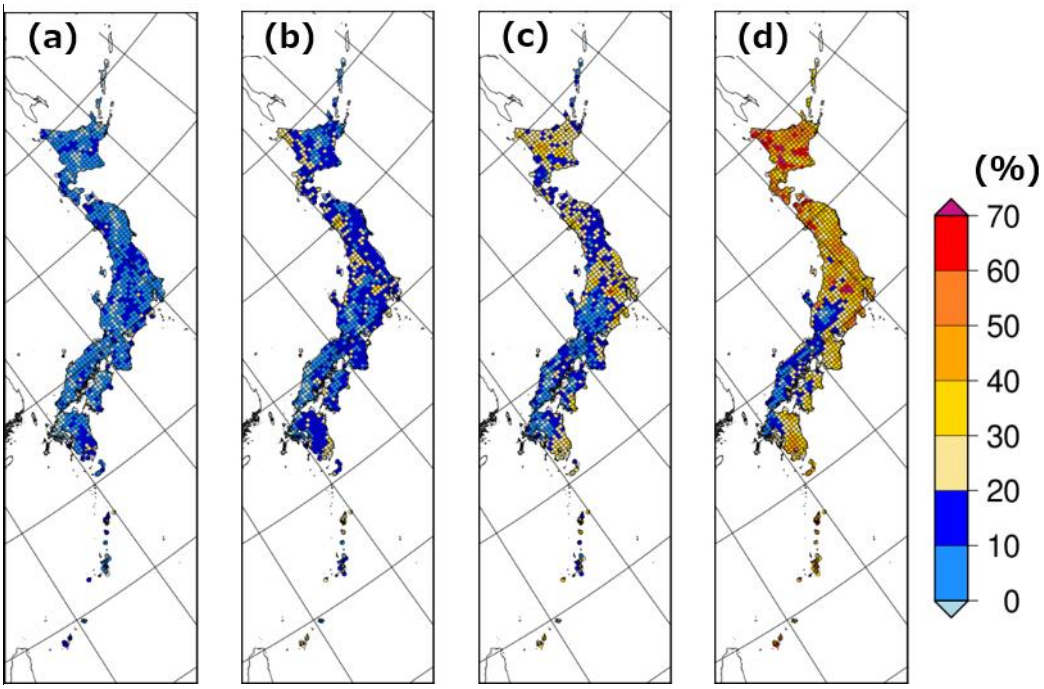


図 5.2.18　100 年当たり一回の極端な大雨（日降水量）の強度の変化

100 年当たり一回の頻度で発生する極端な大雨（日降水量）について、 (a) 20 世紀末、世界平均地表気温の (b) 1.5°C、(c) 2°C、(d) 4°C 上昇時での工業化以前と比べた強度の変化（%）を示す。

表 5.2.7　100 年当たり一回の極端な大雨（日降水量）の発生頻度の変化

工業化以前の気候下で 100 年当たり一回の頻度で発生すると想定される極端な大雨（日降水量）について、20 世紀末及び世界平均地表気温の各温度上昇時での発生頻度の変化を示す。数字は 100 年当たりの発生頻度。括弧内の数字は、ブートストラップ法によって見積もった信頼区間 90%の範囲。

地域	**工業化以前** **単位（回）**	**20 世紀末** **単位（回）**	**1.5°C 上昇** **単位（回）**	**2°C 上昇** **単位（回）**	**4°C 上昇** **単位（回）**
全国	1	1.5（1.0~2.0）	2.3（1.6~2.9）	2.8（2.1~3.4）	5.3（4.4~6.2）
北海道地方	1	1.4（0.9~1.8）	2.3（1.6~2.9）	3.3（2.5~4.0）	7.8（6.7~8.9）
東北地方	1	1.6（1.0~2.1）	2.6（2.0~3.3）	3.2（2.5~3.9）	6.5（5.4~7.5）
関東甲信地方	1	1.6（1.0~2.1）	2.3（1.6~2.9）	2.9（2.2~3.6）	4.9（3.9~5.7）
北陸地方	1	1.5（1.0~2.0）	2.5（1.9~3.2）	2.6（1.9~3.2）	4.6（3.7~5.5）
東海地方	1	1.5（1.0~2.0）	2.1（1.5~2.7）	2.6（1.9~3.2）	4.2（3.4~5.0）
近畿地方	1	1.3（0.8~1.8）	1.9（1.3~2.5）	2.1（1.4~2.6）	3.2（2.4~3.9）
中国地方	1	1.4（0.9~1.8）	1.5（0.9~1.9）	1.6（1.1~2.1）	2.2（1.6~2.8）
四国地方	1	1.3（0.8~1.8）	2.0（1.4~2.6）	2.5（1.9~3.2）	4.1（3.2~4.9）
九州北部地方	1	1.3（0.8~1.7）	1.7（1.2~2.2）	1.7（1.1~2.2）	3.0（2.3~3.7）
九州南部･奄美地方	1	2.3（1.6~2.9）	3.1（2.3~3.8）	3.6（2.8~4.3）	6.9（5.9~8.0）
沖縄地方	1	1.7（1.1~2.2）	2.6（1.9~3.3）	3.5（2.7~4.3）	5.3（4.3~6.2）

表 5.2.8　100 年当たり一回の極端な大雨（日降水量）の強度の変化

100 年当たり一回の頻度で発生する極端な大雨（日降水量）について、20 世紀末及び世界平均地表気温の各温度上昇時での工業化以前と比べた強度（%）の変化を示す。括弧内の数字は、ブートストラップ法によって見積もった信頼区間 90%の範囲。

地域	**工業化以前**	**20 世紀末** **単位（%）**	**1.5°C 上昇** **単位（%）**	**2°C 上昇** **単位（%）**	**4°C 上昇** **単位（%）**
全国	—	6（-2~12）	13（5~20）	17（9~25）	32（22~41）
北海道地方	—	4（-3~11）	14（6~21）	23（14~31）	48（37~58）
東北地方	—	7（-1~13）	16（8~24）	21（13~29）	41（30~50）
関東甲信地方	—	7（-1~13）	15（7~23）	21（12~30）	37（25~47）
北陸地方	—	6（-1~13）	17（8~26）	16（8~24）	30（20~39）
東海地方	—	6（-1~13）	10（3~17）	16（7~24）	28（18~37）
近畿地方	—	4（-3~12）	11（3~19）	11（3~18）	22（11~30）
中国地方	—	5（-3~12）	6（-2~13）	9（1~16）	14（5~21）
四国地方	—	2（-3~8）	11（3~18）	14（6~21）	25（14~32）
九州北部地方	—	3（-5~10）	8（0~16）	8（0~16）	20（11~28）
九州南部･奄美地方	—	13（6~20）	18（11~25）	23（14~31）	39（28~48）
沖縄地方	—	7（0~13）	16（7~22）	24（12~31）	44（36~52）

5.3　背景要因

5.3.1　世界における降水量変化の背景要因

最初に、世界全体の総降水量変化の要因について説明する。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°C 上昇するごとに約 7%増加するが、気候モデル計算によると、世界全体の総降水量は世界平均気温の 1°C 上昇当たり 1%～3%程度増加すると予測されており、飽和水蒸気量の増加割合（1°C 上昇当たり約 7%増加）と比べて少ない。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）。もう少し詳しく説明すると、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、その一部は蒸発に使われ、上空で降水になる過程で凝結熱として放出される。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り（第 2 章参照）、大気中では凝結加熱量と放射冷却量の変化がバランスしている。気候モデル計算では、大気の放射冷却量は 1°C 上昇当たり 1%～3%増加するため、従ってこれとバランスするように世界平均降水量は 1%～3%増加する。

降水量の空間分布の変化は、大気中の水蒸気量の変化と大気循環の変化により説明される。大気中の飽和水蒸気量は、気温が 1°C 上昇するごとに約 7%増加する。気候モデルでは、大気中の水蒸気量もほぼこの割合で増加すると予測されている。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）。この大気中の水蒸気量の増加により大気循環で輸送される水蒸気量が増加するため、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、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、大気中の水蒸気量の増加は雨の降り方の変化にも影響を与える（詳しくは第 5.3.3 項を参照）。

降水量分布の変化の大まかな説明は上述のとおりであるが、これに大気循環の変化の影響を加味する必要がある。第 13.3 節によれば、全球規模の大気循環の変化は代表的なものとして 4 つある。すなわち、①対流圏上層のジェット気流の位置や強さの変化、②主に熱帯域における大気成層の安定化に伴う大規模な鉛直運動の抑制、③海陸間の温度コントラストの変化に伴うモンスーンの変化、④主に熱帯域における海面水温（SST）分布の変化である（①～④は第 13.3 節の記載順に従う）。①については、高低気圧の活動や経路が変化することで降水量分布が変化する。具体的には、地球温暖化に伴い高低気圧の経路が極側に移動するため、亜熱帯域の高緯度端では降水量が顕著に減少する（IPCC, 2013）。②については、現在気候における水蒸気の水平/鉛直輸送の空間パターンを弱めるため、上述の水蒸気増加に伴う変化：「湿潤地域の更なる湿潤化と乾燥地域の更なる乾燥化」の一部を相殺する（Ma et al., 2012; Chadwick et al., 2013）。③については、モンスーン気流の変化が水蒸気輸送を変化させることで降水量分布に影響を与える（詳しくは次項（第 5.3.2 項の(1)）を参照）。④については、SST 上昇が周囲に比べて相対的に大きい（小さい）海域上では大気の鉛直安定度が減少（増加）することにより上昇気流（下降気流）が励起され、降水量が増加（減少）する（Xie et al., 2010）。例えば、多くの気候モデルは太平洋赤道域で大きな SST 上昇と降水量増加を予測する（IPCC, 2021）。このような熱帯域の大気循環変化は、中・高緯度の大気循環や降水量にも遠隔影響を及ぼす。熱帯域の SST 分布の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性をもたらす（Mizuta et al., 2014; Xie et al., 2015）。

5.3.2　東アジアの降水量変化の背景要因

(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、モンスーン現象の視点から将来変化を理解することが重要である。地球温暖化に伴い、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、モンスーン地域の夏季降水量はおおむね増加すると予測されている（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 4.1.6）によりモンスーン循環は全般的にやや弱まるため（第 5.3.1 項第 3 段落の②の効果）、水蒸気増加による降水量増加の効果の一部は相殺される（Kitoh et al., 2013; IPCC, 2021）。モンスーン地域の降水量変化には地域性があり、東アジアや南アジアでは他のモンスーン地域よりも大きな降水量増加率が予測されている（Kitoh et al., 2013; IPCC, 2021）。この理由として、アジアではユーラシア大陸の昇温に伴い大陸・海洋間の温度差が増加してモンスーン循環を強化する働きがあるためと考えられる（Endo et al., 2018; He et al., 2020）。他方で、日本列島等のスケールでは、大気循環変化の効果が水蒸気増加の効果を上回って降水量減少をもたらす場合があり、大気循環変化はモデルの不確実性が大きいため（詳しくは第 13 章参照）、降水量変化は定性的な変化傾向を含めて不確実性が大きい（Ose, 2019a）。そのほかに、図 5.3.1 が示すように人間活動に伴うエーロゾルや土地利用の変化もモンスーンに影響を与える。人為起源エーロゾルの増加は、南アジアや東アジアの一部では降水量を減少させる方向に働く。近未来予測では人為起源エーロゾルの変化は重要な強制因子である（IPCC, 2021）。

初夏の東アジアでは、梅雨前線が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）。地球温暖化に伴う梅雨降水帯の変化の背景要因としては、①水蒸気量増加と②上空の偏西風の変化が重要である。①の変化は梅雨降水帯の強化をもたらし、この定性的な変化におけるモデルの不確実性は小さい。②の変化は初夏と盛夏で異なる傾向を示す。すなわち、初夏の東アジアの偏西風は季節的北上が遅れる一方、盛夏になると偏西風は弱まる傾向が予測されている。ただし、モデルの違いによる不確実性が大きく、特に 7 月は初夏と盛夏の変化が拮抗するため不確実性が大きい（Endo et al., 2021）。これらの結果として、初夏（6 月）の梅雨降水帯は強化される（確信度は中程度）が、梅雨降水帯の季節的な北上や弱化のタイミングに関する予測の不確実性は大きい。盛夏（ 8 月）に全球 20 km/60 km モデルで予測されている日本列島付近の太平洋側の降水量減少については、上層の偏西風の弱化の影響（Endo et al., 2021）や中下層の下降流を伴う北風偏差の影響（Ose, 2019a）が考えられる（詳しくは第 13 章参照）。

(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 13 章参照）。これらの結果、東アジアの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 13 章参照）、日本付近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。

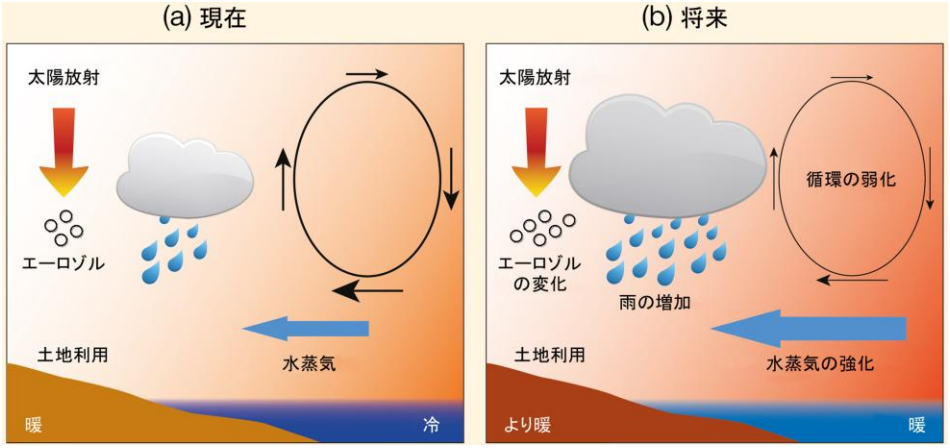


図 5.3.1　人間活動がモンスーンの降水量に与える主な影響に関する概略図
（IPCC, 2013; FAQ14.1, Figure 1 を和訳・転載。）

5.3.3　　雨の降り方の変化の背景要因

大雨の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。第 5.3.1 項で述べたとおり、空気中に含まれうる水蒸気量（飽和水蒸気量）は気温が 1°C 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は気温の上昇に伴い増加する。ここで、ある特定の頻度（例えば年に一度）での強度が増加すると、ある特定の強度（例えば日降水量 100mm）を超える頻度が高くなることになる。どちらの見方をするかによって変化の大きさが異なって見えることに注意が必要である。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 5.1.11）。

1 時間などの短時間に降る大雨については、気温上昇 1°C 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 4.2.1）の変化傾向について、統計期間を年最大日降水量（図 5.2.6(a)）と同じ 1976 年以降として算出すると、10 年当たり 0.30°C となり、年最大日降水量の変化傾向との比は約 10%/°C 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°C 当たり 7%を上回る変化が発生していることも考えられる。

また、大雨の強度と頻度の増加とともに、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、第 5.3.1 項で示したとおり、世界の総降水量は世界平均地表気温が 1°C 上昇するごとに 1%から 3%程度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

いる大雨の増加と比べて小さいことが挙げられる。総降水量に対して一回当たりの降水が増えるため、これに対応して次の降水までの時間が長くなることになるためである。降水の頻度は減少し、雨の降らない日が増加することになる。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ことも、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関連すると指摘されている（Giorgi et al., 2011; Trenberth, 2011）。

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、総降水量に対して一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。日本における観測結果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。それに加えて、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「乾燥地域の更なる乾燥化」が起きる（5.3.1 項）ため、そのように総降水量が減少する地域では降水頻度の減少、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。

コラム7.　極端現象の確率的表現について

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

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

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

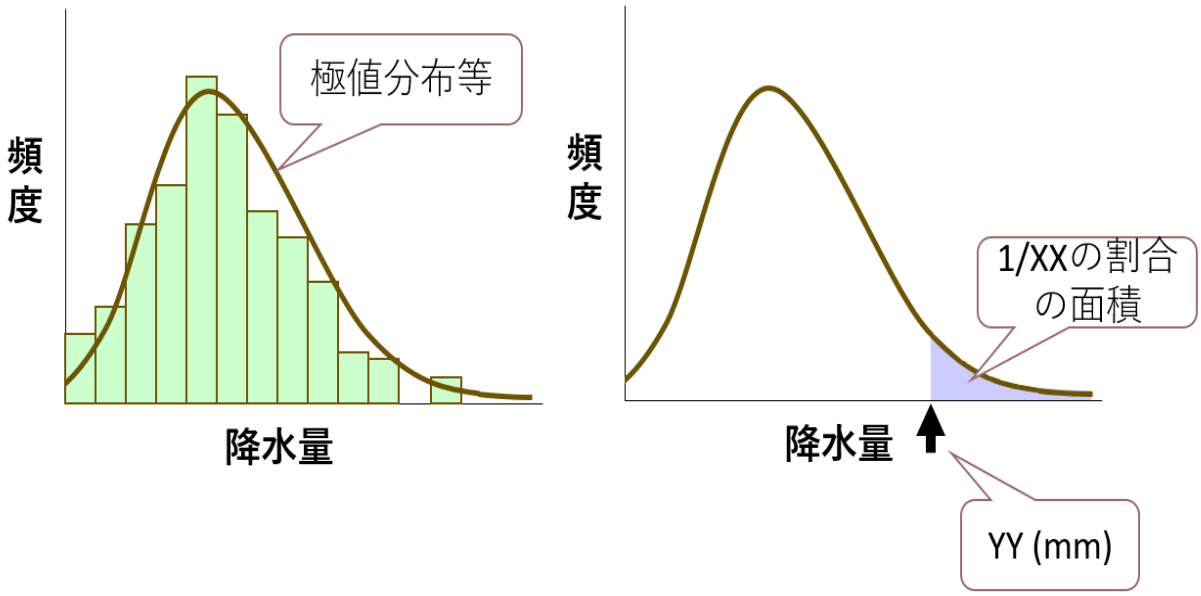


図 コラム 7.1　再現期間の推定方法

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

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

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

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

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

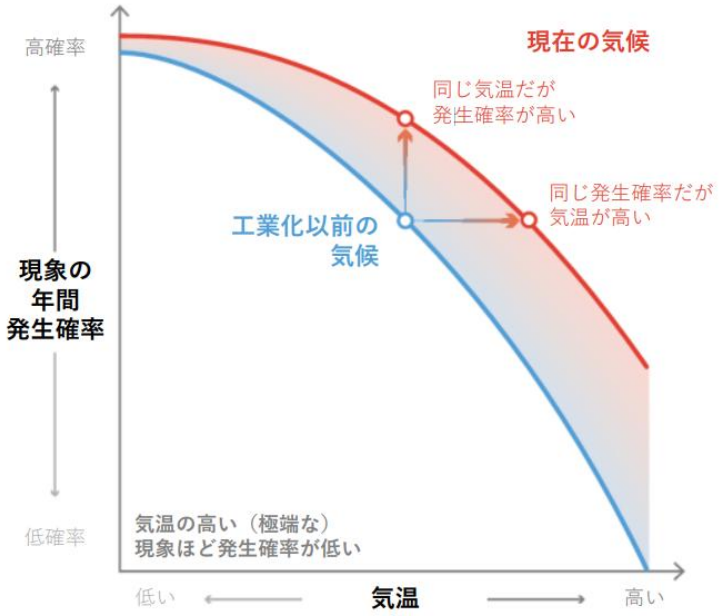


図 コラム 7.2　極端現象の頻度と強度の変化

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

コラム8.　イベント・アトリビューション

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

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

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

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

1. 猛暑事例

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

---

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

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

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

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

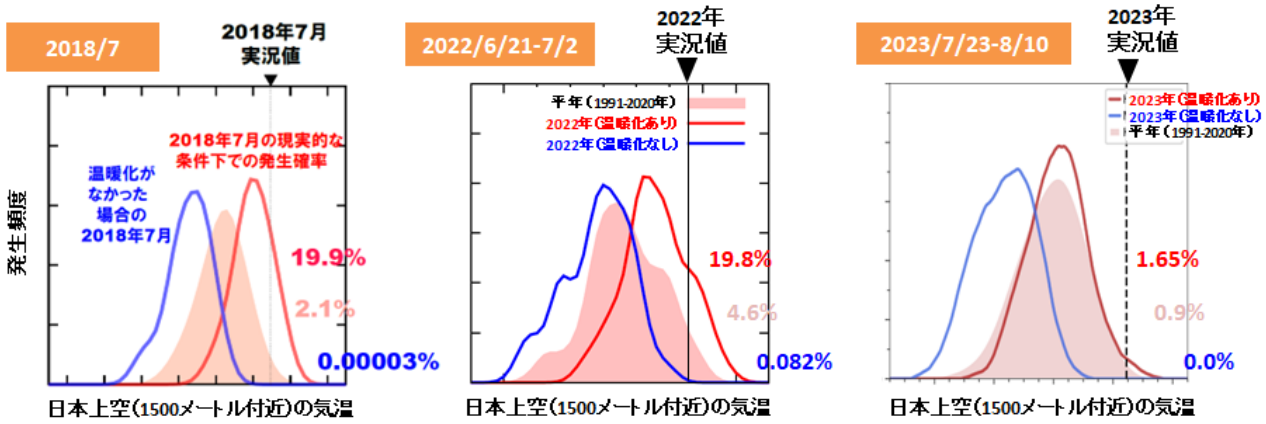


図 コラム 8.1　高温の発生確率

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

2.　豪雨事例

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

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

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

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

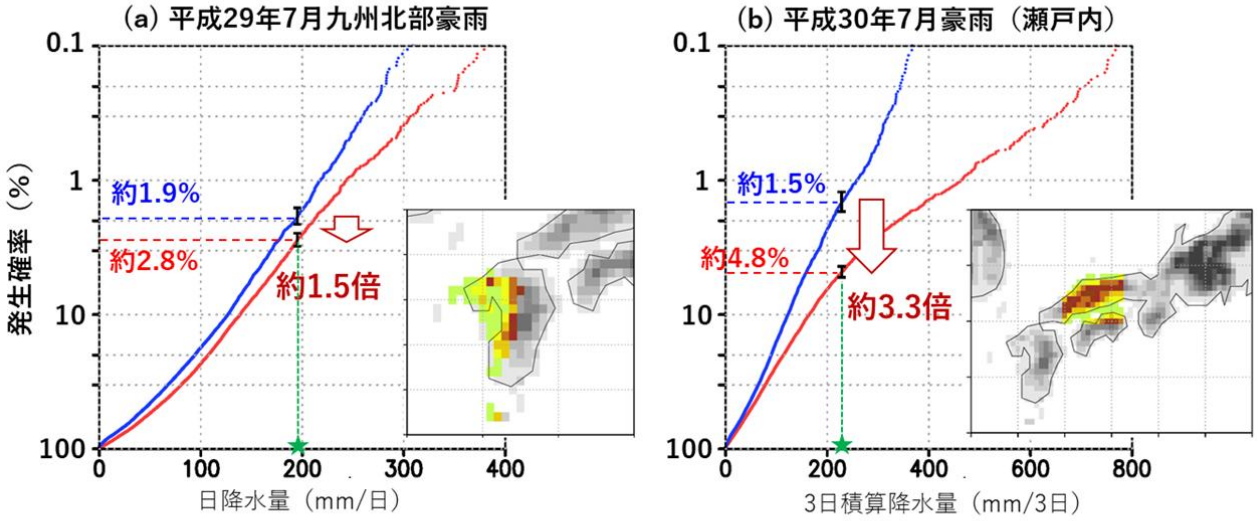


図 コラム 8.2　平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び平成 30 年 7 月豪雨に相当する時期及び地域における降水量と発生確率

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

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

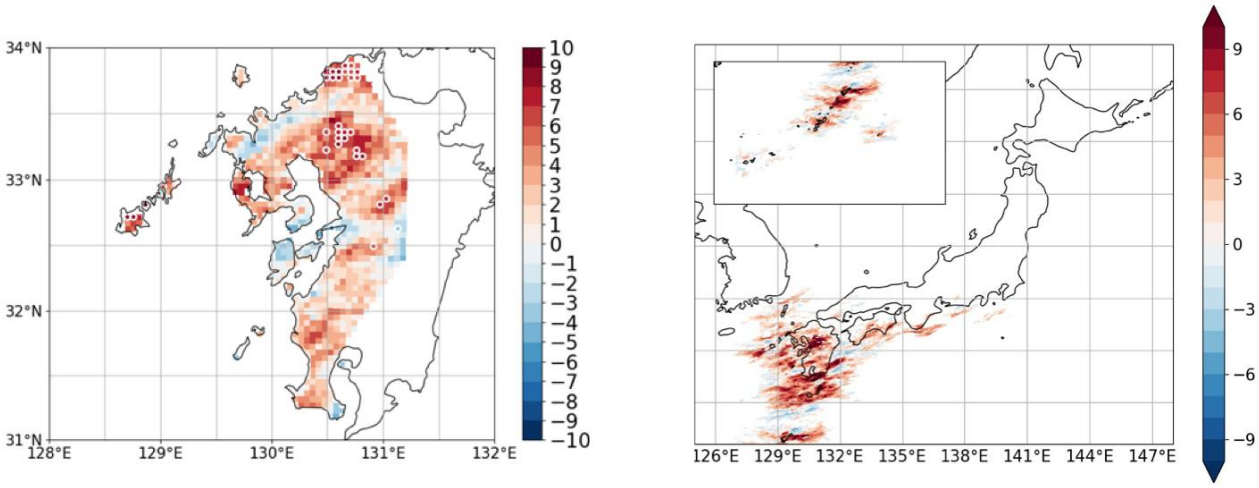


図 コラム 8.3　（左）平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び （右）令和 5 年梅雨期の大雨に相当する時期の線状降水帯の発生数

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

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

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

第6章　降雪・積雪

観測結果

- 1962 年以降に観測された日本の年最深積雪は、日本海側の各地域とも減少傾向が現れている。1 日に 20 cm 以上の降雪が観測される日数も、各地域で減少している。

将来予測

- 4°C 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°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南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。
- 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、本州の山間部や北海道の内陸部等の一部地域では、極端な大雪時の降雪量が増加する可能性はある（確信度は中程度）。

主に冬季の高緯度地域や山岳地域、日本では北日本や日本海側、本州中央部の山脈を特徴づける気象現象・気象要素として降雪、積雪がある。地上気温が低い時（0°C 付近以下の時）の降水が降雪であり、これが地上に積もったものが積雪である。地球温暖化が進行し、年間を通じて地上気温が上昇すれば、降雪が降雨となるため、降雪が起こる期間、そして積雪の期間も短くなる。そして積雪の減少は、地面での太陽放射吸収を増やし、地上気温の更なる上昇を引きおこす（6.3 (1) 参照）。降雪・積雪は、地球温暖化に伴って変化し、それを強化させる役割を果たす。

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おり、その量や季節の変化は農業などに与える影響は大きいだろう。また、比較的短い期間でのまとまった量の降雪（大雪）は、家屋等への被害、交通機関の障害などを通じて人々の生活にも大きな影響を与える場合がある（原田ほか, 2023）。

本章では気候変動に伴う降雪・積雪の変化について、観測結果と将来予測を示す。ここで、積雪を表す量としては積雪域面積、積雪量（積雪の水当量、積雪深）、積雪期間などが、降雪を表す量としては降雪頻度、降雪強度（ひと雪、または 1 日当たりの降雪量）などがある。なお、地表付近の雪氷関係の要素としては、世界的には（永久）凍土や氷河・氷床があり、特に後者の変化は海面水位に大きな影響を与えうるが、日本ではそれらの存在が限定的なことから、本章では触れない。

6.1　世界

6.1.1　観測結果

世界的に見て季節的な積雪は北半球の地表面の約 45%で発生する一方、南半球では地表面の 2%にも満たない（IPCC, 2021; 9.5）ことから、本項では北半球の積雪を中心に記載する。IPCC (2021) によると、北半球の春季の積雪域面積は、少なくとも 1978 年以降減少しており（*確信度が非常に高い*）、このような積雪域面積の減少傾向は 1950 年までさかのぼれる（*確信度が高い*）{2.3, TS.2.6, SPM A.1.5}。衛星観測が行われるようになった 1960 年代以降の時代より前の期間は観測データが限られるため、春から夏にかけての全期間について同様の評価を行うことはできない。1922 年以降、観測値に基づく北半球の 4 月の積雪域面積は、年変動や地域差があるものの、10 年当たり約 29 万（22～36 万）km² の割合で減少している {2.3, Figure 2.22}（図 6.1.1）。また、1950 年以降に観測された北半球の春季の積雪域面積の減少には、人間の影響が寄与した*可能性が非常に高い*とされて

いる {SPM A.1.5}。東アジアでは、1960 年代以降、中国の北西部、北東部、及び南東部、並びにチベット高原東部で、観測される降雪の頻度が減少し、平均強度が増加している {TS.4.3, 12.4}。春季の積雪域面積に関する研究に比べ、北半球の秋季の積雪の変化を扱った研究は少ない。これは、秋季には雲が持続して高緯度域では太陽からの照度が低下するため、光学衛星画像から積雪情報を取得するのが困難な時期である（IPCC, 2021; 9.5）ことが理由と考えられる。

気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視[77]するため、人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測値を解析し、1988 年以降の積雪域を求めている。北半球の積雪域面積には、平年では 10 月頃から拡大し始め、1、2 月に最も大きくなり、春にかけて縮小するという季節変動が見られる。積雪域面積の 1988～2024 年の過去 37 年間の経年変化は、北半球（北緯 30 度以北）では 1～2 月と 9～12 月に減少傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。一方、3～6 月には有意な変化傾向は確認できない（極大期と拡大期の代表として 2 月、11 月を図 6.1.2 に示す）。IPCC (2021) では、北半球の積雪域面積の変化傾向は 10～11 月の 2 か月間は負である（*確信度は中程度*）と評価していることから、これらの評価と整合的である {9.5}。

また、Hori et al. (2017) は人工衛星の光学センサーを用いて 5 km の空間分解能の積雪域面積データセットを開発し、1978 年以降の 38 年間の北半球の積雪域面積を解析した。これにより、北半球の全ての季節において積雪域面積には減少傾向があることを示している。

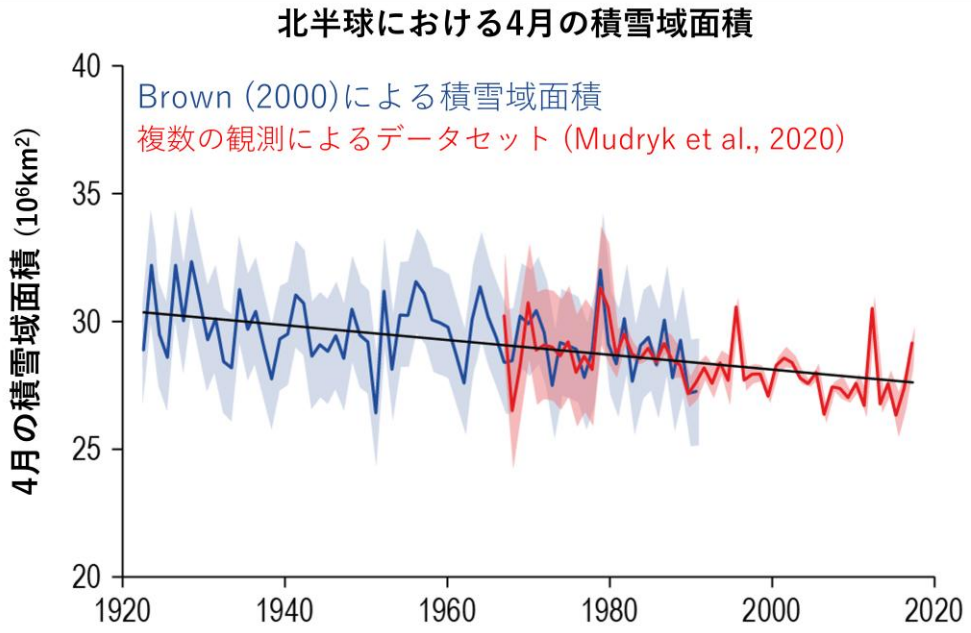


図 6.1.1　北半球における 4 月の積雪域面積の経年変化（10^6km^2）　（1922～2018 年）
実線（青、赤）は積雪域面積の推定値で、1922～1991 年の観測所の観測値（青）（Brown, 2000, 2002）と 1967～2018 年の複数の観測によるデータセットの記録（赤）に基づくものであり、網掛け部分は*可能性が非常に高い*範囲（90%信頼区間）を示す（Mudryk et al., 2020）。直線（黒）は 1922～2018 年のトレンドを示す。（IPCC, 2021; Figure 2.22 を和訳・転載。）

77 独自に開発した解析手法（気象庁, 2011）に基づいて人工衛星に搭載されたマイクロ波放射計による観測値を解析し、1988 年以降の積雪域を求めている。解析には、米国国防気象衛星プログラム（DMSP）衛星に搭載されたマイクロ波放射計（SSM/I 及び SSMIS）及び宇宙航空研究開発機構（JAXA）の地球環境変動観測ミッション水循環変動観測衛星（GCOM-W）に搭載されたマイクロ波放射計（AMSR2）の観測値を用いている。

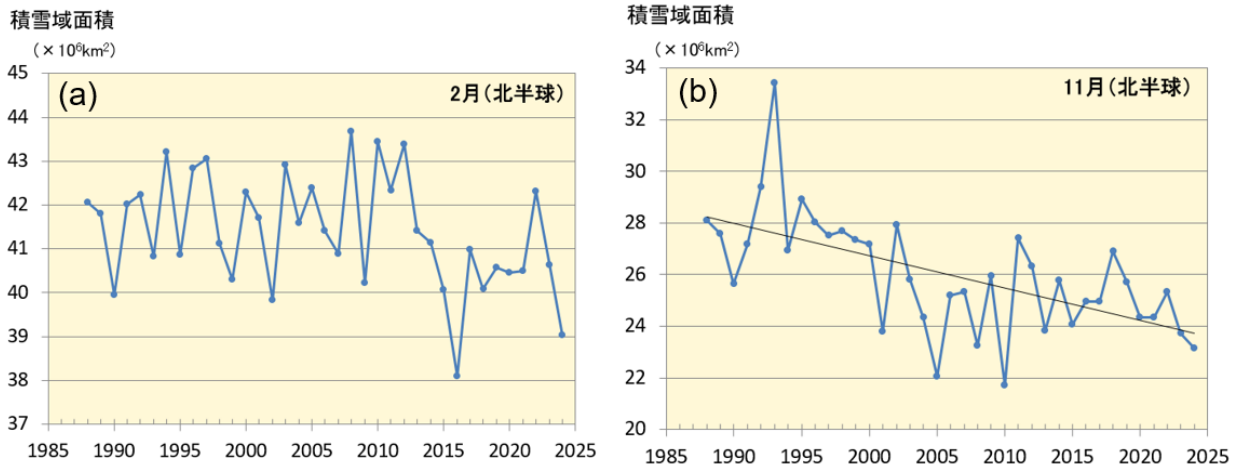


図 6.1.2　北半球（北緯 30 度以北）における積雪域面積の経年変化（1988～2024 年）((a):2 月、(b):11 月）
直線（黒）は信頼水準 95%で統計的に有意な変化傾向を示す。

6.1.2　　将来予測

降雪・積雪は温暖化に伴い、地上気温の上昇に加え、降水量の変化とも密接にかかわる形で変化する。北半球高緯度域の冬季地上気温は上昇し、それに対応してその季節積雪域ではほぼ全域において積雪域面積・積雪被覆率及び積雪期間が減少すると予測されている（図 6.1.3(a)）。他方、陸上高緯度域では冬季降水量の増加が予測されており、それに対応して、冬季を通じて非常に寒冷な領域では積雪量が増加すると予測されている（図 6.1.3(b)）。本項では IPCC (2021) に加え、海洋・雪氷圏の特別報告書である IPCC (2019) の内容も交えてそれらの特徴を中心に記す。そして、東アジアとその北部を例に、d4PDF （付録 A.2.4 参照）による予測結果を紹介する。

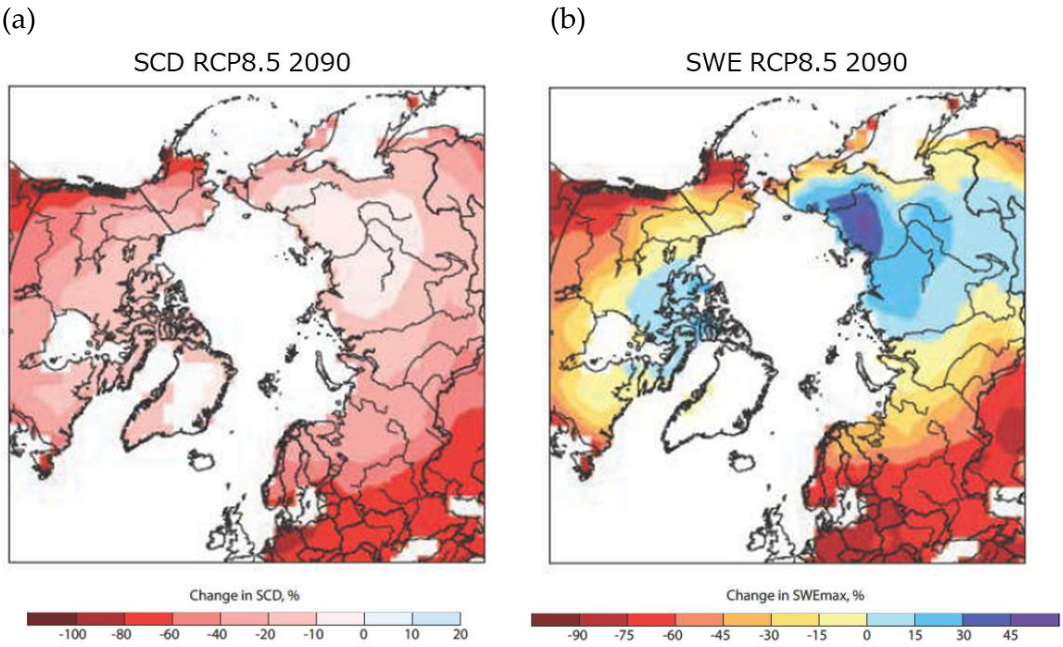


図 6.1.3　CMIP5 における積雪期間と積雪水当量の変化率
CMIP5 の 16 モデルによる、北半球高緯度域での、(a)積雪期間と(b)年最大月での積雪水当量の変化率。いずれも 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）での 1986～2005 年平均に対する 2090 年での、50 パーセンタイル値。これらの図はそれぞれ、Brown et al.(2017) の Fig.3.18、Fig.3.17 の一部である。

(1)　概要

第 4.1.2 項(1) にも記載されているように、地上気温上昇は海洋よりも陸域の方が、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*）。ここには第 4.3.1 項(1) にある海陸の違い、そして、第 4.3.2 項(2) ならびに 第 6.3 節(1) にある雪氷アルベドフィードバック、等の背景要因がある。IPCC (2019) ならびに IPCC (2021) などでは、結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）及び第 6 期(CMIP6) の予測等を基に、北半球季節積雪域ならびに山岳域において、積雪域面積・積雪被覆率及び積雪期間の減少が進むとしている。なお、積雪被覆率に面積を乗じたものが積雪域面積であり、積雪被覆率の一冬を通した積算値に時間を乗じたものはほぼ積雪期間と解釈可能であることから、これら 3 つの量の変化はほぼ共通といってよい。

IPCC (2019) によれば、CMIP5 のモデルアンサンブルデータの解析を基に、北半球の積雪期間の減少が予測される。これ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駆動されている。積雪域面積の減少はモデルでの昇温量に比例する（*確信度が高い*）。これに伴い、今世紀半ばまでの予測の不確実性は主に自然変動とモデルの不確実性に基づくものであり、強制シナリオの選択にはあまりよらない。しかし、今世紀末までの予測では強制シナリオ間の違いが大きく表れ、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）や中位安定化シナリオ（RCP4.5、世界平均地表気温が工業化以前に比べて今世紀末に約 2°C 以上上昇）では 1986～2005 年の参照期間に比べて積雪期間は 5～10%減少にとどまるのに対し、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 15～25%の減少になる（*確信度が高い*）。比較的低い山岳域における今世紀半ばまでの積雪期間は、積雪量の減少に伴い、継続的に 10 年当たり 5 日程度減少すると予測される。

IPCC (2021) は CMIP6 のモデルアンサンブルデータの解析から、北半球の積雪域面積変化率の予測結果には、予測シナリオやモデルにあまり依存することなく、世界平均地表気温の変化量との間に線形的な関係がみられることを示した（図 6.1.4）。気候シナリオ、将来期間（今世紀半ば、今世紀末）によらず、1°C 当たりおよそ 8%減るような、ほぼ比例関係にあることが示されている。これは前述の IPCC (2019) の記載と整合的である。

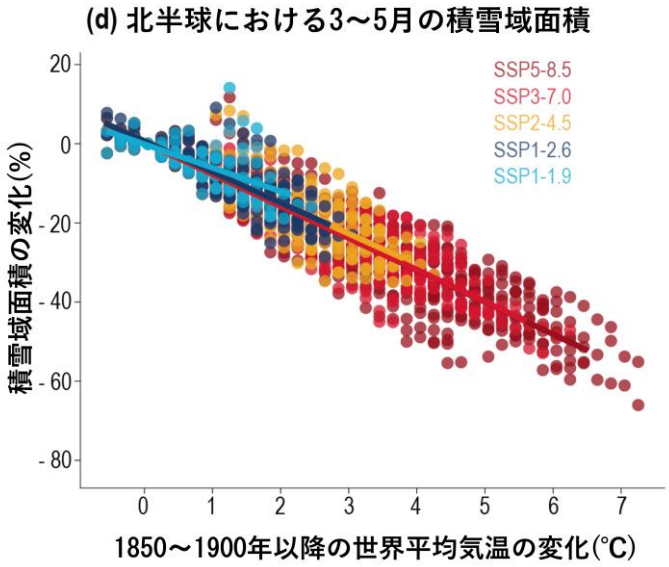


図 6.1.4　世界平均地表気温の変化量に対する、北半球春（3～5 月）の積雪域面積の変化率
いずれも、1850～1900 年の平均を基準とする。点は、SSP1-1.9, SSP1-2.6, SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5 における、CMIP6 の各モデルでの 21 世紀半ば頃及び末頃の値。（IPCC, 2021; Figure TS.12(d)を和訳・転載。）

これに対して積雪量の変化にはかなり異なる特徴が見られる。高緯度域の陸上降水量は増加し、それは冬季に顕著である。そのため積雪量は、北極圏[78]付近の広い領域にわたって増加すると予測されている。なお、積雪質量と積雪水当量は等価であり、それを密度で割ったものが積雪深であるので、これらの量の変化はほぼ同一視してよい。

IPCC (2019) によれば、中位安定化シナリオ（RCP4.5）と 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）のいずれにおいても、今世紀半ばまでにユーラシアの北極圏の東部全体にわたり、積雪水当量に正の変化が現れる（*確信度は中程度*)。北米北極圏では、この間に予測される積雪水当量の増加はわずかであり、今世紀後半に 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）でのみ発生する。こうした積雪量の増加は、冬季気温が十分低く降水が降雪として起こることに加え、豊富な水蒸気を持つ北極大気からの流入による降雪量が増加するためである。

山岳域では、低標高域での冬期の積雪深は、どのシナリオでも最近（1986～2005 年）に比べて 2031～2050 年に約 25%、21 世紀末(2081～2100 年)には 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では約 30%、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では最大約 80%減少すると予測される（*確信度は中程度*)。 これに対して高標高域では気温の上昇が積雪の開始（減少要因）や冬季降雪（増加要因）よりは融解（減少要因）に影響を与えるものの、予測される減少量はより小さい（*確信度が高い*)。冬季降水の増加により、積雪量が増加する可能性もある（*確信度は中程度*)。

こうした積雪域面積・積雪期間と積雪量の変化の違いを反映して、温暖化シグナルの大きさが自然変動の大きさを超える時期を調べた研究では、北半球季節積雪域のほとんどの地域で、積雪期間の方が年最大積雪水当量よりも早期に超えることが示唆される（IPCC, 2021)。

ここまで述べたような、全球気候モデルによるこれまでの一貫した予測、基本プロセスの理解などから、地球規模の気候変動が続けば、将来の北半球の積雪域面積と積雪期間は減少し続けることが*ほぼ確実*である（*確信度が高い*)。プロセスの理解が進んでいることから、これが南半球の季節積雪にも当てはまることが強く示唆される（*確信度が高い*）(IPCC, 2021) 。

(2)　d4PDF に見られる東アジアから東シベリア域での降積雪の変化

ここまでに述べたように全世界規模では、積雪被覆率・積雪期間と積雪量とでは地球温暖化に伴う変化の分布に大きな違いがある。積雪被覆率・積雪期間は、地上気温の上昇に伴い、季節積雪域ほぼ全域で減少する。これに対して積雪量は、高緯度陸上冬季降水量の増加に伴い、冬季の温度が十分低いままにとどまる地域では、降水が降雪の形で起こり、また融解・消耗がそれほどには増加しないことから、積雪量（例えば最大積雪深）は増加する。ここではそうした世界的な降積雪の将来変化の一例として、東アジア域ならびにその北側域での d4PDF の解析結果を紹介する。なお、境界条件として与える SST の温暖化シグナルには 6 つの気候モデルの結果を用いているものの、あくまで単独の大気モデルによる計算結果であることに留意してほしい。

過去実験、1.5°C、2°C、4°C 昇温実験、非温暖化実験について、表 6.1.1 に示す各実験の月平均データを用いた。ここで参照実験は過去実験のうちで比較的近年に近い期間のみを取り出したものである。よく知られているように、北極圏の昇温量は世界平均のそれの約 2 倍である。以下では主に、参照実験、2°C 及び 4°C 上昇実験の結果を示す。

78 北極圏とは、白夜の南限である北緯約 66.33 度以北をいう。

表 6.1.1 解析に用いた d4PDF 実験シリーズ

解析で用いた d4PDF シリーズの各実験の情報。実験記号、期間ならびにメンバー記号はあくまでこのシリーズでの名称である[79]。ただし、HPB_REF は HPB のうち比較的近年に近い期間のみを取り出したものであり、ここでは「参照実験」と記す。ここでこの表での昇温量は、実験名等にある数値と同様に、非温暖化実験を基準とした値である。

実験名	実験記号	期間（年数）	メンバー記号	SST 種類	総年数	昇温量（°C）世界（北極圏）
過去実験	HPB	1951-2010 (60)	001-100	1	6000	0.6 (1.0)
参照実験	[HPB_REF]	1980-2009 (30)	001-100	1	3000	0.7 (1.3)
非温暖化実験	HPB_NAT	1951-2010 (60)	001-100	1	6000	-
1.5°C 上昇実験	HFB_1.5K_XX	2078-2110 (33)	001-009	6	1782	1.5 (2.8)
2°C 上昇実験	HFB_2K_XX	2051-2110 (60)	101-109	6	3240	2.0 (4.2)
4°C 上昇実験	HFB_4K_XX	2031-2090 (60)	101-115	6	5400	4.3 (9.3)

まず図 6.1.5 に、図 6.1.3 に対応する北半球高緯度の領域について、積雪期間、3 月の積雪水当量、冬季の地上気温、冬季の降雪量の 4°C 上昇実験と参照実験の差・変化率を示す。

図 6.1.5 の (a) と(b) からは、図 6.1.3 に示した CMIP5 のそれとほぼ同じ傾向が見られる。(a) と(c) からは季節積雪域全域的な積雪期間の減少は地上気温の上昇に対応すること、(b) 、(d)、(e) からは積雪量の増加域は、もともと寒冷であり、また降雪量が大幅に増加した領域にほぼ対応することを見てとることができ、これらは (1) で記した内容と整合的な結果と言える。

以下ではこの d4PDF における、東アジア北部から東シベリア域[80]にかけての季節積雪域の降積雪及び地上気温を見てみよう。図 6.1.6 等での描画域はほぼ東経 110～150 度、北緯 40～70 度とし、必要に応じて東経 120～140 度の北緯 40～55 度（領域 D）と北緯 55～70 度（領域 I）の領域平均したグラフを示す。領域 D と領域 I は、図 6.1.6 等に矩形で示す。東アジア北部の領域 D では積雪量が減少傾向、東シベリアの領域 I では厳冬期において増加傾向にある。

図 6.1.6 は、10、12、3、5 月における積雪被覆率の参照実験での分布、及び 2/4°C 上昇実験の参照実験の値を 100 とした変化率の分布である。厳冬期である 12 月から 3 月にかけては、領域 I はどの実験でもほぼ全面が積雪に覆われているのに対し、領域 D では高緯度側の一部を除き、そこまでは到達していない。

図 6.1.7 は、10、12、3、5 月における地上気温の、参照実験での分布、及び 2/4°C 上昇実験と参照実験との差の分布である。冬季高緯度陸上で昇温が大きい傾向を見てとることができる。

79 実験記号での XX は CC, GF, HA, MI, MP, MR であり、CMIP5 実験で得られた 6 つのモデルの SST シグナルに対応する。今回の解析では特に断らない限り、SST シグナルの違いを無視し、6 つの SST シグナル実験を同一視して取り扱った。SST 種類の値の 6 は、これらの SST シグナルの種類の数に対応する。特に期間は、その年の観測された SST 分布を与える過去実験を除きほぼ意味はないと考えてよいことに注意。なお昇温量は全期間・年平均の地上気温で、非温暖化実験での値に対する差であり、それぞれ世界平均と北極圏の平均である。

80 IPCC (2021) の区分によれば東アジア、東シベリア、ロシア極東、ロシア北極圏にまたがる領域だが、ここでは東アジア北部から東シベリア域と記す。

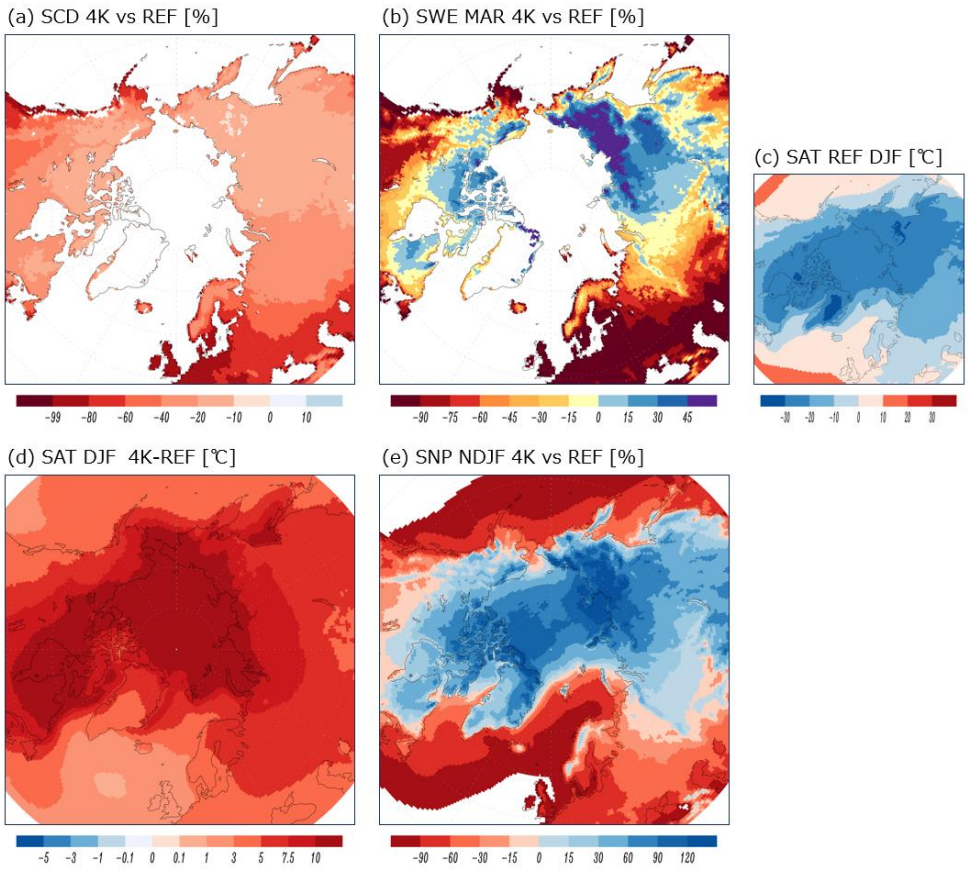


図 6.1.5　d4PDF による北半球高緯度域での分布

(a) 積雪期間の変化率（%）、(b) 3 月の積雪水当量の変化率（%）、(d) 12～2 月の地上気温の差（℃）、(e) 11～2 月の降雪量の変化率（%）で、これらはいずれも HFB_4K の HPB_REF に対するものである。(c) 参照実験での 12～2 月の地上気温（℃）。(a), (b)では万年雪の領域は白色としている。また、積雪期間は各月の積雪被覆率に日数を乗じて加えることで得た推定値である。

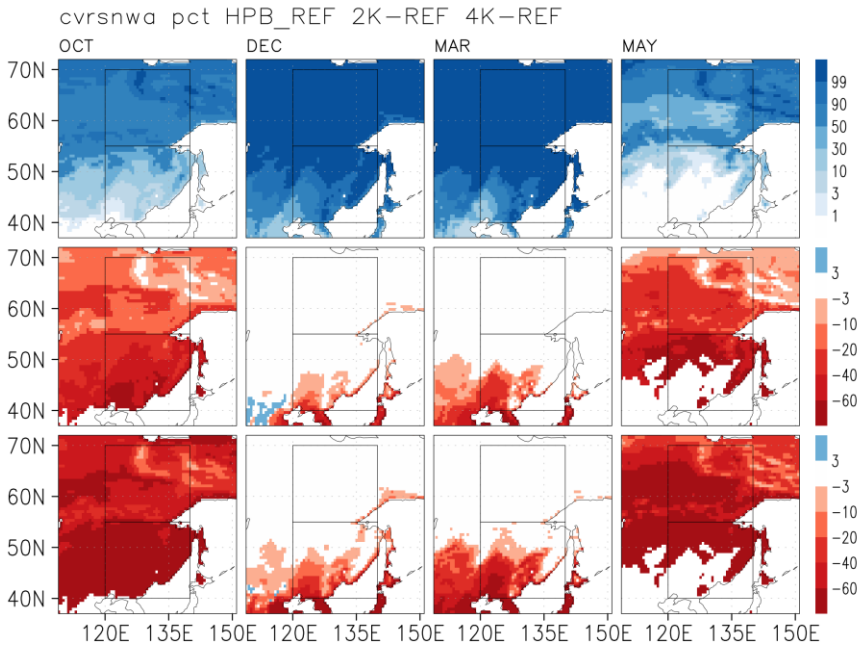


図 6.1.6　d4PDF における東アジア高緯度域での 10、12、3、5 月の積雪被覆率

上段：参照実験での積雪被覆率（%）。中段と下段：2℃ 上昇実験及び 4℃ 上昇実験での、参照実験に対する変化率（%）。積雪被覆率の差ではないことに注意。

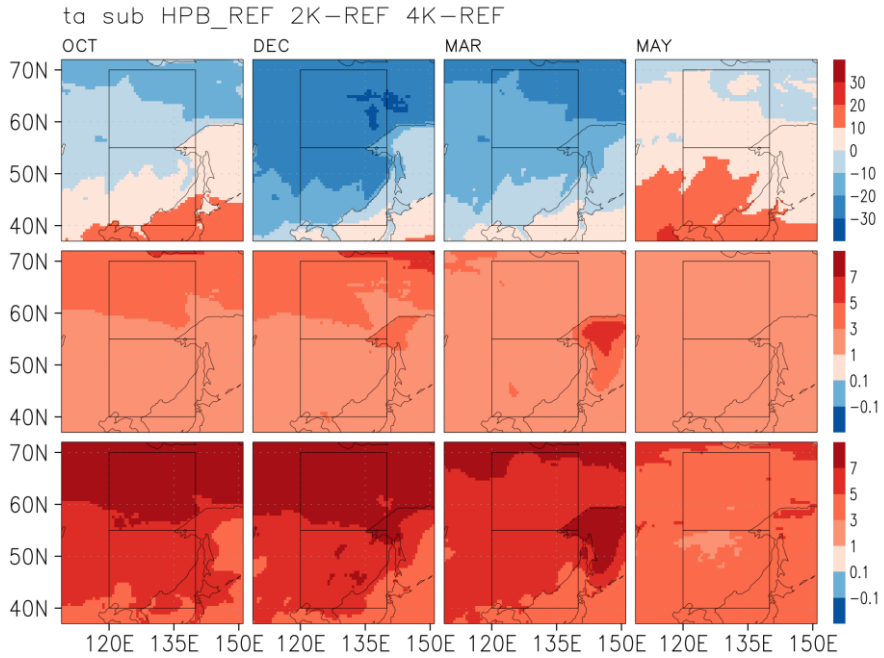


図 6.1.7　d4PDF における東アジア高緯度域での 10、12、3、5 月の地上気温
上段：参照実験、中段：2°C 上昇実験と参照実験との差、下段：4°C 上昇実験と参照実験との差（°C）。

図 6.1.8 は 8 月から 10 月、8 月から 1 月、2 月から 7 月及び 5 月から 7 月までの積雪被覆率の積算値の分布である。左の 2 枚は秋から冬にかけての積雪期間の長さに、右の 2 枚は冬から春にかけての積雪期間の長さに当たり、地球温暖化の進んだ時期ほど積雪期間が短いこと、積もり始めが遅れ融雪期が早まることを見ることができる。

図 6.1.9 は領域 I、D での地上気温と積雪被覆率の季節進行である。当然のことながら地上気温は、領域 I の方が領域 D より低く、気温上昇量が大きいほど高い。そして図からも、積雪被覆率はそれに対応しており、地球温暖化に伴い積雪の開始が遅くなり、融雪は早くなることを見ることができる。

このように d4PDF の結果は、東アジアから東シベリアにかけて、地上気温の上昇に対応して積雪被覆率は減少していること、ただし十分に寒冷な領域の厳冬期は全面積雪に覆われており変化はないこと、涵養初期が遅れ、融雪期が早まることを示している。

続いてこの領域における積雪量の変化を見てみよう。図 6.1.10 は各月における積雪水当量とその地球温暖化に伴う変化を示している。積雪被覆率・積雪期間とは異なり、領域 I では厳冬期に増加していることが分かる（図にはないが、12、4 月も増加傾向である。）。

図 6.1.11 は、降雪量とその地球温暖化に伴う変化を示している。図 5.1.8 にも北緯 50 度以南について示されているように、多くの気候モデルは東アジア、そして東シベリアでは概して地球温暖化に伴って降水が増加すると予測している。d4PDF でも同様にこれらの領域での冬季降水量は増加傾向にあり、降雪も、3 月までは特に高緯度を中心に増加傾向にある。

図 6.1.12 は、領域 I、D での降水量、降雪量、降雪が降水に占める割合、積雪水当量と降雪量の 8 月からの積算値の季節進行である。領域 D でも I でも地球温暖化が進むほど降水量は増えるものの、領域 D は地球温暖化が進むほど降雪量も積雪水当量も減少する。それに対して領域 I は、涵養初期と融雪期は降雪量が減少するものの厳冬期には増え、積雪水当量もこれに対応した変化を

する。(d) からは、積雪水当量の上限である降雪量積算値と積雪水当量の比は地球温暖化が進んでもほぼ変わらないことを読み取ることができ、積雪水当量の地球温暖化に伴う変化は、融解の違いよりも降雪量の変化の寄与が大きいことが示唆される。

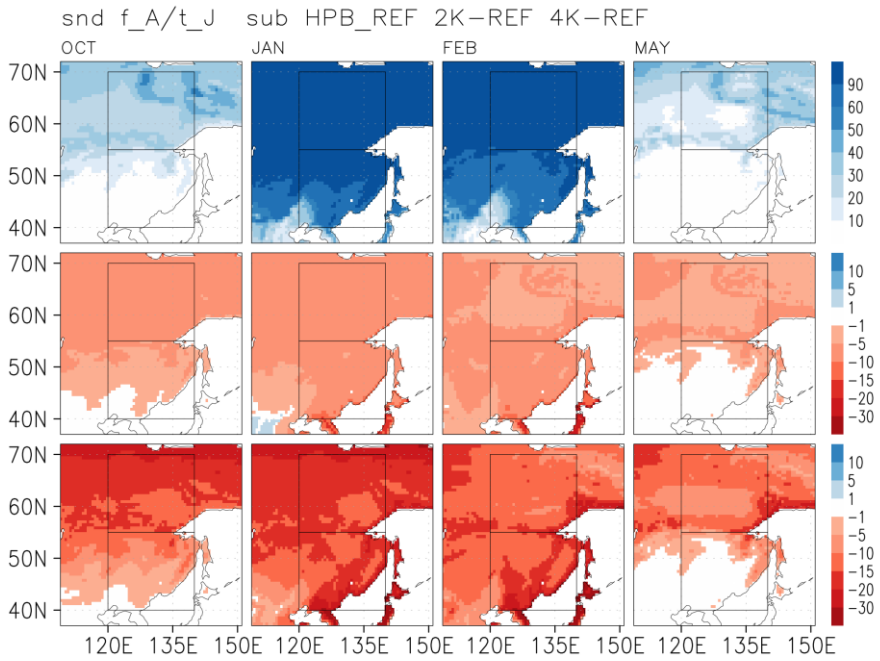


図 6.1.8　d4PDF における、東アジア高緯度域での積雪被覆率から推定した積雪期間の長さ（日）
左から順に、8 月から 10 月、8 月から 1 月、2 月から 7 月及び 5 月から 7 月までで推定した積雪期間の長さを示す。上段：参照実験、中段：2°C 上昇実験と参照実験との差、下段：4°C 上昇実験と参照実験との差。単位はいずれも日に相当する。

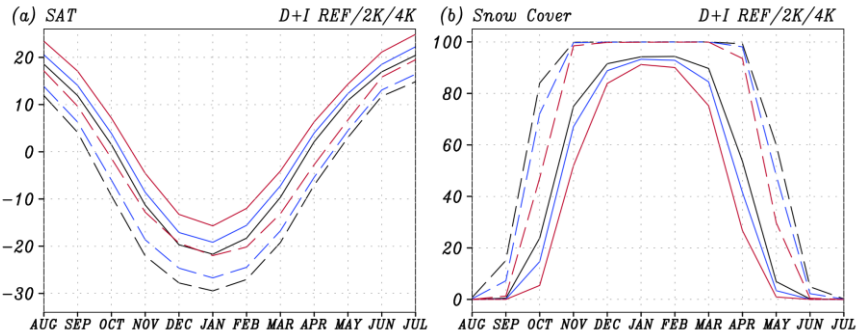


図 6.1.9　d4PDF における、東アジア高緯度域での地上気温と積雪被覆率の月変化
領域 I と領域 D それぞれで領域平均した(a) 地上気温（°C）と (b) 積雪被覆率（%）の季節進行。実線は領域 I、破線は領域 D。黒：参照実験、青：2 °C 上昇実験、濃赤：4 °C 上昇実験。

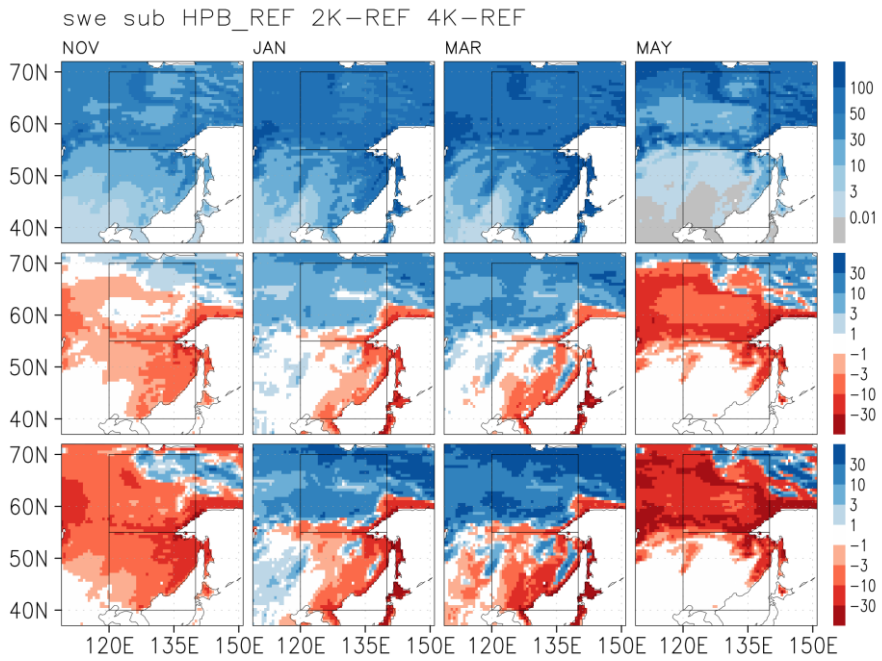


図 6.1.10　d4PDF における、東アジア高緯度域での、積雪水当量

左から順に、11、1、 3 、5 月。上段：参照実験、中段：2°C 上昇実験と参照実験との差、下段：4°C 上昇実験と参照実験との差（mm）。

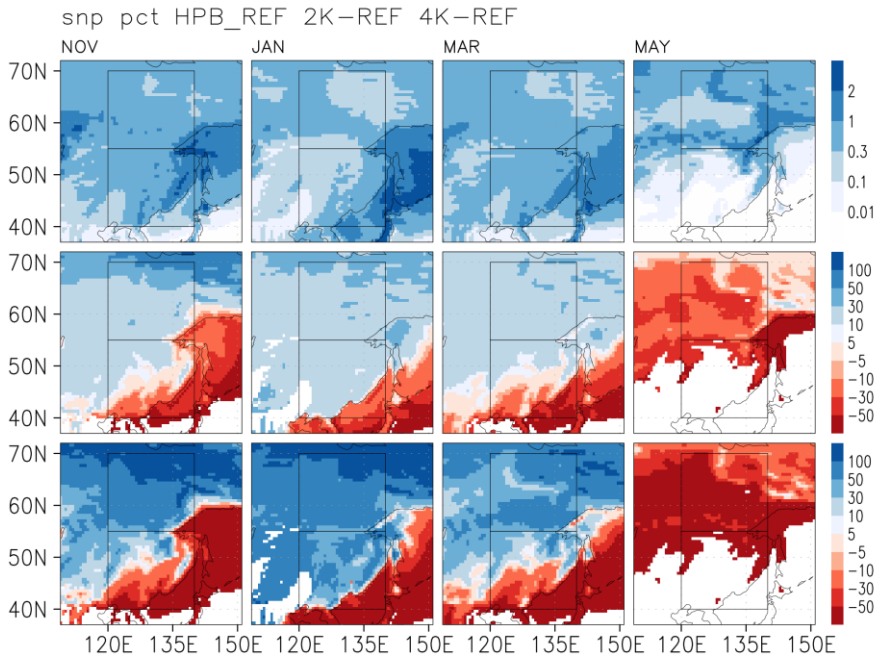


図 6.1.11　d4PDF における、東アジア高緯度域での降雪量

左から順に、11、1、 3 、5 月。上段：参照実験（mm/day）、中段：2°C 上昇実験の、参照実験に対する変化率（%）、下段：4°C 上昇実験の、参照実験に対する変化率（%）。

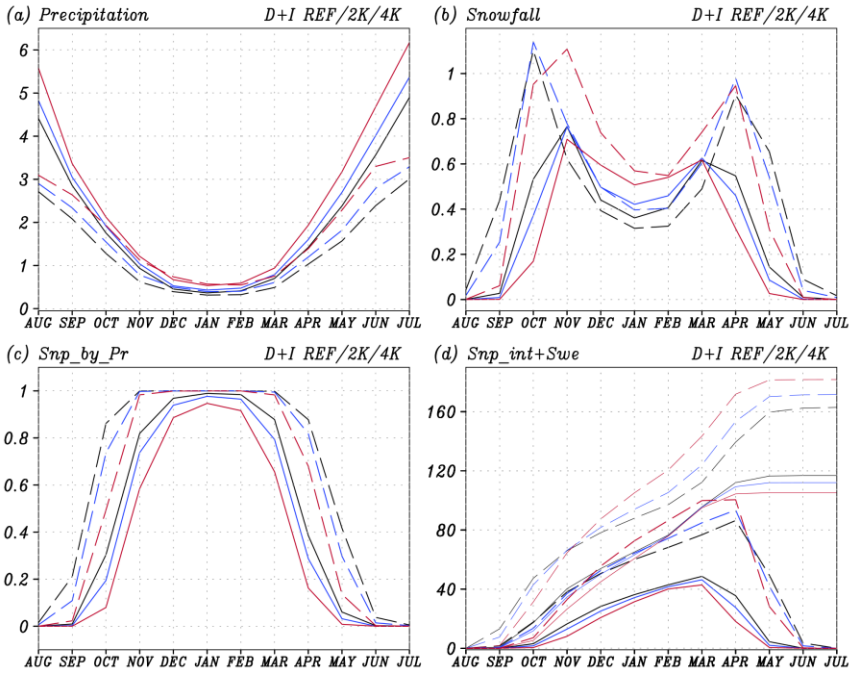


図 6.1.12　d4PDF における、東アジア高緯度域での降水量と降雪量の月変化

領域 I と領域 D それぞれで領域平均した (a) 降水量（mm/day）、 (b)降雪量（mm/day）、 (c) 降水に対する降雪の割合（%）、(d) 積雪水当量（太線）と 8 月から積算した降雪量（細線）（mm）の季節進行。線の色と種類は図 6.1.9 に同じ。

6.2　　日本

6.2.1　　観測結果

(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 6.2.1）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（1991～2020 年の 30 年平均値）に対する各年の値の比率を図 6.2.1 に示す。年最深積雪は積雪深の年最大値を示す統計項目である。なお、本項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、「2024 年」は 2023 年 8 月から 2024 年 7 月の期間を意味する。また、冬季の東日本太平洋側では、日本の南岸を通過する低気圧により降水がもたらされる場合が多く、雪あるいは雨となる降水の形態が低気圧の進路等の偶発的な条件に強く依存すること、積雪データの均質性が長期間継続している地点でも降雪の発生頻度がもともと低い地点が多いことから、ここでは日本海側のみ評価対象とする。

年最深積雪の基準値に対する各年の比率（%）は、各地域平均とも減少傾向が現れており、10 年当たりの減少率は、北日本日本海側で 3.5%、東日本日本海側で 12.2%、西日本日本海側で 17.4%（いずれも信頼水準 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、それ以降は東日本日本海側と西日本日本海側で 1980 年以前と比べると少ない状態が続いている。特に西日本日本海側では 1980 年代半ばまでは基準値に対する比が 300%を超える年が出現していたものの、2000 年代以降は基準値に対して 300%に達するような年は現れていない。

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、年最深積雪は年々変動が大きく、それに対して本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, 2006; Kawase et al., 2012）。

また、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間部では、積雪は冬季降水量の変動に影響を受ける。そのため、山間部と平野部の年最大積雪深の年々変動は異なり、現時点では山間部の積雪には平野部ほど地球温暖化の影響が現れていない（鈴木, 2006; Yamaguchi et al., 2013; Kawase et al., 2012; Kawase et al., 2018; 川瀬ほか, 2019）。

気象庁のアメダス観測地点を一定の標高以上の地点で抽出し（図 6.2.2）、1982～2024 年の約 40 年間に観測された積雪のデータを用いて年最深積雪の基準値（1991～2020 年の 30 年平均値）に対する各年の値の比率を計算した（図 6.2.3）。いずれの標高以上のアメダスにおいても、最近の値は期間の前半と比べて減少がみられるものの、統計的な有意性は低く（信頼水準 90%未満）、特に 1980 年代では雪の観測点の展開が限定される[81]ことから、これらの変化傾向の信頼性はまだ十分ではない。表 6.2.1 の日本海側の観測地点であっても、同じ期間の変化を見た場合、1980 年以降で統計的に有意な変化傾向は見られないことから、アメダスを用いて積雪の変化傾向を評価するには更に 20 年以上[82]のデータの蓄積が必要である。

表 6.2.1　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

81 1980 年代前半の地点数は現在の地点数の 50%未満であった。

82 2024 年時点で、表 6.2.1 の地点による年最深積雪の評価は約 60 年間の統計期間の観測データを用いて行っている。

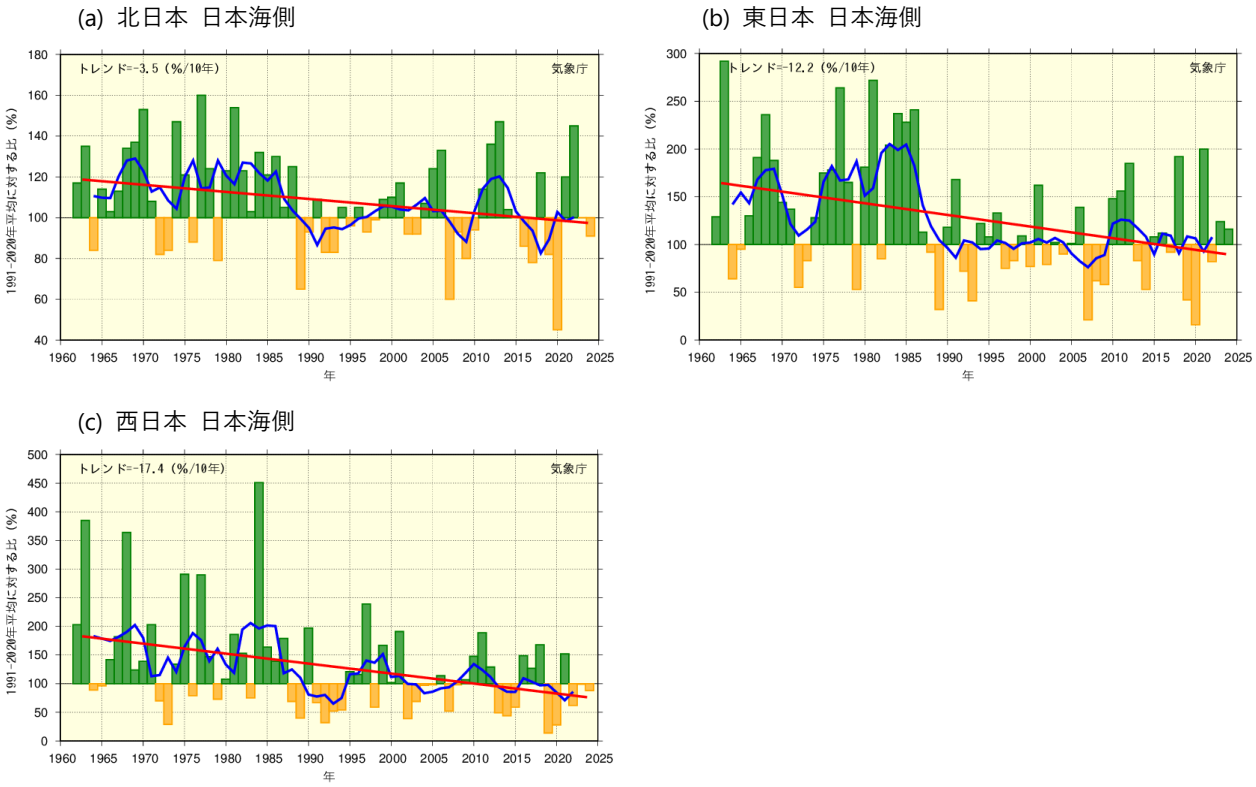


図 6.2.1　日本の年最深積雪の基準値に対する比率の経年変化（1962～2024 年）

(a) 北日本日本海側、(b) 東日本日本海側、(c) 西日本日本海側における、各地域の観測地点（表 6.2.1 参照）での年最深積雪の基準値に対する各年の値の比率（%）を平均したもの。緑（橙）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。折れ線（青）は 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）を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。

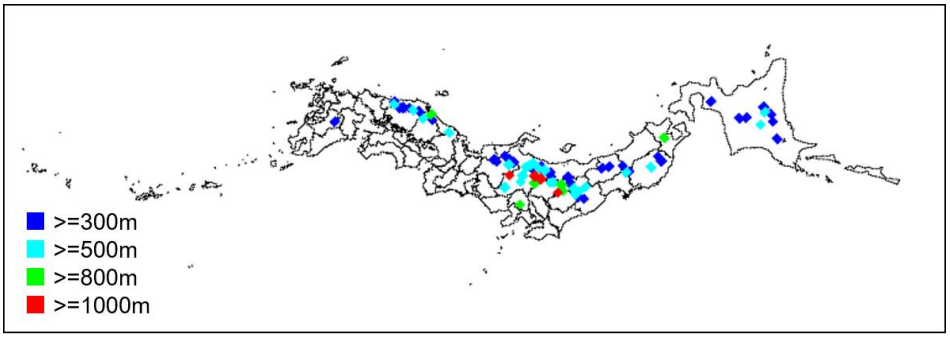


図 6.2.2　一定の標高以上のアメダスの解析対象地点

図 6.2.3 及び図 6.2.5 では、標高 300 m 以上の地点として図中に青、水色、緑、赤で示す地点、標高 500 m 以上の地点として図中に水色、緑、赤で示す地点、のように一定の標高以上の地点を全て解析に使用している。

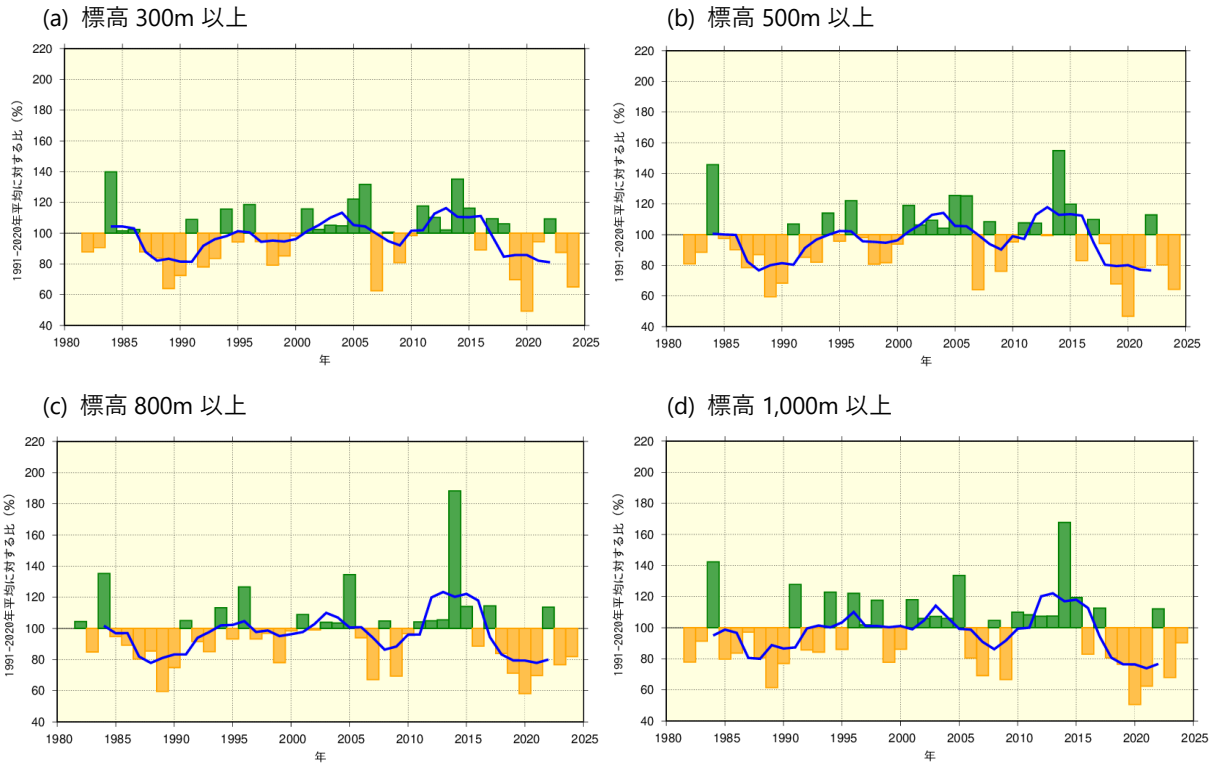


図 6.2.3　一定の標高以上のアメダスで見た年最深積雪の経年変化（1982～2024 年）

(a) 標高 300 m 以上、(b) 標高 500 m 以上、(c) 標高 800 m 以上、(d) 標高 1,000 m 以上のアメダス観測地点における年最深積雪の基準値に対する各年の値の比率（%）を平均したもの。地点数は観測点の展開状況により年ごとに異なり、それぞれ最大 64 地点、33 地点、10 地点、4 地点である（なお、標高 300 m 以上の区分には 500 m 以上、800 m 以上、 1,000 m 以上の地点も含む。他の区分も同様。）。緑（橙）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。折れ線（青）は 5 年移動平均値を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。

(2)　極端な降雪のこれまでの変化

降雪の頻度の目安として、気象庁の日本海側の観測地点（図 1.4.3、表 6.2.1）で観測された降雪量のデータを基に算出した日降雪量[83]20 cm 以上の年間日数の経年変化を図 6.2.4 に示す。北日本日本海側では日降雪量 20 cm 以上の年間日数には統計的に有意な変化傾向は確認できない一方、東日本日本海側及び西日本日本海側では減少傾向している（いずれも信頼水準 99%で統計的に有意）。また、最近 10 年間（2015～2024 年）の平均年間日数と、統計期間の最初の 10 年間（1962～1971 年）の平均年間日数を比べると、日降雪量 20cm 以上の日数はいずれの地域でも減少している（表 6.2.2）。

なお、日降雪量 50cm 以上の降雪は、北日本日本海側や西日本日本海側では、統計的に有意な変化傾向は確認できないが、1 地点当たり数年に一回程度しか発生していないため、事例数の不足により傾向を十分にとらえきれていない可能性がある。その一方で、東日本日本海側では、統計的に有意な減少傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。有意に減少している地域・要素についても、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

83 本項の日降雪量の解析には、統計期間中の観測方法の変更等を補正した値を使用している。そのため、公開されている観測データの降雪の深さの日合計値とは値が異なる。補正の詳細については、気象庁ホームページを参照。https://www.data.jma.go.jp/stats/data/mdrr/normal/index.html （2020 年平年値 解説）

れており、ここで算出された減少率で頻度が減少し続ける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。

年最深積雪と同様に、気象庁のアメダス観測地点のうち、一定の標高以上の観測地点を用いて日降雪量 20 cm 以上、50 cm 以上の年間日数を解析した結果を図 6.2.5 に示す。1984～2024 年[84]の約 40 年において、標高 300 m 以上、500 m 以上、800 m 以上及び 1,000 m 以上のアメダスにおいては、日降雪量 20 cm 以上の日数はいずれも減少傾向が現れている（信頼水準 95%で統計的に有意）。また、日降雪量 50 cm 以上の日数は、期間を通じた統計的に有意な変化傾向は評価できないものの、過去の 10 年間（1984～1993 年）と最近の 10 年間（2015～2024 年）の平均値を比較すると、1 地点当たり数年に一回程度しか発生していない標高 1,000m以上の地点を除いて、いずれも最近の発生数の方が少なくなっている。なお、表 6.2.1 の日本海側の観測地点におけるアメダスと同じ解析期間での変化について、1984 年以降で統計的に有意な変化傾向と評価できるのは北日本及び西日本日本海側の日降雪量 20 cm 以上の日数と東日本日本海側の日降雪量 50 cm 以上の日数の減少傾向であることから、平野部以外のより標高の高い地点に限定すると、期間中、より降雪量の多い日数の減少傾向は弱く、また有意性が低くなることがこれらの結果からうかがえる。

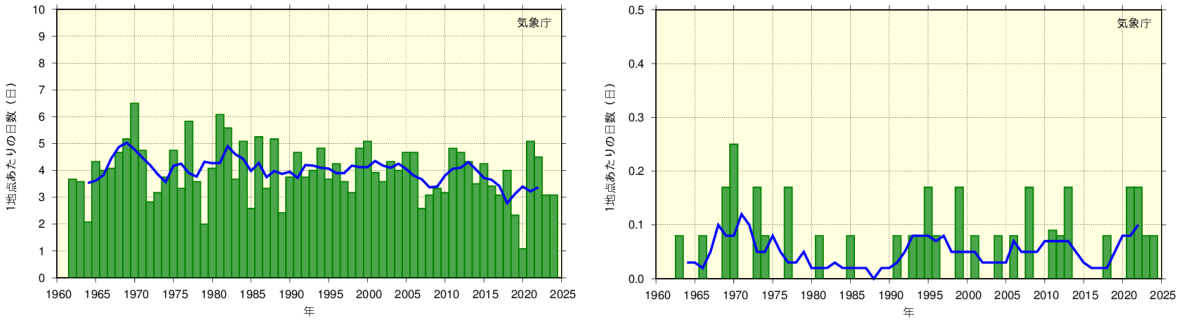
また、降雪の強度の目安として 、年最大日降雪量の変化を図 6.2.6 に示す。図 6.2.4 と同じ日本海側の観測地点で見ると、年最大日降雪量の基準値に対する各年の比率（%）は、各地域平均とも減少傾向が現れている（いずれも信頼水準 95%で統計的に有意）。全ての地域において統計的に有意な減少傾向がある一方、2010 年代以降の最近の期間でも 1960 年代から 1980 年代と同程度の年最大値が観測された年も出現している。

更に、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、これらの統計に用いる大雪事例は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統計処理に十分なサンプル数が得られず、統計的な評価が難しくなる。統計期間が比較的短いことも考えると、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。

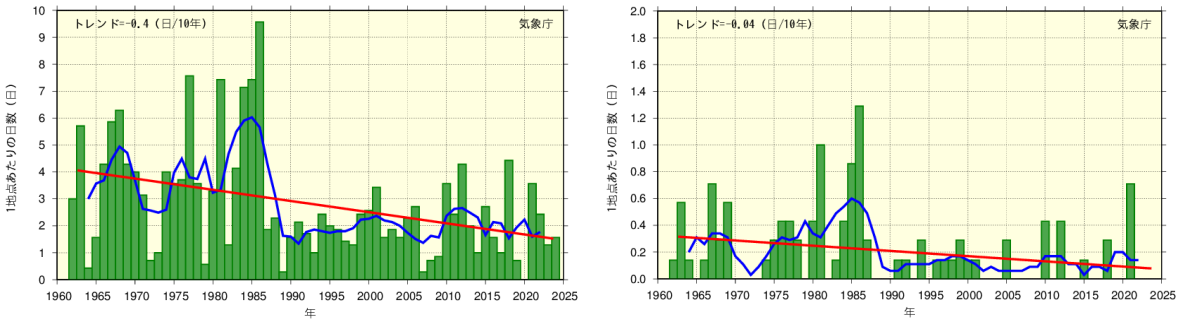
なお、年最深積雪には減少傾向が現れているが、近年も一時的な大雪によって 2021 年 1 月や 2020 年 12 月の大雪事例をはじめとした社会的影響の大きい事例が引き続き発生している。これらのうち、2020 年 12 月の大雪事例では地球温暖化に伴う気温や海面水温の上昇の影響によって降雪量が増加した可能性が高い（Kawase et al., 2022a）と指摘する研究もある。

84 アメダスの日積雪量には積雪差合計の統計項目を用いているが、気象官署に積雪計が設置されている場合に限り、地上気象観測の「降雪の深さ」の値を同要素に採用している。標高 300m 以上のアメダス観測点には気象官署に設置されているアメダスも含まれることから、本要素には「降雪の深さ」の観測方法の変更に伴う補正値を使用しており、最深積雪とは統計期間が異なる。

(a) 北日本 日本海側（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50 cm 以上）



(b) 東日本 日本海側（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）



(c) 西日本 日本海側（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）

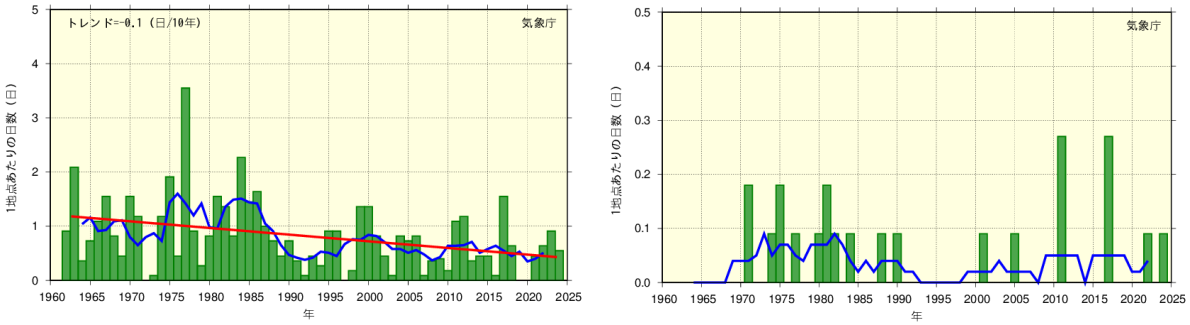


図 6.2.4　日本海側の各地域における日降雪量 20 cm 以上、50 cm 以上の年間日数の経年変化（1962～2024 年）

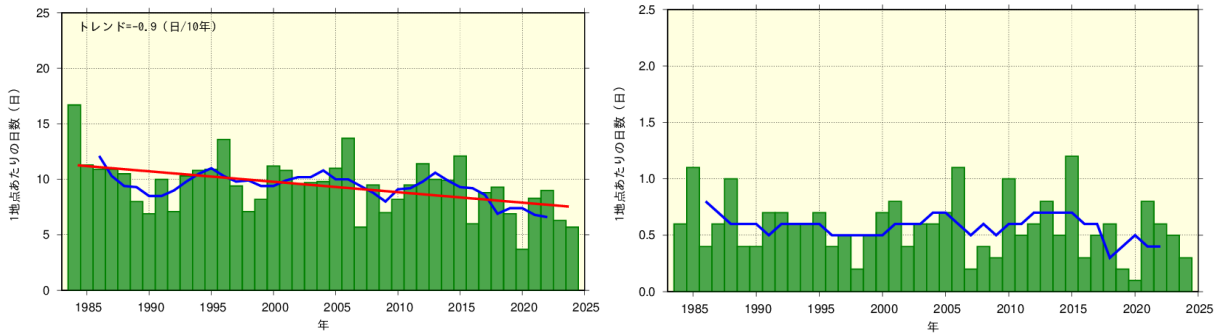
上段から順に、(a)北日本、(b)東日本、(c)西日本の各地域日本海側について、左列が日降雪量 20 cm 以上、右列が日降雪量 50 cm 以上の日数。棒グラフ（緑）は各地域の観測地点（表 6.2.1 参照）での各年の日数を平均した値（1 地点当たりの日数）を示す。折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期変化傾向（この期間の平均的な変化傾向、信頼水準 90%以上のみ）を示す。

表 6.2.2　日本海側各地域で見た極端な降雪の変化（1962～2024 年）

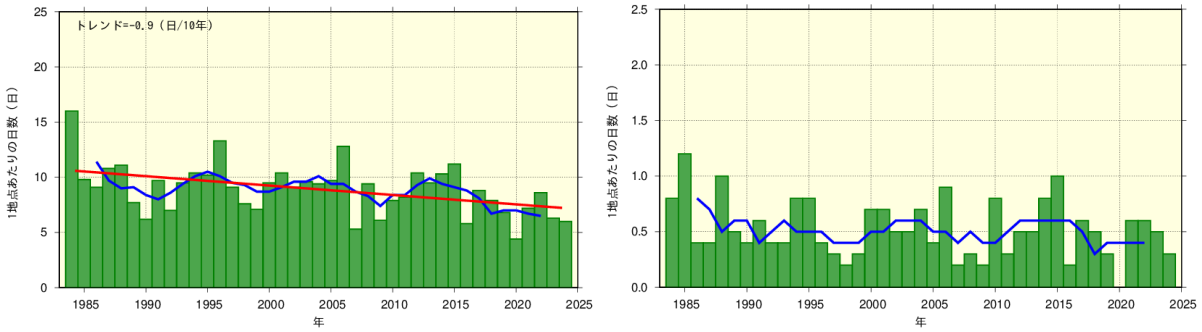
各地域の日降雪量 20cm 以上の年間日数の変化傾向及び統計期間の最初の 10 年間（1962～1971 年）から最近 10 年間（2015～2024 年）への変化の倍率（平均年間日数の比）。

要素	日降雪量 20cm 以上の年間日数の変化傾向（信頼水準）	変化の倍率（最初の 10 年間から最近 10 年間の変化）
北日本 日本海側	有意な変化傾向は確認できない	約 0.8 倍（約 4.3 日→約 3.4 日）
東日本 日本海側	減少している（信頼水準 99%以上）	約 0.5 倍（約 3.9 日→約 1.9 日）
西日本 日本海側	減少している（信頼水準 99%以上）	約 0.5 倍（約 1.1 日→約 0.5 日）

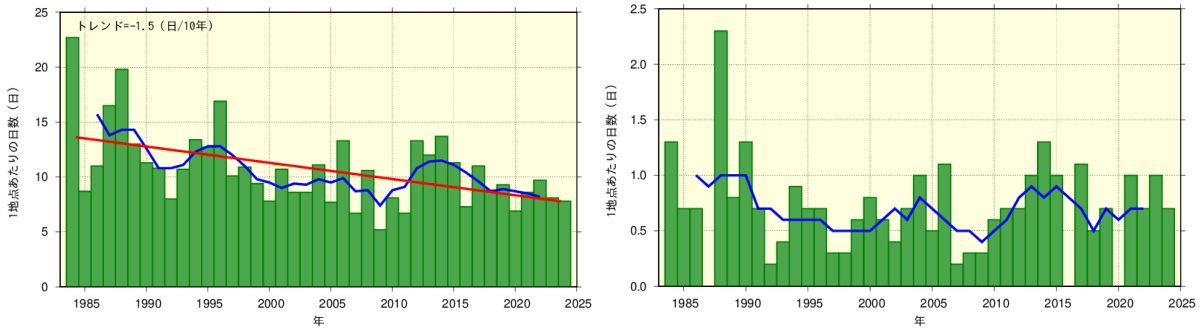
(a) 標高 300 m 以上のアメダス（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）



(b) 標高 500 m 以上のアメダス（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）



(c) 標高 800 m 以上のアメダス（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）



(d) 標高 1,000 m 以上のアメダス（左：日降雪量 20 cm 以上、右：日降雪量 50cm 以上）

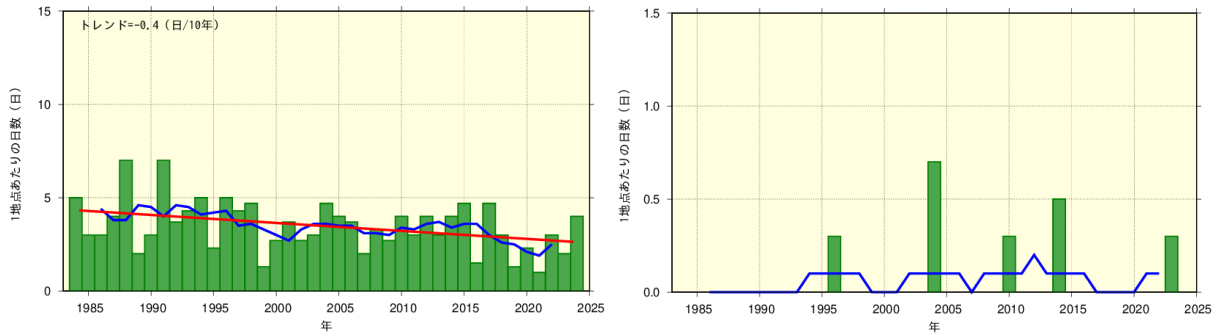


図 6.2.5　アメダスで見た標高ごとの日降雪量 20 cm 以上、50 cm 以上の年間日数の経年変化（1984～2024 年）
上段から順に、 (a) 標高 300 m 以上、(b) 標高 500 m 以上、(c) 標高 800 m 以上、(d) 標高 1,000 m 以上のアメダス観測地点について、左列が日降雪量 20 cm 以上、右列が日降雪量 50 cm 以上の日数。地点数は観測点の展開状況により年ごとに異なり、それぞれ最大 57 地点、26 地点、7 地点、3 地点である（なお、標高 300 m 以上の区分には 500 m 以上、800 m 以上、1,000 m 以上の地点も含む。他の区分も同様。）。棒グラフ（緑）は該当する地点での各年の日数（1 地点当たり）、折れ線（青）は 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、信頼水準 90%以上のみ）を示す。

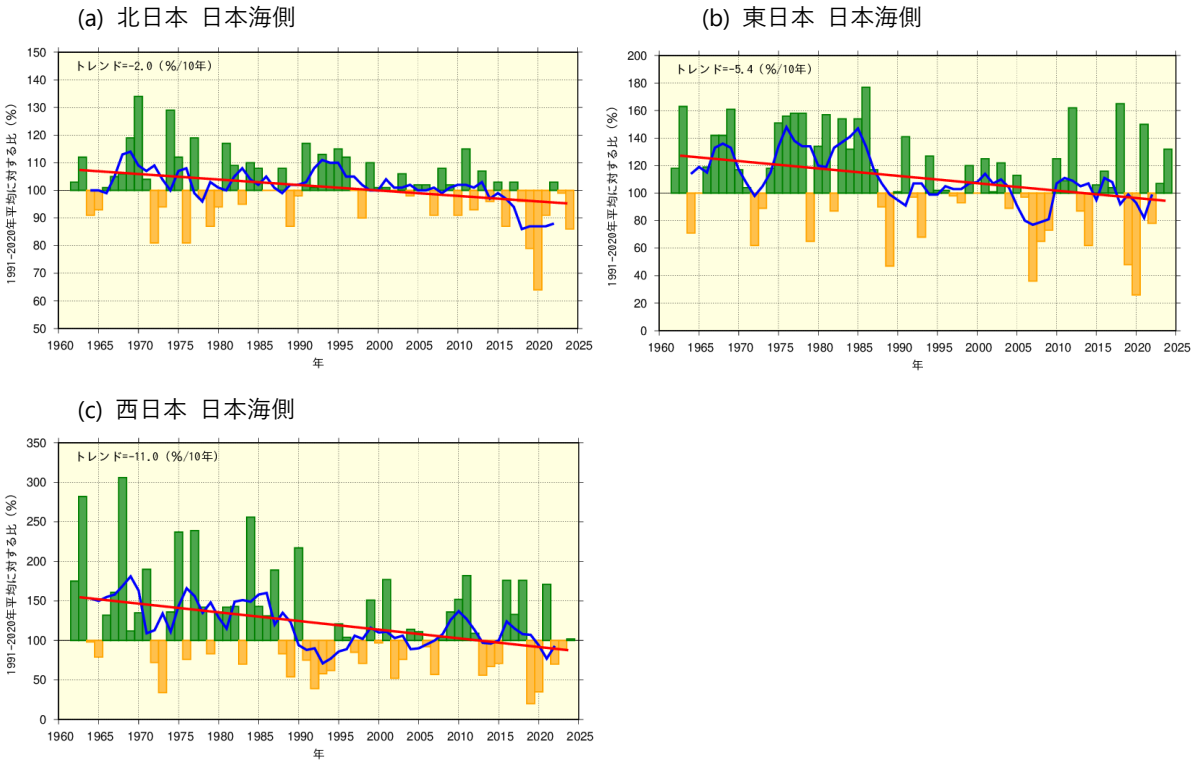


図 6.2.6　日本海側の各地域における年最大日降雪量の経年変化（1962～2024 年）

(a) 北日本日本海側、(b) 東日本日本海側、(c) 西日本日本海側における、各地域の観測地点（表 6.2.1 参照）の年最大日降雪量の基準値に対する各年の値の比率（%）を平均したもの。緑（橙）の棒グラフは基準値と比べて多い（少ない）ことを表す。折れ線（青）は 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）を示す。基準値は 1991～2020 年の 30 年平均値。ただし、(c) 西日本日本海側では基準値が 0 である大分を算出地点から除外した。

6.2.2　　将来予測

(1)　年最深積雪、年降雪量、季節性の将来予測

本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）では、4°C 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 6.2.7）。2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南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°C 上昇シナリオ（RCP2.6）における東日本と西日本日本海側を除き、減少幅が年々変動の幅（年々変動に加え、メンバー間のばらつきを考慮した標準偏差。詳細は付録 B.1.3 参照）を上回っており、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多く見られるようになると予測されている（図 6.2.8; 表 6.2.3）。

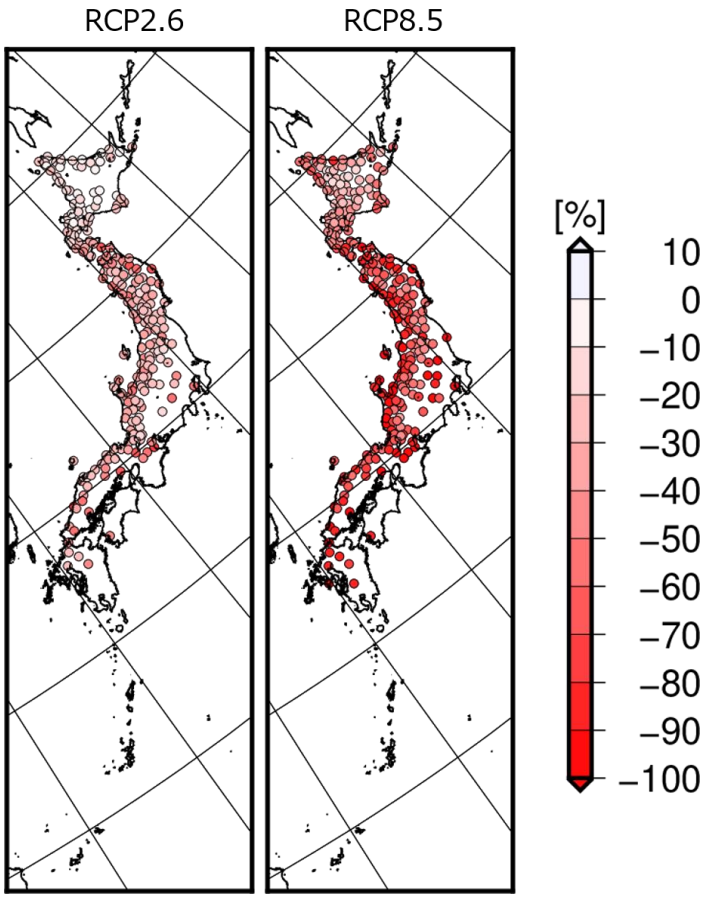


図 6.2.7　本報告書の予測による年最深積雪の将来変化（%）

左が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、右が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による予測結果。地点ごと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。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」参照。増減が 4 メンバーで一致していない地点の変化率は、予測の不確実性が大きいため表示していない。

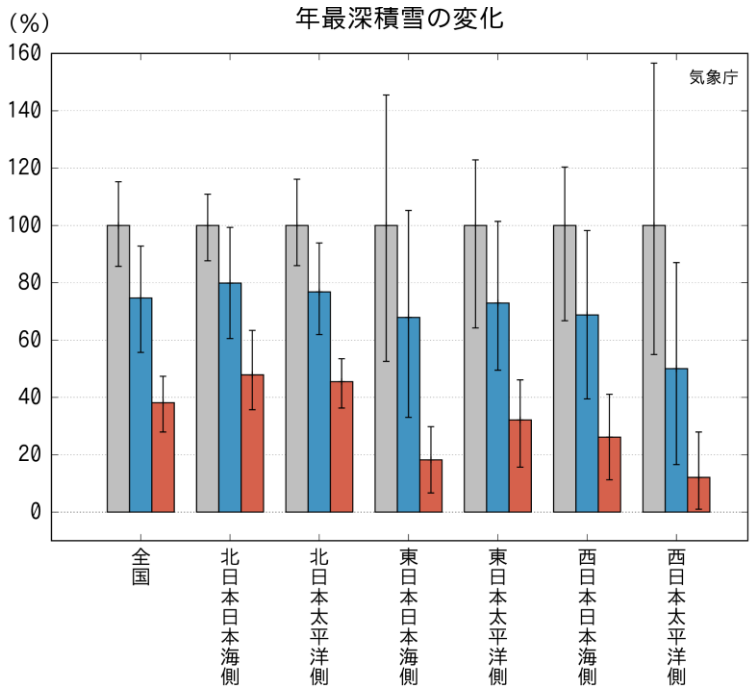


図 6.2.8　本報告書の予測による全国及び地域別の年最深積雪の将来変化（%）

地点ごと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、青が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で、赤が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で予測される将来変化率に対応する。2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の棒グラフの塗りつぶしは、20 世紀末と 21 世紀末の差が信頼水準 90%で有意なことを示す。

表 6.2.3　本報告書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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）、2°C 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	(86 – 115)	75 (56 – 93)	38 (28 – 47)
北日本 日本海側	(88 – 111)	80 (61 – 99)	48 (36 – 63)
北日本 太平洋側	(86 – 116)	77 (62 – 94)	46 (36 – 53)
東日本 日本海側	(53 – 146)	68 (33 – 105)	18 (7 – 30)
東日本 太平洋側	(64 – 123)	73 (50 – 101)	32 (16 – 46)
西日本 日本海側	(67 – 120)	69 (39 – 98)	26 (11 – 41)
西日本 太平洋側	(55 – 157)	50 (17 – 87)	12 (1 – 28)

同じく本報告書の予測では、4°C 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 6.2.9; 図 6.2.11）。2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の場合、本州以南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 6.2.11; 表 6.2.4）。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 13 章参照）が要因として考えられる。ただし、地域ごとの定量的な予測については不確実性が大きいと考えられる。

なお、北海道内陸部や 2°C 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（1 月や 2 月）の降雪量が増加する地域もあると予測されている（図 6.2.10）。これは、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、かつ地球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。

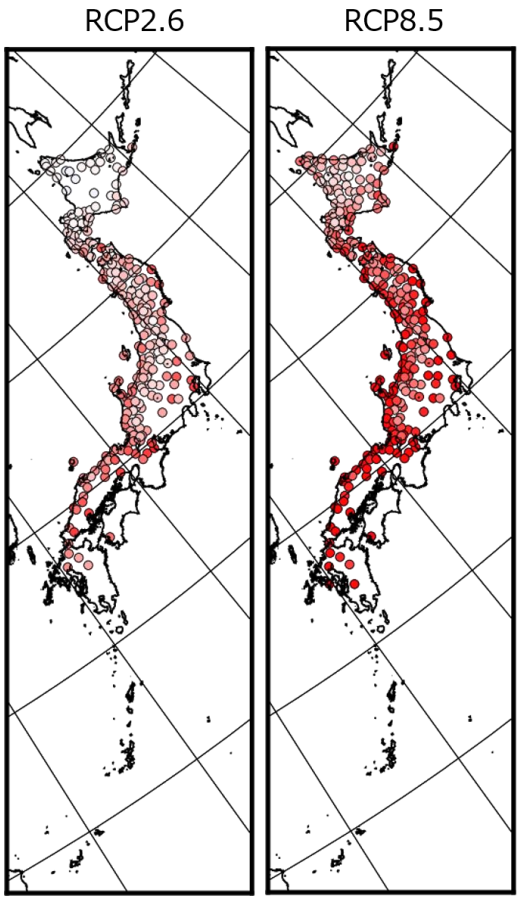


図 6.2.9　本報告書の予測による年降雪量の将来変化（%）
左が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、右が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による予測結果。地点ごとにバイアス補正をした予測データを用いて、20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）の変化率で示す。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」参照。増減が 4 メンバーで一致していない地点の変化率は、予測の不確実性が大きいため表示していない。

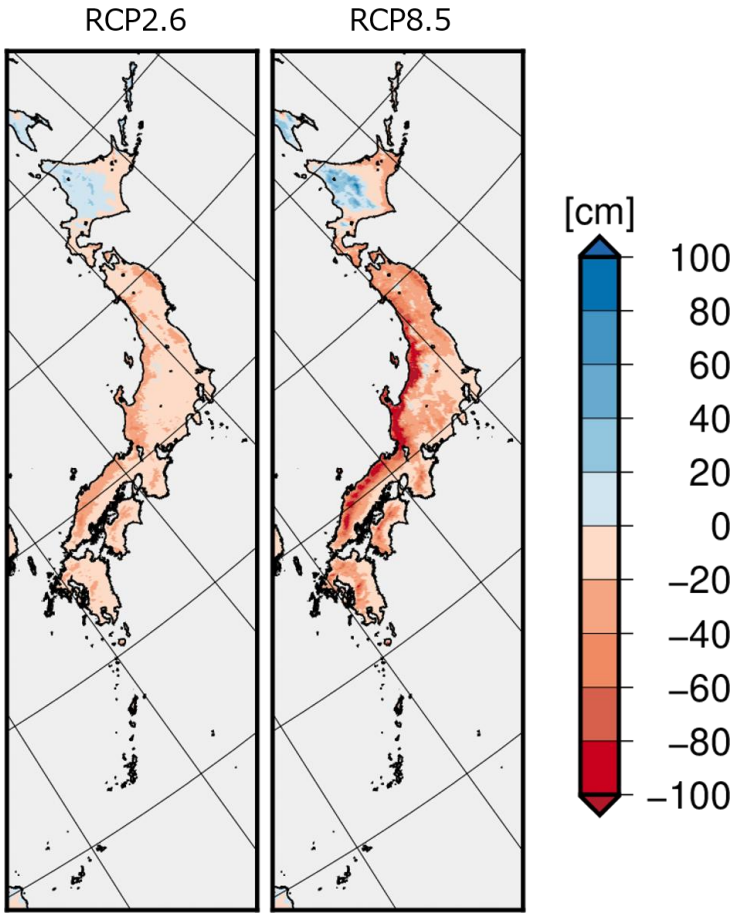


図 6.2.10　本報告書の予測による 1 月の合計降雪量の将来変化（cm）
左が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、右が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による予測結果。バイアス補正をしていない予測データを用いて、20 世紀末（1980～1999 年平均）に対する 21 世紀末（2076～2095 年平均）の変化量で示す。バイアス補正については、付録 A.3 や文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」参照。

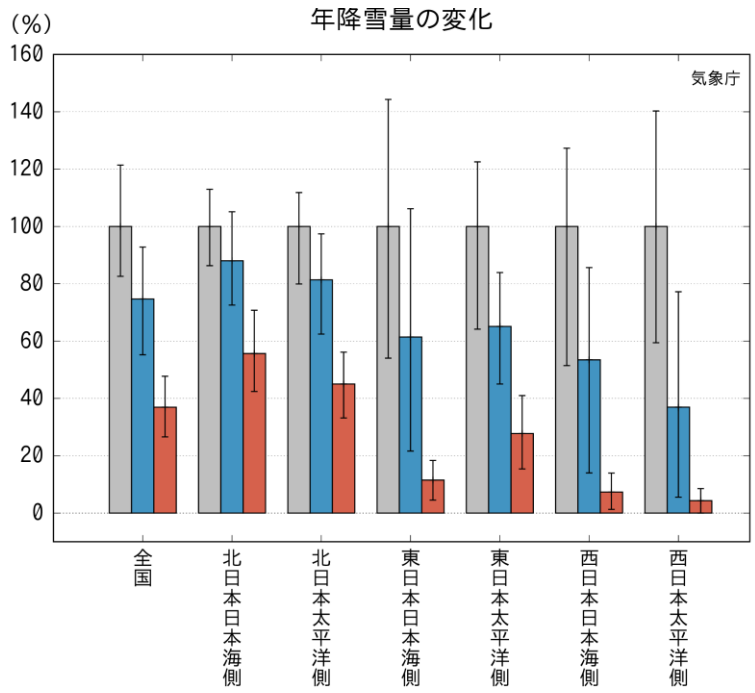


図 6.2.11　本報告書の予測による全国及び地域別の年降雪量の将来変化（%）
図の見方は図 6.2.8 と同様。

表 6.2.4　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 6.2.3 と同様。

地域	20 世紀末	RCP2.6	RCP8.5
全国	(83 – 121)	75 (55 – 93)	37 (27 – 48)
北日本　日本海側	(86 – 113)	88 (73 – 105)	56 (42 – 71)
北日本　太平洋側	(80 – 112)	81 (62 – 97)	45 (33 – 56)
東日本　日本海側	(54 – 144)	61 (22 – 106)	12 (4 – 18)
東日本　太平洋側	(64 – 123)	65 (45 – 84)	28 (15 – 41)
西日本　日本海側	(51 – 127)	53 (14 – 86)	7 (1 – 14)
西日本　太平洋側	(59 – 140)	37 (6 – 77)	4 (0 – 9)

日本海側の各地域における降雪量の季節変化（図 6.2.12）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。一方で、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、こうした短い時間スケールの降雪量予測については不確実性が大きい。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が、この点も同様に予測の不確実性は大きい。

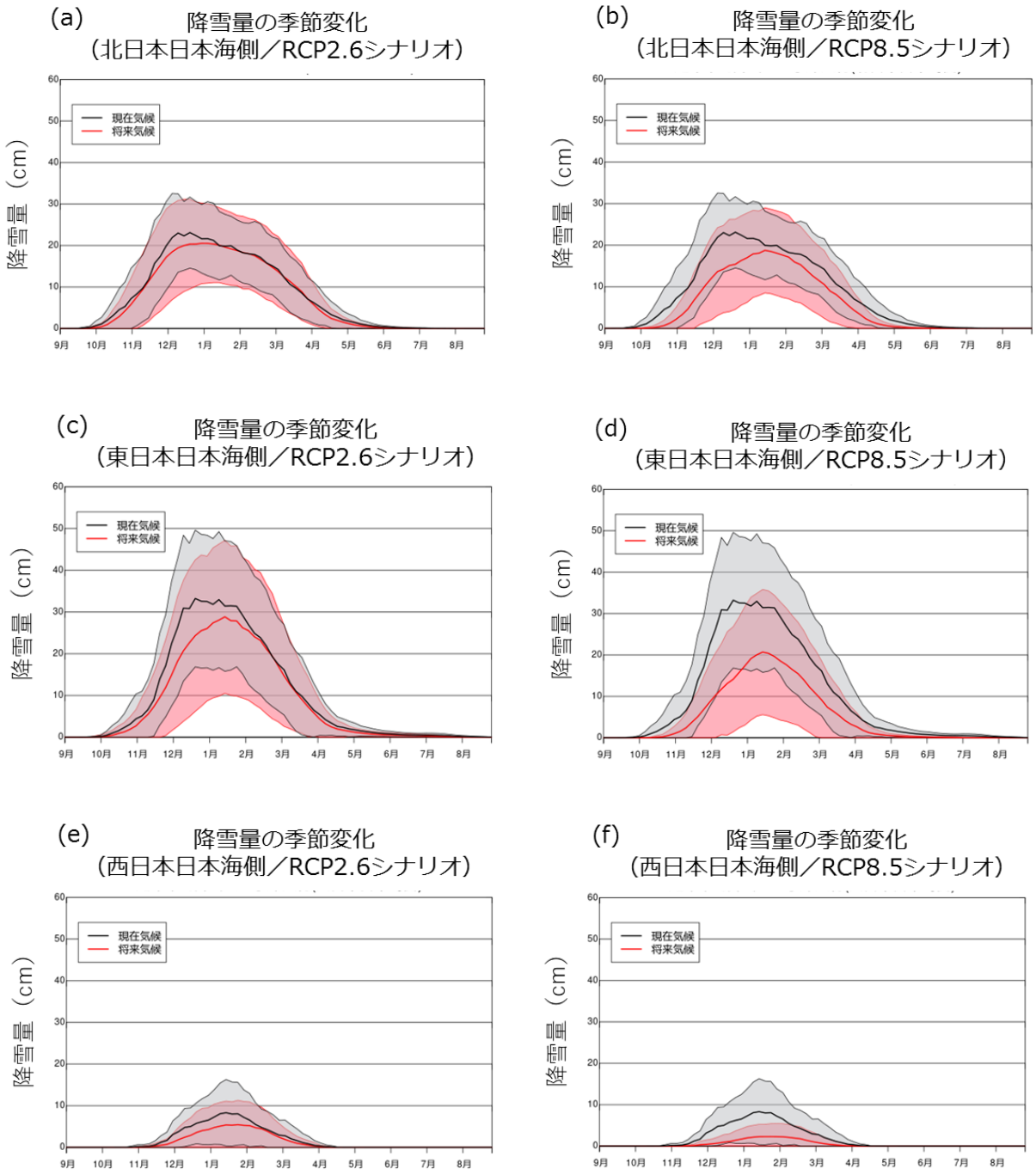


図 6.2.12　地域別の降雪量の季節進行の変化（cm）

(a)(c)(e)に 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、(b)(d)(f)に 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）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)　極端な大雪や降雪変化の将来予測に関する研究事例

発生頻度が低い極端な大雪については大規模アンサンブルが必要である。第 6.2.2 項(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、これまでの複数の研究結果から、低頻度で発生する大雪については、一部地域で降雪量が増加する可能性は排除できないことが示唆されている。

例えば、Kawase et al. (2016) は、d4PDF（『気候予測データセット 2022』に全球及び日本域確率的気候予測データとして収録。コラム 4 及び付録 A.2.4 参照）を用いて、世界平均地表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、厳冬期に気温が 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 年当たり一回の発生頻度の大雪のような災害を起こしかねない極端な大雪の降雪量が増大すると予測された（図 6.2.13）。

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地表気温が約 2℃ 又は約 4℃ 上昇した場合の日本の大雪（年最大日降雪量）の変化を調べた。その結果、太平洋側の大雪は、地球温暖化による気温上昇によって雪から雨に変わる効果が大きく、大雪時の降雪量が著しく減少する一方、日本海側の標高の高い地域では現在よりも増加しうると指摘している。

更に、Kawase et al. (2020a) は中部山岳地域を対象に、d4PDF を最大で水平解像度 1 km まで高解像度化し、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査した。その結果、極端に雪が多い年は、将来、厳冬期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となった。つまり、地球温暖化に伴い、極端に雪の多い年と少ない雪の年が現在よりも極端化する可能性を指摘している。

d4PDF の多量のアンサンブルデータをクラスター分析あるいは自己組織化マップ分析することで、降雪発生パターンを分類し、将来の降雪変化を調べた研究が行われている。Ohba and Sugimoto (2020) は日本の湿雪の将来変化、Ohba and Kawase (2020)は積雪の上に降る雨（Rain on Snow）の将来変化を調べている。同じく d4PDF のアンサンブルを用いて、Katsuyama et al. (2023)は雪崩の指標となる積雪の安定性の変化を調べた。将来は地球温暖化に伴い弱層（積雪内で雪同士の結合力が弱い層）の形成機会が減少し、結果として雪崩のリスクは軽減される可能性を示唆している。ただし、日本海側の高標高域など、地域によっては大雪の頻度が増えるため、大規模な雪崩が発生するリスクが残ることも合わせて示している。また Asano et al. (2023) は、d4PDF を用いて、主に南岸低気圧によって引き起こされ、交通障害等の社会的インパクトが大きい関東平野における降雪や湿雪の将来変化を調べ、将来は主に気温上昇により、関東平野においてはこれらのリスクは減少することを示している。

一方、北海道の降雪や積雪に関しては、CMIP のマルチモデルや d4PDF から力学的ダウンスケーリングしたデータを用いた研究が複数存在する（Katsuyama et al.,2017; Katsuyama et al., 2020; Kawazoe et al., 2020; Inatsu et al., 2022）。Kawazoe et al. (2020) や Inatsu et al. (2022) は、北海道の降雪と循環場に自己組織化マップ解析を行い、札幌や広尾等の北海道の大雪と循環場の将来予測を実施した。その結果、本州や北海道の南を低気圧が通過した際の大雪は減少するが、西高東低が強まった際に発生する大雪は増加する可能性を指摘している。北海道の山岳域の積雪を対象とした研

究（Katsuyama et al., 2017）では、将来地球温暖化が進行するにつれて積雪が減少し、ざらめ雪[85]の割合が増加することを指摘している。

最近では領域モデルを用いて気象庁 55 年長期再解析（JRA-55）を 5km までダウンスケールを行い、1960 年頃から現在までの山岳域を含む日本の積雪の変化や (Kawase et al., 2023a)、近年発生した大雪に対する地球温暖化の寄与を調べる研究（イベント・アトリビューション（詳細はコラム 8 参照））（Kawase et al., 2022a）も行われてきている。1960 年以降の年最深積雪の長期変化を調べると、東日本と西日本の日本海側の低標高域では、第 6.2.2 項(1)と同様の傾向が再現されたが、東日本の高標高域では年最深積雪には有意な変化傾向は確認できず、年最大日降雪量には有意な増加トレンドが見られた。この傾向は、地球温暖化に伴う将来の年最積雪の変化傾向とも整合的である。一方、2020 年 12 月に新潟県中越地方の山沿いから関東北部の山沿いで発生した短期間の大雪に関して、地球温暖化の寄与を調べたところ、大雪が発生した山間部では、地球温暖化に伴う気温や海面水温の上昇の影響で、降雪量が増加した可能性が高いことが分かっている（Kawase et al., 2022a）。

日本における極端な大雪の将来変化については、前述の通り複数の研究事例があるものの、まれにしか発生しない現象であるために観測データに基づく評価が難しいことから、将来予測の確信度は中程度である。この点について IPCC (2021) 第 12 章においても同様の評価がされている。また国外においても、米国のアラスカ、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がなされている（de Vries et al., 2014; Lute et al., 2015; Janoski et al., 2018; Newman et al., 2021）。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。

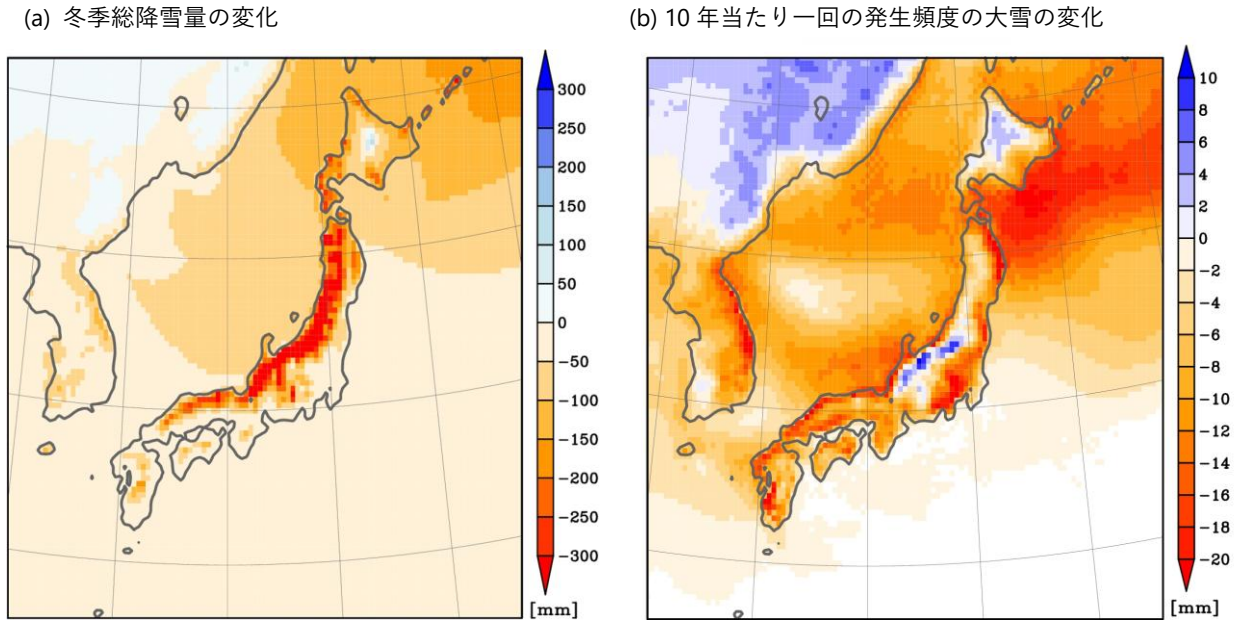


図 6.2.13　冬季（11～翌年 3 月）の総降雪量及び 10 年当たり一回の発生頻度の大雪（日降雪量）の将来変化
(a) が冬季の総降雪量の、(b) が 10 年当たり一回の発生頻度の大雪の将来変化。いずれも、d4PDF に基づき世界平均地表気温が 4℃ 上昇した場合の変化を予測した結果で、水の量（mm）に換算した値で示している。（Kawase et al. (2016) より、Climatic Change（https://www.springer.com/journal/10584）から SNCSC の許可を得て改変・転載©Springer Nature）

85 積もった雪の粒が一度融けて、再び凍結した雪のこと。

6.3　背景要因

(1)　雪氷アルベドフィードバック

第 4 章でも示したが、雪氷アルベドフィードバックは、地上気温と積雪等の両方に大きく影響を与える、強い正のフィードバックである。積雪は土壌等に比べて太陽放射に対する反射率（アルベド）が高く、太陽光をよく反射する。また積雪アルベドは雪質に大きく依存し、例えば低い温度で降った新雪のような粒径が小さいものはアルベドが大きいが、雪質変質が進む（粒径の増大、部分的融解等）とアルベドが低下する。雪質変質は温度が高いほど進みやすいし、降雪時の気温が比較的高ければ、新雪であってもその粒径は比較的大きいものとなる。

将来変化において気温が上昇すると、降雪・積雪の開始時期が遅くなり、土壌の露出が続くため太陽光による吸収加熱が続き、これがその時期の気温を更に高めることに寄与する。積雪期間中も上昇した気温により、雪質変質が進行し、低アルベド・太陽光吸収高・積雪加熱増となり、更なる積雪変質につながる。結果として融雪期も早まり、その時期の気温も更に高めることに寄与することになる。

なお、積雪アルベドを低下させる要因としては積雪不純物も知られる。植生起源のものに加え、世界的には氷床域のような植生の少ないところではエーロゾル起源の物質も、雪氷アルベドの低下を通じて、雪氷融解・地上気温上昇に寄与する。

(2)　降雪・積雪、大雪のリスクが必ずしも低下しないメカニズム

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、気温や海水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、地球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。同様に、北海道では厳冬期の季節風吹き出し時は地球温暖化が進行したとしても、氷点下であるため、厳冬期に冬型による降雪が増加する可能性が指摘されている。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。実際に、日本海側では降雪減少とともに、冬季降水量も減少する予測となっている。これは冬季モンスーンの弱化や、アリュー

シャン低気圧の位置の変化などから日本付近は北西の季節風が弱まる傾向があることと関係している（図 13.2.2）。一方、北海道では逆に北西の風が強まる傾向があり、冬季降水量の増加が予測されている。この傾向は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）でも見られるが，4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）でより顕著に見られる（Kawase et al., 2021b）。冬季モンスーンの弱化は、地球温暖化により高緯度の大陸で気温上昇が促進されることで、冬季の海陸の温度コントラストが小さくなることが原因とされ、気象庁気象研究所のモデル以外でも見られる。そのため、確信度は中程度であると考える。一方、北海道の冬季降水量の変化は循環場のわずかな違いによっても増減が変わるため、確信度が低いと考えられる。

第7章　　熱帯低気圧

観測結果

- 北西太平洋では、1980 年代半ば以降、強度の強い熱帯低気圧が増加している。
- 台風の発生数、日本への接近数に有意な長期変化傾向は確認できない。
- 日本付近の台風は、強度が最大となる緯度が北に移動している。

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（*確信度は高い*）。
- 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）。

熱帯又は亜熱帯地方（の海上）で発生する低気圧を熱帯低気圧という。本章第 7.1 節では、気候変動に伴う世界の熱帯低気圧の変化について示す。

また、熱帯低気圧のうち、北西太平洋又は南シナ海に存在し、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、台風と呼ぶ。第 7.2 節では、日本周辺の台風の変化について示す。

7.1　　世界（熱帯低気圧）

7.1.1　　観測結果

まず、世界における熱帯低気圧の変化について述べる。IPCC (2021) では、世界の（つまり全熱帯低気圧に占める）強い熱帯低気圧（カテゴリー3～5）（1 分間の平均風速 49 m/s 以上）の発生の割合は過去 40 年間で増加している*可能性が高い*と評価している{11.7, SPM A.3.4, TS.2.3, Table TS.2}。北西太平洋[86]とベンガル湾では、1980 年代半ば以降、カテゴリー4～5（1 分間の平均風速 58 m/s 以上）の強度の熱帯低気圧が増加している（*確信度が中程度*）（Mei and Xie, 2016; IPCC,2021; 12.4.2.3）。一方で、数十年～百年単位の長期的な変化傾向を確実に検出するには、熱帯低気圧の頻度や強度についてのデータの品質や期間が不十分であるため、これらの信頼性は低い {11.7, SPM A.3.4}。 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 1980 年代以降の過去約 30 年間において、極方向に移動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、熱帯低気圧の強度に基づくデータの取り出し方の違い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る（Tennille and Ellis, 2017; Zhan and Wang, 2017）。

世界の平均的な熱帯低気圧の移動速度に関しては、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いない（Moon et al., 2019; Lanzante, 2019; Kossin, 2019; Yamaguchi et al., 2020）。

これ以外にも、特定の地域においては、熱帯低気圧の発達率（24 時間での最大風速の増加率）が強まっていること、熱帯低気圧に伴う降水量が増えていること、海洋循環の変化の影響によって熱

86 IPCC (2021) が評価するここでの北西太平洋領域には南シナ海も含む。

帯低気圧の活動が強化していることなども近年指摘されている（Liu et al., 2021; Guzman and Jiang, 2021; Sasaki and Motoi, 2022）。

（参考）熱帯低気圧（台風）の強さの階級

表.7.1.1 及び表 7.1.2 にて、熱帯低気圧の風速によるカテゴリー（The Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale）と気象庁の台風の風速階級をそれぞれ示す。これらは階級で用いられる風速の定義が異なる（それぞれ 1 分間平均風速、10 分間平均風速）が、両者を比較するために、ここでは係数 0.88（Sampson et al., 1995）を用いて風速定義の換算を行った値も参考として併記する。例えば、10 分間平均風速は係数 0.88 で割ることで 1 分間平均風速に換算している。加えて、”ノット”は約 1.852 km/h を示す単位であり、”ノット”と”m/s”の換算では、”ノット”に係数 0.514 を乗じて”m/s”に換算している。

表 7.1.1　熱帯低気圧の風速によるカテゴリー（The Saffir-Simpson Hurricane Wind Scale.（サファ・シンプソン・ハリケーン・ウィンド・スケール）[87] ）

カテゴリー	最大風速	
	10 分間平均風速 （換算）	1 分間平均風速
1	56 ノット (28.8 m/s)～72 ノット (37.0 m/s)	64 ノット (32.9 m/s) ～82 ノット (42.1 m/s)
2	73 ノット (37.5 m/s) ～84 ノット (43.2 m/s)	83 ノット (42.7 m/s) ～95 ノット (48.8 m/s)
3	84 ノット (43.2 m/s) ～99 ノット (50.9 m/s)	96 ノット (49.3 m/s) ～112 ノット (57.6 m/s)
4	99 ノット (50.9 m/s) ～120 ノット (61.7 m/s)	113 ノット (58.1 m/s) ～136 ノット (69.9 m/s)
5	121 ノット (62.2 m/s) 以上	137 ノット (70.4 m/s) 以上

表 7.1.2　気象庁の台風の強さの階級[88]

階級		最大風速	
		10 分間平均風速	1 分間平均風速（換算）
（台風の定義）		34 ノット (17 m/s)以上	39 ノット (19 m/s)以上
	「強い」	64 ノット (33 m/s)以上 85 ノット (44 m/s)未満	73 ノット (38 m/s)以上 97 ノット (50 m/s)未満
	「非常に強い」	85 ノット (44 m/s)以上 105 ノット (54 m/s)未満	97 ノット (50 m/s)以上 119 ノット (61 m/s)未満
	「猛烈な」	105 ノット (54 m/s)以上	119 ノット (61 m/s)以上

7.1.2　　将来予測

『日本の気候変動 2020』の発行以降、IPCC 第 6 次評価報告書（IPCC (2021)の第 11.7.5 章参照）によって最新の科学的知見が発表された。その後、2022 年 12 月にインドネシアで開催された 10th International Workshop on Tropical Cyclones (IWTC-10、Camargo et al., 2023）で気候変動対策の政策決定のために有用な研究成果のレビューならびに更なる研究発展のための指針・提案がなされた。また、北西太平洋における熱帯低気圧の将来予測に焦点を当てたレビュー論文が Cha et al. (2020)によって発表されている。本項では IPCC 第 6 次評価報告書以降に発表された研究についても補足的に説明しつつ、IPCC 第 6 次評価報告書で報告されている最新の科学的知見や科学者の見

87 シンプソン・スケールともいう。米国海洋大気庁国立ハリケーンセンターホームページを基に作成：https://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php

88 気象庁ホームページを基に作成：https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/typhoon/1-3.html

解を中心に記述する。なお図 7.1.1 は IPCC 第 6 次評価報告書による世界の熱帯低気圧の将来予測についての概要を示しており、以降この図に沿って記述する。

熱帯低気圧の全球発生数の将来変化については科学的に最も議論されている問題の一つであるが、地球温暖化が全球発生数に及ぼす影響についての理論やメカニズムについては熱帯低気圧の強度や降水量に関連するメカニズムほど堅固な情報が得られていない。近年の研究から得られた将来予測は Knutson et al. (2020)によってまとめられた。140 事例の将来予測実験の結果をまとめると、地球温暖化 2°C に対して全球における熱帯低気圧の発生数が中央値で約 14%減少すると予測している。この減少予測は d4PDF（付録 A.2.4 参照）を含めこれまで気象庁気象研究所が開発してきた気候モデルによる将来温暖化予測実験によるものと定性的には一致している（Oouchi et al., 2006; Murakami et al., 2012a,b; Yoshida et al., 2017）。一方、この 140 事例による将来変化の 5〜95 パーセンタイルの範囲は－28%から+22%とゼロを中心に大きな幅を示している（Knutson et al., 2020）。これは一部の高解像度全球気候モデル (Bhatia et al., 2018; Vecchi et al., 2019) や統計・力学ダウンスケールモデル（Emanuel, 2021; Lee et al., 2020）によって全球の熱帯低気圧の発生数は増えるという予測結果が近年公表されたためである。これらの結果により将来変化の定量的な予測はもとより、増えるか減るかについての定性的な予測についても不確実性が大きいことを示唆している。IPCC 第 6 次評価報告書では全球熱帯低気圧の発生数は減少または不変である可能性が示唆されているが、*確信度は中程度*と結論付けている｛11.7.1.5｝（図 7.1.1 左側中段）。

全球発生数の将来変化の理解が進まない理由の 1 つとして全球発生数を決定づける理論やメカニズムが確立されていないことが挙げられる。近年、注目され始めたのが熱帯低気圧の発生の元となる総観規模擾乱（熱帯低気圧の種「seeds」と呼ばれており、以下「seeds」と表記。）で、seeds の数の将来変化が熱帯低気圧の発生数変化と直接関係しているのではないかという研究がいくつか発表された（Vecchi et al., 2019; Hsieh et al., 2020; Sugi et al., 2020; Yamada et al., 2021）。一方、seeds は熱帯低気圧の発生数とは直接関係はなく、水平風の鉛直シアーなどの力学的環境場や、相対湿度などの熱力学的環境場が熱帯低気圧の発生数変化に直接関係しているであろうという反論もある（Patricola et al., 2018; Emanuel, 2022)。seeds の定義がはっきりしないこと、seeds の直接的な観測がないこと、seeds の数の将来変化やモデル実験設定に関して研究間の違いがあることなどから seeds と熱帯低気圧の全球発生数に関する議論は決着しておらず進行中である（Camargo et al., 2023）。

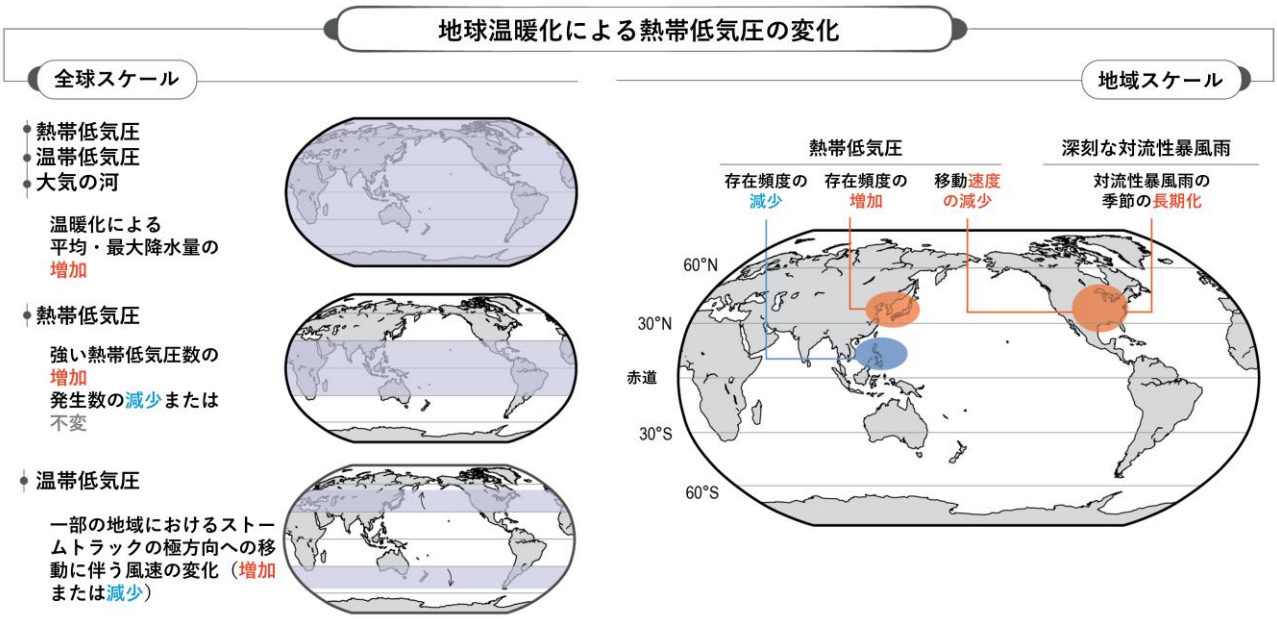


図 7.1.1　IPCC 第 6 次評価報告書で示された熱帯低気圧の過去と将来の変化に関する見解

全球スケール（左側）と地域スケール（右側）における地球温暖化による熱帯低気圧の定性的な変化についての科学的見解を示す。それぞれのスケールで過去と将来について熱帯低気圧の変化について確信度の情報とともに取り上げている。（左側上段）熱帯低気圧に伴う平均・最大降水量の増加（過去：*確信度が低い*、将来：*確信度が高い*）。（左側中段）全球発生数に対する強い熱帯低気圧数の相対的な増加（過去：*確信度は中程度*、将来：*確信度が高い*）、熱帯低気圧の全球発生数の減少または不変（過去：*確信度が低い*、将来：*確信度は中程度*）。（右側）北西太平洋における熱帯低気圧の存在頻度の中・高緯度へのシフト（過去：*確信度は中程度*、将来：*確信度は中程度*）、アメリカ合衆国に上陸する熱帯低気圧の移動平均速度の減少とそれに伴う降水量の増加（過去：*確信度が低い*、将来：*確信度が低い*）。図では温帯低気圧（Extratropical cyclones）や大気の河（Atmospheric river）についても取り上げられているが解説は省く。（IPCC, 2021; Figure 11.20 を和訳・転載。）

一方、強い強度の熱帯低気圧の発生数については弱い強度の熱帯低気圧の発生数に比べて相対的に増えるであろうと予測されている（IPCC, 2021; 11.7.1.5、図 7.1.1 左側中段）。全熱帯低気圧の発生数（最大風速 17 m/s 以上）に対するカテゴリー4 以上の強い熱帯低気圧（最大風速 58 m/s 以上）の発生数の相対的割合が地球温暖化 2°C を仮定した複数将来実験の中央値で現在気候に比べて 13%増加するであろうと予測しており*確信度が高い*（Knutson et al., 2020; IPCC, 2021）。全熱帯低気圧の発生数は上記で述べたように地球温暖化 2°C に対して中央値で約 14%減少することが予測されていることを考慮すると、カテゴリー4 以上の強い熱帯低気圧の発生数の変化は中央値で約 1%程度の減少と予測されている（Knutson et al., 2020）。同様に熱帯低気圧の平均最大風速を観測の気候値に合うようにバイアス補正を施した d4PDF の結果を用いるとカテゴリー4 以上の強い熱帯低気圧の割合は 4°C 昇温実験で増加すると予測しており、IPCC 第 6 次評価報告書の報告と定性的には整合的である（Yoshida et al., (2017) の図 4 参照）。なお、熱帯低気圧の生涯最大風速に関しては地球温暖化 2°C に対して実験間の中央値で約 5%程度増加するであろうと予測されている（IPCC, 2021; Knutson et al., 2020）。

熱帯低気圧のサイズについて Yamada et al. (2017)では最大風速が同程度の熱帯低気圧を現在気候実験と A1B シナリオ[89]（地球温暖化約 3°C 程度）に基づいた将来気候実験を比較した結果、熱帯低気圧の外部コアサイズ（動径平均風速が 12m/s の外核半径）が北西太平洋、南インド洋、南太平洋で統計的有意に約 10%程度増加していることを報告している。一方、他の気候モデルを用いた研究では統計的有意な外部コアサイズの将来変化は見られない結果が示されておりモデル間のばらつきが大きい（Knutson et al., 2015; Schenkel et al., 2023）。IPCC 第 6 次評価報告書では熱帯低気圧の大きさに関する将来変化は*確信度が低い*と報告している｛11.7.1.5｝。

1 つの熱帯低気圧に伴う降水量は将来増加するであると予測されており*確信度が高い*（図 7.1.1 左側上段）。16 事例の将来予測実験の全てで増加傾向を示しており、地球温暖化 2°C に対して中央値で約 14%の増加（5～95 パーセンタイルの範囲は+6～22%）が見込まれている。この増加率はクラウジウス・クラペイロンのスケールから見積もられた大気中の水蒸気増加量（理論的に算出された気温 1°C 上昇に対する約 7%の大気中の水蒸気の増加量）とほぼ同程度となっている(Knutson et al., 2020)。一方、熱帯低気圧に伴う降水の将来変化は地域的なばらつきが指摘されており、対流圏下層の水蒸気収束の変化の度合いによってはクラウジウス・クラペイロンスケール以上の増加が見込まれている（Knutson et al., 2015; Phibbs and Toumi, 2016; Patricola and Wehner 2018; Liu et al., 2019）。また、IPCC 第 6 次評価報告書では熱帯低気圧に伴う極端降水の将来変化についても述べられている｛11.7.1.5｝。Kitoh and Endo (2019) による d4PDF を用いた解析によれば、熱帯低気圧に伴う年最大 1 日降水雨量は北半球の亜熱帯･中緯度域で増加するであろうと予測している（図 7.1.2）。とりわけハワイ付近から日本付近にかけての亜熱帯域では熱帯低気圧の存在頻度とその年々変動の振幅が将来は増加すると予測されており熱帯低気圧による極端降水による災害リスクの増大が示唆される（Yoshida et al. (2017) の図 2 c、Kitoh and Endo (2019) の図 6 c を参照）。

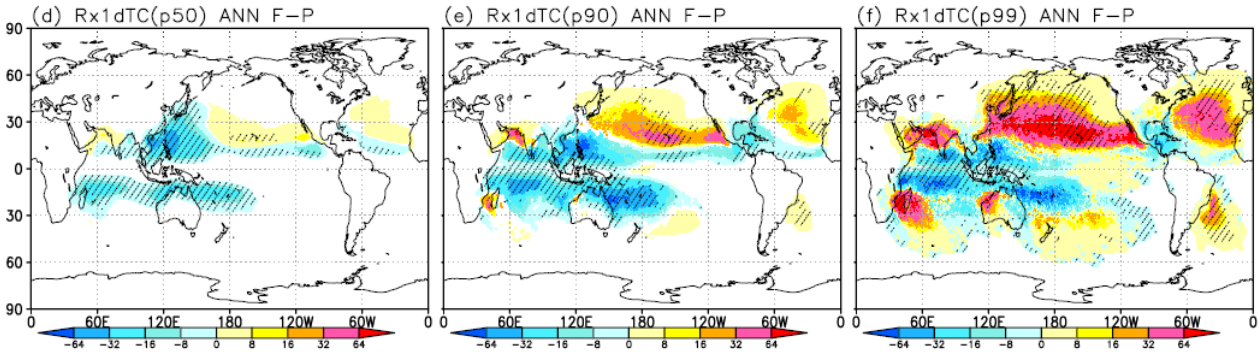


図 7.1.2　d4PDF で予測された熱帯低気圧に伴う極端降水量の将来変化

d4PDF で予測された年最大 1 日積算降水量（Rx1d）の将来変化。Rx1d は d4PDF の全てのアンサンブルメンバーより計算され、現在気候実験（総サンプル数 6000 年）と将来 4°C 昇温実験（総サンプル数 5400 年）で見積もられている。左図は Rx1d の 50 パーセンタイルの将来変化を、中図は 90 パーセンタイルの将来変化を、右図は 99 パーセンタイルの将来変化を示している。単位は mm。ハッチは 6 つの異なる海面水温パターン実験の全てが同じ増加または減少を示した領域を示し確信度が高い領域を示す。（Kitoh and Endo (2019) の図 3 より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載（一部改変）。）

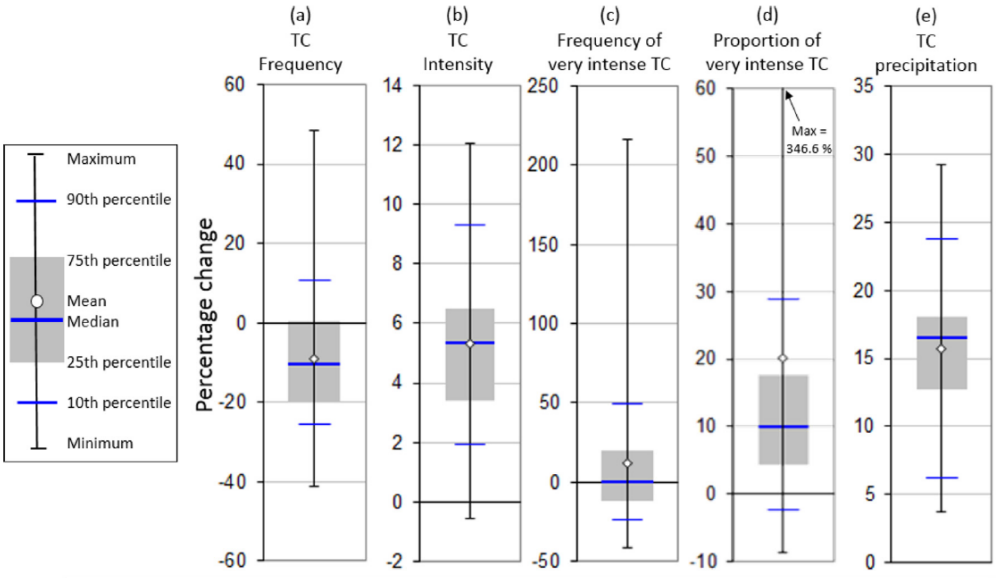
89 IPCC AR4 で用いられた排出シナリオで、21 世紀末で IPCC AR5 の排出シナリオの RCP6.0 に相当する。

地球温暖化による海面上昇、熱帯低気圧の風速強度の増加、熱帯低気圧の降水量の増加の複合効果に伴い熱帯低気圧による沿岸域の高潮・洪水などによる災害リスクは増加することが示唆されている。とりわけ海水面上昇に伴う高潮リスクは世界のほとんどの領域で予測されており*確信度が高い*（Yang et al., 2018; Mori et al., 2019, 2021; Chen et al., 2020）。熱帯低気圧が引き起こす高潮リスクについては、第 11 章も参照のこと。

IPCC 第 6 次評価報告書では熱帯低気圧の発生数の地域的な将来変化についても言及しており、ベンガル湾、西太平洋、東太平洋、カリブ海を含む北大西洋については減少、ハワイ付近を含む中部太平洋やアラビア海では増加する可能性が報告されている｛11.7.1.5,12.4.2.3, 12.4.7.3｝。また、IWTC-10 レポート（Camargo et al., 2023）によると、最新の気候モデルを用いたほとんどの将来予測では北半球に比べて南インド洋や南太平洋を含む南半球でより熱帯低気圧の発生数の減少率が大きいことを報告している（Knutson et al., 2020; Bell et al., 2019; Cattiaux et al., 2020; Chang et al., 2020; Roberts et al., 2020）。一部の研究では南半球における熱帯低気圧の平均存在位置が将来は相対的に高緯度側、つまり南極側にシフトするであろうことが示されている（Wehner et al., 2018）。一方、南半球に比べて北半球における熱帯低気圧の地域的な将来変化はモデル間のばらつきが大きい。

北西太平洋における将来変化に焦点をあてると、気候モデルによるほとんどの将来予測実験では熱帯低気圧発生数は減少すると予測している(Cha et al., 2020、図 7.1.3)。Bacmeister et al. (2018) や Hong et al. (2021) らによる最新の将来予測でも発生数が減少すると報告している。一方、一部の研究では発生数が増加する予測も報告されている。Bhatia et al. (2018) では熱帯低気圧の発生数は今世紀末には RCP4.5 温暖化シナリオ（世界平均地表気温約 2°C 上昇）で 6%程度増加すると予測しており、これらの増加予測は Emanuel (2021) による統計・力学モデルによる将来予測実験でも報告されている。Cha et al. (2020) のレビュー論文によると、2°C 上昇を仮定した 140 事例の将来実験の中央値で約 10%の熱帯低気圧発生数の減少（10〜90 パーセンタイルの範囲は－25〜+10.5%）が予測されている（図 7.1.3）。d4PDF による 4°C 上昇実験でも北西太平洋の熱帯低気圧の発生数は減少することが予測されているが、6 つの将来実験の平均で約 42%の減少を予測している（Yoshida et al., 2017）。2°C 上昇に線形換算すると約 21%程度の減少となり、Cha et al. (2020)の中央値より減少率は大きいが、10〜90 パーセンタイルの範囲に入っている。Cha et al. (2020) では Knutson et al. (2020) と同様、北西太平洋における熱帯低気圧強度、強い熱帯低気圧の全発生数に相対的な割合、熱帯低気圧に伴う降水量の将来変化の定量的な見積もりを報告している（図 7.1.3）。これらの将来変化は上記で述べた全球スケールの将来変化と定性的には整合的である。

北西太平洋の内部で熱帯低気圧の発生数、存在頻度が将来は偏在するであろうと予測している研究報告もある。Chang et al. (2020) や Roberts et al. (2020) では北西太平洋の南側領域で発生数は減少し、高緯度側では増加するという予測を示している。一方、Murakami et al. (2011) 、Yokoi et al. (2012) 、Colbert et al. (2015) では北西太平洋の西側領域で発生数が減少し東側領域で増えると報告しており研究間・モデル間のばらつきは大きい。モデルでは熱帯低気圧の地域的な発生数や存在頻度の変化は海面水温の将来変化の空間分布と関係があり、海面水温が他の海域より高く上昇した領域で熱帯低気圧の発生数がより増加する傾向がある（Murakami et al., 2012b）。しかし、海面水温の将来変化の空間分布はモデル間によるばらつきが大きいことから熱帯低気圧の地域的な発生数や存在頻度の将来変化は確信度が低い。



	(a) TC Frequency	(b) TC Intensity	(c) Frequency of very intense TC	(d) Proportion of very intense TC	(e) TC precipitation
Maximum	48.3	12.1	216.2	346.6	29.2
90th percentile	10.6	9.3	49.6	28.8	23.8
75th percentile	0.4	6.6	20.0	17.7	18.3
Median (Mean)	-10.3 (-8.9)	5.3 (5.3)	0.0 (12.3)	10.0 (20.2)	16.5 (15.7)
25th percentile	-20.0	3.2	-12.1	3.9	12.1
10th percentile	-25.5	1.9	-23.5	-2.3	6.3
Minimum	-41.3	-0.5	-41.1	-8.8	3.7
No. of estimates	140	26	37	38	16

図 7.1.3　世界平均地表気温が 2°C 上昇した場合の北西太平洋における熱帯低気圧の変化予測
(a)全熱帯低気圧の発生頻度、(b)熱帯低気圧強度、(c)非常に強い熱帯低気圧の発生頻度、(d)非常に強い熱帯低気圧の全熱帯低気圧頻度に対する割合、(e)熱帯低気圧周囲の降水率を示す。箱ヒゲ図は予測される変化率の中央値、平均値、パーセンタイル範囲、最小値、最大値を示しており、具体的な数値が表に示されている。（Cha et al. (2020) の図 1 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。）

一方、熱帯低気圧の生涯最大風速が記録される位置はより高緯度になるであろうという研究が報告されている（Kossin et al., 2014, 2016）。とりわけ北西太平洋では過去数十年で最大風速を記録する平均緯度が統計的有意に高緯度側にシフトしていることが示されており（第 7.2.1 項参照）、気候モデルによる将来実験でも高緯度側にシフトする予測結果が報告されている（Kossin et al., 2016）。観測の長期変化傾向と将来予測結果が一致していることを踏まえて、IPCC 第 6 次評価報告書では北西太平洋における生涯最大風速が記録される位置が高緯度側へシフトすることは*確信度が中程度*であるとしている（IPCC, 2021; 図 7.1.1 右側）。

熱帯低気圧の移動速度について、Yamaguchi et al. (2020)による d4PDF を用いた 4°C 上昇実験では全ての熱帯低気圧で平均した移動速度は加速がみられると報告している。一方、とりわけ北西太平洋の中緯度域で移動速度が減少することを示しており、将来の人為的な地球温暖化が特に中緯度で台風の動きを遅くする可能性があると報告している（Yamaguchi et al., 2020; Zhang et al., 2020）。一方、第 7.1.1 項で述べたとおり、 過去に移動速度が遅くなっていることが人為的な気候変動の影響かどうかについて研究間で見解が一致していないことから、将来、熱帯低気圧の移動速度が遅くなる可能性については確信度が中程度である。

熱帯低気圧の温帯低気圧化の将来変化についても多数の研究が発表されている（Michaelis and Lackmann, 2019; Liu et al., 2020; Bieli et al., 2020; Lung and Lackmann, 2019, 2021; Sainsbury et al., 2020; Haarsma, 2021）。これらの研究のほとんどが北西太平洋を対象にしており、将来はより強い強度の温帯低気圧やそれに伴う降水の強化が予測されている。一方、全ての研究で統計的有意な将来変化が得られているわけではなく定量的な将来変化の確信度は中程度である。

以上、『日本の気候変動 2020』の内容とそれ以降に発行されたレビュー論文・報告書の内容には大きな違いはない。熱帯低気圧の全球発生数の将来変化は依然として不確実性が大きいが、熱帯低気圧の強度の将来増加については過去 40 年でもすでに増加傾向にあることから確信度が高い（Camargo et al., (2023)の Table 1 を参照）。また、熱帯低気圧の強度増加に伴う降水、洪水、高潮などによる災害リスクの増加についても示唆されている。一方、海盆ごとまたは海盆内部における熱帯低気圧の発生数、存在頻度や災害リスクの定量的な将来変化については不確実性が大きいのが現状である。

7.2　日本（台風）

7.2.1　観測結果

次に、日本周辺の台風の変化について述べる。図 7.2.1 に 1951 年以降の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（沖縄県など島嶼部は含まない）に達した場合を「上陸」と判定している。

気象庁の解析による台風の発生数は、1951 年から 2024 年の期間全体では統計的に有意な変化傾向は確認できないが、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いなど、数十年スケールの変動や年々の変動が卓越している。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、この前後の台風発生数については解析精度に差がある可能性がある。また、より正確な長期変化傾向を検出するためには、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、発生数と似た傾向の変動を示しており、発生数と同様に統計的に有意な長期変化傾向は確認できない。日本への上陸数は年あたり 2、3 個程度とサンプル数が少ないため、長期変化傾向を述べるのは難しい。

台風の日本への接近数については、過去 40 年で太平洋側に接近する台風が増えていると示す研究成果がある（図 7.2.2）。Yamaguchi and Maeda (2020)は、1980 年から 2019 年の解析データにより、期間の前半 20 年に比べて後半 20 年の東京への接近数が約 1.5 倍に増加しており、また台風の移動速度が低下することで、台風による影響時間が長くなっていることを示している。

台風の強度に関する評価として、IPCC (2021) では、北西太平洋の熱帯低気圧はその強度のピークに達する位置について、緯度がより北へ移動している*可能性が非常に高く*、このような変化は内部変動だけでは説明できない（*確信度が中程度*）と評価している {11.7, SPM A.3.4}（図 7.2.3）。1987 年から 2016 年までの 30 年間に限定した解析結果であるが、Kawabata et al. (2023) はカテゴリー4 相当以上の台風（10 分間最大風速で約 48 m/s 以上）について、強度のピークに達する位置がより北西側に移動する傾向が見られることを示している。

また、前述のように IPCC (2021) では、北西太平洋において 1980 年代半ば以降カテゴリー4～5（1 分間の平均風速 58 m/s 以上）の強度の熱帯低気圧が増加している（*確信度が中程度*）と評価している｛12.4｝。このような増加傾向について、IPCC (2021) と同様の手法（Mei and Xie, 2016）を用いて気象庁ベストトラックデータを補正すると、直近のデータを含めた 1977～2021 年においてもカテゴリー4～5 の熱帯低気圧の発生数は増加しているとみられる（信頼水準 90%で統計的に有意）。一方、Kawabata et al. (2023) は、気象庁が作成した時間的均質性がより高い熱帯低気圧データセットである『ドボラック再解析データ』（Nishimura et al., 2023）を用いた調査を行い、1987～2016 年におけるカテゴリー4～5 の熱帯低気圧発生数には統計的に有意な増加傾向は確認できず、また年々や数年の規模での変動が大きいことを指摘している。

Sezaki et al. (2025)によると、気象庁の台風の強さの階級で長期変化傾向を解析すると、気象庁のベストトラックデータによって台風の強度が解析可能な 1977～2021 年の統計期間では、同データにより「強い」以上（10 分間の平均風速 33 m/s 以上）の強さとなった台風の発生数には統計的に有意な減少傾向が確認できる。また、「非常に強い」（10 分間の平均風速 44 m/s 以上）以上の強さとなった台風の発生数には、1977～2021 年の統計期間では統計的に有意な変化傾向は確認できない。米国合同台風警報センター（JTWC）のベストトラックデータによる 1977 年以降の解析では、「強い」及び「非常に強い」以上の強さの台風の発生数のいずれも、統計的に有意な変化傾向は確認できない。

一方、『ドボラック再解析データ』による解析が可能な 1987 年以降を統計期間とした場合、「強い」以上の強さとなった台風は、JTWC のベストトラックデータ、気象庁のベストトラックデータ及びドボラック再解析データいずれのデータセットでも減少傾向が確認された。「非常に強い」以上の強さとなった台風については、いずれのデータセットにおいても統計的に有意な変化傾向は確認できない。

「猛烈な」（10 分間の平均風速 54 m/s 以上）台風の長期変化傾向については、その傾向や統計的有意性は、利用するデータセットや解析期間（1977 年以降、1987 年以降）により異なり、一貫していない。気象庁及び JTWC のベストトラックデータによる「猛烈な」台風の発生数は、過去（1977～1986 年）と最近（2012～2021 年）の 10 年間を比較すると、統計的に有意な変化はないものの、最近 10 年間は過去（統計期間の最初）の 10 年間に対して発生数が増加していた。

このように、熱帯低気圧は気温などの気象要素と比べてデータ数が少なく、年々変動が大きいため、その変化傾向は不確実性が大きい。そのため、北西太平洋における熱帯低気圧の発生数に関する変化は、着目する熱帯低気圧の強度、統計の期間、解析手法の違いや元となるデータセットの違いといった解析の切り口によって評価が異なる場合があり、議論の余地がある。引き続き、より長期かつ質の高い観測を継続し、それらを活用して長期変化傾向を監視していくことが必要である。

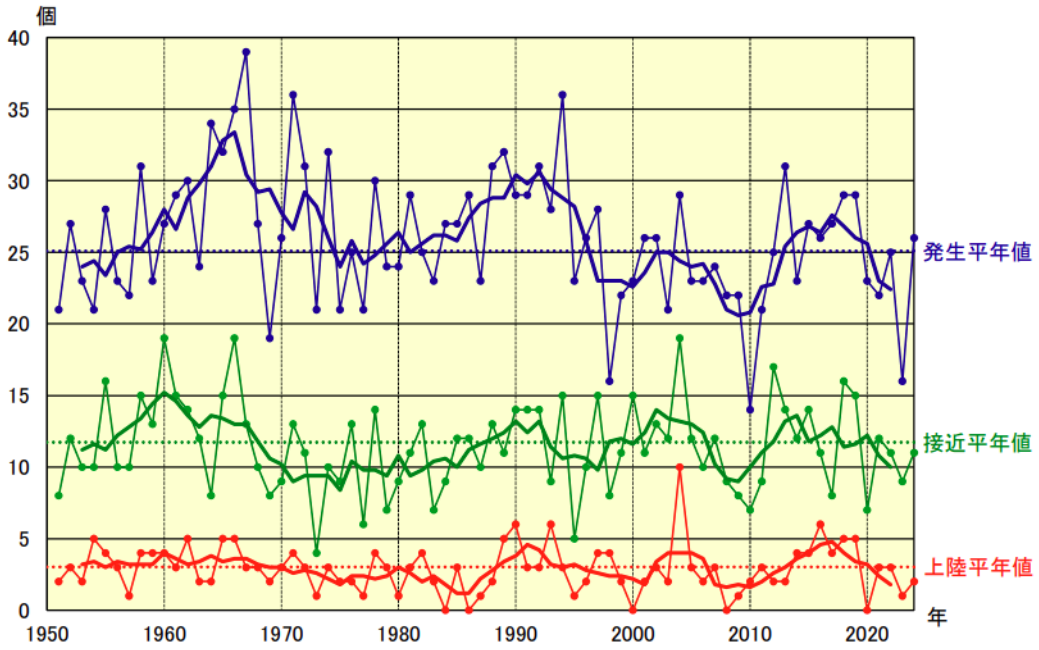


図 7.2.1　台風の発生数、日本への接近数・上陸数

細実線で結ばれた点は各年の発生数（青線）、日本への接近数（緑線）・上陸数（赤線）、太線は 5 年移動平均、細い破線は平年値（1991～2020 年平均）を示す。

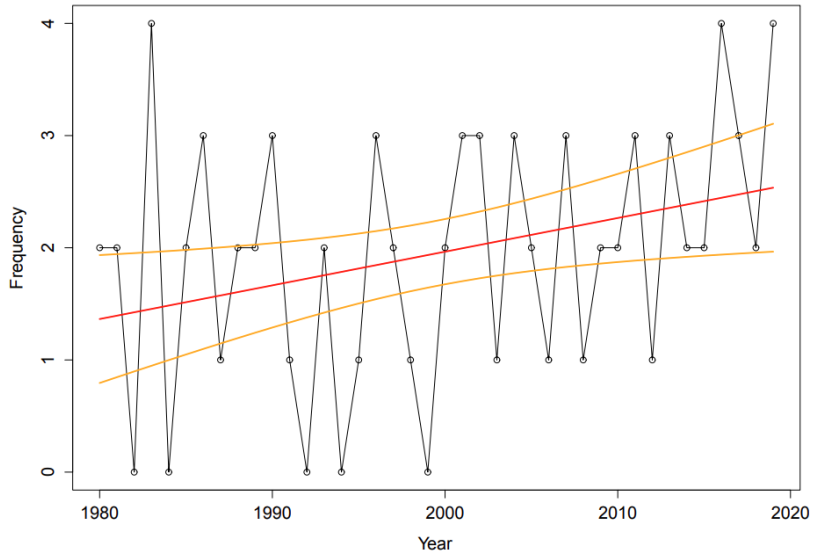


図 7.2.2　東京に接近した台風の数の経年変化（1980～2019 年）

横軸は年、縦軸は各年の接近数。赤線は回帰直線、橙線は 95%信頼区間（信頼水準 95%で真の回帰線が含まれる範囲）を表している。増加傾向は統計的に有意である。（Yamaguchi and Maeda (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。）

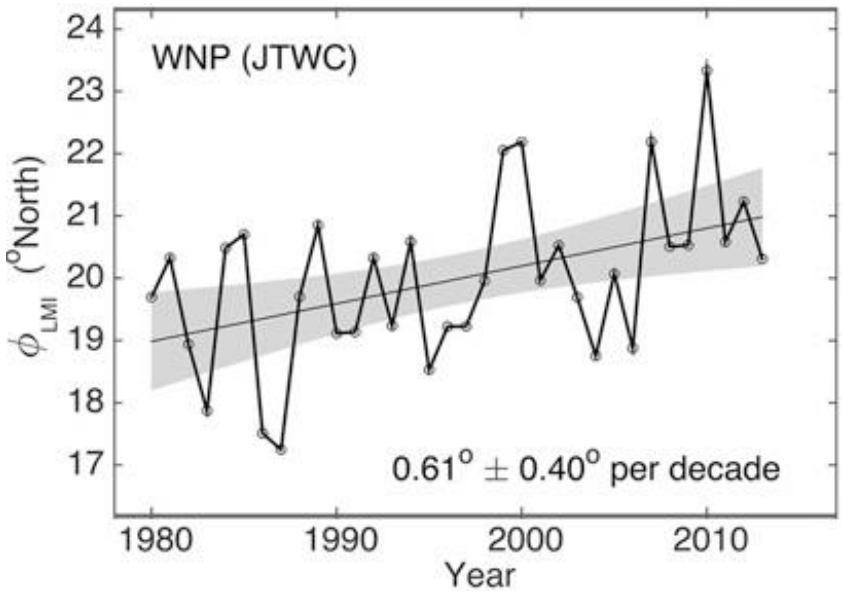


図 7.2.3　台風の強度が生涯中最大となる緯度（北西太平洋域）

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) より図の一部を転載 © American Meteorological Society. Used with permission）

7.2.2　　将来予測

日本付近の台風については将来強まることが予測されている（確信度が中程度）。5 km 格子の地域気候モデルを用いたアンサンブルシミュレーションの結果（Kawase et al., 2023b）によると、4°C 上昇シミュレーションにおいて、50 年当たり一回の確率で生ずる台風強度（中心気圧）が現在気候シミュレーションと比べて 14 hPa 下がる結果となった。

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[90]においても、将来の台風が強まるという結果が得られている。2000 年から 2017 年にかけて日本に上陸した台風のうち、49 個の台風を対象とした擬似温暖化実験（Toyoda et al., 2021）によると、今世紀末（4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）を想定）において、勢力がピーク時の中心気圧の（49 個の台風での）平均値が現在気候と比べて 45.7 hPa 下がるという結果が得られた。ただ、日本への上陸時における値を求めると、将来の中心気圧は現在と比べて 5.5 hPa 低下するという結果であった。また、Nayak and Takemi (2020)では、2016 年 8 月の 4 個の台風に対して擬似温暖化実験が行われ、現在気候と比べて温暖化時（4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の今世紀末）には、台風期間で最も低い中心気圧が約 20 hPa 下がり、期間最大の風速が約 10 m/s 大きくなるという結果が得られた。

個別の台風事例を対象にした研究も行われている。例えば、平成 30 年台風第 21 号（2018 年の台風 Jebi）を対象とした擬似温暖化実験においては、2°C、4°C 上昇時の日本の南海上での台風強度が現在気候のそれと比べてそれぞれ 8%、20%増加した（Fujiwara et al., 2023）。このことは日本付近の海面水温の上昇で説明された。

90 擬似温暖化実験とは、Kimura and Kitoh (2007)によって提案された力学的ダウンスケーリングの手法で、地域気候モデルの境界条件として、現在気候実験では再解析データ、将来気候実験では同じ再解析データに温暖化差分を加えたデータを用いる。詳しくは、佐藤（2010）の解説を参考にしていただきたい。

しかしながら、台風通過に伴う海面冷却の効果をモデルに含めた場合、地球温暖化が進行した時においても必ずしも台風が強まる訳ではないことが明らかになった。これは、1 km 格子の大気海洋結合モデルを用いて、平成 30 年台風第 24 号（2018 年の台風 Trami）を調べて分かったことであり、この台風の沖縄付近での中心気圧は現在気候とほぼ同じであった（Kanada et al., 2021a）。しかし最近の研究（Kanada and Aiki, 2024）によると、個々の台風によって状況が異なることが示された。具体的には、サイズが小さく、動きの速い台風ほど、地球温暖化によって強まりやすいことが明らかになってきた。

一方、台風に伴う降水については、将来個々の台風の降水量が増加する（確信度が中程度）。5 km 格子モデルを用いたアンサンブルシミュレーションの結果（Kawase et al., 2023b）によると、4°C 上昇シミュレーションにおいて、台風中心付近（半径 200 km 以内の平均）の 1 時間降水量（台風期間の最大値）が現在気候と比べて 1.31 倍（50 年当たり一回の頻度で起こる降水量で測った場合）になるという結果が得られた。また、台風に伴う日本の陸上降水（台風中心から半径 500 km 以内の領域における最大 24 時間降水量）については、4°C 上昇時は現在と比べて値が 1.30 倍（50 年当たり一回の確率で起こる降水量で測った場合）となった（図 7.2.4）。

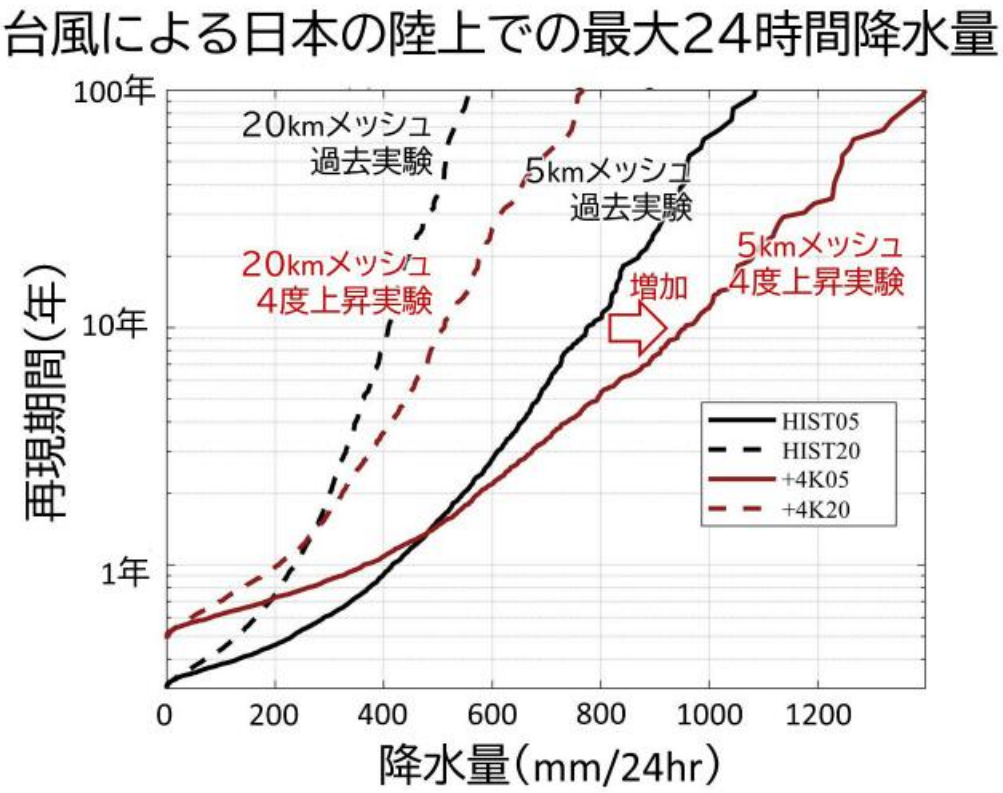


図 7.2.4　20km と 5 km メッシュの地域気候モデルから得られた台風による日本の陸上における最大 24 時間降水量

台風の中心から半径 500 km 以内の日本の陸上の格子点において最大の 24 時間最大降水量とその再現期間。黒線が過去実験、茶線が 4°C 上昇実験。実線が 5 km メッシュのモデル、破線は 20 km メッシュのモデル。線が右に移動すると、同じ再現期間（例えば 10 年当たり一回程度）の降水量が増加することを示す。（気象庁気象研究所，気象業務支援センター，海洋研究開発機構，京都大学，北海道大学，寒地土木研究所，2023）

台風に伴う降水に対する地球温暖化の影響を擬似温暖化実験によって調べた研究もある。近年、日本に大きな被害を与えた台風として令和元年東日本台風（2019 年第 19 号: Hagibis）が挙げられる。この台風を対象とした、1 km 格子の大気海洋結合モデルでの擬似温暖化実験が Kanada et al. (2021b)によって行われた。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末における海面水温及び気温を上乗せした実験の結果によると、台風通過時の東日本の平均降水量は現在気候のそれと比べて 22% 増加した。この台風に対する擬似温暖化実験は Tanaka et al. (2023)でも行われており、東日本の河川流域においては、Hagibis に伴う降水量の地球温暖化による増加の程度は、クラウジウス・クラペイロンの理論関係式（1°C の気温上昇当たり約 7%の飽和水蒸気量の増加）と整合的であった。

このように、台風に伴う降水については、将来個々の台風の降水量が増加する（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。

コラム9.　洪水への取り組み

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

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

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

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

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

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

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

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

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

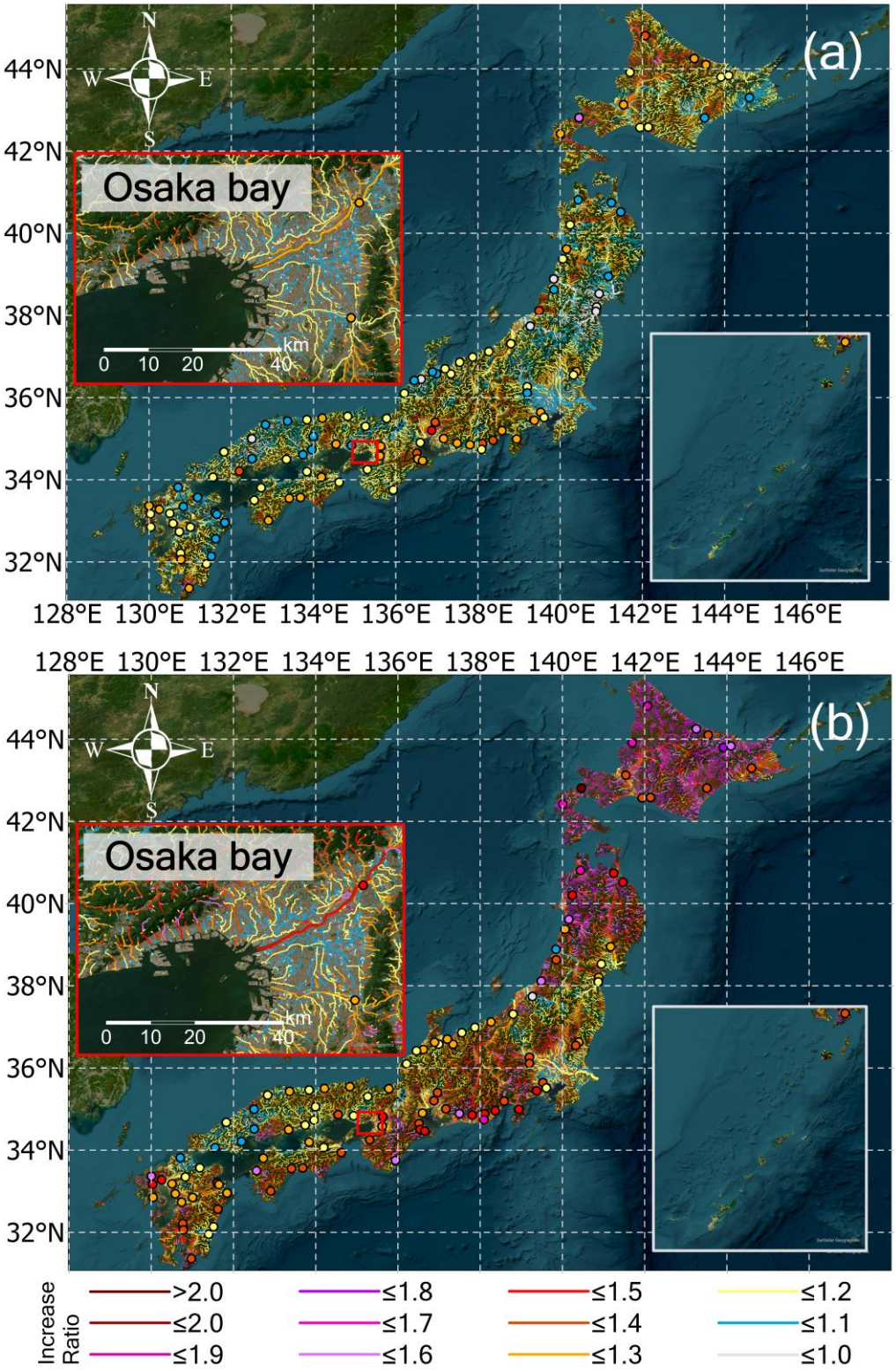


図 コラム 9.1　日本全国河川を対象にした確率流量マップ

再現期間（RP）100 年に対応する洪水流量の(a) 2°C 上昇時、(b) 4°C 上昇時の推定増加率。（〇の色は一級水系の基準地点における洪水流量の推定増加率を示す）（Chen et al., 2024b）

コラム10. 土砂災害への取り組み

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

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

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

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

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

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



図　コラム 10.1　現在の土砂移動現象の整理

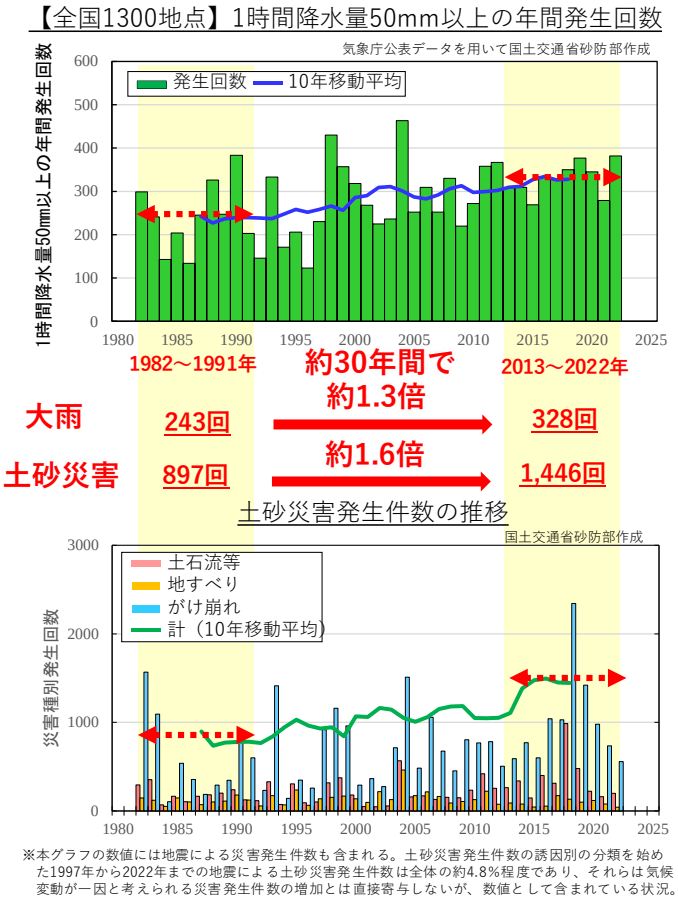


図　コラム 10.2　【全国約 1300 地点】1 時間降水量 50mm 以上の年間発生回数（1982～2022 年）と土砂災害発生件数の推移

第8章　海水温

観測結果

- 世界の年平均海面水温は、工業化以前の水準に比べて上昇している（*可能性が非常に高い*）。また、日本近海の年平均海面水温は 100 年当たり 1.33℃ の割合で、有意に上昇している。

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 3.45 ± 1.30℃、2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）で 1.13 ± 0.65℃ 上昇すると予測されている。

8.1　世界

8.1.1　観測結果

(1)　海面水温

IPCC 第 6 次評価報告書第 1 作業部会報告書（IPCC, 2021; 9.2）によると、2011～2020 年の世界平均の海面水温は、1850～1900 年（工業化以前）の水準と比べて 0.88℃（可能性の幅は 0.68～1.01℃）上昇した*可能性が非常に高い*。また、気象庁が米国海洋大気庁（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基づいて作成した海面水温格子点データ（COBE-SST2: Hirahara et al., 2014）に基づく解析でも世界の海面水温は上昇しており（信頼水準 99%で統計的に有意）、1891 年から 2024 年の世界平均の海面水温の上昇率は 100 年当たり +0.62℃ である（図 8.1.1）。2024 年の世界全体の年平均海面水温の平年差（1991～2020 年の平均値からの差）は、COBE-SST2 に基づく解析では +0.44℃ で、1891 年以降では最も高い値となり、この結果 2015 年から 2024 年までの最近 10 年間の値が上位 10 番目までを占めることとなった（図 8.1.1）。

また、海面水温の長期変化傾向には海域ごとに違いがあり、1950 年から 2014 年にかけては、インド洋、西部太平洋赤道域及び西岸境界流域では世界平均より上昇率が高かった一方、南極海、東部太平洋赤道域及び北大西洋では世界平均より上昇率が低いか若干下降傾向であった（*確信度が非常に高い*（IPCC, 2021; 9.2））（図 8.1.2）。

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いる。

年々変動に関しては、エルニーニョ現象に追随して低緯度域を中心に海面水温が上昇し（Trenberth et al., 2002）、全球平均の海面水温も上昇することが知られている。例えば、全球平均海面水温平年差が+0.44℃ となり過去 134 年間で最も高かった 2024 年は、春にエルニーニョ現象が終息した年であり、+0.40℃ で 2 番目に高かった 2023 年は春に発生したエルニーニョ現象が冬にかけて発達した年であった。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 8.1.1 の青線）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 年代初めにかけては横ばい傾向で推移し（ハイエイタス。第 4.1.1 項の (1) 参照）、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 2 参照）。

こうした海面水温の上昇が進むにしたがい、海洋生態系に深刻かつ持続的な影響をもたらしうる海面付近の持続的な異常高温現象である「海洋熱波」が、20 世紀にわたってより頻繁に発生するようになってきている（*確信度が高い*（IPCC, 2021; Box 9.2））（コラム 11 参照）。

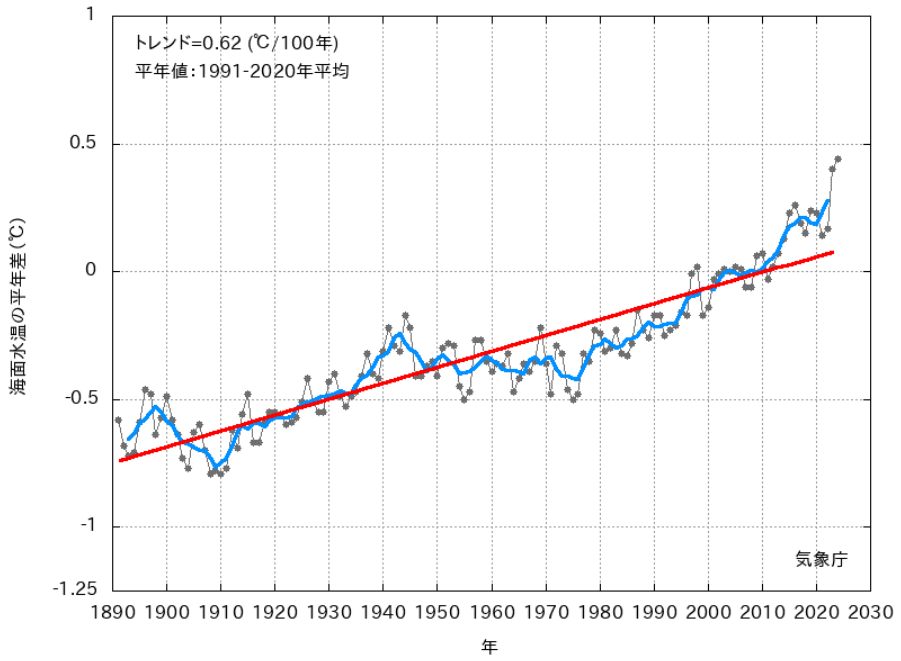


図 8.1.1　世界全体の年平均海面水温平年差の年々変動（1891～2024 年）
各年の値を黒丸、5 年移動平均値を青い実線、長期変化傾向を赤い実線で示す。

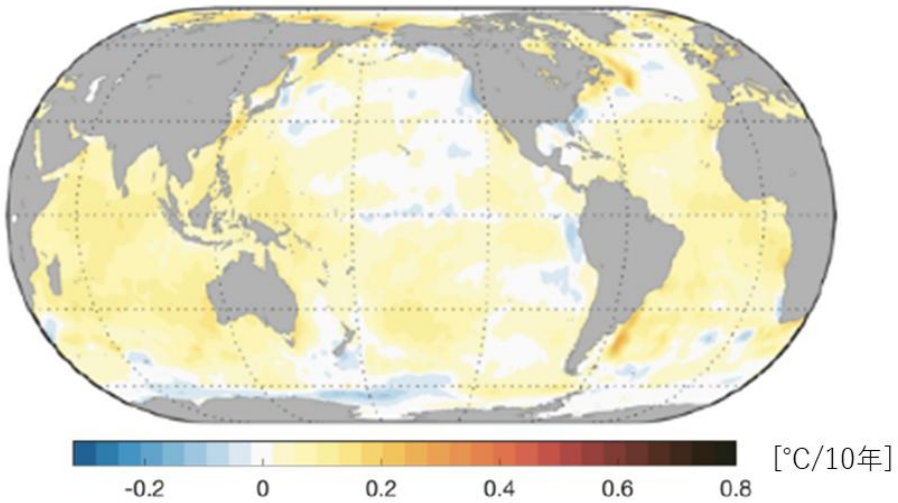


図 8.1.2　観測された海面水温の 1950～2014 年における長期変化傾向（トレンド）
単位は 10 年当たり℃。（IPCC, 2021; Figure 9.3 の一部を改変・和訳・転載。）

(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 91%を取り込んでいる（IPCC, 2021; 7.2）。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 8.1.3 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、海面から深度 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、2024 年の貯熱量は 1955 年と比べて約 49×10^{22} J 増加した。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 10.2×10^{22} J と、約 2.6 倍となっている。このような加速は IPCC (2021) でも注目されている {2.3}。また、海洋表層（ここでは海面から深度 700 m まで）と中層（ここでは深度 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 32×10^{22} J、約 17×10^{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沈み込んでいく流れや、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; 3.2）。海洋貯熱量の変化は水平方向に一様ではなく、10 年程度の時間スケールでは海流などの変化に起因する熱エネルギーの再分配により海域によっては寒冷化する場所もある（Zika et al., 2021）。ただし、十分長い期間で見れば、地球温暖化に伴う熱エネルギーの増加の影響が顕在化するため、統計的に有意な寒冷化傾向を示す海域が減少して統計的に有意な昇温傾向を示す海域が増加し（Johnson and Lyman, 2020）、中・高緯度での沈み込みや深層に達する対流などの海洋循環を反映した分布パターンとなる（IPCC, 2021; 9.2）。

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。第 4.1.1 項の (1) 及び図 4.1.2 参照）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。

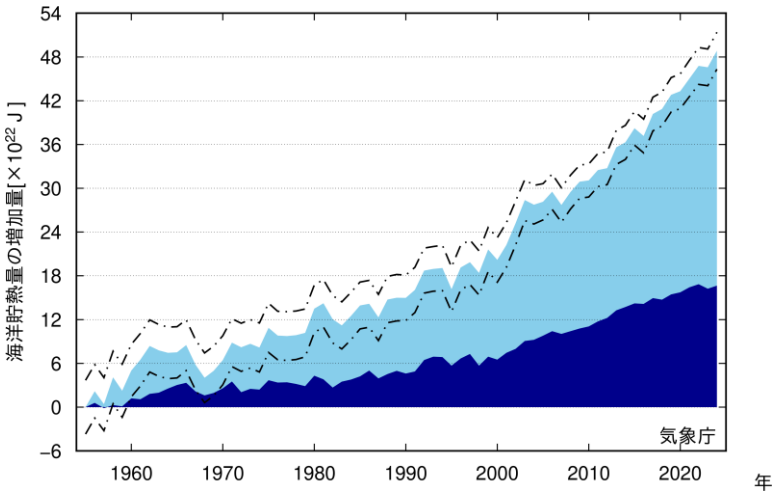


図 8.1.3　1955 年以降の年平均海洋貯熱量の増加

水色の陰影は海面から深度 700 m まで、紺色の陰影は深度 700 m から 2,000 m までの年平均貯熱量の 1955 年からの増加量。一点鎖線は海面から深度 2,000 m までの解析値の 95%信頼区間を示す。

8.1.2　　将来予測

IPCC (2021) によると、海面水温は排出シナリオに応じた速度で、*ほぼ確実に* 21 世紀中に上昇し続けると見られる（*確信度が高い*）{8.2}。世界の平均海面水温は、21 世紀末（2081～2100 年平均）には、現在（1995～2014 年平均）と比べて、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では 0.86°C、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 2.89°C 上昇すると予測される（IPCC, 2021; 9.2; 図 8.1.4 (a)）。現在（1995～2014 年平均）から 21 世紀末（2081～2100 年平均）までに海面から深度 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°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）で 1.06×10^{24}J（66%信頼区間：$0.80 \sim 1.31 \times 10^{24}$J）、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）で 1.89×10^{24} J（66%信頼区間：$1.60 \sim 2.29 \times 10^{24}$J）であると予測される（IPCC, 2021; 9.2; 図 8.1.4 (b)）。

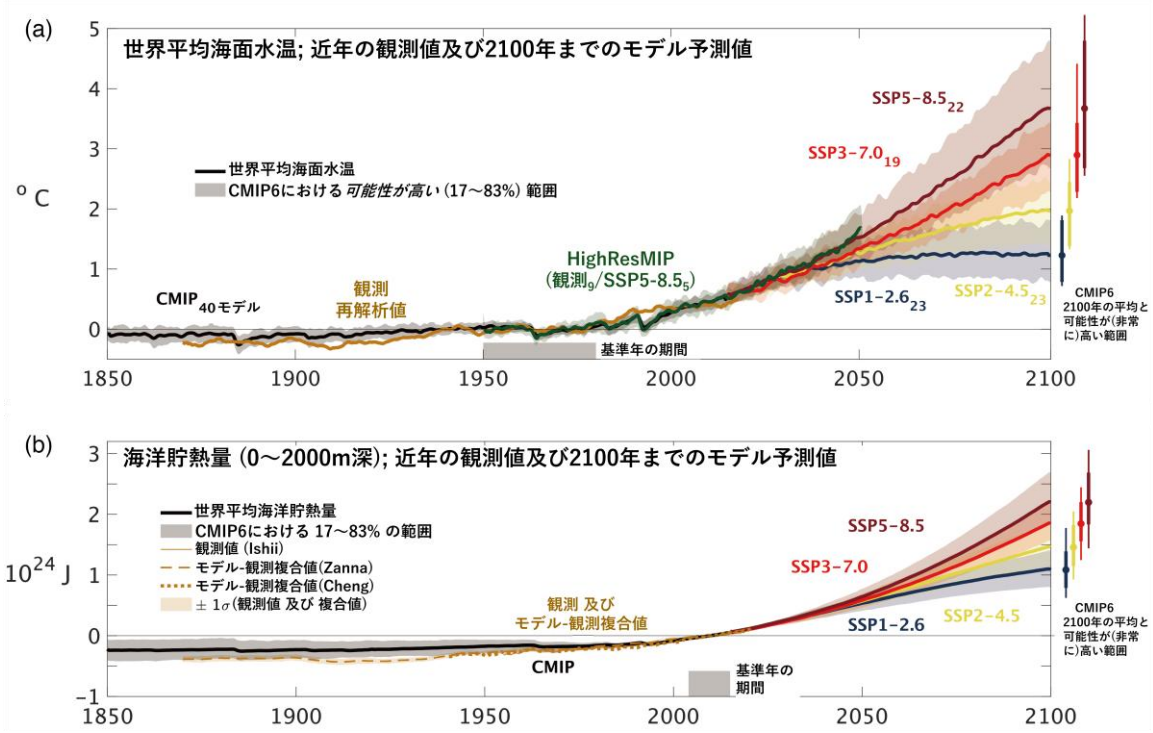


図 8.1.4　世界平均海面水温と上層 2,000 m 深までの海洋貯熱量の推移

(a) 世界の平均海面水温の 1950～1980 年平均値に対する偏差。(b) 上層 2,000 m 深までが持つ熱量の 2005～2014 年平均値に対する偏差。（IPCC, 2021; Figure 9.3 及び Figure 9.6 の一部を描画ツール (doi: 10.5281/zenodo.5217365)によって再現・和訳・転載。）

8.2　日本

8.2.1　観測結果

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-SST2: Hirahara et al., 2014）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中及びその後数年（1940～1950 年頃）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。網走沖は 1960 年代以前のデータが少ないため長期変化傾向の解析を行っておらず、13 海域にも含めていない。

図 8.2.1 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 2024 年までの統計期間において 13 海域で平均した上昇率は、+1.33℃/100 年となっており（信頼水準 99％で統計的に有意）、世界全体や北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率（それぞれ +0.62℃/100 年、+0.65℃/100 年）よりも高く、日本の気温の上昇率（+1.40℃/100 年）と同程度の値となっている。

海域別に見ると（図 8.2.2）、各海域の上昇率は一様ではなく、日本海北東部、三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東及び先島諸島周辺の海域平均海面水温の上昇率は日本の気温の上昇率よりも低く、日本海中部及び釧路沖では日本の気温の上昇率よりも高くなっている。季節別では、多くの海域で秋季・冬季の上昇率が高い。

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。全海域平均海面水温（年平均）（図 8.2.1）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。この海面水温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ことや、日本海の冬季の海面水温については海洋内部の変動が影響していることが、可能性として指摘されている（吉田ほか, 2020; Park et al., 2012; 山田・佐藤, 2024）。また、より短周期の変動である年々変動も認められ、統計期間において全海域平均海面水温（年平均）が歴代 1 位となった 2024 年は、日本付近が暖かい空気に覆われやすかったことに加え、三陸沖周辺では、2023 年春から黒潮続流の北上が継続し、海面水温が高い状態が続いたことが、記録的な高海面水温に寄与した。

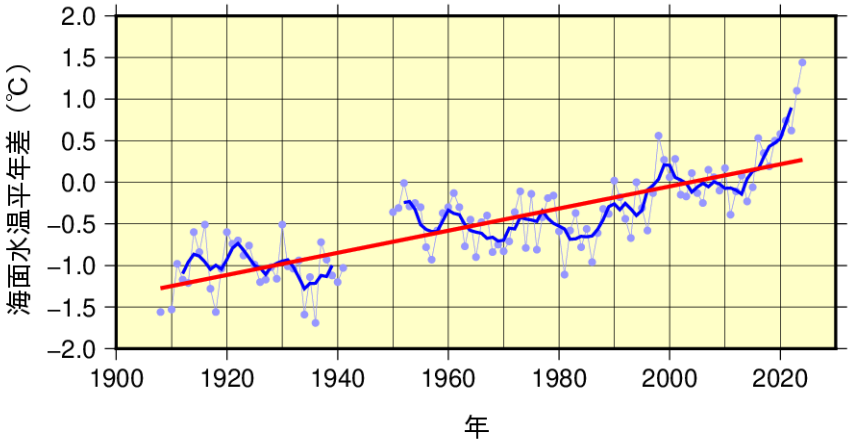


図 8.2.1　日本近海の全海域平均海面水温（年平均）の平年差の推移

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 1991～2020 年の 30 年間の平均値。1900 年代初頭以前や第二次世界大戦中及びその後数年（1940～1950 年頃）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。

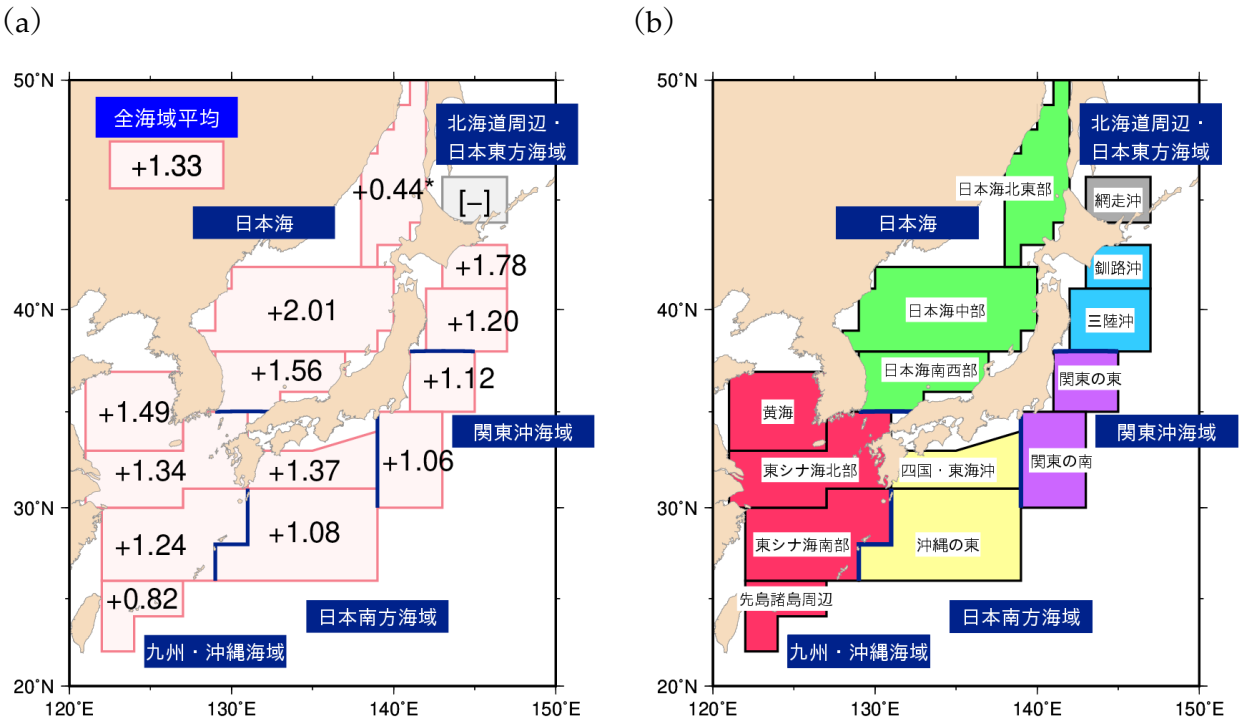


図 8.2.2　（a）日本近海の海域平均海面水温（年平均）の上昇率（°C/100 年）と（b）海域区分

1900～2024 年までの上昇率（100 年当たりの上昇幅）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、「*」を付したものは信頼水準 95%以上で有意な変化傾向があることを示す。網走沖は 1960 年代以前のデータ数が少ないため長期変化傾向の解析は行っておらず、上昇率を[-]としている。

8.2.2　　将来予測

『気候予測データセット 2022』に含まれる日本域海洋予測データ（コラム 4 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、観測での長期変化傾向や結合モデル相互比較プロジェクト第 6 期（CMIP6）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°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では 1.13°C（90%信頼区間：0.48～1.78°C）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 3.45°C（90%信頼区間：2.15～4.75°C）上昇すると推定される。これらの見積も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°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では黄海、4°C 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。

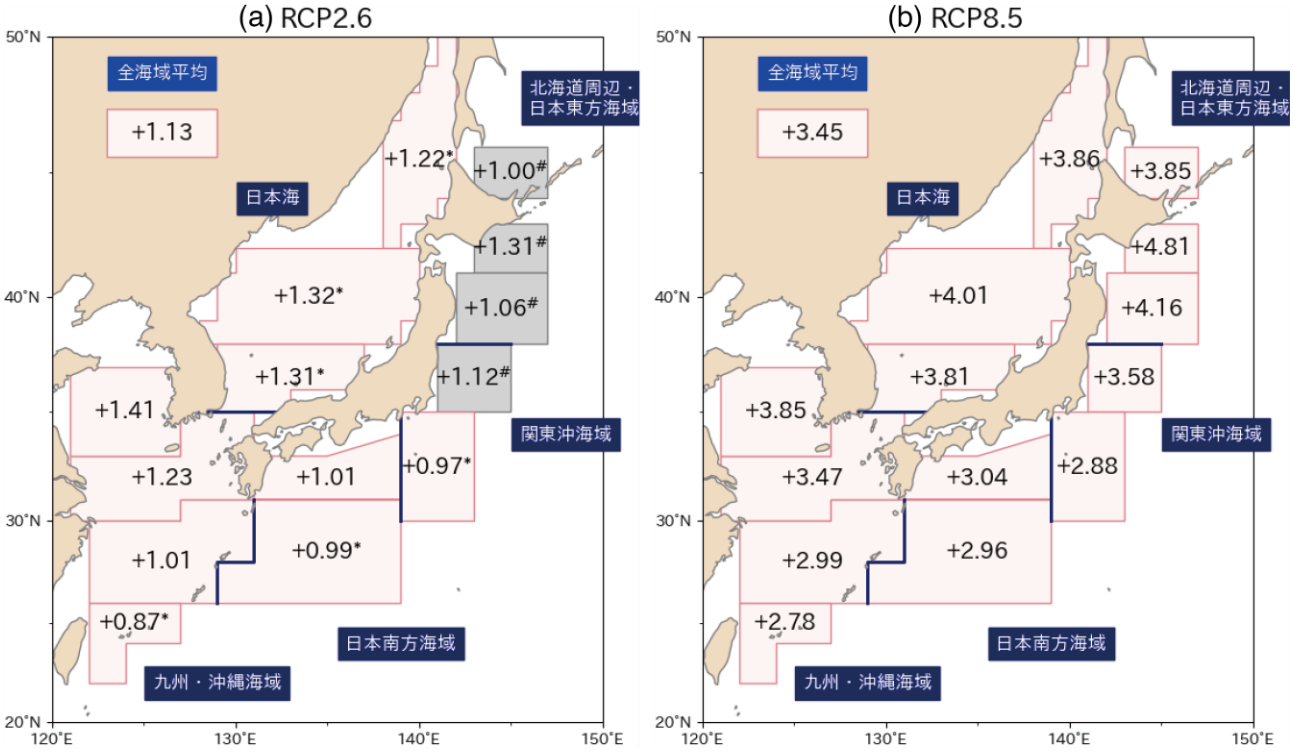


図 8.2.3　日本域海洋予測データに基づく、
21 世紀末における日本近海の海域平均海面水温の 20 世紀末からの上昇幅（°C）

(a) は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による見積もり。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、「*」を付した値は 95%以上で有意な値を、「#」を付した値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。

8.3　　背景要因

1970 年代以降の海面から深度 2,000 m までの温暖化には、人為起源の強制力が主として駆動した*可能性が極めて高い*（IPCC, 2021; 9.2）。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 9.3 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, 2021; ES 9.1; 第 14.1.2 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 倍高いという見積もりがある（Wu et al., 2012）。海洋再解析データ（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が指摘されている（Wu et al., 2012）。しかし、西岸境界流続流の位置の変化や力学的変化については見解の一致度が低い （IPCC , 2021; 9.2）。

日本付近の海面水温上昇率が世界平均の上昇率よりも高い要因としては、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高くなっていることから、日本に近い大陸内陸部での高い気温の上昇率の影響を受けている可能性も考えられる（第 4.1.2 項の (1) 参照）。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 年代以降の亜熱帯循環[91]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亜熱帯循環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）。

日本域海洋予測データによる 4°C 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幅が大きい。なかでも三陸沖や釧路沖で特に海面水温の上昇幅が大きい（図 8.2.3 (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 A.3.1 (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（確信度は中程度、第 14.2.2 項の (1) 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。

91 各大洋の貿易風と偏西風に挟まれた海域の表層に海上風によって引き起こされる流れで、北太平洋では時計回りの循環になる。

コラム11. 海洋熱波

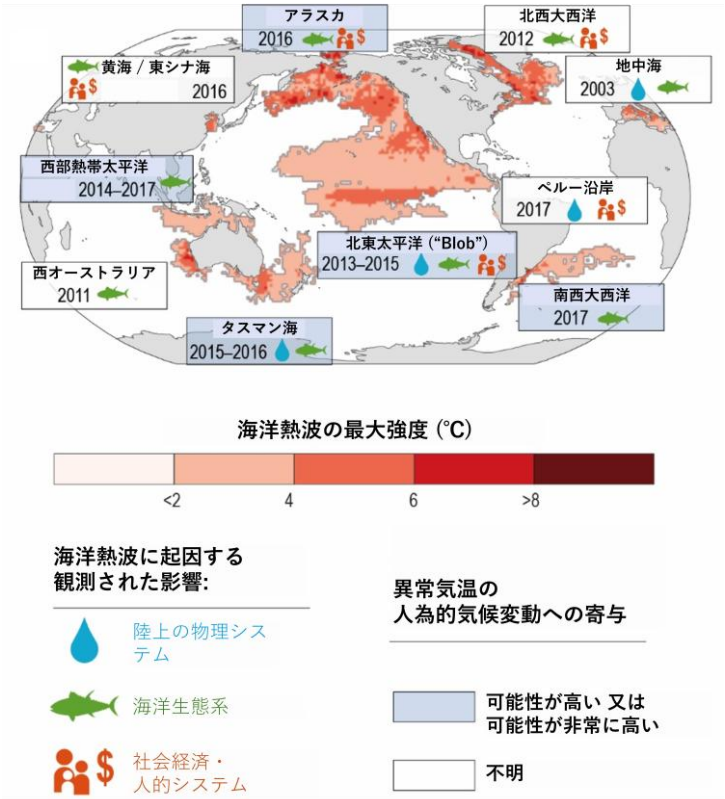


図 コラム 11.1　海洋熱波の発生状況とその影響
（IPCC, 2019; Figure 6.3(a) を和訳・転載。）

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

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

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

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

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

はじめに、年間日数の将来変化に注目する。現在気候では、海洋熱波の年間日数はどの海域でも平均で 30 日程度である（図 コラム 11.2a）。ここから 2100 年にかけて、地球温暖化に伴い海洋熱波は増加する。2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では、21 世紀末（2076 年から 2100 年までの 25 年間）に年間日数がほとんどの海域で 60 日から 250 日になると予測された（図 コラム 11.2c）。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では、広い範囲で 200 日以上となり、海洋熱波が常態化する海域も見られた（図 コラム 11.2e）。2 つのシナリオを比較すると、21 世紀末の年間日数は 4°C 上昇シナリオ（RPC8.5）の予測の方が 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の予測よりも多かった。つまり、地球温暖化が顕著なほど、海洋熱波は多くなる。海域間の違いに注目すると、21 世紀末の年間日数は、どちらのシナリオの予測でも日本の東の海域で少ない（図 コラム 11.2c 及び 11.2e）。この特徴は、海面水温変動の大きさと関係がある。日本の東の海域は海面水温変動の振幅が大きく、普段から比較的大きな海面水温の変化が繰り返されている。こうした海域では地球温暖化による海面水温変化の影響が相対的に小さくなる傾向にあり、そうした場合、ほかの海域よりも海洋熱波が増えにくくなる。

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

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

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

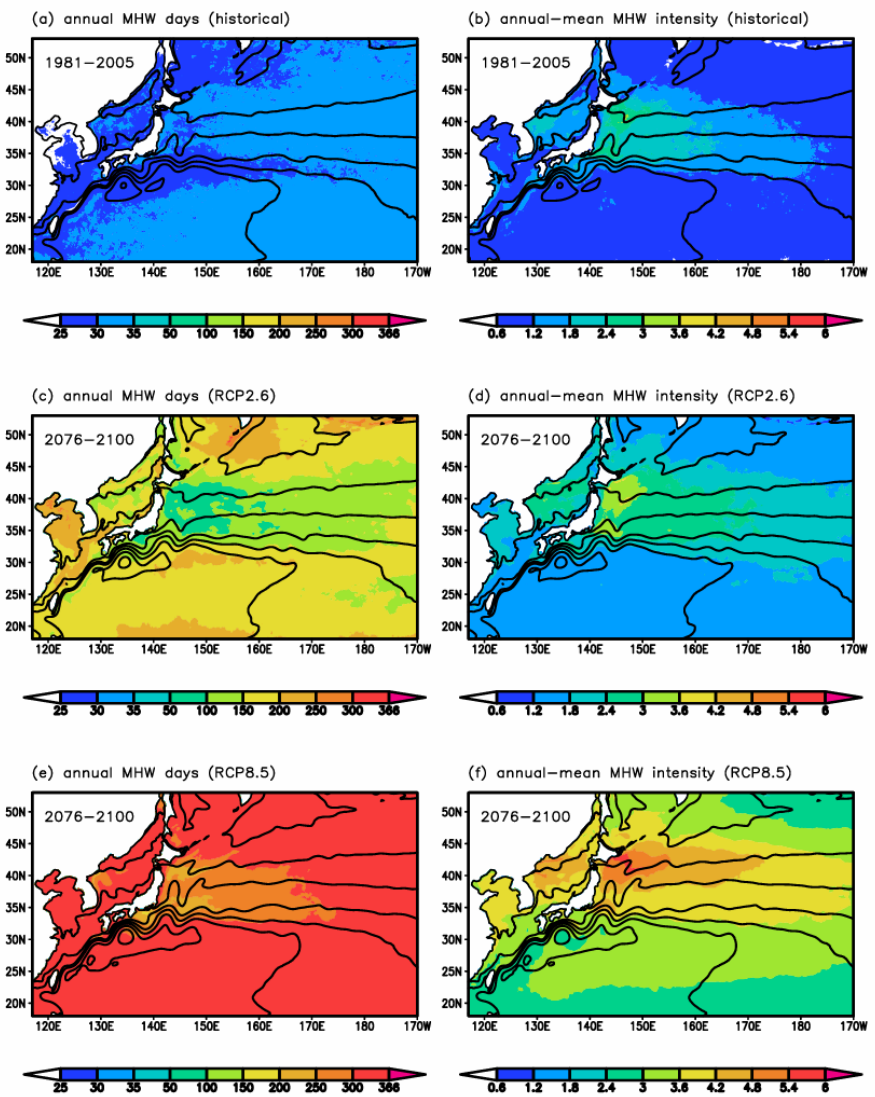


図 コラム 11.2　北西太平洋における海洋熱波の将来予測

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

第9章　　海面水位

観測結果

- 世界平均海面水位は、1901 年から 2018 年の期間に 0.20 m（0.15～0.25 m）[92]上昇した（*確信度は高い*）。上昇率は 1960 年代後半以降加速しており、2006 年から 2018 年の期間では、1 年当たり 3.7 mm（3.2～4.2 mm）上昇している（*確信度は高い*）。
- 日本沿岸の平均海面水位は、1980 年代以降は上昇傾向が現れている。また、1906 年からの全期間を通して 10 年から 20 年周期の変動（十年規模の変動）が見られる。検潮所の地盤上下変動を補正したデータでは、平均海面水位が 2004 年から 2024 年の間に 1 年当たり 3.4 mm（2.6～4.2 mm）上昇している。

将来予測

- 日本沿岸の年平均海面水位は 21 世紀中に上昇し続けると予測される（確信度が高い）。21 世紀末には、4℃ 上昇シナリオ（SSP5-8.5）の下では 0.68 m（0.56～0.88 m）、2℃ 上昇シナリオ（SSP1-2.6）の下では 0.40 m（0.30～0.55 m）上昇すると予測される[93]。

9.1　　世界

9.1.1　　観測結果

IPCC (2021) 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。世界平均海面水位は 20 世紀に、過去 3000 年間のどの 100 年間よりも急速に上昇した（*確信度が高い*）。1901 年から 2018 年の期間に 0.20 m（0.15～0.25 m）[94]上昇した（*確信度が高い*）。世界平均海面水位上昇率は、1901～2018 年の期間で 1.7 mm（1.3～2.1 mm）であったが、1960 年代後半以降は加速しており、1971～2018 年の期間で 1 年当たり 2.3 mm（1.6～3.1 mm）、2006～2018 年の期間で 1 年当たり 3.7 mm（3.2～4.2 mm）であった（*確信度が高い*）。世界平均海面水位の上昇の原因は、海水の熱膨張と陸氷（氷河と氷床）の減少が大部分を占める。2010～2019 年の世界平均海面水位の上昇に対するグリーンランド及び南極大陸における氷床融解の寄与は、1992～1999 年の 4 倍であった（*確信度が高い*）。氷床の減少が加速したため、2006～2018 年の期間での世界平均海面水位上昇の最大の要因は、陸氷の減少となった（*確信度が高い*）。

1993～2018 年の期間での大洋スケールの海面水位は、全球で比較して、西太平洋で最も急速に、東太平洋で最も緩慢に上昇した（図 9.1.1、*確信度が中程度*）。地域的な平均海面水位上昇率の差異は、その地域の気候の変化による風系、海水温、および海洋の塩分が変化したことに起因する 3 次元的な海水循環の変化により生ずる（*確信度が非常に高い*）。このほかに、陸氷及び陸水の変化による地球の重力の変動、地盤の上下変動が加わる。エルニーニョ現象といった年～10 年単位の海洋現象は、その地域の年～10 年規模の平均海面水位の周期変動に影響を及ぼす（*確信度が高い*）。地球温暖化の進行による風系と海水温、海洋の塩分の変化に伴う地域的な平均海面水位への影響は、2100 年までにほとんどの地域で顕在化する（*確信度が中程度*）。

92　() 内の数値は 90%の信頼区間を示す。

93　() 内は不確実性が大きい現象を含まない場合の 17～83%の信頼区間(可能性の幅(*確信度が中程度*))を示す。

94　() 内の数値は 90%の信頼区間を示す。

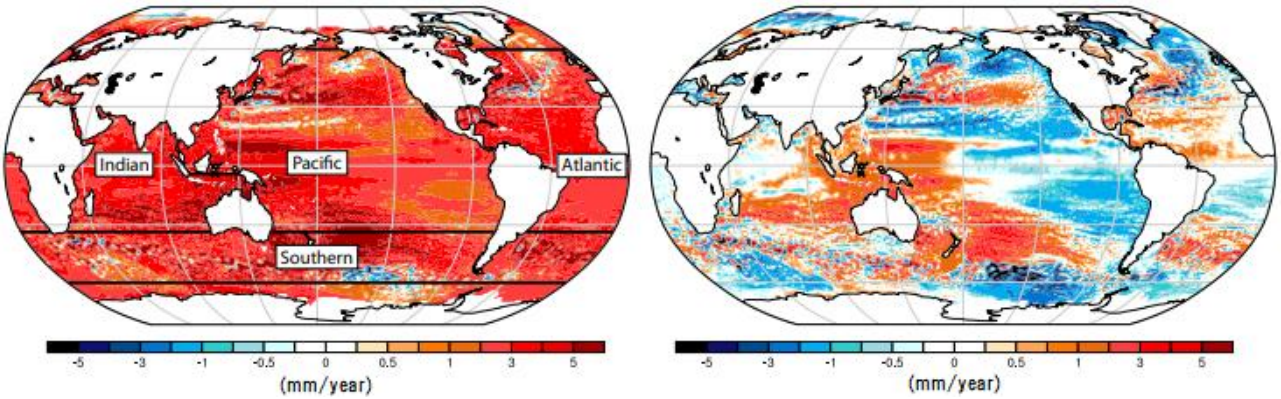


図 9.1.1　衛星海面高度計の観測による世界の平均海面水位上昇率

左図は 1993～2018 年の海面水位上昇率、右図は同期間の海面水位上昇率から世界平均海面水位上昇率（1 年当たり約 3.0 mm）を引いたもの。(Fasullo and Nerem, 2018 より Fig.1 を一部改変・転載。)

9.1.2　　将来予測

IPCC (2021) によると、世界平均海面水位が 21 世紀の間上昇し続けることは*ほぼ確実*である。IPCC (2021) では、不確実性が大きいが起きた場合に影響が大きい現象（low-confidence process）を含む場合と含まない場合を分けて将来の海面水位上昇を見積もっている。ここでの不確実性が大きい現象とは南極及びグリーンランド氷床の不安定等に伴う大きな融解等である。IPCC (2021) によれば、世界平均の海面水位上昇は、温室効果ガス濃度や気象変数に比べて応答速度が遅く 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）でも、海面水位は 2050 年以降も継続して上昇する。1995～2014 年の平均を基準として 2100 年までに、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では 0.44 m（0.33～0.62 m）[95]、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 0.77 m （0.63～1.01 m）上昇すると見積もられている[96]。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°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）で加速度的に上昇する。1986～2005 年を基準とすると、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）における 2100 年の予測値は、0.79 m （0.65～1.04 m）となり IPCC (2019) での予測値 0.84 m（0.61～1.10 m）と同程度である。氷床プロセス等、不確実性が大きい現象を考慮した場合には、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）において 2100 年に 2 m に、2150 年には 5 m に近づくような海面水位上昇の可能性を排除することはできない（図 9.1.2）。

95　（）内は不確実性が大きい現象を含まない場合の 17～83%の信頼区間(可能性の幅(*確信度が中程度*))を示す。

96 日本付近の水位上昇と揃えるために 20 世紀末（1986～2005 年平均）を基準にした世界平均の海面水位上昇を IPCC (2021) から見積もると、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では近未来（2031～2050 年平均）に 0.16 m(0.14～0.21 m)、21 世紀末（2081～2100 年平均）には 0.41 m (0.32～0.57 m)上昇すると推定される。4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では、それぞれ 0.19 m (0.16～0.23 m) 及び 0.67 m (0.55～0.87 m)上昇すると推定される。

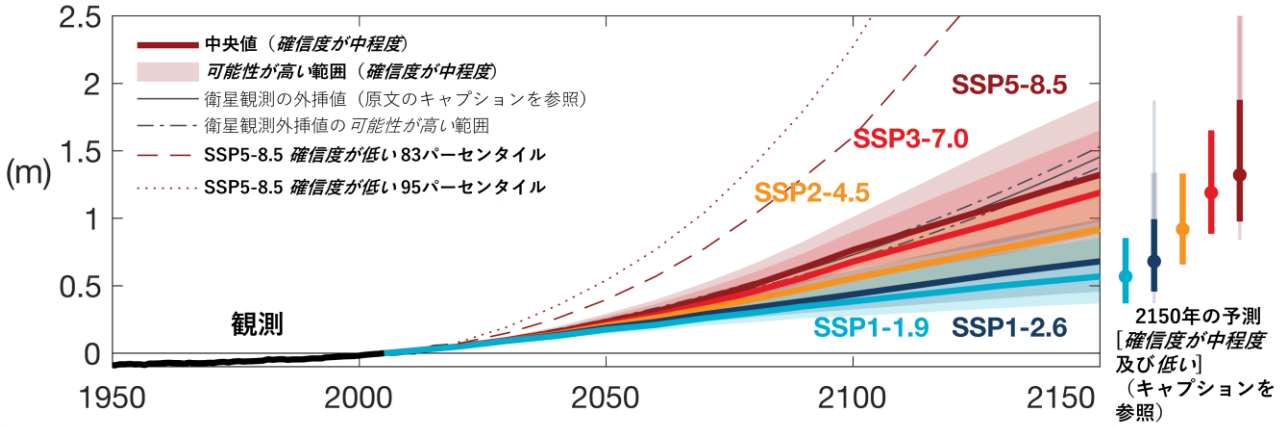


図 9.1.2　異なる SSP シナリオの下での世界平均海面水位予測

左側のシェードは不確実性が大きい現象を含まない場合の SSP シナリオの世界平均海面水位変化の 17～83%の信頼区間。右側は 2150 年時点の予測値（濃い太線が 17～83%の信頼区間）。薄い太線及び細線は、SSP1-2.6 と SSP5-8.5 のみについて、不確実性が大きい現象を含む信頼度が低い場合の 2150 年における 17～83 パーセンタイルと 5～95 パーセンタイルの範囲を示す。破線及び点線は不確実性が大きい現象を含む場合の SSP5-8.5 シナリオにおける 83 パーセンタイル及び 95 パーセンタイル。黒線は過去の世界平均海面水位の変化を示す。（IPCC, 2021; Figure 9.27 を和訳・転載。）

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*。大規模に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、氷の融解に伴う地殻の隆起を反映している。一方、南大洋と黒潮流域、メキシコ湾流流域では、風系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°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）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 9.1.3）。局所的に急速な地殻の上下動がある地域において世界平均水位上昇と同程度か、それよりも大きくなることもある。これについては、以下の 9.2 節で詳しく述べる。

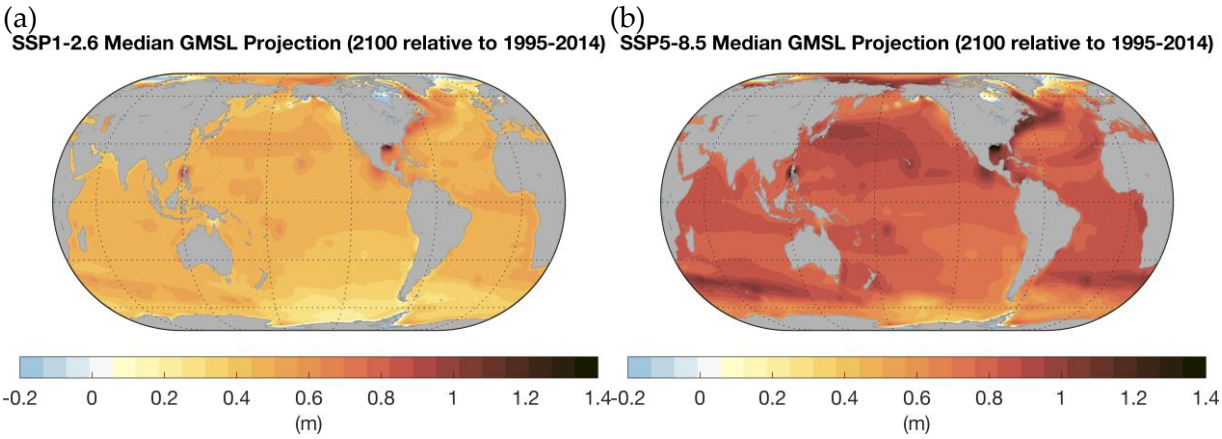


図 9.1.3　海面水位変化予測の空間分布

(a)2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）、(b)は 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）における 2100 年の海面水位予測。値は 1995～2014 年の平均からの偏差を示す。（IPCC, 2021; Figure 9.28(b)及び(e)を改変・転載。）

9.2　日本

9.2.1　観測結果

気象庁では、日本沿岸の 70 地点（2025 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、地盤上下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 9.2.1 に示すとおり、1906～1959 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・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 9.2.2 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 0.99）、地点数が異なっても長期変化の評価は可能である。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は地盤変動等の影響の可能性のため世界平均海面水位に見られるような単調な上昇傾向ではないが、1980 年代以降は上昇傾向が明瞭である。

IPCC (2021) とほぼ同じ期間で日本沿岸の海面水位の上昇率を求めると、1906～2018 年の期間では世界平均ほどの大きな上昇傾向は見られない。同期間では、10～20 年周期の海面水位の変動があり、この要因として、後述する日本周辺の海面水位の十年規模変動が地球温暖化による海面水位の上昇より顕著であったためと考えられる（第 9.3 節）。また、最新の研究（Nakano et al., 2023）では、地球温暖化の影響より地盤変動の影響の方が大きかった可能性が指摘されている。地盤変動の 4 海域平均の海面水位上昇率への寄与は、16 地点付近の GPS 観測点での地盤変動観測結果から、2006～2018 年の期間で 1 年当たり 2.0 mm（1.6～2.5 mm）[97]と見積もられた。一方、1971～2018 年の期間では 1 年当たり 1.5 mm（1.0～2.0 mm）、2006～2018 年の期間では上昇率が増加して 1 年当たり 2.9 mm（0.8～5.0 mm）の割合で上昇している（表 9.2.1）。この要因として、地球温暖化による世界平均海面水位の上昇が加速し、日本沿岸でもその影響が顕在化したものと考えられる。

気象庁では、2003 年から、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上下変動の影響を除外した海面水位変動を精密に評価している。図 9.2.3 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 で観測された地盤変動量により補正したものである。上記 13 地点を単純平均した 2004～2024 年の期間の海面水位の上昇率は、地盤変動補正前で 1 年当たり 4.4 mm（3.3～5.6 mm）の割合で、地盤変動補正後は 1 年当たり 3.4 mm（2.6～4.2 mm）である（図 9.2.4）。これらの海面水位の上昇率は、図 9.2.2 の同期間の上昇率が妥当であることを裏付けている。なお、同期間の地盤変動の 4 海域平均の海面水位上昇率への寄与は、1 年当たり約 2.2 mm であり、13 地点の約 1.5 mm より大きい。この原因は、特に海域 II の中で地点

97　（）内の数値は 90%の信頼区間を示す。

間の地盤変動量の差が大きかったこと、4 海域に含まれない父島や那覇の地盤変動量が小さかったことである。

IPCC（2021）と同じ期間で日本沿岸の海面水位の上昇率を求めると、2006～2018 年の期間では、地盤変動補正後で 1 年当たり 3.4 mm（1.1～5.6 mm）で上昇している。地盤変動補正後の日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位上昇率の 3.7 mm（3.2～4.2 mm）と同程度になっている（表 9.2.2）。

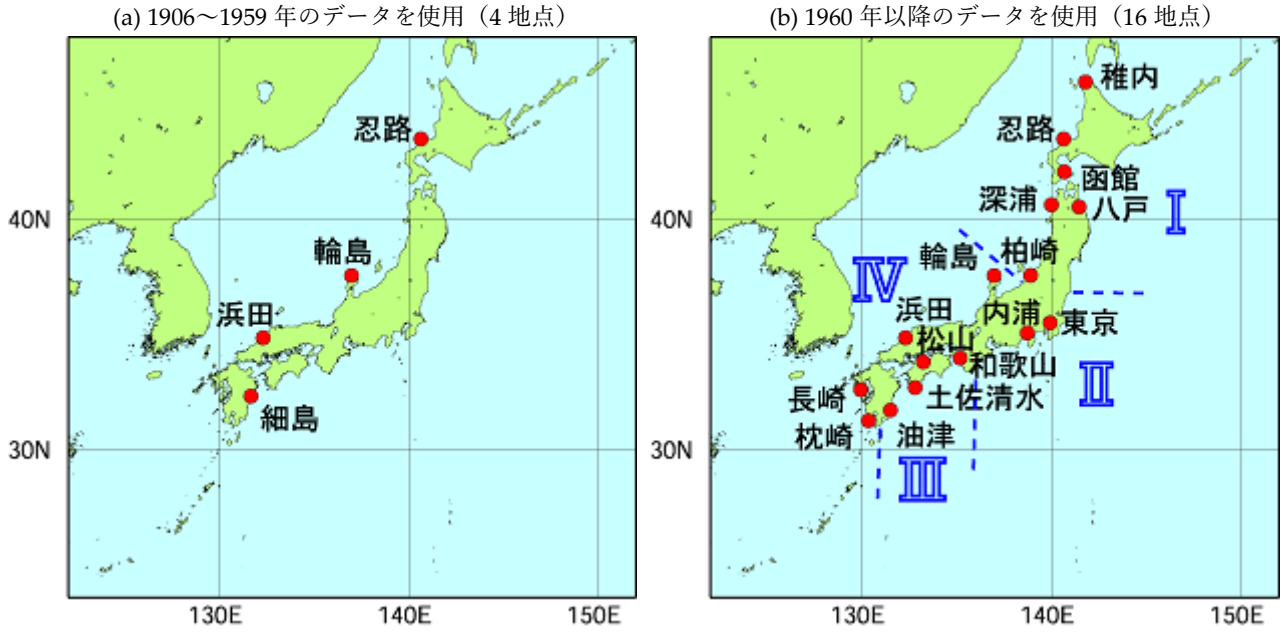


図 9.2.1　評価に用いた海面水位観測地点

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 9.2.1　図 9.2.1 の各海域及び 4 海域平均の海面水位の 1 年当たりの上昇率（mm/年）

IPCC (2021) 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。() 内の数値は 90%の信頼区間を示す。

	海域 I	海域 II	海域 III	海域 IV	4 海域平均	（世界平均）
1971～2018 年	1.4（1.0～1.8）	0.8（0.2～1.6）	1.0（0.3～1.7）	2.8（2.3～3.2）	1.5（1.0～2.0）	2.3（1.6～3.1）
2006～2018 年	0.9（-1.7～3.6）	4.9（0.6～9.1）	1.8（-2.1～5.7）	4.0（1.0～6.9）	2.9（0.8～5.0）	3.7（3.2～4.2）

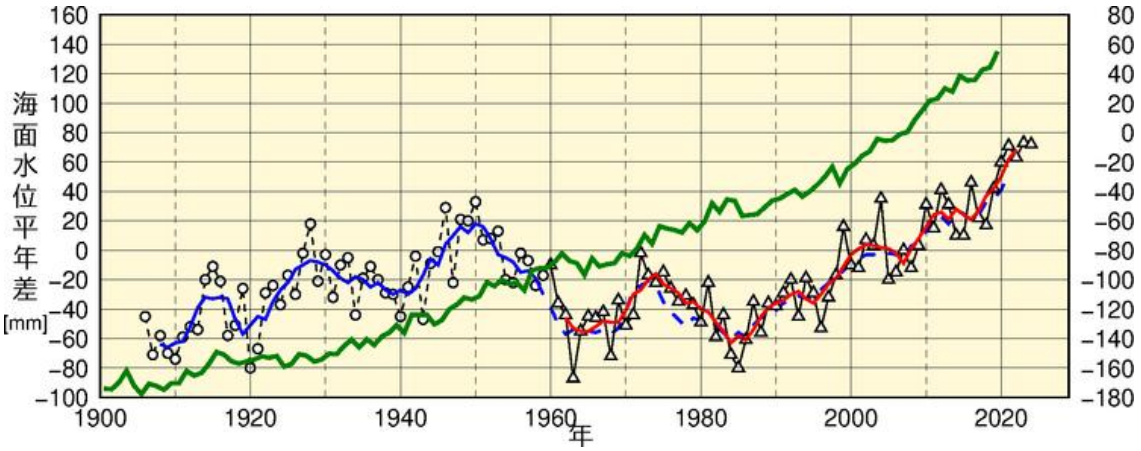


図 9.2.2　図 9.2.1 の地点・海域で平均した日本沿岸の海面水位の経年変動（1906～2024 年）

○（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。

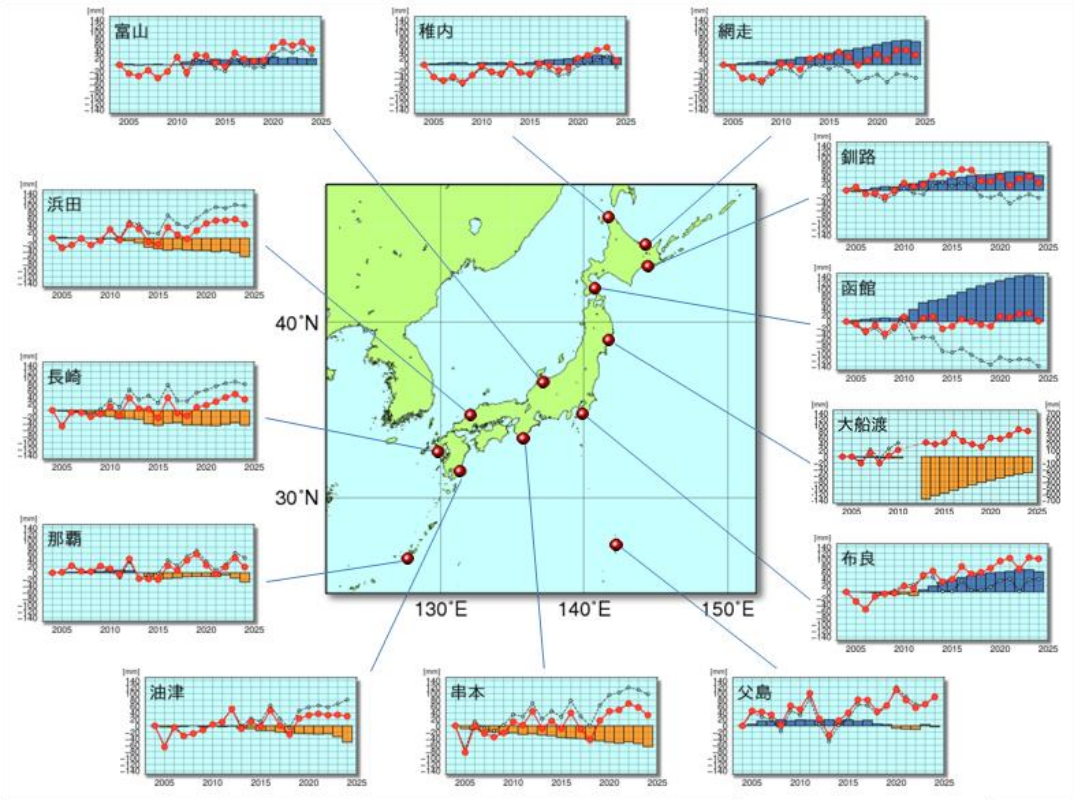


図 9.2.3　GPS 併設検潮所の海面水位偏差（2004～2024 年）

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。

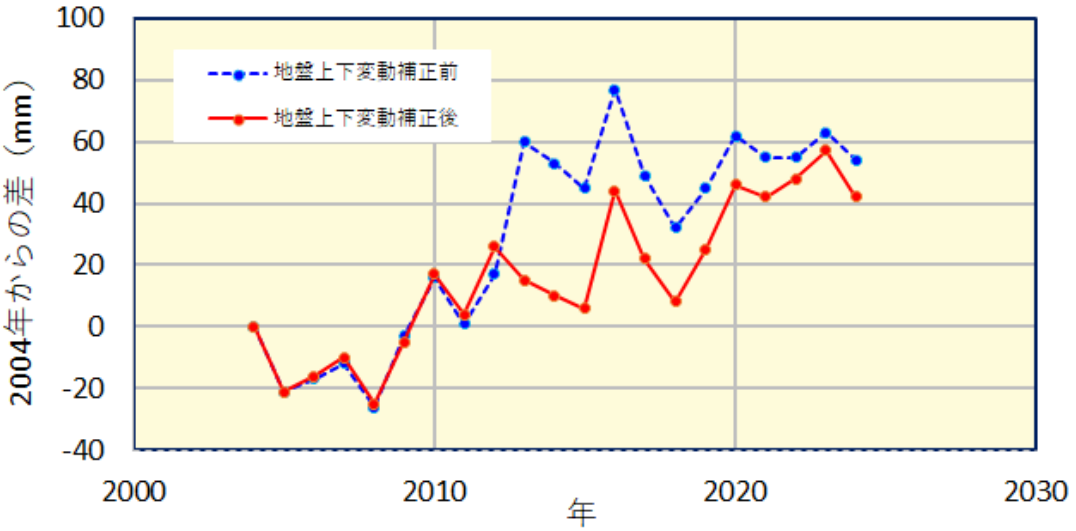


図 9.2.4　図 9.2.3 の全国 13 地点で平均した日本沿岸の海面水位の年々変動（2004～2024 年）
地盤変動補正前（破線）と地盤変動補正後（実線）の海面水位について、2004 年との差を表す。

表 9.2.2　日本沿岸における 16 地点 4 海域（図 9.2.2）及び地盤補正後の 13 地点（図 9.2.4）で平均した海面水位と、世界平均海面水位の 1 年当たりの上昇率（mm/年）
（）内の数値は 90%の信頼区間を示す。

	16 地点 4 海域平均（図 9.2.2）	**13 地点平均（図 9.2.4）**	**世界平均（IPCC, 2021）**
2004～2024 年	3.8（2.7～4.9）	3.4（2.6～4.2）	—
2006～2018 年	2.9（0.8～5.0）	3.4（1.1～5.6）	3.7（3.2～4.2）

9.2.2　　将来予測

『気候予測データセット 2022』に含まれる日本域海洋予測データ（コラム 4 参照）に基づいた将来予測[98]では、世界平均海面水位の上昇の影響が大きく、日本周辺の沖合の海面水位は、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、亜寒帯域とオホーツク海では更に小さい（図 9.2.5）。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 9.1.3 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も、世界平均海面水位の上昇の影響が大きく、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 年代以降の観測で見られる長期変化傾向や結合モデル相

98 付録 A.2.2 で示すように、日本周辺における海面水位上昇の将来予測は、日本域海洋予測データ（RCP シナリオに基づく）を用いた力学的海面高度の変化（空間分布あり）に、IPCC (2021)（SSP シナリオに基づく）に基づく全球平均水位上昇（全球一様）を加味して評価している。このため、本項で将来予測シナリオについて言及する際、空間分布を対象とする場合は RCP シナリオを、海面水位上昇率の大きさを対象とする場合は SSP シナリオを引用している。

互比較プロジェクト第 6 期（CMIP6）モデル予測とも整合的な結果である。実況（第 9.2.1 節）と比較するため、日本沿岸で長期観測を行っている検潮所 16 地点に相当する格子点の予測値を 4 海域（海域 I から海域 IV：図 9.2.5 参照）で区分して平均した値及び全 4 海域平均を図 9.2.6 及び表 9.2.3 に示す。全 4 海域平均で見ると、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べて、近未来（2031～2050 年平均）の 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）で 0.17 m（0.14～0.21 m）[99]、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）で 0.19 m（0.16～0.24 m）、21 世紀末（2081～2100 年平均）の 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）で 0.40m（0.30～0.55m）、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）で 0.68m（0.56～0.88m）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 0.02 m 以下である。一方、推定される予測の変動の幅は、日本沿岸の平均海面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。また、日本沿岸の平均海面水位上昇量の海域間の差は 0.02 m 以下と予測され、顕著な地域差は見られない。

南極及びグリーンランド氷床の不安定等に伴う大きな融解等、不確実性が大きい現象を考慮した場合には、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）において 2100 年に 2 m に、2150 年には 5 m に近づくような海面水位上昇の可能性を排除することはできない。

IPCC (2021) では地殻の上下動の将来予測も見積もられている（図 9.2.7）。ただし、上下動はシナリオに依らず予報期間で一定とみなされており、短距離で地殻の上下動の速度に大きな差が計測されている地域では、かなりの不確実性がある（地殻の上下動の将来予測に関する*確信度が低い～中程度*）。日本沿岸は、そのような不確定性が大きな場所であるために、上の見積もりでは地殻の上下動の影響は考慮されていない。

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、各海域の平均海面水位の長期的上昇傾向に加えて、海面水位の短期変動の特性を考慮した、極端海面水位（Extreme Sea Level; ESL） 及び全海面水位もしくは全極端海面水位（Total Water Level; TWL）（第 11 章参照）や、海岸堤防の高さ等に依存する。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。

99　（）内は不確実性が大きい現象を含まない場合の 17～83%の信頼区間(可能性の幅(確信度が中程度))を示す。

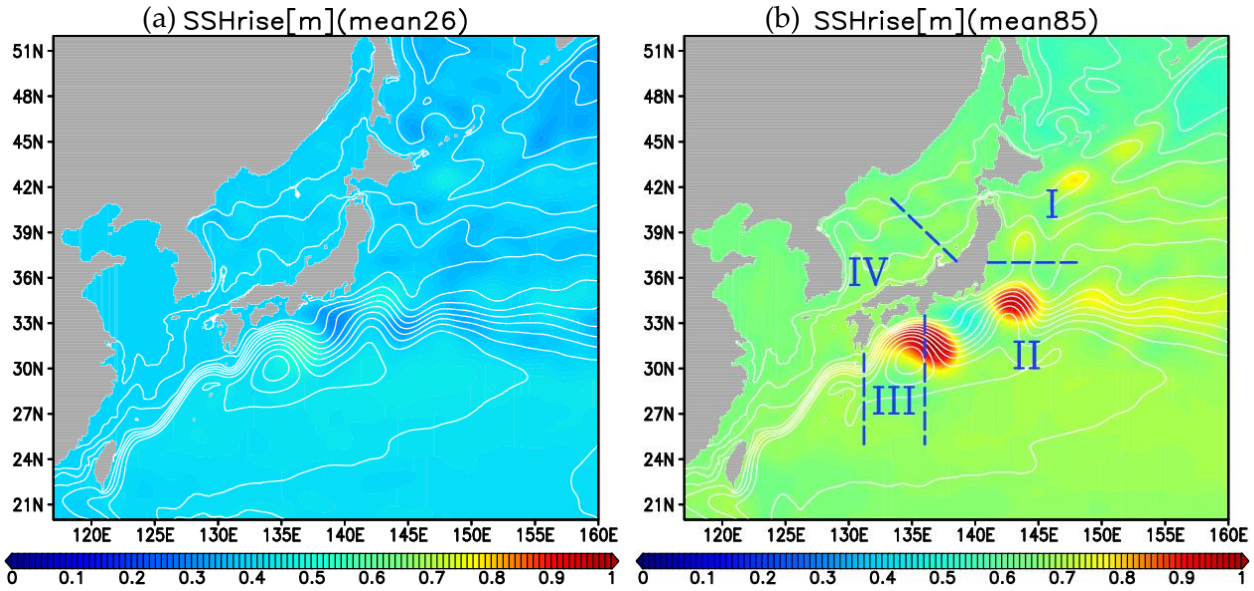


図 9.2.5　日本域海洋予測データによる 21 世紀末における日本近海の海面水位（年平均）の 20 世紀末からの上昇幅（m）

(a) は 2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）による見積もり。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。

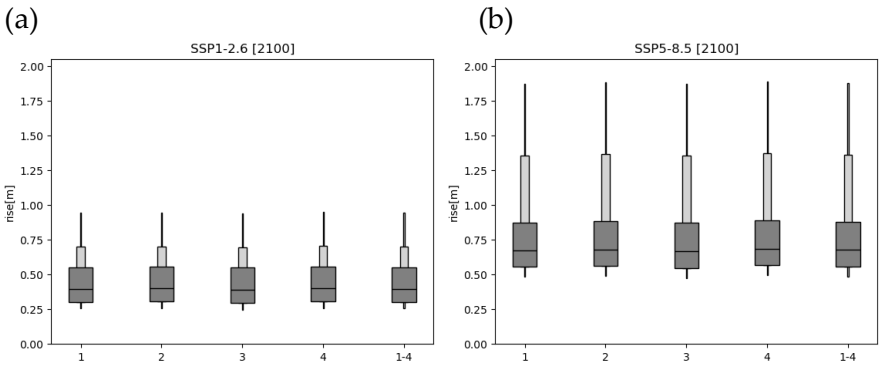


図 9.2.6　IPCC (2021) 及び日本域海洋予測データによる 21 世紀末における日本沿岸の海域 I～IV 及び日本沿岸平均の海面水位の 20 世紀末からの上昇幅（m）

太い濃い灰色の誤差棒は 17～83%の信頼区間である。薄い灰色の細い誤差棒は氷床の不安定等の不確実性の大きな現象を考慮した場合の 17～83%の信頼区間である（17%は濃い灰色と薄い灰色は同じ）。細い棒は不確実性の大きな現象を考慮した場合の 5～95%の信頼区域である。土地の上下動の影響は含まれていない。

(a) は 2℃ 上昇シナリオ（SSP1-2.6）、(b) は 4℃ 上昇シナリオ（SSP5-8.5）による見積もり。

表 9.2.3　各海域、4 海域平均及び世界平均の 20 世紀末（1986~2005 年平均）を基準にした海面水位上昇量の将来予測（m）

	シナリオ	海域 I	海域 II	海域 III	海域 IV	4 海域平均	（世界平均）
2031~2050 年平均	2°C 上昇	0.16 (0.14~0.21)	0.17 (0.14~0.22)	0.16 (0.12~0.22)	0.16 (0.13~0.21)	0.17 (0.14~0.21)	0.16 (0.14~0.21)
	4°C 上昇	0.19 (0.16~0.24)	0.19 (0.16~0.24)	0.18 (0.14~0.23)	0.19 (0.16~0.24)	0.19 (0.16~0.24)	0.19 (0.16~0.23)
2081~2100 年平均	2°C 上昇	0.40 (0.30~0.55)	0.40 (0.30~0.56)	0.39 (0.29~0.55)	0.40 (0.31~0.56)	0.40 (0.30~0.55)	0.41 (0.32~0.57)
	4°C 上昇	0.67 (0.55~0.87)	0.68 (0.56~0.88)	0.67 (0.55~0.87)	0.69 (0.57~0.89)	0.68 (0.56~0.88)	0.67 (0.55~0.87)

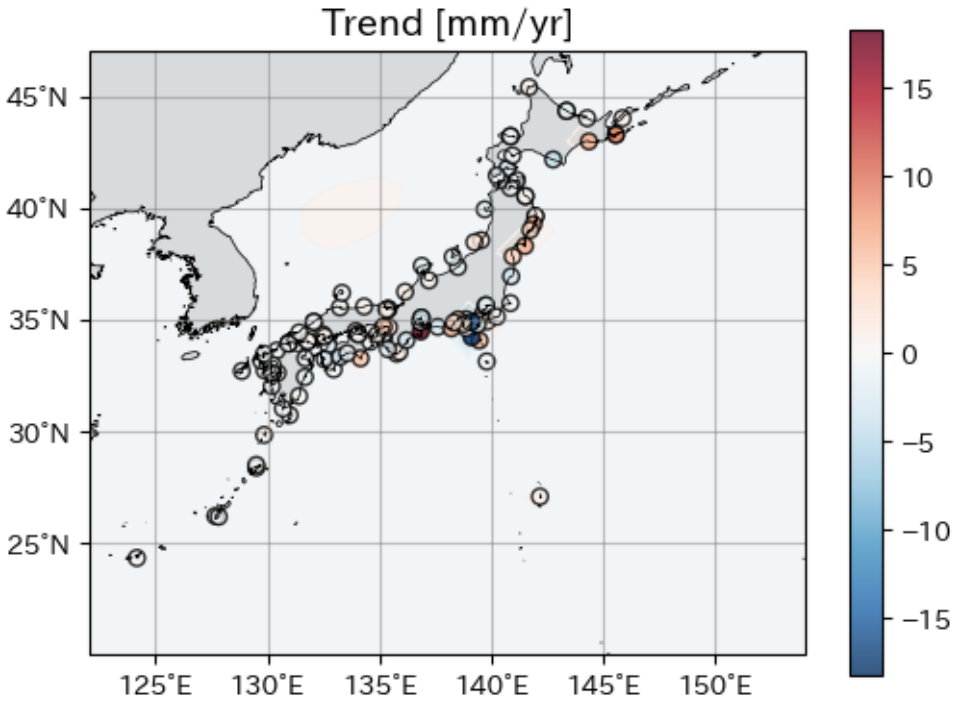


図 9.2.7 地殻の上下動による海面水位の長期変化傾向の推定値（mm/年）

IPCC (2021) Figure 9.26 の Vertical Land Motion（VML）の図の日本付近の拡大図に相当する図を、データソースから長期変化傾向を見積もり作成した。VLM は時間変化しないと仮定されている。

9.3　背景要因

IPCC (2021) では世界平均海面水位の変動要因として、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。海面水位上昇に対するそれぞれの要因の寄与は、図 9.3.1 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、熱膨張の寄与が最も大きく、次に南極氷床からの流出は 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）と 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）であまり変わらず、一方で南極・グリーンランドを除く氷河からの流出は昇温差の影響を強く受けて 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）の方がずっと大きくなり、結果的には寄与度（上昇全体に占める比率）で論じれば、2°C 上昇シナリ

オ（SSP1-2.6）では南極氷床と氷河の変化の寄与が同程度で大きく、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では氷河の寄与が大きい。不確実性は南極氷床の変化が非常に大きい。

日本周辺の海面水位の十年規模変動は、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 9.2.2）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播に伴い生じた可能性が指摘されている（Sasaki et al., 2017; Nakano et al., 2023）。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 (1)参照; Yamanaka et al., 2021）を反映していると考えられる。日本南方及び南東方の沖合で海面水位上昇幅の変動が大きい理由は、黒潮流路変動の影響を受けるためである[100]。もともと自然変動の大きな領域であり、モデルの不確実性も大きいことから、確信度は低い。

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播する海洋波動で、地球自転の影響により北半球では岸を右手に見て伝播。）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）。また、日本沿岸の海面水位の長期変化には同程度の大きさを持つ地盤の上下動の影響も無視できない（Nakano et al., 2023）。

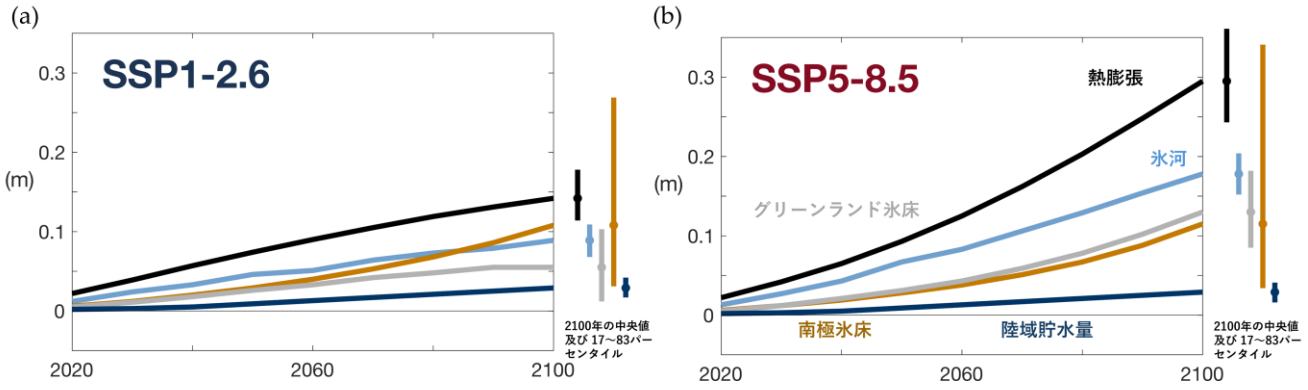


図 9.3.1　世界平均海面水位の上昇とその要因

世界平均海面水位の 1995～2014 年基準の時系列。黒線は海洋の熱膨張、青線が氷河の変化（グリーンランドと南極の氷河を除く）、灰色の線がグリーンランドの氷床と周囲の氷河、茶色の線が南極氷床と周辺の氷河、紺色の線が陸域の貯水量の変化。右側の縦棒は不確定性が低い現象を含まない場合の 2100 年における 17～83%のパーセンタイル。（IPCC, 2021; Figure 9.26 の一部を和訳・転載。）

100　黒潮はその流路の南北で 1 m にも及ぶ水位差がある。

第10章　海氷

観測結果

- 北極域の海氷域面積の年最小値は 10 年当たり 85 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 5.1 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面積は 20 世紀末に比べ有意に減少し（確信度が高い）、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 32 ± 42%、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 78 ± 21%減少すると予測されている。

10.1　世界

10.1.1　観測結果

海氷は、アルベド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）の海氷域面積を算出している[101]。

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 2024 年までの期間において 10 年当たり 85 万 km^2（日本の面積の約 2.3 倍）の減少であった。

南極域の海氷域面積には変化傾向が確認できない（図 10.1.1）。

IPCC (2021) では、1979～1988 年と 2010～2019 年との間の北極域の海氷面積[102]の減少（9 月は約 40%、3 月は約 10%の減少）の主な駆動要因は人間の影響である*可能性が非常に高い*{SPM A.1.5}、また、2011～2020 年の北極域の年平均海氷面積は少なくとも 1850 年以降で最小規模に達し（*確信度が高い*）ており、晩夏の北極域の海氷面積は少なくとも過去千年間のどの時期よりも小さかった（*確信度が中程度*）{SPM A.2.3}、としている。一方、南極域の海氷面積については、地域により相反する変化傾向が見られることや、内部変動が大きいことから、1979 年から 2020 年の間に有意な変化傾向はなかった {SPM A.1.5}、としている。

101　気象庁の観測結果では、人工衛星による観測から北極域と南極域の海氷域面積（海氷密接度（海氷が海面を占める割合）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/kaiyou/db/seaice/global/global_analyzed.html）を参照。

102　IPCC (2021) では海氷密接度 15%以上のグリッドの面積（海氷域面積）ではなく、総海氷面積（海氷面積）が議論されている（Notz et al., 2020）{9.3.1}。以下ではそれに倣う。

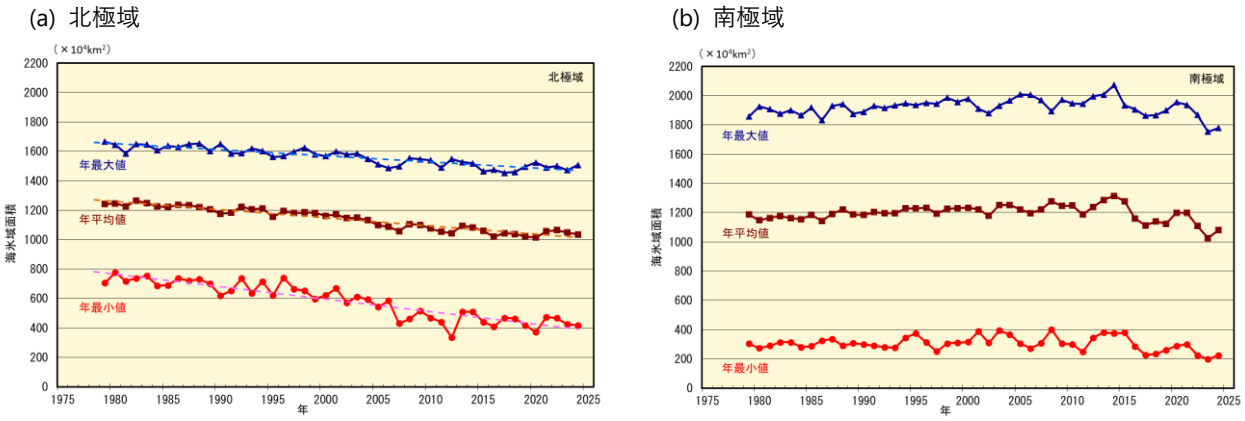


図 10.1.1　(a) 北極域と (b) 南極域の海氷域面積の年々変動（1979～2024 年）
実線は海氷域面積（上から順に、年最大値、年平均値、年最小値）の年々変動、破線は各々の長期変化傾向を示す。

10.1.2　　将来予測

IPCC (2021) によると、21 世紀の間に北極海の海氷面積は全球気温の変化に依存して減少する*可能性が高い*。その程度は温暖化シナリオに依存する。例えば、北極海の海氷面積は、20 世紀末（1995～2014 年）から 21 世紀末（2081～2100 年）にかけて、3 月（年最大値）及び 9 月（年最小値）には 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）でそれぞれ 14.2 (10.6～25.7) 及び 1.7 (0.0～6.0) ×10^6 km^2、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）でそれぞれ 9.7 (3.1～21.6) 及び 0.3 (0.0～2.2) ×10^6 km^2 にまで減少と予測される（括弧内は 5～95%信頼区間）。また、4°C 上昇及び中程度の温暖化シナリオ（SSP2-4.5, SSP3-7.0, SSP5-8.5）では、21 世紀半ばには夏季に海氷がほとんどない年が現れ、21 世紀末までには夏季にほぼ海氷が張らなくなるとの予測がなされている（*確信度が高い*）（図 10.1.2）{4.3.2.1, 9.3.1}。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、*確信度が低い* {9.3.2}。

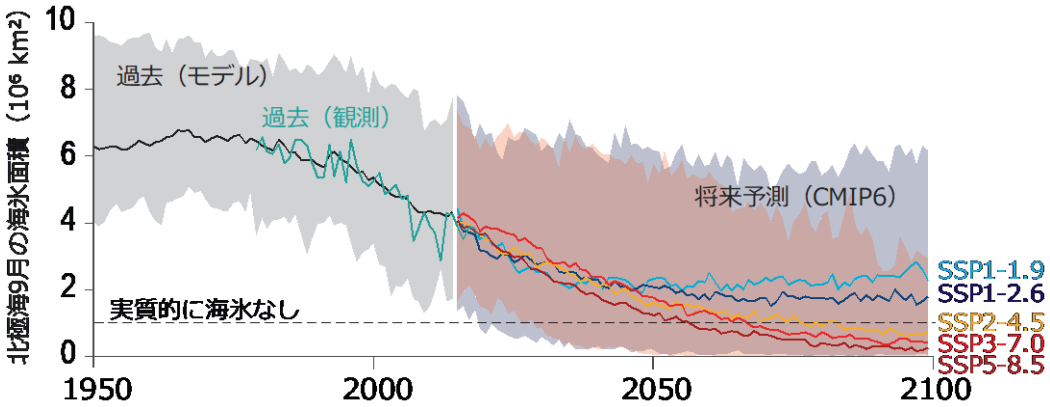


図 10.1.2　CMIP6 モデル及び観測データの北極海における 9 月の海氷面積
陰影は過去再現実験（灰）と将来予測実験（青：SSP1-2.6、赤：SSP3-7.0）のモデル間のばらつきを表す。（IPCC, 2021; Figure TS.8(c) を改変・和訳・転載。）

10.2　日本

10.2.1　観測結果

(1)　オホーツク海の海氷域面積

気象庁では、北海道の冬季の気候に大きな影響を与えていると考えられる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 2021 年まで 50 年以上にわたる目視観測を実施していた。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 2024 年までの期間において、10 年当たり 5.1 万 km^2 の海氷域が消失している（図 10.2.1）（信頼水準 99%で統計的に有意）。この値は九州と四国を合わせた面積とほぼ同じで、オホーツク海の全面積の 3.2%に相当する。

現時点では統計期間が 50 年程度に限られており、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。

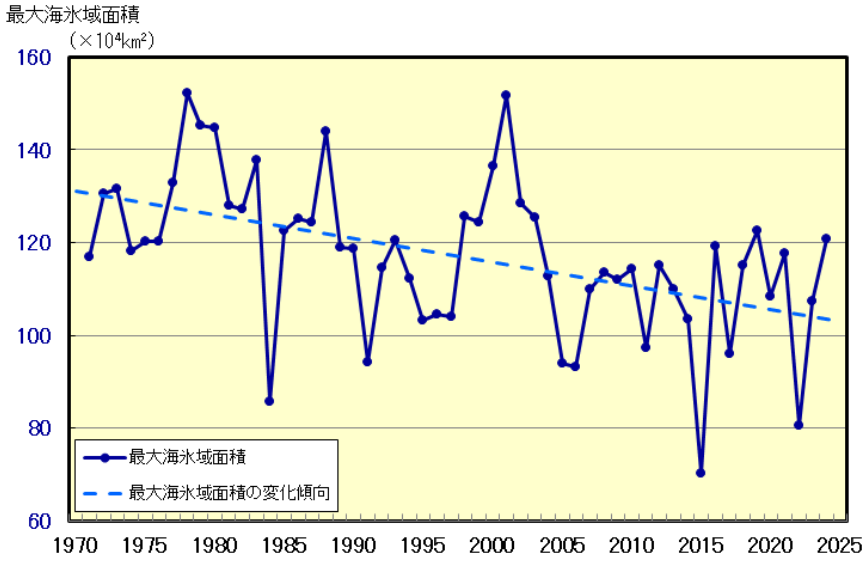


図 10.2.1　オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1971～2024 年）
実線は最大海氷域面積の経年変化、破線は長期変化傾向を示す。

(2)　北海道沿岸の流氷

目視によるオホーツク海沿岸海氷観測を実施していた網走、北見枝幸、根室について、観測データがそろっている 1946 年から 2021 年まで見ると、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、流氷初日（視界内の海面で流氷が見られた最初の日）が次第に遅くなっており、流氷終日（同最後の日）も次第に早まる傾向が現れている。流氷初日は 10 年当たり 1.3 日遅くなっており（信頼水準 95%で統計的に有意）、流氷終日は 10 年当たり 3.6 日早まっている（信頼水準 99%で統計的に有意）。（図 10.2.2）。

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。Toyoda et al. (2022) は、アリューシャン低気圧の強さの指標として用いられる北太平洋指数が、オホーツク海の 1980 年代以降の海氷変動を 10 年単位の時間スケールで示す確実な指標であることを示唆し、特に、流氷初日の変動は、オホーツク海上空の南北風の偏差を伴うアリューシャン低気圧の変動と、1 月の日本付近の気温の変動によること、流氷終日の変動はアリューシャン低気圧の変動に起因し、その結果として生じたシベリア沿岸を除くオホーツク海の海氷域の変動が 4 月のオホーツク海上空の気温に影響を与えたことを指摘した。

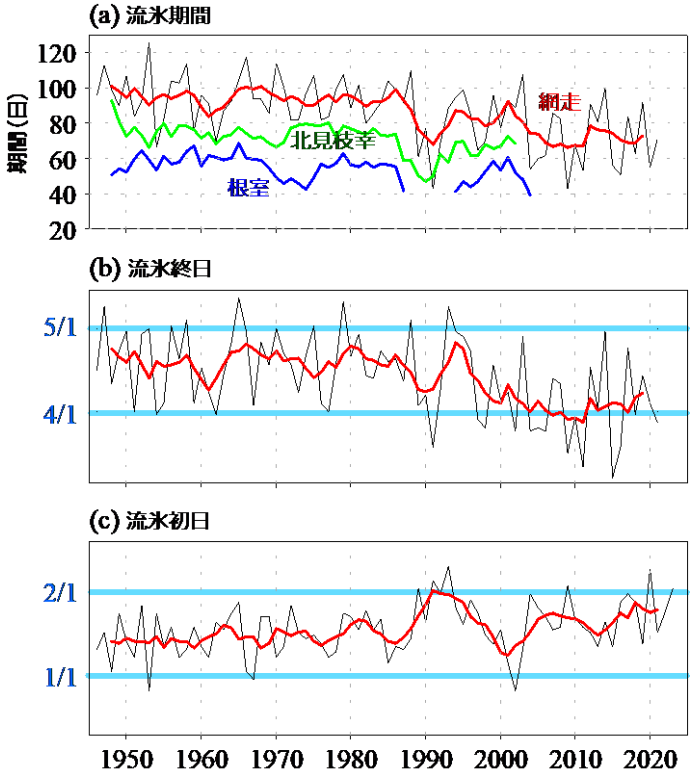


図 10.2.2　北海道オホーツク海沿岸で観測されたデータの経年変化

(a)流氷期間（網走：1946～2021 年、北見枝幸：1946～2004 年、根室：1946～2004）、(b) 網走の流氷終日（1946～2021 年）、(c)網走の流氷初日（1946～2023 年）。黒線は年ごとの網走の観測結果、赤線は網走、緑線は北見枝幸、青は根室の 5 年移動平均した観測結果を示す。

10.2.2　　将来予測

オホーツク海は季節海氷域[103]である。季節的に 1 年で最大となる 3 月の海氷面積は、『気候予測データセット 2022』に含まれる日本域海洋予測データ（付録 A.2.2、コラム 4 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、観測の長期変化傾向や気温・海水温の結合モデル相互比較プロジェクト第 6 期（CMIP6）モデル予測とも整合的な結果である。

減少の割合は、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では 32 ± 42%、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 78 ± 21%である（図 10.2.3）。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。これらの見積も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°C 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°C 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°C 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、現在気候におけるモデルのバイアス[104]（図 付録 A.3.2 参照）を考慮すると、これらの時期の予測の確信度は低い。

形成域であるシベリア沿岸における海氷生産量が減少することに伴い、下流の北海道沿岸での海氷量も減少すると予測される。3 月における北海道沿岸域の海氷密接度は、20 世紀末の 0.5～0.7 から、21 世紀末には、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.1～0.4、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.1 以下にまで減少する（図 10.2.4）。これも同様に確信度は低い。

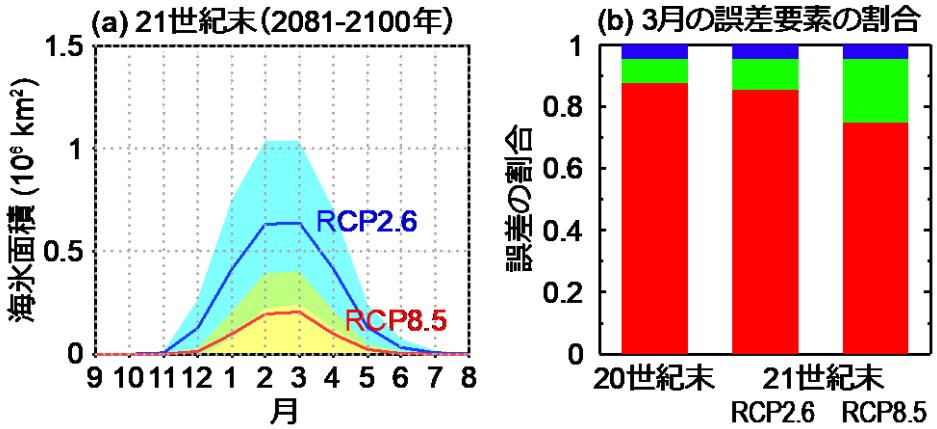


図 10.2.3　日本域海洋予測データによる 21 世紀末におけるオホーツク海の海氷面積の将来予測
(a) 21 世紀末の季節変化。陰影は Wakamatsu et al. (2017) に基づく標準偏差を示す。(b) 3 月の誤差の各要素の割合。赤がモデル間の相違、緑が年々変動、青がサンプル数の少なさに起因する不確実性（付録 B.1.3 を参照）。

103　冬季のみ海氷がある海域

104　モデルごとに異なる特性を反映した系統的な偏り

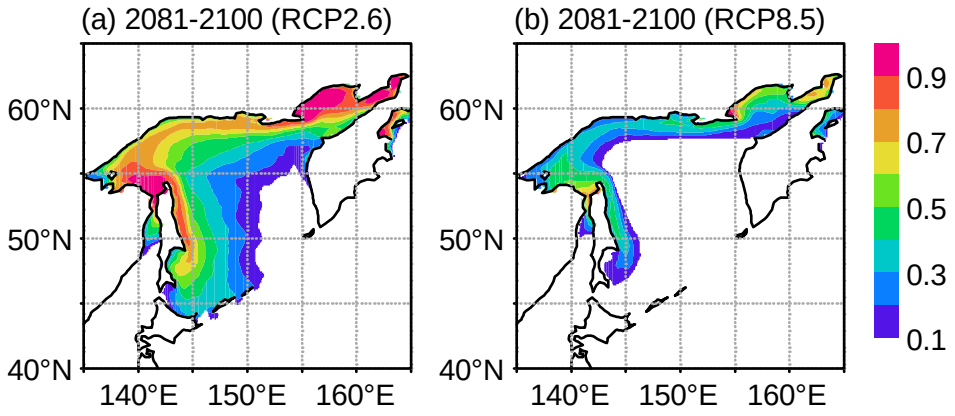


図 10.2.4　日本域海洋予測データによる 21 世紀末における 3 月の海氷密接度分布の将来予測
(a) 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び (b) 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）での予測結果。

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；各日の海氷密接度×日数で%日の単位となる）を示す（図 10.2.5）。網走における海氷量の経年変動は道東沿岸の広い範囲（北見枝幸から根室）の海氷量を代表すると考えられる（Toyoda et al., 2022）。網走での海氷量は 20 世紀末には約 5000%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°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では約 2000%日、4°C 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°C 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。

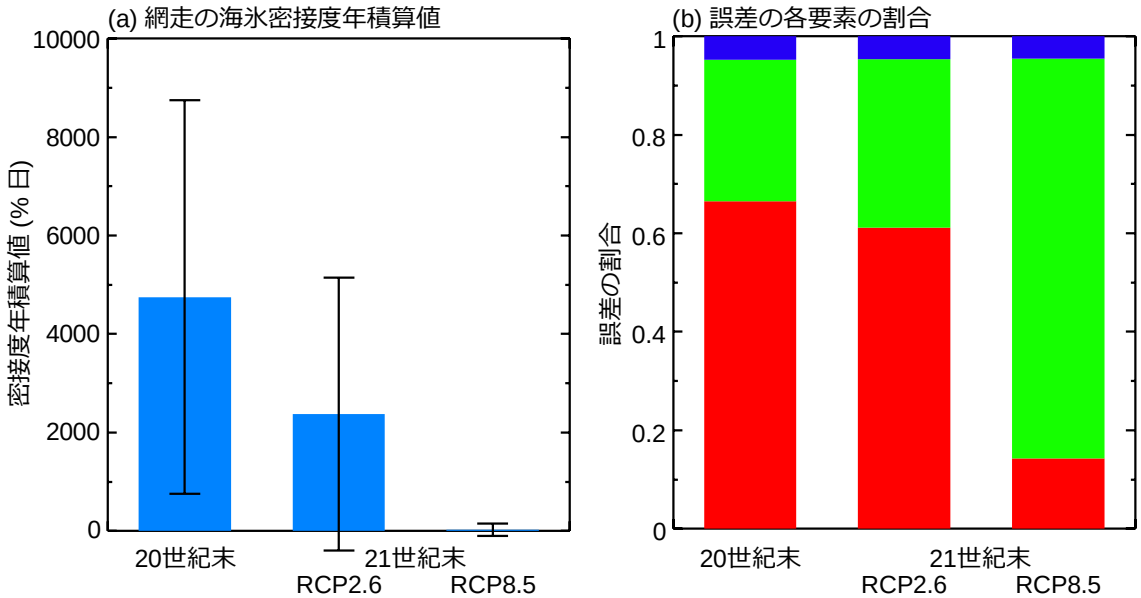


図 10.2.5　日本域海洋予測データによる網走の海氷密接度積算量の将来変化と不確実性
(a) 20 世紀末、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末における網走の海氷密接度の年積算値とその不確実性。不確実性の幅は Wakamatsu et al. (2017) に基づく標準偏差を示す。(b)不確実性の各要素の割合。赤がモデル間の相違、緑が年々変動、青がサンプル数の少なさに起因する不確実性（付録 B.1.3 を参照）。

10.3　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, 2010b）。第 10.1 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が、特に北海道沿岸域での海氷量には上記プロセスに加え沿岸域特有の力学（集積）作用が働くため（Toyota et al., 2022）、温暖化の影響の現れ方は複雑である。

第11章　高潮・高波

観測結果

- 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。
- 高波の波高は、世界の広い海域で増加する傾向が見られる。

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）。
- 海面上昇と高潮を合わせた極端水位 ESL の頻度は増加する（確信度は高い）。
- 日本沿岸では平均波高は低くなる（確信度は中程度）ものの、台風経路予測の不確実性及び自然変動の大きさから、台風による極端な高波の波高変化予測は不確実性が大きい。

11.1　世界：高潮

11.1.1　観測結果

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、甚大な高潮災害が発生しており、2013 年の台風第 30 号 Haiyan ではフィリピン中部で 7,000 名を超える死者・行方不明者（大半は高潮による）が出た。

ここ数年も、ほぼ毎年のように高潮災害が世界各地で発生している（表 11.1.1）が、従来に比べて人的被害は従来に比べ顕著に少なくなっている。これは、高潮防潮堤等のインフラや防災体制が整ってきており、大きな人的災害は起きにくくなっているためと思われる。一方で、高潮による大規模浸水は甚大な人的災害をもたらしうるため危険性が下がっているわけではない。また、人的災害が軽減される一方で、経済的被害額は大きくなる傾向がある。世界の沿岸低地には多くの大都市や人口密集地帯が存在しており、経済の発展と人口増加により、以前よりも災害規模が大きくなるなど、災害リスクはむしろ高まっている。

表 11.1.1　世界における近年の主な高潮事例

年	地域*1	気象要因（熱帯低気圧名）	経済損失*2（十億米ドル）	死者*2	典型的高潮 (m)
2017	北西太平洋 中国・香港・マカオ	Hato	4.31	26	3.5 – 4
2017	カリブ海 キューバ、アンティグア・バーブーダ、英領バージン諸島ほか	Harvey	148.8	89	3
2017	北大西洋 キューバ・米国	Irma	59.5	97	3
2017	カリブ海 ドミニカ・プエルトリコ	Maria	107.1	2,981	2.7
2018	南太平洋 トンガほか	Gita	0.22	1	1 – 3
2018	北西太平洋 中国・香港・マカオ	Mangkhut	3.77	134	2 – 3.5
2018	南インド洋 モザンビーク	Idai	2.2	1,593	4.4
2020	南太平洋 バヌアツ・フィジー	Harold	0.123	31	4
2020	北インド洋 インド・バングラデシュ	Amphan	13.7	128	5
2020	北大西洋 米国	Laura	26	42	5.2
2021	北西太平洋 中国・日本	In-Fa	>1	6	3
2021	北西太平洋 フィリピン	Rai	1.02	410	2 – 3
2021	南インド洋 マダガスカル・モザンビーク	Eloise	0.01	27	2 – 3.5
2021	北大西洋 米国	Ida	78.7	96	3.7 – 4.3

（Kohno et al., 2022 をベースに作成）

*1 上段は海域名、下段は影響を受けた主な国・地域等

*2 高潮以外によるものを含む

11.1.2　将来予測

亜熱帯・中緯度帯において、多くの高潮（潮位偏差）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。IPCC AR5 と比較して、AR6 では熱帯低気圧の現在までの変化傾向や将来変化についての記述はより定量的になっている。第 7 章でも記述されているように、IPCC (2021) では、「全球では観測されているカテゴリー3〜5 の熱帯低気圧は増加している（*可能性が高い*）。北西太平洋では最発達域の極域方向の変化が観測されている（*可能性が非常に高い*）。」とまとめられている。また北大西洋域では、熱帯低気圧の移動速度の低下が観測されている。{11.7.1}

一方、21 世紀末までの熱帯低気圧の将来変化は、全球気候モデルを用いた数値計算結果を基に、ここ十年で理解と評価が急速に進んでいる。IPCC (2021) では、地球温暖化の進行に伴って、発達した熱帯低気圧の最大風速が増加すること、最発達域の極域方向の変化が予想されている（*確信度が高い*）{Chapter 11}。また、地球温暖化の進行に伴い、発生個数が減少もしくは変化しないことも予測されている（*確信度が中程度*）（第 7 章参照）。これら熱帯低気圧の特性の将来変化の不確実性は、AR5 から低減している。また、温帯低気圧については、小規模の強度変化に加えて、経路の極域方向の変化が予測されている。この 2 つの効果により、場所によっては温帯低気圧の風速増加が予測されている（*確信度が中程度*）。

2020 年以降、高潮に関する予測研究数は大幅に増加した。IPCC (2021) では、上述した熱帯低気圧の将来変化に伴い、高潮水位の増加を予測している {9.6.4.2}。全球レベルでは、力学モデルに基づく高潮の将来予測は多く行われていないが、領域レベルの予測は行われている。近年の研究（Lin et al., 2012; McInnes et al., 2014; Little et al., 2015; Garner et al., 2017; Mori et al., 2019; Muis et al., 2020）は、熱帯低気圧の強度と頻度の将来変化が、地域の高潮の将来変化を引き起こすことを示している（確信度が低い）。また、熱帯低気圧による高潮は、経路の将来変化の影響を受けるため、地域ごとに影響が異なることが指摘されている（Garner et al., 2017）。今のところ、統一的・系統的な全球の高潮予測結果はないが、AR7 に向けての国際的な研究が始まっている。

これまでに述べたような力学的な高潮の予測に対し、高潮についての将来変化は無いと仮定し、観測された潮位に領域レベルの海面上昇量を加えて極端海面水位（Extreme Sea Level; ESL）を予測するアプローチがある（極端海面水位等についての詳細は第 11.5 節を参照）。厳密に言えば、これらの結果は高潮の将来変化を評価していないが、沿岸災害に対する適応に重要な ESL の将来変化予測情報には価値がある。図 11.1.1 は、潮位計による長期観測が行われている地点の極端海面水位と再現確率年数の関係の将来変化である。観測された年平均発生確率 1%（100 年当たり一回）の極端水位に、領域ごとの海面上昇量を加えた ESL の発生頻度の変化を増幅率として示している。図 11.1.1 より、年平均発生確率 1%の ESL は、将来、多くの地点で年に一回、あるいは複数回発生する予測となっている（*確信度が高い*）。この結果に高潮の将来変化が加わる場合は、更に地域性が増幅した将来変化が現れることが予想される。

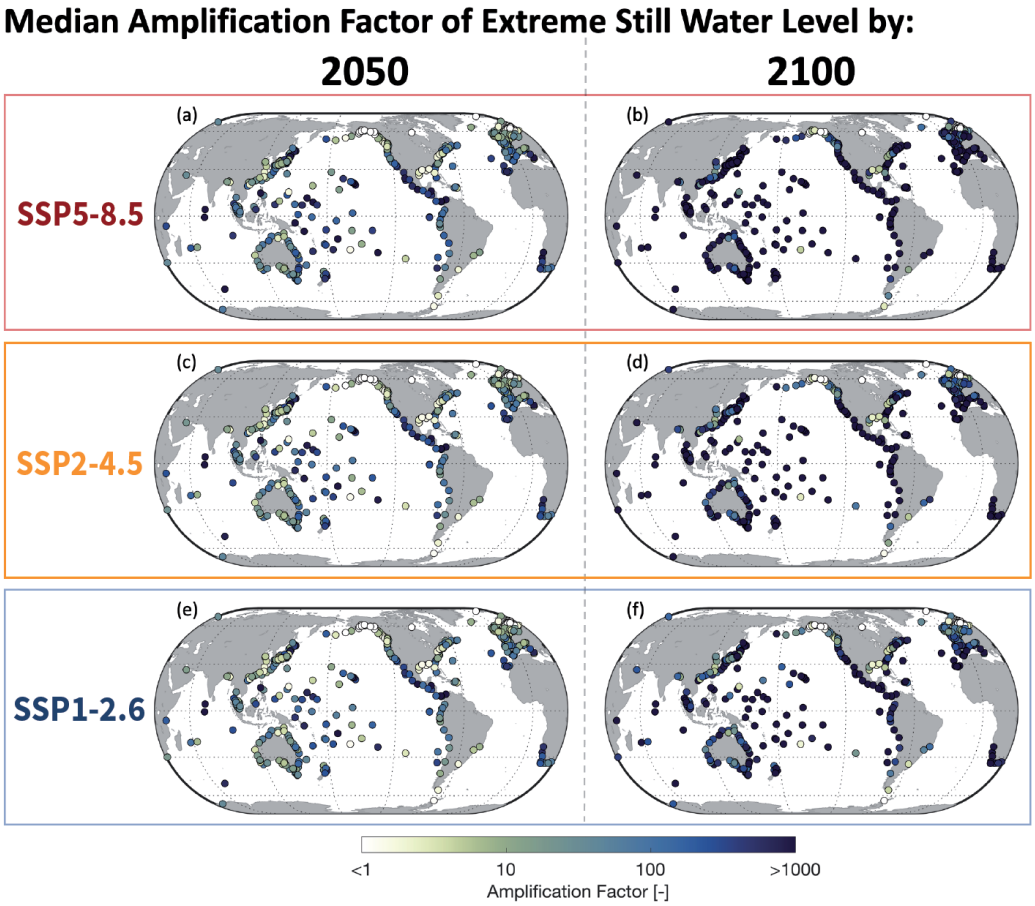


図 11.1.1　年平均確率 1%の極端水位 ESL の将来変化

観測された年平均確率 1%の極端水位に領域ごとの 2050 年及び 2100 年の海面上昇量を加えた ESL の発生頻度の変化を増幅率で示した結果（増幅率 X は発生頻度が X 倍となることを意味する）(a,b)SSP5-8.5、(c,d)SSP2-4.5、及び(e,f)SSP1-2.6 について、領域ごとの海面上昇量を用いている。（IPCC, 2021; Figure 9.32 を転載。）

11.2　日本：高潮

11.2.1　観測結果

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。このほか、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による浸水災害が発生した。

図 11.2.1 は、国内で長期にわたり観測を行っている 50 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（高潮）の最大値（1 m 以上）と毎正時に 1m 以上の潮位偏差（高潮）を観測した回数を、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（2.8 m）、③ 台風第 23 号（2004 年）時の室戸岬（2.5 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、1970 年代から発生数が減少し、1980 年代では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。このため、1980 年代以降の関東・東海に着目すると、顕著に増加する長期変化傾向が見られる（Islam et al., 2022）が、より長期的な変化傾向として見ると、ほとんど変化していない。また、偏差が 1m 以上の観測回数の平均をとるとここ 20 年で大きくなるが、これは、2004 年の大きな観測回数（18 個）の寄与が大きい。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。高潮の発生回数は、ほとんどの年で 5 回未満と少ないため、特に発生回数が多い年があると傾向や平均がそれに引きずられて大きく変わってしまう。また、高潮の発生頻度や潮位偏差は、台風の上陸数や強度、上陸地点などで大きく変わるほか、港湾構造物による地形変化等の要因も影響するため、気候変動に伴う高潮の変化傾向を評価することは難しいのが実情である。

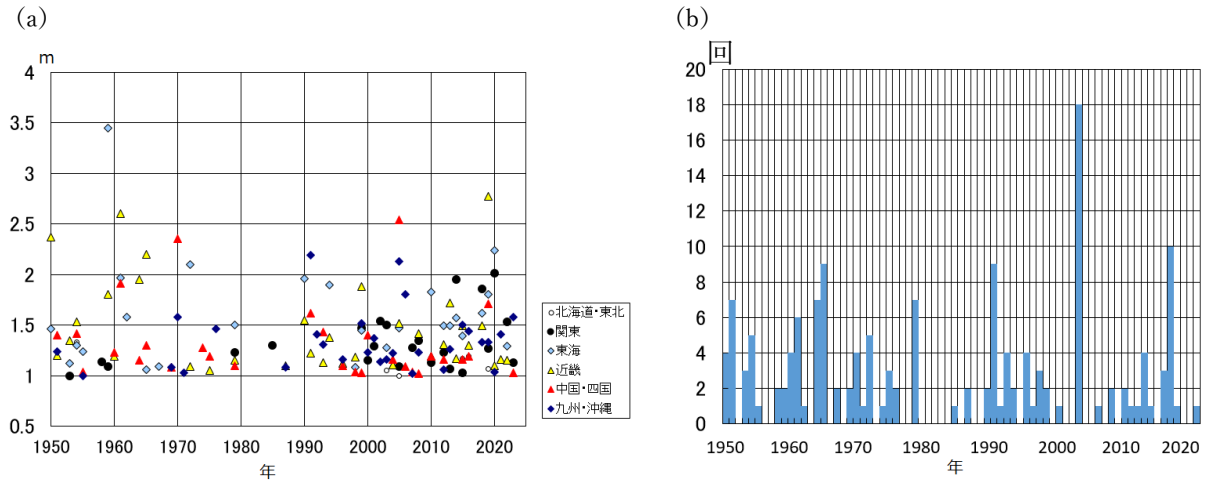


図 11.2.1　国内における高潮の最大値と発生数

(a) 気象庁の検潮所 50 地点で観測された潮位偏差（高潮）の最大値、(b) 毎時潮位偏差（高潮）1 m 以上を観測した回数。

11.2.2　将来予測

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潮位偏差（高潮）の合計である。更に、場所により、高波による短周期の水位変動も加わる。第 9 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に、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）。沿岸部の高潮や高波に対する防災・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、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（農林水産省及び国土交通省, 2020）。

先に述べたように、全球を網羅するコーディネイトされた高潮の将来予測は行われていない。領域、更に詳細な湾スケールに注目すると、災害をもたらす規模の顕著な高潮を与える台風等のイベント数は極端に少なくなる。一方で、全球を対象とした予測と異なり、日本を対象とした場合は、評価範囲が狭くなるため、様々な手法による将来変化の予測が可能である。主な手法として、A)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、B)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もしくは簡易擬似温暖化実験、C)最大となりうる高潮を予測する可能最大予測が挙げられる。特に手法 B の過去の顕著台風の風速・気圧場を関数で簡易表現し、これに将来変化分を加味して高潮の将来変化を見込む簡易的な擬似温暖化実験は、近年の海岸保全計画でも頻繁に使われている。

日本を対象としたこれまでの研究は、手法も将来想定も様々であるが、三大湾（東京湾、伊勢湾、大阪湾）に集中して多くの予測が行われている。図 11.2.2 は、これまでの三大湾の高潮に対する気候変動の影響についての研究結果を基に、潮位偏差の予測結果をまとめたものである。基となる研究成果は上記の手法 A～C に該当した予測であり、前提条件も様々であるが、三大湾の高潮は、将来の気候条件において平均的に 0.5～1.5 m と海面上昇量と同程度もしくはそれ以上の変化が見込まれる。このように、日本を対象とした研究成果は、潮位偏差の増加を予測している。ただし、多くの予測は台風の将来予測（強度の増加）を前提条件として与えており、予測の確信度は中程度である。

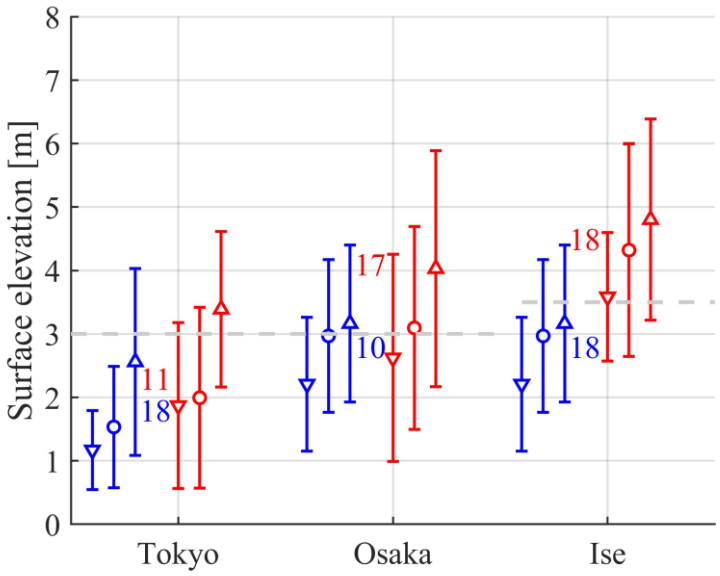


図 11.2.2　既往文献に基づく三大湾の最大潮位偏差の将来変化
論文ごとに示されている将来変化量の平均値（記号）と標準偏差（青線：現在気候、赤線：将来気候（21 世紀末）、〇平均的予測、△上位予測、▽下位予測、数字は論文数）。（森ほか, 2020 を基に 2022 年までの論文を取り入れて改変。）

顕著な高潮の発生頻度はかなり低いため、観測や一般的な気候計算で対象とされる数十年程度の評価期間では、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。d4PDF（Mizuta et al., 2017; Ishii and Mori, 2020）では、5000 年を超える大規模気候アンサンブルを実施しており、高

潮のような顕著現象の強度と頻度の将来変化を予測することが可能となっている。高潮の強度と頻度の将来変化予測では、必要な強度を持つ台風等のイベント数をどのように与えるかが重要となる。

図 11.2.3 に、d4PDF に基づく大阪湾の潮位偏差の極値分布の将来予測を示す（Mori et al., 2019）。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、図下の要因分析結果に示されているように、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。一方、第 7 章で記述されているように、日本付近の台風の強度は強まることが予測されているが（確信度が中程度）、発生数の将来変化のコンセンサスは得られていない。また、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い。このため、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定量的に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、d4PDF 以外の他の大規模アンサンブルによる研究事例や観測事実との比較が困難であるという問題があり，高潮予測の確信度は中程度から低い。

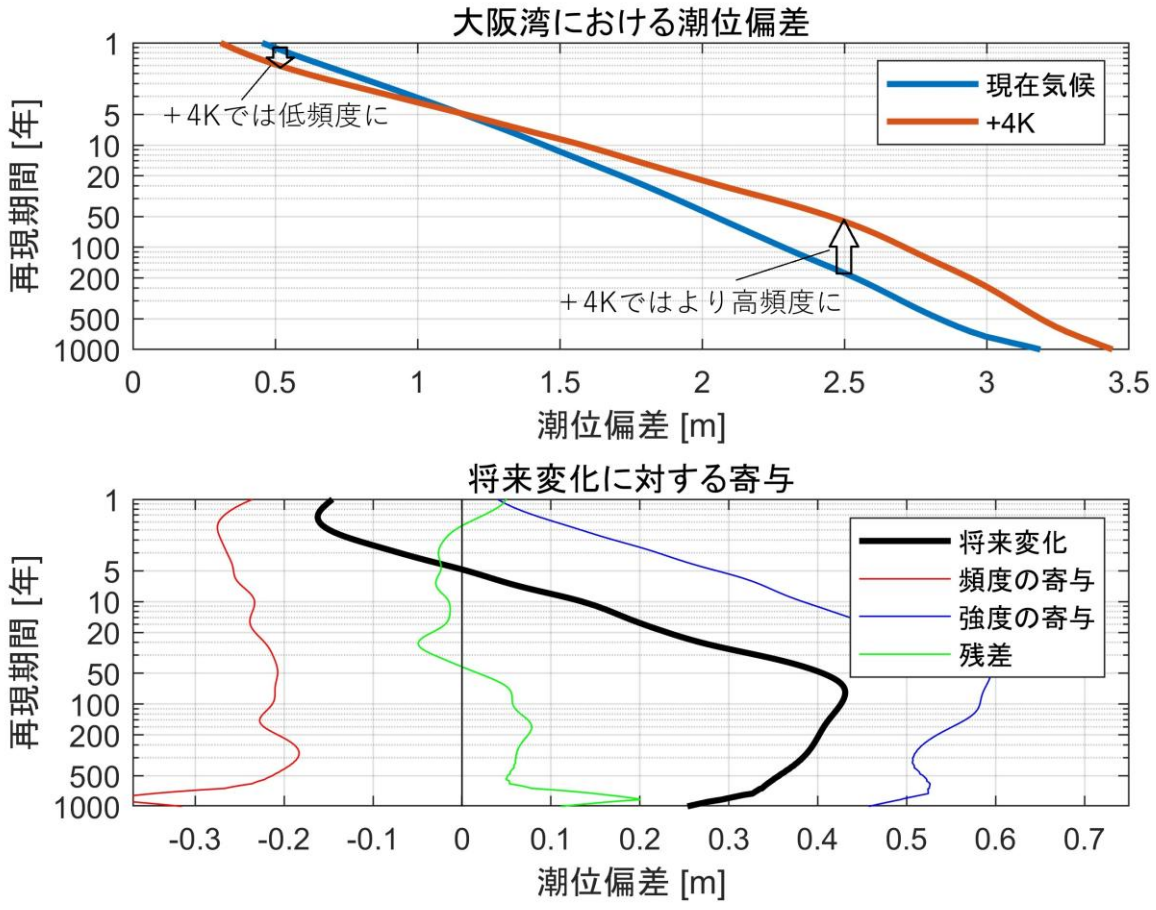


図 11.2.3　現在気候と将来気候（+4K）条件における大阪湾の潮位偏差の極値分布（上）とその寄与（下）d4PDF を基に算出している。縦軸は再現期間、横軸は潮位偏差を表す。上）青線：現在気候（1951～2011 年）、赤線：4℃ 上昇の場合の将来気候を示す。下）太線：各再現期間の潮位偏差の正味の将来変化、赤細実線：各再現期間の潮位偏差の変化に対する台風頻度変化の寄与、青細線：台風強度変化の寄与、緑細線：残差。

地球温暖化の高潮への影響は、温室効果ガスの排出シナリオやそれぞれの湾に対して異なる。一方で、極端な高潮の評価には、多くのイベント数が必要であり、全ての影響を考慮した包括的な評価は難しい。図 11.2.4 に示すのは、シナリオ依存と地域性を考慮した評価の例であり、先の高潮評価手法 C に該当する可能最大高潮（MPS）について、太平洋沿岸湾を対象に北から南に沿って評価した結果である（森ほか, 2021）。可能最大高潮は、各湾に対して台風が最悪コースを通過すると仮定し、可能最大台風強度（MPI）を基に推定している。評価に用いた気候シナリオは、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）であり、気象庁気象研究所の MRI-AGCM60（水平解像度 60 km）を用いた気候計算の 20 世紀末に対する 21 世紀末の将来変化を示している。歴史的に大きな高潮が発生している三大湾及び有明海で大きな将来変化が予測され、図 11.2.3 の d4PDF の結果と整合している。また、東京湾より北では、顕著な将来変化は見られない。2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の結果は、湾によって大小があるが、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）と比べておおむね 50～70%程度小さくなっている。また、伊藤ほか（2022）は、HighresMIP の結果を用いて同様な解析を行っており、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）下では、日本周辺における可能最大強度は、2020 年から 2050 年までに、アンサンブル平均で－4～6 hPa の変化、可能最大高潮は大阪湾で約+0.5 m の変化量であることを示している。これらの将来変化は、d4PDF 等の力学モデルによる評価と整合している（予測の確信度は中程度）。

高潮については、現在から将来にわたる将来変化の時間特性も重要である。図 11.2.4 と同じ気候予測に基づき推定された 1950～2100 年までの可能最大高潮を図 11.2.5 に示す。年々変動の影響が大きいものの、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の結果が、世紀末に向けて単調増加傾向を示すのに対し、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の結果は、2050～2060 年でピークアウトする特性が見られる（森ほか,2021）。

冬季の低気圧による高潮の将来変化については、幾つか検討されている。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、今のところ顕著な増加傾向は評価されていない。

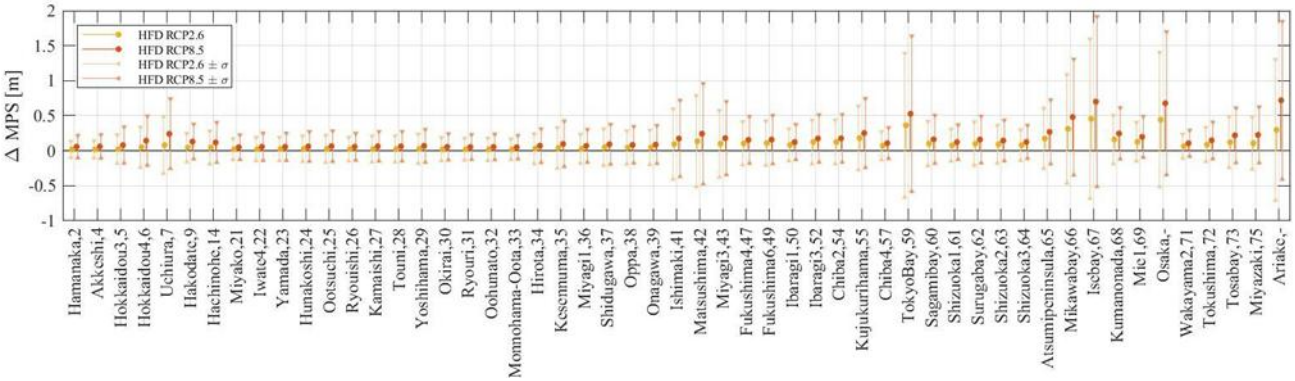


図 11.2.4　7～10 月の平均可能最大高潮（MPS）の 20 世紀末に対する 21 世紀末の将来変化
横軸は湾名、左から右が北から南に対応、黄：RCP2.6、赤：RCP8.5、点線：標準偏差。（森ほか, 2021 より転載。）

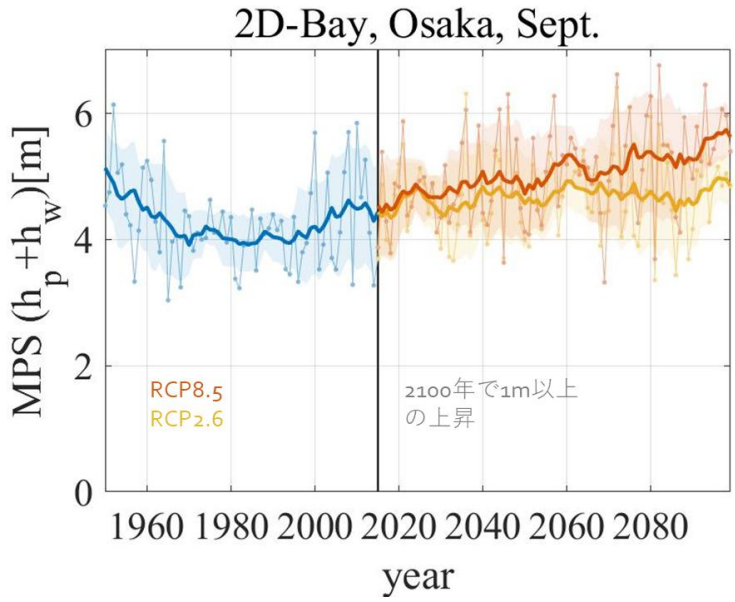


図 11.2.5　大阪湾における 7～10 月の平均可能最大高潮（MPS）の時間変化
青：現在気候、黄：RCP2.6、赤：RCP8.5、細線：年変化、太線：10 年移動平均、網掛け：前後 5 年間の標準偏差。

11.3　世界：高波

11.3.1　観測結果

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、風域を脱してうねりとなり、数千 km から 1 万 km 以上も伝播する。波浪の中でも波高が特に大きく数mを超えるものは高波と呼ばれる。波浪の変化特性としては、台風や低気圧により風速が変化する領域において、波高が変化し、大気循環場や台風・低気圧特性の空間パターンの変化による吹送距離が変わり、波高や周期が変化する。

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に基づく波浪の数値計算により評価されている。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）。ただし、ブイの長期観測による過去波浪変化傾向は、長期観測期間中のブイ躯体、位置、品質管理の変更により観測データの時間的均一性が担保されない問題が指摘されている（Gemmrich et al., 2011）。過去 33 年間（1985 から 2018 年）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（Young and Ribal, 2019）（確信度が高い）。Timmermans et al.（2020）は、同様に衛星観測データを解析し、観測データのキャリブレーション及び品質管理の手法により検出される過去変化傾向は、特に低緯度及びインド洋で異なることを示している。近年では、長期大気再解析データに基づく波浪長期推算データが幾つかの機関で作成されている。その推算データセット間の相互比較の中で過去変化傾向が系統的に解析され、衛星観測と同様に広い領域で波高の上昇傾向があることが示されている（図 11.3.1; Erikson et al., 2022）（確信度が低い）。しかし、データセット間のばらつきの大きさと衛星観測との違いがあることに注意が必要となっている（Erikson et al., 2022）。

波浪の過去長期変化傾向の検出の困難さの 1 つは、自然変動の大きさ（ノイズ）と気候変動による変化（シグナル）の比（シグナル/ノイズ比）が小さいことに拠る。Casas-Prat et al.（2022）は、d4PDF による大規模気候アンサンブルデータセット（1 メンバー60 年）を用いて、統計的に有意な過去変化傾向を検出するためには 10 以上のアンサンブルメンバーが必要な事を示している。

Hochet et al.（2023）においても大規模アンサンブルデータによる波浪計算により、北大西洋において統計的に有意な過去変化傾向の検出は、少なくとも 2050 年以降になるとしている。以上のように、過去波浪の長期変化傾向が報告されているものの、長期観測データの時間的な不均一性、観測期間の短さ、手法間の相違、自然変動の大きさにより、波浪の長期変化傾向の不確実性は一般的に大きい。

また、沿岸域で波浪が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 AR5 WGI (2013; Chapter 13) までは平均海面の上昇，いわゆる海面上昇に焦点が当てられてきたが、第 11.5 節に記述されているように、IPCC AR6 WGI (2021; Chapter 9.6.4.1) 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海面水位への寄与という観点で、波浪変化の重要性が示されている。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）。

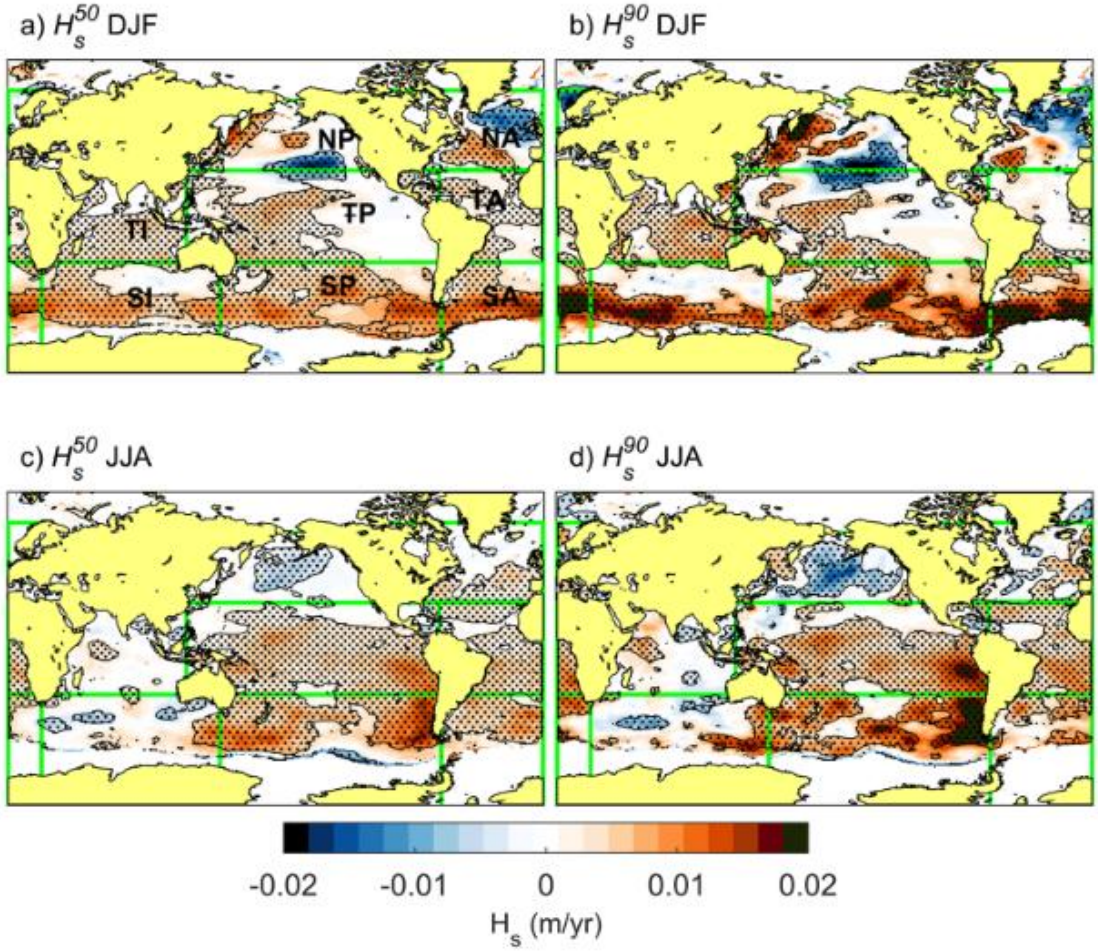


図 11.3.1　気候長期再解析データに基づく波浪長期データによる波の高さの過去 35 年間（1980～2014 年）の長期変化傾向（m/年）

7 つのデータセット間のアンサンブル平均を示しており、ハッチは変化がアンサンブル間の標準偏差を超える領域を表す。(a) 及び（c）は 12～2 月及び 6～8 月の有義波高中央値、(b) 及び（d）は上位 10%に相当する有義波高の長期変化傾向。（Erikson et al. (2022) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき転載。）

11.3.2　　将来予測

IPCC AR5 WGI（2013; Chapter 13.7.3）において、初めて波浪の将来変化について具体的な予測結果が掲載され、日本を含む北半球中緯度における平均波高の減少、南半球中・高緯度における平均波高の増加が*中程度の確信度*で予測された。その後、IPCC AR6 や海洋・雪氷圏特別報告書に向けて、IPCC AR5 のベースになったモデル群（CMIP5）の気候変動予測に基づく波浪将来予測研究結果について系統的にまとめられている（Morim et al., 2019）。この結果は、IPCC AR5 以後の 21 の国際的研究グループの研究から 148 の予測アンサンブルについてまとめたものである。この結果、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）において、世界の海岸線の 52%で平均的な波浪特性（波高、周期、波向き）に 5～10%程度の有意な変化が起こると予測している（Morim et al., 2019）。IPCC AR6 WGI（2021; 9.6.4.2）や幾つかの CMIP6 モデル群に基づく波浪予測結果（Meucci et al., 2023）においても、こうした平均的な波浪特性の変化予測が示されている（予測の確信度は中程度）。

一方、工学的に重要な極端な高波の将来変化については、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）。しかし、一般的に IPCC 評価報告書のベースとなる気候モデル（CMIP モデル群）の解像度不足（空間解像度 100 km 以上）により熱帯低気圧や温帯低気圧等の極端現象が十分に表現されておらず、また極端現象を再現する高解像度モデルによる予測数も極めて限られているため、極端な高波予測の*確信度は低い*（IPCC AR6 WGI, 2021; Chapter 9.6.4.2）。限られた例として、Shimura et al.（2022）は、熱帯低気圧の強度を良好に再現する気象庁気象研究所の高解像度気候モデル（空間解像度 20 km）による 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）における全球波浪予測を実施している。年最大有義波高の将来変化の空間分布は、熱帯低気圧の通過個数の変化に良く対応しており、北西太平洋では、台風の通過個数の減少に伴い年最大有義波高の変化は顕著な減少を示す。一方で、年平均発生確率 1/10 以上の低頻度の極端波高は増加する予測も報告されており、これらは台風強度の増加に伴う将来変化に関連する（Shimura et al., 2015; 図 11.3.2）（予測の確信度は低い）。このような台風変化特性に起因する極端な高波の変化予測については、今後の予測数の増加によって Morim et al. (2019)で実施されたような研究間相互比較による系統的な不確実性の評価が望まれる。

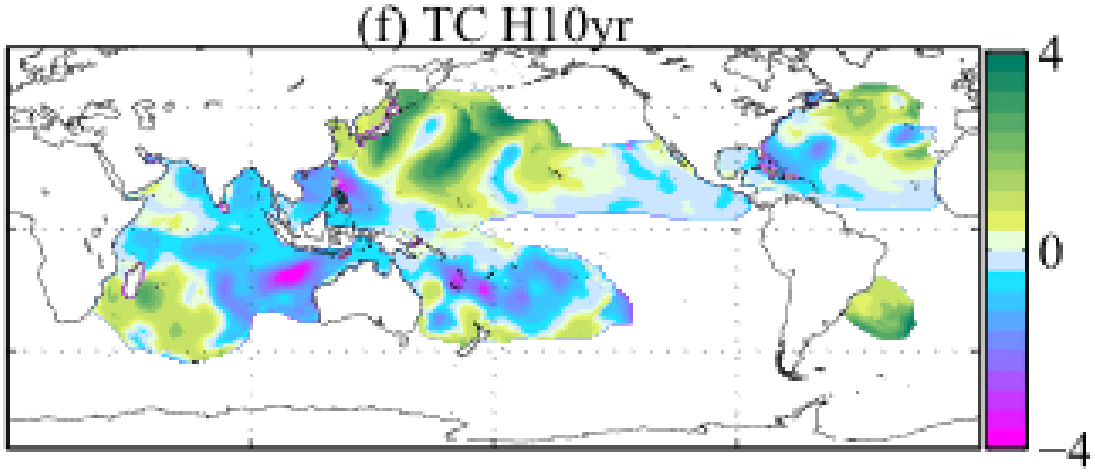


図 11.3.2 台風による極端な波高（10 年確率値）の将来変化（%）
21 世紀末と 20 世紀末の値の差として表している（m）。（Shimura et al. (2015) より図の一部を転載 ©American Meteorological Society. Used with permission）

11.4　日本：高波

11.4.1　観測結果

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、地点により高波の特性に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変化傾向は確認できないとしているが、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高波の顕著な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、確信度が低く、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。

11.4.2　将来予測

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・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、確信度は中程度である。平均波高の大規模な変化は，海上風の東西方向に帯状に見られる将来変化に起因することが CMIP3 の頃から知られている（例えば Mori et al., 2013）。地球温暖化による気温の上昇率は、低緯度より高緯度の方が大きい。赤道から極域に渡る全球的な温度勾配の変化は、ハドレー循環など大気の大規模循環パターンを変化させる可能性が高い。これら東西風に関連する循環場の南北シフトは、海上風では東西方向に帯状の変化をもたらす。また、風速自体の将来変化も予測される。例えば、高緯度では、大気は低温のため、高密度になり、気圧が高くなる（低緯度は逆）。低緯度と高緯度の気温差が大きい場合は、気圧の差も大きく、気圧の傾きが大きくなるため、中緯度の風速が大きくなる。しかし、地球温暖化で低緯度の気温に比べ高緯度の気温が大きく上昇すると、低緯度と高緯度の気圧の差は減少し、気圧の傾きが小さくなり、中緯度の風速が減少する。これらの傾向は CMIP6 までの将来予測でも明確に見られる（Pryor et al., 2020）。これら海上風速のパターンおよび強度の変化とうねりの変化の組み合わせが上記の平均波高の広域スケールの将来変化として現れる。

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）。『気候予測データセット 2022』全球及び日本域波浪予測データを使用して日本周辺の台風による高波の変化を解析した結果、10 年当たり一回の確率で発生する波高においては、21 世紀末と 20 世紀末を比較して、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が予測された(図 11.3.2; Shimura et al., 2015) （確信度は低い）。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不確実性は大きい。ま

た、Shimura et al.（2022）は、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）下の今世紀末の日本周辺の台風による高波（50 年当たり一回の確率で発生する高波）は、強い台風被害が頻発した 1950、60 年代に比較して、大きくなるとは限らないことを示した。これは、将来における日本周辺の台風通過個数の減少及び 1950、60 年代の海面水温分布が強い台風の発生発達に有利な状態であったことに因る。この結果は、自然変動の大きさによる台風高波予測の不確実性の高さを表しており、自然変動と気候変動による変化を同定するためにはより多くの予測アンサンブルを必要とする。

11.5　極端海面水位および全海面水位

本章で何度か記述されているように、IPCC SROCC（2019）では、具体的な影響や適応策に向けた情報として、従来の海面上昇に加えて極端海面水位（ESL）及び全海面水位もしくは全極端海面水位（Total Water Level; TWL）の変化の重要性が議論され始めた。海面上昇で議論される海面水位は、平均水位（MWL）の中長期的な変化であり、例えば月単位や年単位の時間スケールである。極端海面水位は、平均海面水位に最大天文潮位と高潮による短時間水位変化を加えたものと定義される（Wahl et al., 2017）。全海面水位は、極端海面水位に波浪によるセットアップ（潮位上昇）と遡上・打ち上げ高を加えたものと定義され、沿岸付近の浸水や防波堤などの構造物の安定性を評価するために重要である。

極端海面水位や全海面水位の現在値と将来の変化は、海岸保全計画等に直接関係する。IPCC AR6 WG I（2021）及びWGII（2022）の政策決定者向け要約（SPM）では、"沿岸都市では、（海面上昇と高潮による）より頻繁な極端な海面事象と極端な降雨／河川流事象の組み合わせにより、洪水の可能性が高くなる（*確信度が高い*）"と述べられている。更にIPCC AR6 統合報告書（2023）では、将来予想される可能性の低い発生事象やシナリオを除外することはできず、リスク評価の一部であると警告している。したがって、太平洋、北大西洋、インド洋の中緯度の低平な沿岸域における適応戦略を策定するためには、将来の気候における極端海面水位と全海面水位を評価することが重要である。

本章で議論された高潮及び波浪の将来変化は、極端海面水位や全海面水位の評価に重要なものである。高潮や波浪は、海面上昇に比べて空間的・時間的スケールが細かく、このため、高潮は100 mオーダー、水深の影響を受けない海域の波高は1 kmオーダー、波遡上は10 mオーダーの空間スケールでの評価が必要となる（Mori and Shimura, 2023）。最近の研究では（例えばShimura et al., 2022）、高潮と波浪を双方とも考慮した予測も行われている。

また、地域ごとの評価では、海面上昇、極端海面水位、全海面水位に加えて、地盤高の長期変化の評価も重要となる。特に日本では、沈み込み帯に近い地域では地盤高の変化が大きく、長期的な地盤高変化を加えた相対的な海面上昇量の評価が重要である。

11.6　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時に起き、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。

第12章　海洋酸性化

観測結果

- 世界の海洋表面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、北西太平洋や日本周辺海域でも同程度の割合で低下している。

将来予測

- 世界の海洋の表面海水 pH の低下は、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では今後も進行する（*確信度が高い*）が、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では進行が 2060 年頃までには止まり、それ以上の低下は抑えられる（確信度が中程度）。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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.31（0.30～0.32）、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.065（0.06～0.07）低下し、日本南方の北西太平洋域では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 0.29～0.36、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.06～0.09 と世界平均と同程度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（CO_2）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として、世界海洋循環実験（WOCE）や全球海洋各層観測調査プログラム（GO-SHIP）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。これらの取り組みによって、1750 年から 2023 年に人間活動により大気中に排出された二酸化炭素のおよそ 4 分の 1 に当たる 195±40 GtC 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（Friedlingstein et al., 2025）。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 92 ppm 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[105]）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 12.3.1 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 12.3.2 項参照）。

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。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 は現在までに約 0.1 低下した（水素イオン濃度の約 25%の増加に相当）と見積もられている（Orr et al., 2005）。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

105　mol/L 単位で表した溶液中の水素イオン濃度の逆数の対数。水温 25°C の場合、pH が 7 未満で酸性、7 を超えるとアルカリ性を示す。pH には温度依存性があり、同じ水でも水温が高いほど pH は小さくなる。本報告書で取り扱う pH は全て現場水温における値である。

洋内部まで運ばれて全世界に広がっていくため、海洋内部でも酸性化は進行している。北大西洋や南大洋では深度約 4,000 m（Rios et al., 2015; Lauvset et al., 2020）、北太平洋でも約 1,000 m（Carter et al., 2017）という深海まで、長期的な pH の低下が観測されている。

12.1　世界

12.1.1　観測結果

世界の様々な海域で、過去数十年にわたり pH の観測が行われており、pH が 10 年当たり 0.003 から 0.026 の速度で低下傾向にあることが報告されている（IPCC, 2021）。図 12.1.1 に、代表的な時系列観測点における pH の変化を示す。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。

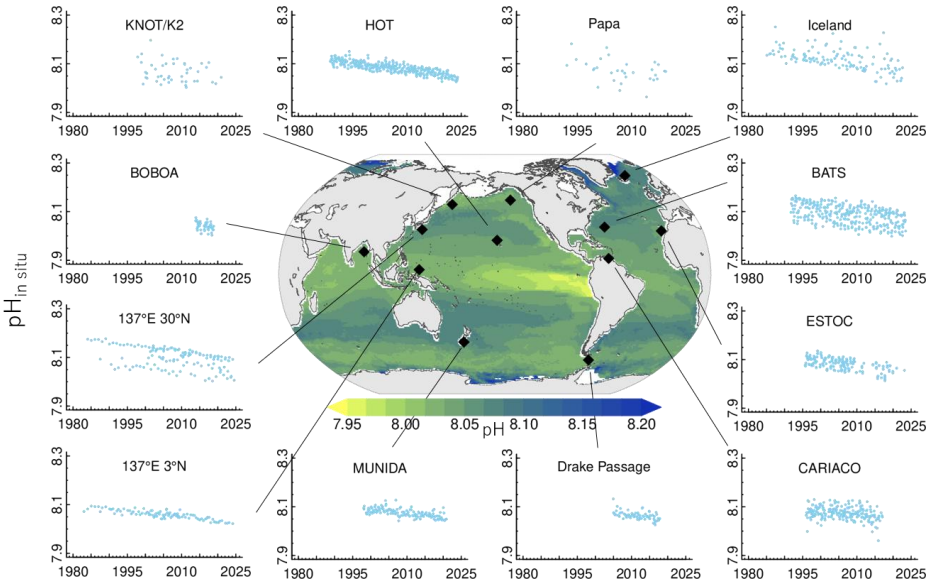


図 12.1.1 表面海水 pH の全球分布（2024 年）及び時系列観測点における表面海水の pH 長期変化傾向

表 12.1.1　pH 時系列観測点

時系列点	データソース	引用	pH 算出方法*1
137E 30N/3N	https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html	Ono et al., 2019	
KNOT/K2	https://www.godac.jamstec.go.jp/data_catalog	Wakita et al., 2017	DIC*2 及び TA*3 より算出
HOT	https://hahana.soest.hawaii.edu/hot/hotco2/hotco2.html	Dore et al., 2009	
Papa	https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/ncei/ocads/metadata/0234342.html	Franco et al., 2021	DIC 及び TA より算出
MUNIDA	https://data.mfe.govt.nz/table/110170-ocean-acidification-munida-state-1998-2020/	Currie, 2022	
BOBOA	https://www.pmel.noaa.gov/co2/timeseries/BOBOA.txt	Sutton et al., 2019	pCO_2 及び lida et al. 2021 に基づく TA 推定値より算出
Iceland Sea	https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/ncei/ocads/data/0100063/	Olafsson et al., 2010	2009 年以前は pCO_2 及び DIC、以降は TA 及び DIC より算出
BATS	https://bios.asu.edu/bats/bats-data	Bates and Johnson, 2020	DIC 及び TA より算出
ESTOC	https://doi.pangaea.de/10.1594/PANGAEA.959856	González-Dávila et al., 2023	DIC 及び TA より算出
CARIACO	https://www.bco-dmo.org/dataset/3093	Muller-Karger et al., 2019	
Drake Passage	https://www.ncei.noaa.gov/data/oceans/ncei/ocads/data/0171470/	Takahashi et al., 2018	

*1 元のデータセットに pH が含まれていない時系列点にのみ記述

*2 全炭酸濃度（Dissolved Inorganic Carbon）

*3 全アルカリ度（Total Alkalinity）

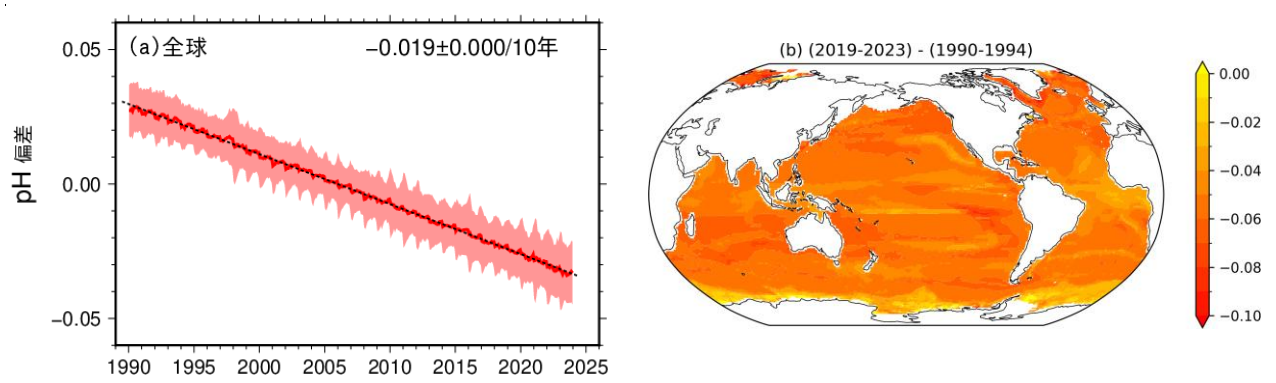


図 12.1.2 観測データに基づく表面海水 pH の長期変化

(a) 世界の表面海水の平均 pH の長期変化。pH の値の 1991～2020 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) 2019～2023 年平均の pH の、1990～1994 年平均からの偏差の分布。(a) は気象庁（2024a）より転載、(b) は気象庁（2024a）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 12.1.1 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、長期変化を検出できるだけの高い精度で pH を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（Iida et al., 2021; Gregor and Gruber, 2021; Chau et al., 2022）。その結果（図 12.1.2）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。

12.1.2　　将来予測

（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 6 期（CMIP6）参加モデルによる予測[106]に基づくと、海洋酸性化は、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 21 世紀を通じて進行する可能性が高い（*確信度が高い*）。2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では、海洋酸性化の進行が 2060 年頃までには止まり、それ以降、pH の低下は起こらない可能性が高い（確信度が中程度。図 12.1.3）。IPCC (2021) では CMIP5 の予測に基づき、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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.31（0.30～0.32）低下し、2°C

106　本章において、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）による予測に基づく図に使用した CMIP6 モデルは以下のとおり。
pH: CESM2-WACCM, CESM2, CNRM-ESM2-1, GFDL-CM4, GFDL-ESM4, IPSL-CM6A-LR, MIROC-ES2L, MPI-ESM1-2-HR, NorESM2-LM, UKESM1-0-LL, MRI-ESM2-0（図 12.1.3 及び図 12.1.4 で使用）
Ω_A: CESM2-WACCM, CESM2, GFDL-ESM4, NorESM2-LM, UKESM1-0-LL（図 12.1.5 で使用）
また、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）による予測に基づく図に使用した CMIP6 モデルは以下のとおり。
pH: CESM2-WACCM, CESM2, CNRM-ESM2-1, GFDL-ESM4, IPSL-CM6A-LR, MIROC-ES2L, MPI-ESM1-2-HR, NorESM2-LM, UKESM1-0-LL （図 12.1.3 で使用）

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。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。

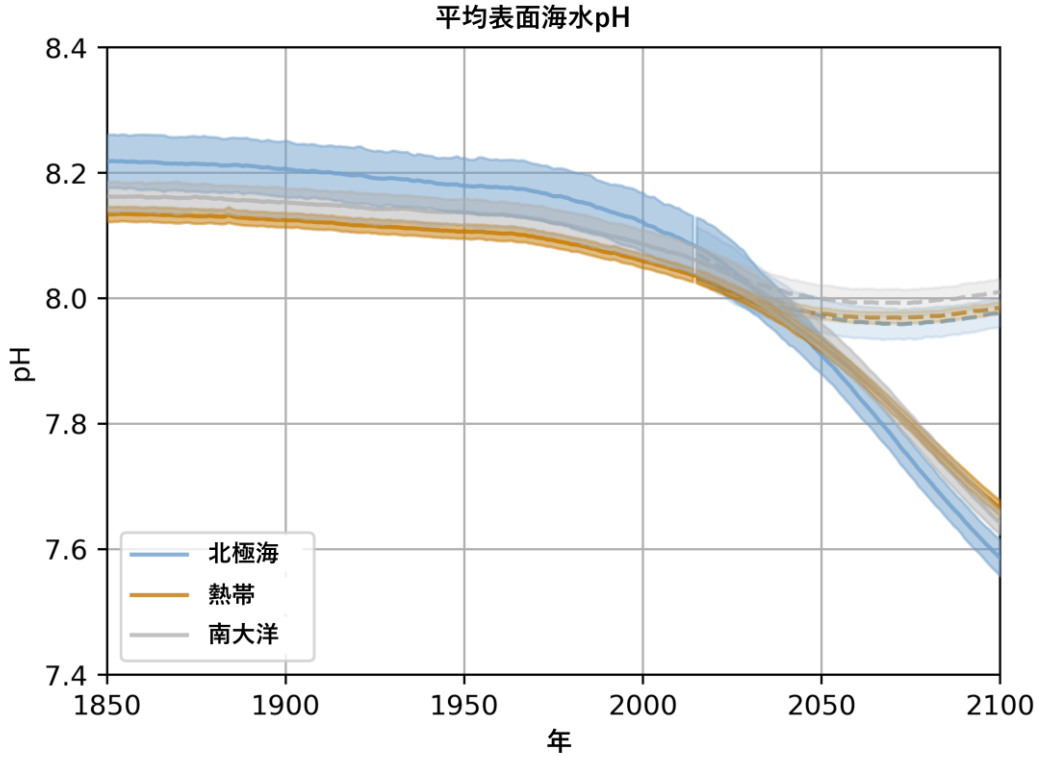


図 12.1.3 CMIP6 参加地球システムモデルによる海域別表面海水 pH の時系列
実線は 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5; 11 モデル; 脚注 106）、破線は 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6; 9 モデル; 脚注 106）による予測の平均値、陰影はモデルが示した値の範囲。青は北極海、橙は熱帯、灰色は南大洋。

（2）海洋酸性化とその影響の地理的分布

4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）による予測によると、表面海水の pH の低下は一様ではなく、極域や亜寒帯域で低下速度が大きい（確信度が中程度。Kwiatkowski et al., 2020; 図 12.1.4）。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、サンゴや貝類が骨格や殻を作るためには、海水中の炭酸イオン濃度が十分に高い必要がある。このため、海洋酸性化の生物影響を評価する際に、pH に加えて炭酸カルシウム飽和度が指標として用いられる（第 12.3.2 項参照）。炭酸カルシウム飽和度が 1 を下回ると炭酸カルシウムは未飽和状態となり溶解するが、1 より大きい場合でも飽和度が低下すると生体内での炭酸カルシウムの形成がより困難になる。サンゴの骨格の主成分であるアラゴナイトは、炭酸カルシウムの形態の中でも特に海洋酸性化による影響を受けやすいと考えられている（第 12.3.2 項参照）。アラゴナイト飽和度（Ω_A）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°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）による予測に基づくと、炭酸カルシウム飽和度は熱帯域や亜熱帯域での低下速度が大きい（確信度が中程度。Jiang et al., 2023; 図 12.1.5）。また、別の研究では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）条件下では、前述のとおり Ω_A の低下速度は低緯度域の方が大きいものの、元々高緯度域の方が Ω_A は低いことから、高

緯度域から徐々に 3 を下回っていき、現在年平均の Ω_A が 3 以上の海域のほとんどで 2060 年までに年平均 Ω_A が 3 を下回る（確信度が中程度。Matear and Lenton, 2018; 図 12.1.5）。

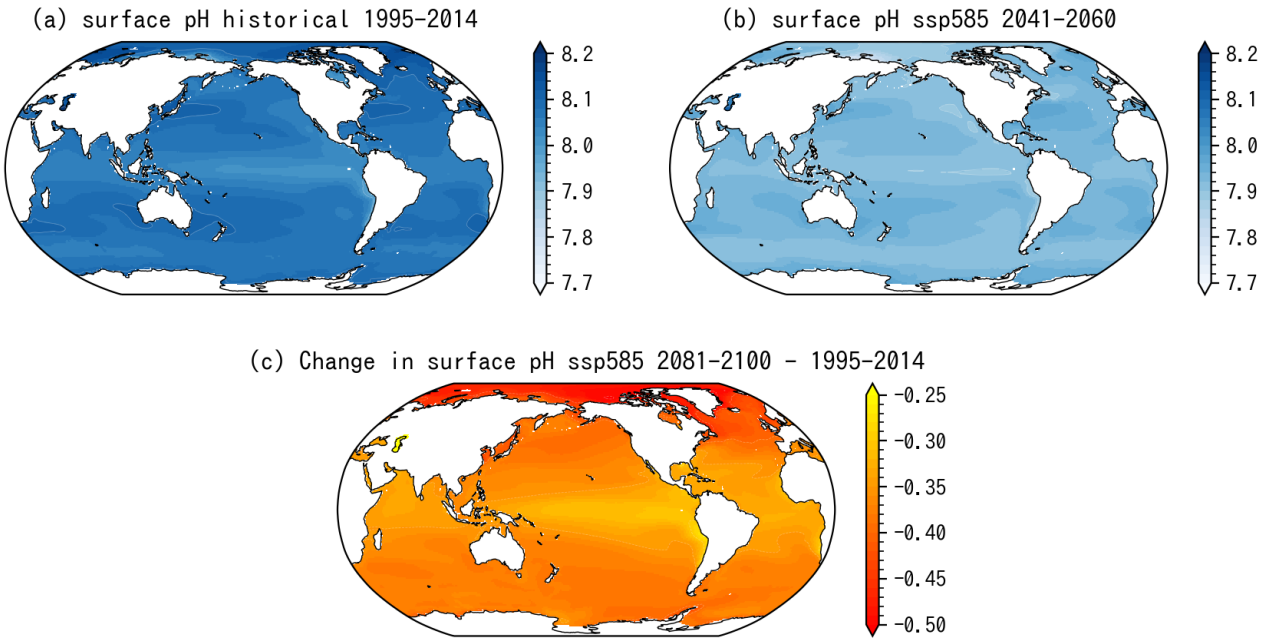


図 12.1.4 全球の年平均表面海水 pH

脚注 106 に示す 11 の CMIP6 参加地球システムモデルによる 4°C 上昇シナリオ(SSP5-8.5)マルチモデル平均。(a) 歴史実験における 1995～2014 年の平均、(b) 2041～2060 年の平均。(c) 1995～2014 年から 21 世紀末（2081-2100 年平均）に予測される pH 変化。

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、世界の表面海水の pH や Ω_A の低下速度は一様ではない。pH の低下速度は熱帯域や亜熱帯域で小さく、極域や亜寒帯域で大きいと予想されている（図 12.1.4）。これは水温が低い海域の方が、大気からの二酸化炭素を吸収しやすいことが原因として挙げられる。また、Ω_A は熱帯域や亜熱帯域で低下速度が大きくなっている（図 12.1.5）が、これは Ω_A が炭酸イオン濃度に比例して変動するため、元々 Ω_A の大きい熱帯域や亜熱帯域では絶対的な変動幅も大きくなるためである。海水は大気と比べて混ざりにくく、これらの海域差が維持されやすい。

観測に基づく過去約 30 年間の海洋酸性化傾向（図 12.1.2 (b)）では、地球システムモデルによる 100 年程度の海洋酸性化予測で見られるような明瞭な海域差はない。これは、30 年程度の期間では長期的な海洋酸性化進行速度と比較して、年々変動の海域差が相対的に大きいこと等が関連していると考えられる。

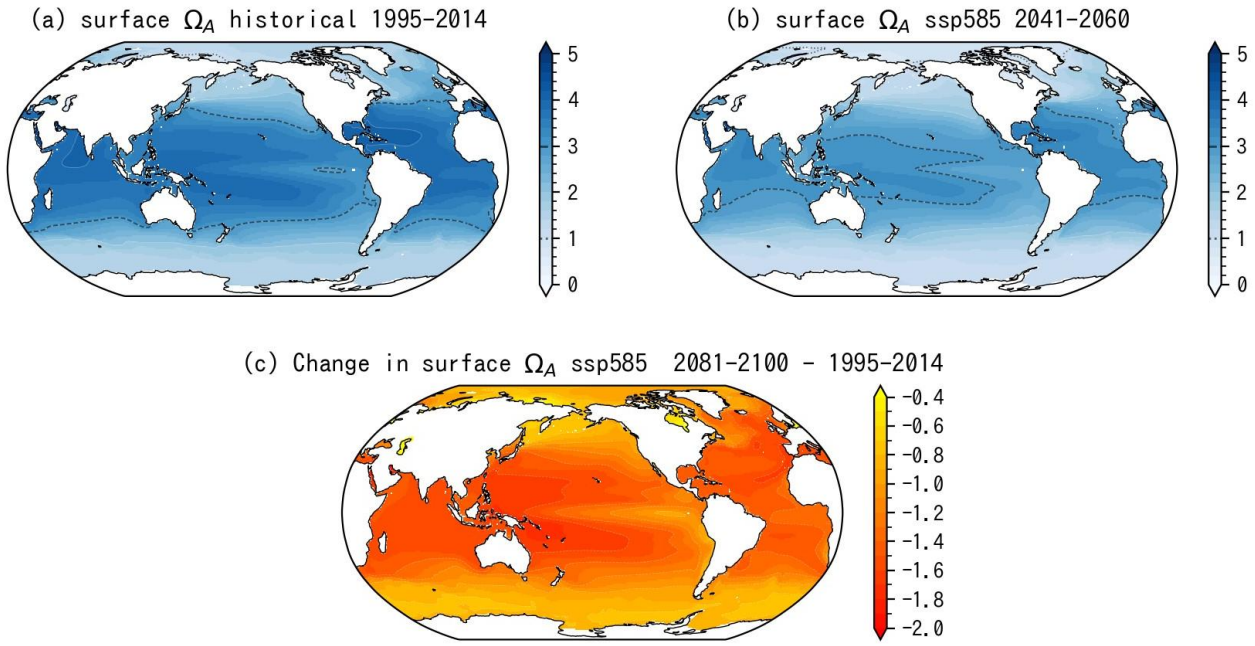


図 12.1.5 全球の年平均表面海水 Ω_A

脚注 106 に示す 5 つの CMIP6 参加地球システムモデルによる 4°C 上昇シナリオ(SSP5-8.5)マルチモデル平均。(a) 歴史実験における 1995～2014 年の平均、(b) 2041～2060 年の平均。(c) 1995～2014 年から 21 世紀末（2081-2100 年平均）に予測される Ω_A の変化。

12.2　日本

12.2.1　観測結果

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 12.2.1 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いる。また、図 12.1.2 と同様の手法で、日本近海における表面海水中の pH の長期変化傾向を求めた結果を図 12.2.2 に示す。日本近海の pH は、海域間で長期変化傾向に有意な差はなく、1998 年から 2024 年までの期間で 10 年当たり 0.022 の割合で低下している。以上のことから、日本付近では、世界各地の時系列観測点と同程度の速度で海洋酸性化が進行していることが分かる。

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。近年では、北海道沿岸や東京湾、津軽海峡など、そのほかの沿岸域においても海洋酸性化の連続観測網の整備が進んでいる（Fujii et al., 2021; Yamamoto-Kawai et al., 2021; Wakita et al., 2021）。津軽海峡では、2012 年から 2019 年の期間における深度 0 m～200 m の pH の低下速度が、10 年当たり 0.030～0.051 と大きく、二酸化炭素濃度が高い日本海下層からの水の影響を受けることで、外洋域に比べて海洋酸性化が早く進行していたことが分かった。

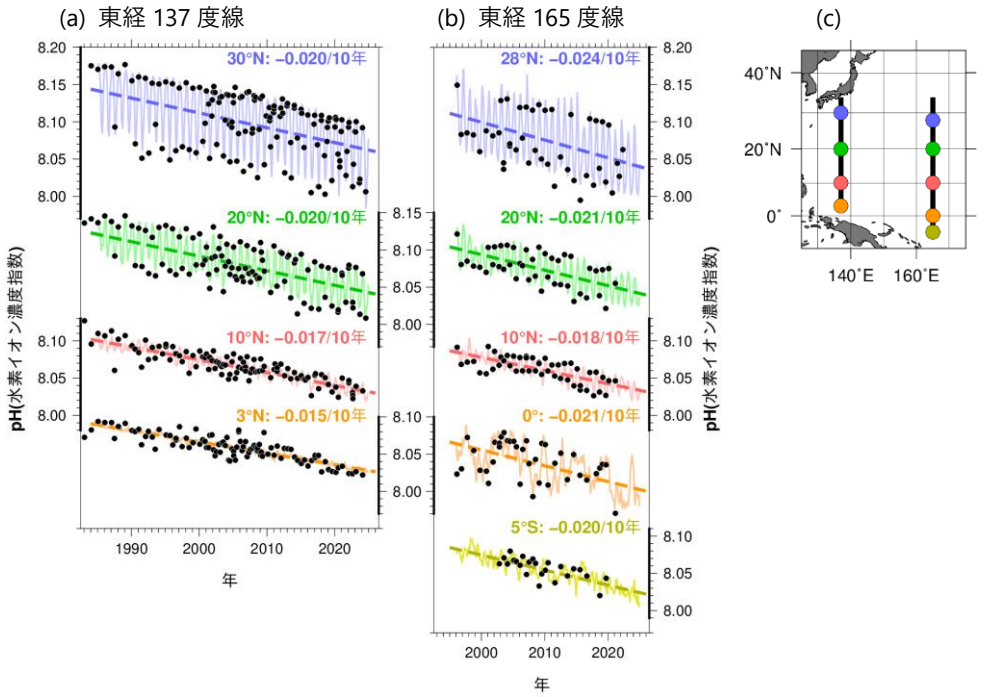


図 12.2.1 東経 137 度線及び 165 度線における表面海水 pH の長期低下

(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。

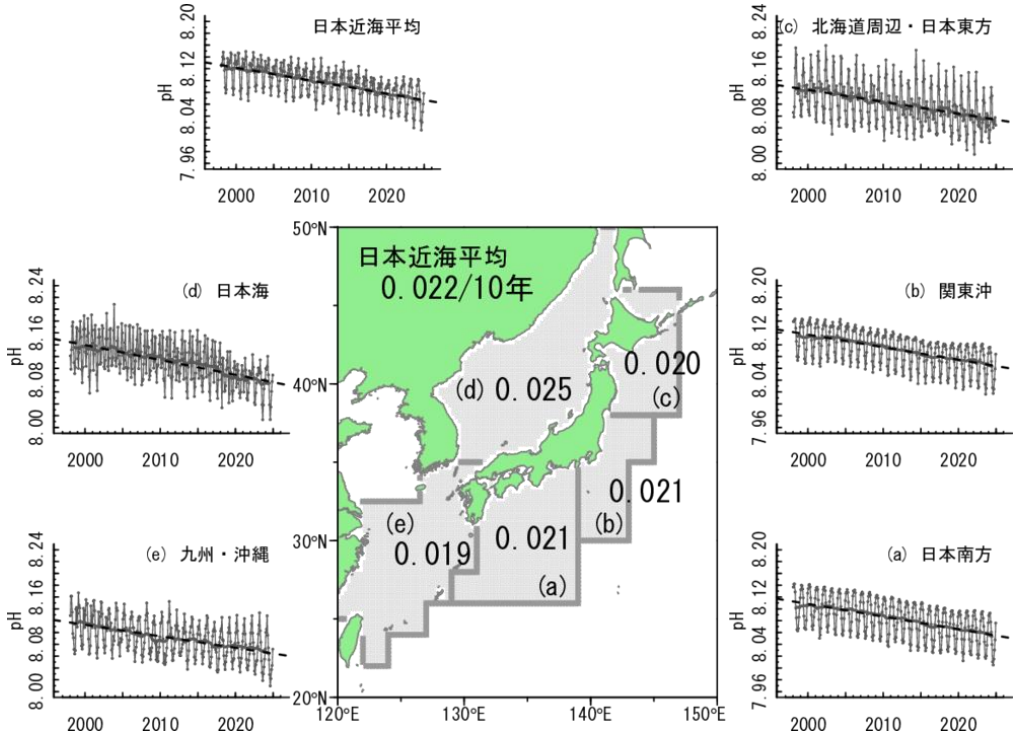


図 12.2.2 日本近海の pH の 10 年当たりの低下速度

pH の値を表し、時系列図の黒丸及び細線は海域内の pH の月平均値、太線はその 13 か月移動平均、破線は長期変化傾向を示す。

12.2.2　　将来予測

図 12.2.3 に『気候予測データセット 2022』の日本域海洋予測データに基づく日本周辺 5 海域（日本南方、関東沖、北海道周辺・日本東方、日本海、九州・沖縄周辺）の海洋酸性化予測、加えて経験的手法（Kosugi et al., 2023）による北緯 30 度東経 137 度（日本南方海域内）及び北緯 27 度東経 128 度（九州・沖縄周辺海域内）の海洋酸性化予測を示した。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では、21 世紀を通じて海洋酸性化が進行する（確信度が高い）。一方、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では、2060 年頃までに海洋酸性化の進行が止まる（確信度が中程度）。図 12.2.4 に示す通り、pH の低下幅は北海道周辺・日本東方と日本海では他の 3 海域よりもやや大きいと予測されている（確信度が中程度）。これは、第 12.1.2 項で述べた全球規模の pH 低下幅が高緯度域で大きく、低緯度域で小さいという予測と一致する。Ω_A は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比較して 21 世紀末（2081～2100 年平均）では年平均で 1.0～1.5 程度低下する。九州・沖縄周辺や日本南方では、サンゴの生育域の目安とされる $\Omega_A = 3$ を 2030 年代には季節的に、2060 年代には年間を通じて下回ると予測される（表 12.2.1）。また、日本海や北海道周辺・日本東方海域では、21 世紀末には季節的に $\Omega_A < 1$ となり、アラゴナイトが未飽和になる予測もある。

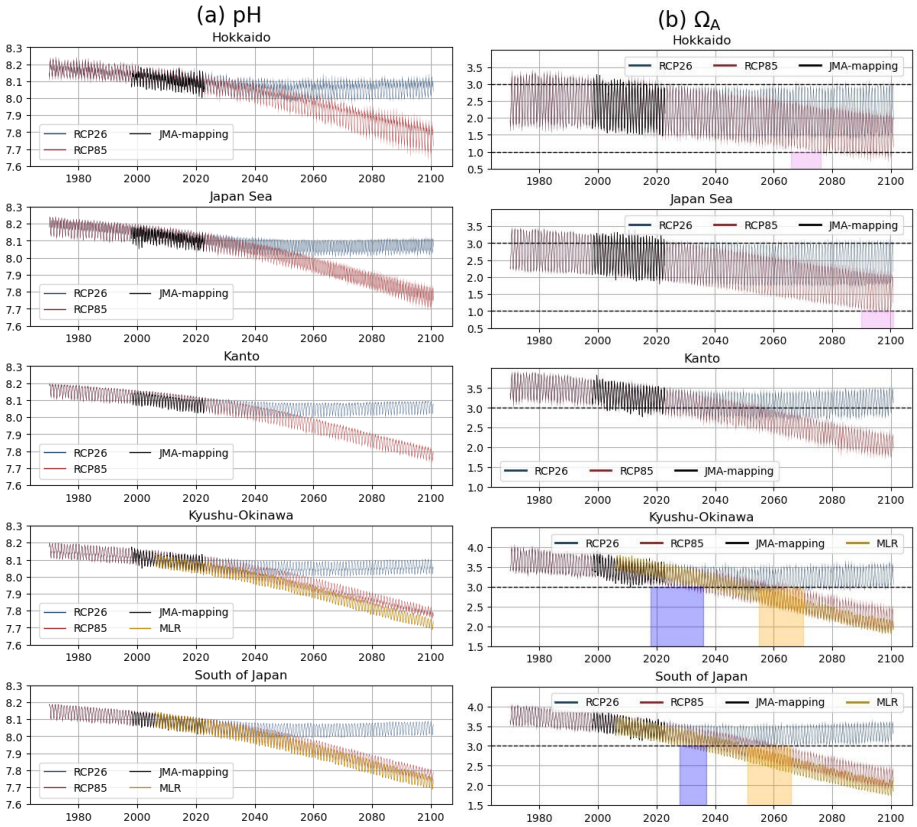


図 12.2.3 海域別 pH 時系列

4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）による予測における、海域別の表面海水 (a) pH 及び (b) Ω_A の変化。(b) の 4°C 上昇シナリオの Ω_A における青色陰影は Ω_A が季節的に初めて 3 を下回る年、黄色陰影は年間を通じて 3 を下回る年、赤色陰影は季節的に初めて 1 を下回る年のばらつき（表 12.2.1 参照）。

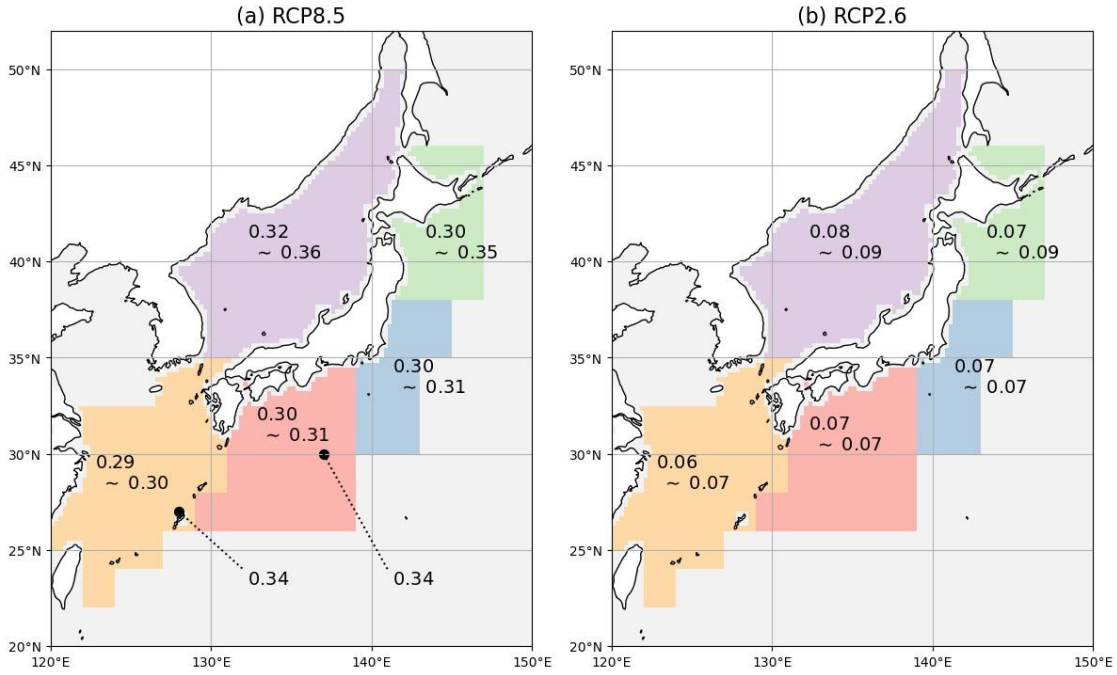


図 12.2.4 海域別 pH 低下予測値

(a) 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）及び (b) 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で予測される 20 世紀末（1986～2005 年）と 21 世紀末（2081～2100 年）の pH の差。なお、経験的手法（MLR）による北緯 30 度東経 137 度及び北緯 27 度東経 128 度の予測は、計算期間が 2006 年からとなっている。比較期間を統一させるため、MLR による 2006～2015 年から 21 世紀末（2081～2100 年）にかけての pH 低下に、1986～2005 年から 2006～2015 年にかけてのマルチモデル平均の pH 低下を加えた。

表 12.2.1 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）下の各予測において、海域ごとに一定の Ω_A を下回る年

海域	日本南方	九州・沖縄周辺	日本南方	九州・沖縄周辺	日本海	北海道周辺・日本東方
使用モデル	季節的に初めて $\Omega_A < 3$ となる年		年間を通じて $\Omega_A < 3$ となる年		季節的に初めて $\Omega_A < 1$ となる年	
MRI-CGCM3	2032	2018	2062	2062	2090	2067
MIROC5	2036	2026	2065	2069	—	2076
GFDL-ESM2M	2034	2023	2058	2057	2092	2073
IPSL-CM5A-MR	2034	2025	2063	2064	—	2073
経験的予測	2028*	2035**	2051*	2055**		

*北緯 30 度、東経 137 度における予測

**北緯 27 度、東経 128 度における予測

12.3　背景要因

12.3.1　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（CO_2）濃度や海洋の溶存 CO_2 濃度はほぼ一定であったと考えられている。工業化以降、化石燃料の燃焼により大気中の CO_2 濃度が増加すると、大気中の CO_2 の分圧が高まり、海洋に吸

収される CO_2 が増加するようになった。海水に溶けた 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 条件（およそ 8）下では、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、現在海水の pH はおよそ 8（弱アルカリ性）であるため、今世紀中に予測されている pH の低下は、海水が酸性となることを意味するものではない。

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 12.2 節参照)、地球温暖化に伴う海水温の上昇と鉛直混合の抑制、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（SSP5-8.5）の下では海洋への二酸化炭素吸収が続くことで、21 世紀末までは着実に酸性化が進行することを示している。

12.3.2　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）

海洋には、目に見える大きさの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、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。海洋酸性化の石灰化生物への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。

$$\Omega = [Ca^{2+}][CO_3^{2-}]/K_{sp} \qquad (C)$$

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。アラゴナイトとカルサイトでは溶解度が異なり、アラゴナイトの方がカルサイトよりも Ω が小さい。そのため、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_A）を指標とすることが多い。

Ω = 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未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 Ω > 1 であるが、Ω > 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; Albright et al., 2018）。

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、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、サンゴ礁が作り出す複雑な地形は、多様な海洋生物にとって貴重な産卵や捕食者からの待避の場所となる。そのため、サンゴ礁の減少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., 1998）。また、酸性化の影響で小型の翼足類、有孔虫、円石藻が減れば、これらを餌とする生物を介して、食物連鎖の上位の生物にまで影響が広く及ぶだろう。現在、サンゴの生息する海域は $\Omega_A > 3$ の海域とほぼ一致する(Kleypas et al., 1999)。そのため第 12.2.2 項では、$\Omega_A = 3$ をサンゴの成長に影響が出始める閾値として用いた。

第13章　大気循環

観測結果

近年の大気再解析データによると、日本付近の大気循環の長期変化には以下の将来変化の主な特徴が認められる。ただし、夏季の長期変化は年々変動に比べて小さい。

将来予測

日本付近では、4℃ 上昇シナリオ（SSP5-8.5 及び RCP8.5）において以下の将来変化が見られる。（全体として確信度は中程度）

- 冬季は、アリューシャン低気圧は北偏し日本の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る。このため本州以南で北寄りの風が弱まるが、北日本では北の低気圧の影響を受けやすく北海道では風が強まる。
- 春季は、日本の北方で低気圧が強まる気圧配置となる。冬季からの季節変化は早まるが、北日本では北の低気圧の影響を受けやすく西寄りの風が強まる。
- 夏季は、大陸側で低気圧が強まる一方、太平洋高気圧の北日本への張り出しが弱い気圧配置となる。この気圧配置では日本海側を中心に影響を受けやすい。
- 秋季は、日本の東方海上から日本付近に広がる高気圧帯が北偏し東シナ海では低気圧偏差のため、夏季からの季節変化が遅れる。全国的に風は弱まるが、太平洋側を中心に南からの水蒸気の影響を受けやすい。

地球温暖化は、気温の上昇や降水量など季節の気候変化に加えて、洪水や干ばつにつながる極端な大雨や少雨をもたらす気象現象の変化を引き起こすが、これらの発生地域や発生頻度はモンスーンや低気圧活動を含む地域の大気循環の将来変化に依存している（IPCC, 2021; SPM B.3.2）。ほかに、地球温暖化には、ハドレー循環の広がりや強さ、亜熱帯ジェットや極域ジェットの位置や強さの変化を伴う（IPCC, 2021; Box2.2）。一方、近未来の予測では、地球スケールであれ地域的なスケールであれ、自然内部変動の影響が大きく、またモデルの不確実性及び自然強制力や人為的な強制力の不確実性が無視できない（IPCC, 2021; SPM C1.3, コラム 1, コラム 2）。

中緯度の大気循環において人為的な強制力が形成する変化は大気の内部変動に比べて小さいとする研究報告に対しては、モデル間の不確実性を平均した後の小さな差を基に議論しているためであって、地域の特徴ある様々な大気循環の将来変化に注目した予測研究「ストーリーライン」が重要であるとする考えがある（IPCC, 2021; 4.5.1.6.2）。

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、水平解像度約 20 km の全球大気モデル（MRI-AGCM20）が予測する大気循環場の将来変化を示し、水平解像度約 60 km の全球大気モデル（MRI-AGCM60）を用いた d4PDF データ（第 4.2.2 項の (3) 参照、モデルや予測計算の詳細については付録 A.2.4 参照）及び結合モデル相互比較プロジェクト第 5 期（CMIP5）に加えて第 6 期（CMIP6）で代表されるほかのモデルによる多数メンバーの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 及び CMIP6 のメンバー数等については、付録 B.2.1 項を参照していただきたい。また、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[11]（JRA-3Q: Kosaka et al., 2024）及び気候モデルによる歴史再現実験結果[107]を参照する。

この章では、確信度については、IPCC からの引用（イタリック体を使用）を除くと、基本的に多数のモデル実験で一致する結果については「確信度は中程度」、加えて観測結果と整合する結果については「確信度は高い」としている。 また、日本域の気圧配置及び地上風の将来変化に伴う日本各地域の気候への影響については、観測に見られる各季節の地上風の年々変動と地上気温及び降水量の年々変動の間の統計的有意な相関関係（Ito et al., 2025）を参考に記述している。

13.1　世界の大気循環に関する観測結果と将来予測

13.1.1　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、冬季と夏季の熱帯域の上昇流は夏季半球側に位置しハドレー循環は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地球全体で平均すると小さくなる。なお、ハドレー循環とともによく知られている熱帯の大規模な大気循環として、赤道周辺の東西方向に広がる鉛直循環であるウォーカー循環がある。赤道太平洋や赤道大西洋のほとんどの地域の地上貿易風の東西風成分は、ウォーカー循環と関係がある。

少なくとも 1980 年代以降の観測解析データの解析では、北半球側のハドレー循環が極側に拡大している*可能性が高い*（*確信度は中程度。*IPCC, 2021; 2.3.1.4.1）。また北半球側では循環自体も強化されている（*確信度は中程度。*IPCC, 2021; 2.3.1.4.1）。しかし、この観測解析データの結果は、CMIP６モデルによる再現実験から自然内部変動の範囲内の現象と評価されている。一方、年平均で見た南半球側のハドレー循環の極側への拡張は観測解析データとモデル歴史実験において明瞭であり、オゾン減少による影響が大きい南半球の夏季においてもその傾向は確認できる（*確信度は中程度。*IPCC, 2021; 3.3.3.1.1）。

ウォーカー循環の長期間にわたるトレンドは、年代依存性が大きく、基になる観測データセットへの依存性も大きい(Tokinaga et al., 2012)ことから、評価の*確信度は低い*（IPCC, 2021; 2.3.1.4.1）。1980 年以降で見ると、東太平洋で海面気圧は高くインドネシア域で低下傾向であるため、ラニーニャ時に似てウォーカー循環が強くなっている*可能性が非常に高く*、また西方向へのウォーカー循環シフトも解析されている（IPCC, 2021; 2.3.1.4.1）。1980 年以降に観測されているウォーカー循環の強化トレンドは、CMIP 結合モデルによるウォーカー循環のトレンド再現範囲からモデル不確実性を考慮しても離脱していて(図 13.1.1)（IPCC, 2021; Figure 3.16）、その理由として赤道東太平洋で湧昇する低温の海水の影響、エルニーニョとラニーニャ現象の非対称性の弱化（Kohyama et al., 2017）や、下層雲の影響などが提案されているものの、その具体的原因は不明である（*確信度は中程度。*IPCC, 2021; 3.3.3.1.3）（IPCC, 2021; 7.4.4.2）。

ハドレー循環と太平洋域のウォーカー循環については、観測された海面水温を用いた大気モデルによる歴史実験の中では、観測解析結果とかなり一致する歴史変化が再現可能なので、海面水温変化が大きく関係していると言える (図 13.1.1)。観測の不確実性、ハドレー循環の極方向への拡張メ

107　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。

カニズムの理解不足、温室効果ガス増加の影響の理解不足、ウォーカー循環へのエーロゾルの影響(Takahashi and Watanabe, 2016)の不確実性など、結論を出すには大きな問題点が残っている（IPCC, 2021; 3.3.3.1）。

CMIP5 及び CMIP6 モデルによる将来予測では、ハドレー循環は弱くなり（冬季北半球では*確信度は高い*）極側に広がる（南半球では*確信度は高い*）ことが示されている（IPCC, 2021; 8.4.2.2）。考えられている原因としては南北温度差、鉛直安定度の増加や対流圏界面の上昇であり、更には成層圏や雲・水蒸気による放射効果の影響も指摘されている。太平洋のウォーカー循環は 21 世紀末には弱くなると予測されている（*確信度は高い*。IPCC, 2021; 8.4.2.3）。その原因としては、地球温暖化時の海面水温変化がエルニーニョ的であることのほか、北西太平洋のモンスーンや海陸の温度コントラスト、大気・海洋結合の強化などの影響が考えられている。インド洋昇温の影響など一時的な気候応答（*確信度は低い*）や自然内部変動の影響(Watanabe et al., 2021)（*確信度は中程度*）により、一時的にウォーカー循環が強くなる可能性も指摘されている（IPCC, 2021; 3.3.3.1 及び 8.4.2.3）。ほかにモデルの大気海洋結合過程の問題点を指摘する議論もある。

1 年を通して 30 日から 60 日程度の周期で赤道付近を東進し周回するマッデン・ジュリアン振動（MJO）は、内部変動の影響も大きいものの、これまでの地球温暖化によって振幅と出現頻度が増加し（*確信度は中程度*）、またインド洋での滞在時間が短く太平洋や海洋大陸での滞在時間が増加しているという指摘がある（IPCC, 2021; 8.3.2.9）。

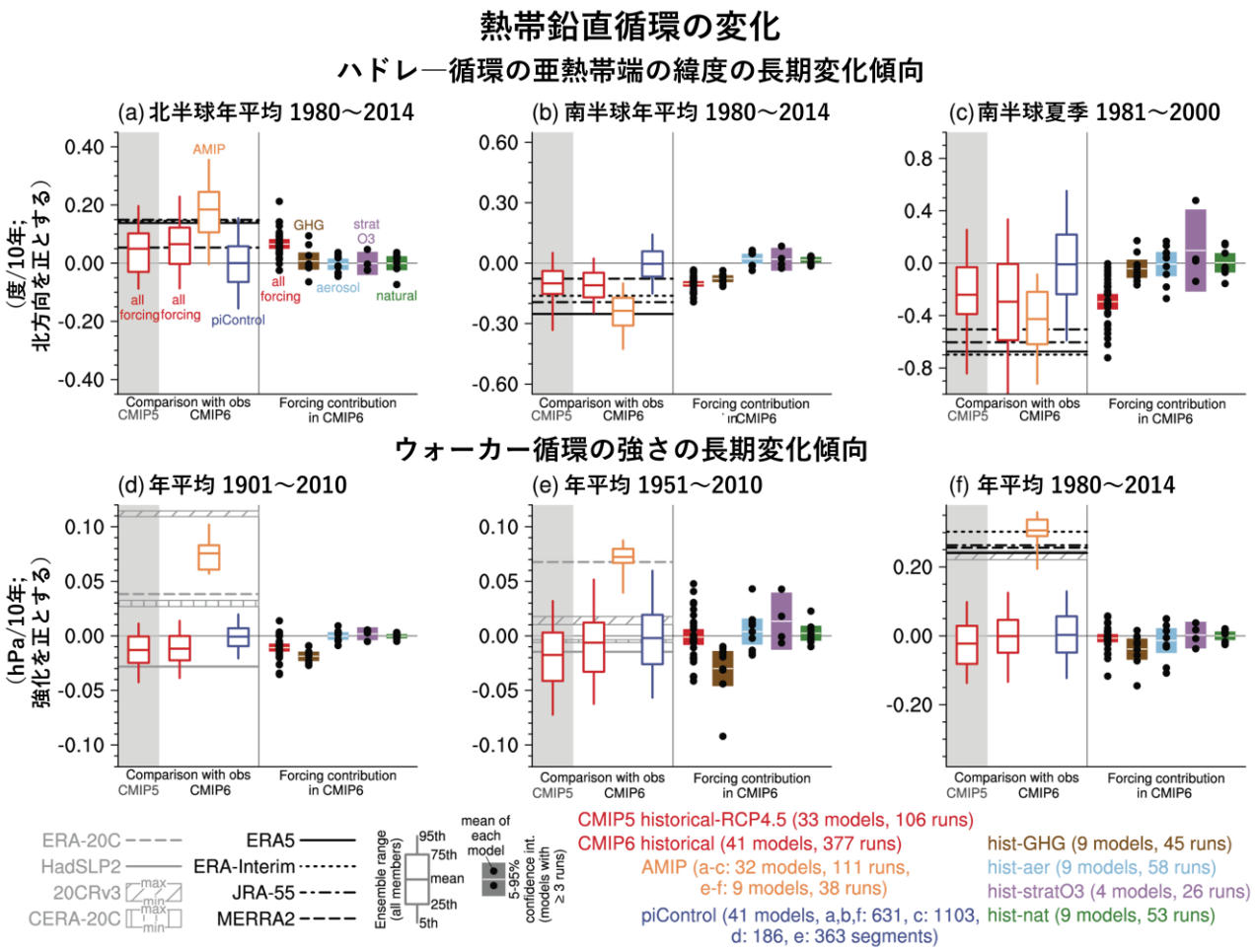


図 13.1.1　熱帯鉛直循環の長期変化傾向

(a) 1980 年から 2014 年にかけての年平均ハドレー循環の北半球亜熱帯端の緯度の長期変化傾向について、複数の客観解析データ、CMIP5 の歴史実験と、CMIP6 の歴史実験、AMIP 歴史実験（観測の海面水温を与えた CMIP6 モデル実験）、コントロール実験（piControl：CMIP6 で与えた外部強制力が一定の歴史実験）、強制力有無実験（CMIP6 の外部強制力のうち、hist-GHG：温室効果ガスの人為的な変化のみを与えた歴史実験、hist-aer：エーロゾルの人為的な変化のみを与えた歴史実験、hist-stratO3：成層圏オゾンの人為的な変化のみを与えた歴史実験、hist-nat：火山や太陽活動など自然起源の強制力の変化のみを与えた歴史実験）の結果の比較。(b) 南半球ハドレー循環の場合でほかは(a)と同じ、(c) 1981 年から 2000 年にかけての南半球夏季ハドレー循環の場合でほかは(a)と同じ。(d) 1901 年から 2010 年にかけての年平均太平洋ウォーカー循環の強さの長期変化傾向について、(a)と同様に比較。(e) 1951 年から 2010 年の場合でほかは(d)と同じ、(f) 1980 年から 2014 年の場合でほかは(d)と同じ。（IPCC, 2021; Figure 3.16 を一部和訳・転載。）

13.1.2　北極振動と極域の大気循環の変化

北極振動（Arctic Oscillation: AO）は、北半球の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、しばしば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現れ、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 の指数として、IPCC (2021) で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場合が正に相当する）による定義（Jianping and Wang, 2003）に基づいた解析結果（IPCC, 2021; Figure 3.34(a)）が示されている（図13.1.2）。

冬季のNAM指数は、1960年代から1990年代初期まで正の長期変化傾向が観測されたが、その後、指数は小さくなり更には負の値さえ示す（*確信度は高い*。IPCC, 2021; 2.4.1.1）。多数モデルを使用し、加えてそれぞれ複数の初期値から始まる各種CMIP6実験の解析を基に、1958年から2019年までのNAM指数の長期変化傾向の原因を調べた結果によると、冬季・夏季ともに全歴史実験平均は正であるが、個々の歴史実験結果は負から正まで広がっていて、モデル依存性と初期値依存性から生じる不確実性は大きい。２つの再解析データでは、冬季のNAM指数の長期変化傾向はモデルの不確実性をかなり超えたところで正、夏季のNAM指数の長期変化傾向は負であるがモデル不確実性の下限範囲に入る（図13.1.2：ERA5及びJRA-55のトレンド位置を示す横棒を歴史実験及びコントロール実験の箱ヒゲ図と比較）。冬季の正のNAM指数と夏季の負のNAM指数の差の原因は、モデル実験からは温室効果ガス増加に求められるが、ほかの因子や内部変動の影響が大きく不明瞭である。そのほか、冬季NAMの季節予測で注目されているS/N比に関する解析結果（観測解析と比べると季節モデル実験では気候シグナルと比べてノイズが大きい問題（Scaife and Smith, 2018）や気候モデルによる過去再現性能の問題などもあって、NAM指数の長期変化傾向について明瞭な結論は得られていない（IPCC, 2021; 3.7.1）。

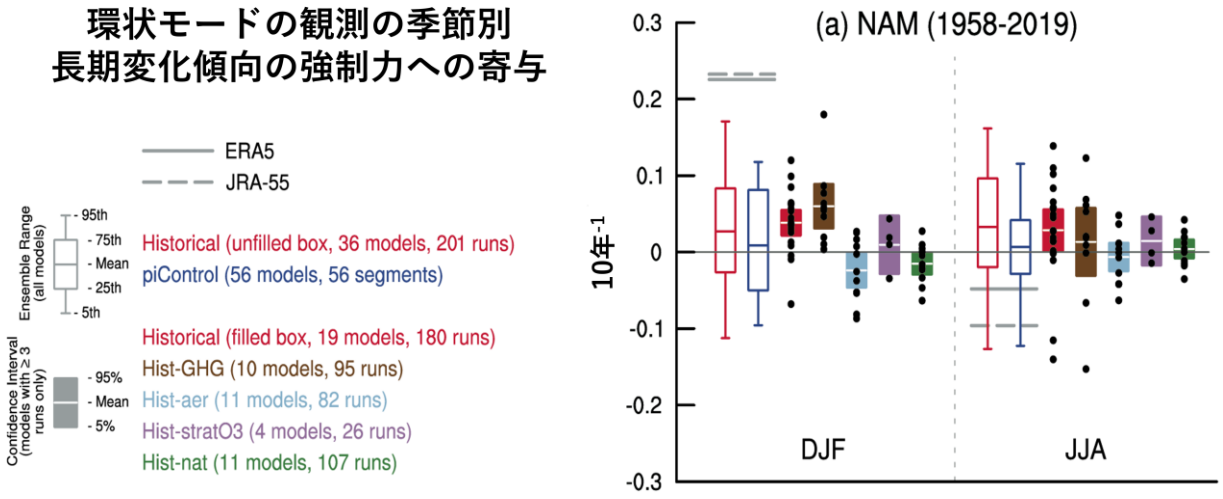


図 13.1.2　北半球環状モードの観測の長期変化傾向とモデル実験解析

(a) 1958 年から 2019 年にかけての冬季（DJF：12 月、1 月、2 月の 3 か月平均）夏季（JJA：6 月、7 月、8 月の 3 か月平均）別の北半球環状モードの長期変化傾向について、２つの客観解析データと CMIP6 の歴史実験、コントロール実験、強制力有無の実験（実験名は図 13.1.1 の図説を参考）の結果を比較。図中の・は各モデルの多数初期値実験平均。（IPCC, 2021; Figure 3.34(a)を一部和訳・転載。）

21世紀末の将来変化（1995～2014年平均と2081～2100年平均の差）においては、SSP3-7.0やSSP5-8.5シナリオの場合は、夏季を除くほとんどの季節のNAM指数平均は過去や現在の状態から更に正方向に強まると予測されている（*確信度は高い*。IPCC, 2021; 4.3.3.1.1）。ただし、各地域どこでも緯度方向の単純なシフトであるとは言えない。また、SSP1-1.9やSSP1-2.6シナリオではこ

の予測は確かとは言えない（*確信度は高い*。IPCC, 2021; 4.3.3.1.1）。各モデルの予測のばらつきについては、２つの相反する要因が関係するためと考えられている。北極域での地上昇温の大きな増幅がもたらす南北気温勾配の低下がジェット気流北側での傾圧性低下をもたらすことによってストームトラックが南側へシフトする傾向があること、一方、熱帯域の水蒸気増加に伴う鉛直安定度の増加による熱帯上空の強い昇温によって上層の南北温度勾配が強まり、ストームトラックの極側へのシフトの傾向が生まれることである（IPCC, 2021; 4.3.3.1.1）。

近未来の将来変化（1995～2014年平均と2021～2040年平均の差）においては、SSP2-4.5、SSP3-7.0とSSP5-8.5の３シナリオでは、秋、冬と春のNAM指数は正方向への変化傾向が見られるが、それでもモデル間の不確実性や初期値依存性の幅に比べると小さく、地球温暖化の影響は自然内部変動と比較すると同程度か小さいであろう（*確信度は中程度*。IPCC, 2021; 4.4.3.1.1）。

近年における中・高緯度低気圧の数の変化については明瞭でない。北半球では強い低気圧の数が増加しているという指摘もあるが、現段階ではどちらとも言えない。*中程度の確信度*で、両半球の海洋上では冬季のストームトラックが極側へ移動している（IPCC, 2021; 8.3.2.8.1）。

IPCC (2013) では、北半球の中緯度低気圧頻度は数パーセントより少ないながらも減少することが予測されている。これは、主にストームトラック活動の南側での減少によるものであり、ハドレー循環の北への拡大と低気圧発生平均緯度の北上によるとされている。更に、地球温暖化に伴い個々の低気圧の北への移動が大きくなると予想され、これは対流圏上層でのジェット気流の強化と低気圧に伴う降水量（凝結熱）の増加による（IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）。CMIP6モデルによる予測では、地域によって異なるが、北太平洋においてはストームトラック活動に対応した中緯度低気圧頻度分布は、北へ移動する（図13.1.3）（IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）。北半球冬季では海面水温や海氷分布の変化による傾圧性低下のため低気圧に伴う風速は弱くなり、急発達する低気圧は著しく減少する。しかし例外的に北太平洋北部では、ジェット気流の北上と上層での傾圧性の増加により急激に発達する強い低気圧が増加すると予測されている（*確信度は中程度*。IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）。また、これらの変化とは関係なく、水蒸気増加によって極端な降水量を伴う低気圧の数は増加すると予測されている（*確信度は高い*。IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）。北半球夏季については、ジェット気流の弱化に伴い強い低気圧は減少するとする研究結果もある（IPCC, 2021; 4.5.1.6.3）（Lehmann et al., 2014; Chang et al., 2016）。

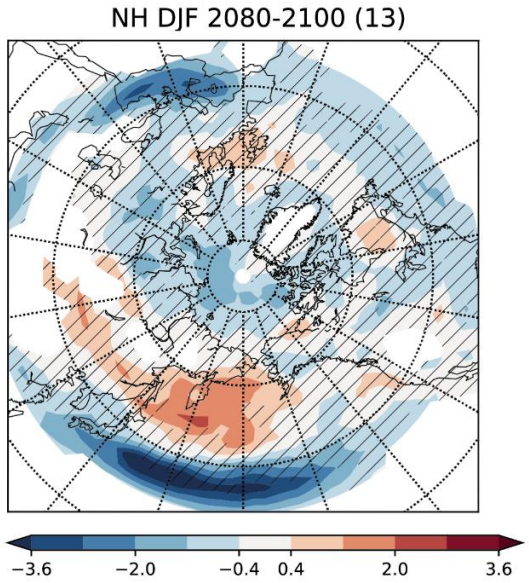


図 13.1.3　冬季中・高緯度における低気圧存在頻度の将来変化

SSP5-8.5 シナリオを用いた 13 の CMIP6 モデル による 21 世紀末（2080～2100 年）の予測を、20 世紀末（1979～2014 年）と比較。青系の色は減少、赤系の色は増加で、単位は月当たり 5 度の球冠（北緯 85 度以北の地域）面積当たり換算の個数（number density per 5° spherical cap per month）。白色は-0.4～＋0.4 個/月の範囲。斜線域は増減が一致しているモデルの割合が 80%未満である領域を示す。（IPCC, 2021; Figure 4.27(a)を回転・転載。）

ブロッキング現象は、長期の日数にわたってほぼ同じ位置にとどまる高気圧が出現する現象であり、持続的な冬季の寒波や夏季の熱波の原因となっている。ブロッキングの長期変化傾向については、大西洋などで地域依存性や季節依存性のある変化傾向は報告されているが、全球的な傾向についての*確信度は低い*（IPCC, 2021; 2.3.1.4.3）。その理由としては、内部変動が大きいことのほかに、下層での極域昇温と上層における熱帯昇温の同時変化が指摘されている（IPCC, 2021; 8.3.2.7）。

CMIP5による予測結果によると、夏季の中緯度ではブロッキング頻度は減少する傾向にある（Matsueda and Endo, 2017）。冬季北半球のブロッキングは東にシフトする傾向である（Masato et al., 2013; Kitano and Yamada, 2016; Matsueda and Endo, 2017）（IPCC, 2021; 4.5.1.6.4）。CMIP6によるSSP3-7.0やSSP5-8.5シナリオによる予測では、冬季北半球、特にグリーンランドや北太平洋でブロッキング頻度は減少する傾向が明瞭である（*確信度は中程度*。IPCC, 2021; 4.5.1, Figure 4.28）。

成層圏突然昇温は、主として冬季の成層圏で1週間以内に気温が25°C以上上昇する現象であり、冬の北極からの寒気流出などの異常気象と関係がある場合がある。1980年以降、北半球真冬の成層圏下部（150 hPa）での極渦が弱くなっている*可能性があり*、極渦の中心はユーラシア大陸側に頻繁にシフトする傾向が見られる。突然昇温については、10年スケール変動に加えて観測データの蓄積期間も短いので確かな長期変化傾向は見られない（IPCC, 2021; 2.3.1.4.5）。

13.1.3　　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、日本海側では降雪や降雨が、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。

冬季（12月、1月、2月の3か月平均）の東アジアモンスーンは、10年スケール変動の影響を強く受けてきた。1976年から1987年にかけての強い時期のあと、1988年から2001年に弱くなり、2004年以降その強さは回復し、2012年にかけては広範囲の寒気流入が頻繁にあって多くの地域で厳しい寒冬となった（IPCC, 2021; Atlas5.1）。

海面気圧は、高緯度で低下し中緯度で上昇すると予測されている。これは、ストームトラックの極方向へのシフトと極域環状モードの強化によるものと考えられる。地域的には、冬季の北東アジアや北アメリカ北東域で著しく低下する（図13.1.4）（IPCC, 2021; 4.5.1.6.1, Figure 4.25）。

上層の亜熱帯ジェットは、SSP1-2.6やSSP3-7.0シナリオでは対流圏内での昇温分布を反映して両半球とも強化され上層にシフトする（IPCC, 2021; 4.5.1.6.2, Figure 4.26）。北半球中緯度の下層では、冬季のジェットは弱い変化であるが北方向へシフトする（*確信度は低い*。IPCC, 2021; 4.5.1.6.2, Figure 4.26）。

13.1.4　夏の東アジア大気循環

夏季の東アジアは、ユーラシア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。

20 世紀後半の夏季（6 月、7 月、8 月の 3 か月平均）の東アジアモンスーン循環は、温室効果ガスの上昇にもかかわらず、これを上回る北半球の人為的起源のエーロゾルによる冷却効果により、南アジアモンスーンと西アフリカモンスーンの循環とともに弱くなっていた*可能性が非常に高い*（IPCC, 2021; Box TS.13）。

1950 年代以降の中国北部での乾燥や中国東部揚子江沿いの多雨に関係する、東アジアの弱い北向き下層循環は中国北部の深くまでは届かず、中国北東部での高気圧化とジェット気流の南下を伴っている。これは、地球温暖化によって東アジアの南部で水蒸気収束が増加する一方、人為的なエーロゾルが東アジアモンスーン循環を弱めたことが原因の一つである（*確信度は高いが*、影響の大きさについての*確信度は低い*。IPCC, 2021; 8.3.2.4.2）。1970 年代後半以降の東アジアモンスーンの弱化には、太平洋の海面水温偏差が太平洋 10 年スケール変動（PDV）の正位相となる内部変動も関係している（コラム 2 参照）。1990 年代後半以降は、PDV は正の位相から負の位相に変わって、東アジアモンスーンは回復している（*確信度は高い*。IPCC, 2021; 8.3.2.4.2）。

北半球全体の夏のモンスーン循環インデックス（メキシコからフィリピン域に相当する赤道から北緯 20 度、西経 120 度から東経 120 度の地域での 850 hPa と 200 hPa の東西風の差）は、 5 つの

将来シナリオのうち 4 つで減少し、北半球規模のモンスーン循環は将来弱くなることを示している。（IPCC, 2021; 4.4.1.4）。

夏季に海面気圧が著しく低下するのは地中海や中東で、これは大きな温度上昇による大規模な熱的低気圧と関係している。夏季に海面気圧が上昇するのは、北米南西域や中米で、これは北米西方の北太平洋高気圧が強化するためで、亜熱帯東部太平洋から中米域での乾燥化と関係している*可能性が高い*（図 13.1.4）（IPCC, 2021; 4.5.1.6.1, Figure 4.25）。多くのモデルは北半球夏季のジェットは帯状平均では 300hPa 付近以下の対流圏で弱くなる予測を示す（IPCC, 2021; 4.5.1.6.2, Figure 4.26）。東アジアモンスーン循環の将来変化については、CMIP5 予測では 21 世紀に強化される*可能性*が指摘されている(Kitoh, 2017)。ユーラシア大陸とチベットの昇温によって強まる大陸と海洋の温度差によって東アジアモンスーン循環は強化されるという研究(Endo et al., 2018)や、梅雨の変化に関係する北太平洋西部の亜熱帯高気圧及び東アジアの亜熱帯ジェット気流が、南方向にシフトすることを示す研究(Horinouchi et al., 2019)もある。予測の不確実性は大きく(Endo et al., 2018)、特に近未来ではエーロゾルの排出も関係する（IPCC, 2021; 8.4.2.4.2）。

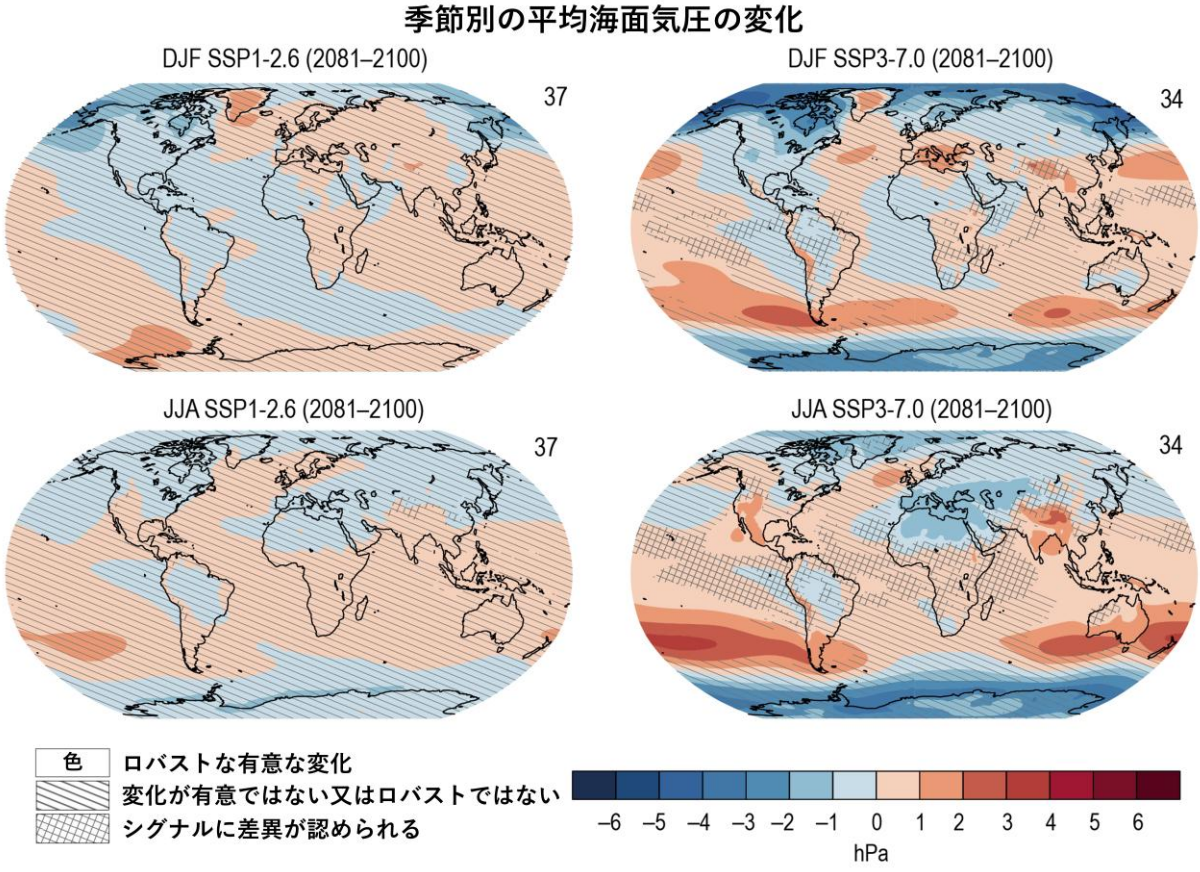


図 13.1.4　海面気圧の将来変化

2081～2100 年の 20 年平均と 1995～2014 年の 20 年平均の差。上段の図は、12 月、1 月、2 月の冬季（DJF）平均、下段の図は、6 月、7 月、8 月の夏季（JJA）平均を示す。左側の図は SSP1-2.6 シナリオ実験の場合、右側の図は SSP3-7.0 のシナリオ実験の場合。斜線域は、66%以上の CMIP6 モデルで、内部変動と比較して統計的に有意な偏差と認められない大きさの将来変化で、網線域は変化の方向について 20%以上のモデルで差異が認められる将来変化。（IPCC, 2021; Figure 4.25 を和訳・転載。） なお、各図の右上の数字は、図作成のために解析対象とした CMIP6 モデルの数を示す。

13.2　日本付近の大気循環に関する観測結果と将来予測

13.2.1　冬季の気圧配置

JRA-3Q 再解析データの 1979 年から 2023 年にかけての平均海面気圧の長期変化（図 13.2.1 (a)）を見ると、この期間、日本付近では西高東低の冬型の気圧配置が弱くなる長期変化となっている。これについては、指数化した冬季気圧配置（図 13.2.1(e)）とその長期変化（図 13.2.1(f)）からも確認できる。日本の東方海上を中心に冬のアリューシャン低気圧の北偏傾向が見られ、オホーツク海を中心に海面気圧は低下する傾向である。一方、シベリア高気圧は、中国大陸では弱くなる傾向である。

4°C 上昇シナリオの各種予測（図 13.2.2 (b)(d)(f)(h)）で見ると、アリューシャン低気圧は北偏し日本の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（図 13.2.3 (b) と図 13.2.4 (b)）（確信度は高い）。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。CMIP5 及び CMIP6 と全球 20 km 及び 60 km モデルで比較すると、中国大陸中部から日本の南方にかけての気圧変化傾向について違いが大きく、それぞれのモデルやメンバーによりばらつきが大きく不確実性が大きいことが分かる。

2°C 上昇シナリオ（図 13.2.2 (a)(c)(e)(g)）でも、シグナルは弱いが 4°C 上昇シナリオの予測と同様の将来変化を示す（図 13.2.3 (a) と図 13.2.4 (a)）。図 13.1.3 の結果も含めてまとめると、本州付近は暖冬型の気圧配置で南岸低気圧の頻度は減少するが、オホーツク海など北方海域では低気圧頻度が増加し、北日本ではその影響を受けやすい。

13.2.2　春季の気圧配置

JRA-3Q 再解析データの 1979 年から 2023 年にかけての長期変化（図 13.2.1 (b)）を見ると、この期間に中国大陸中部の高気圧は弱まり、北太平洋北部から日本の東方海上ではアリューシャン低気圧の弱化が見られる。夏季への季節変化が早まる傾向である。一方で、沿海州やオホーツク海では低気圧が深まる傾向が見られる。この特徴は、指数化した気圧配置の長期変化（図 13.2.1(f)）でも確認できる。

4°C 上昇シナリオ（図 13.2.5 (b)(d)(f)(h)）を見ると、日本の北方を中心に低気圧が強まり、日本付近では西寄りの風が強まる（図 13.2.3 (d) と図 13.2.4 (d)）（確信度は高い）。気圧分布で見ると、CMIP5 や CMIP6 では、日本の南海上で東西に広がる高気圧変化があり日本の東から延びる太平洋高気圧が日本南部まで広がる傾向である。一方、全球 20 km 及び 60 km モデルでは、ほとんどのメンバーが南西諸島の南部を除く地域で気圧の低下傾向を示す。

2°C 上昇シナリオ（図 13.2.5 (a)(c)(e)(g)）においても、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付近で西寄りの風が強まる傾向であるが、シグナルは弱い（図 13.2.3 (c) と図 13.2.4 (c)）。

全体としては北低の気圧配置で、日本域では暖気が入りやすく冬季からの季節変化は早まるが、北日本では北方の低気圧による西風の影響を受けやすい（Ito et al., 2025）。

13.2.3　夏季の気圧配置

JRA-3Q 再解析データの 1979 年から 2023 年にかけての長期変化（図 13.2.1 (c)）を見ると、この期間、中国大陸中部で大陸低気圧が強まる一方、北日本への太平洋高気圧の張り出しが弱くなる傾向である。また、日本の南方から北太平洋北部で太平洋高気圧が強まる傾向が見られる。大陸低気圧を除いて、いずれの長期変化も年々変動の標準偏差に比べて小さい点が、ほかの季節と比べて異なる。以上の特徴は、指数化した気圧配置の長期変化（図 13.2.1(f)）にも見られる。

4°C 上昇シナリオ（図 13.2.6 (b)(d)(f)(h)）では、中国大陸沿岸域で低気圧が強まるが、夏の太平洋高気圧の北日本への張り出しは弱く、逆に南西諸島から日本南方の海洋上では強まる傾向であるため日本付近では西風が強まる（図 13.2.3 (f) と図 13.2.4 (f)）。全球 20 km 及び 60 km モデルでは、南西日本で強まる高気圧とともに日本の南東側の太平洋で気圧の低下傾向が強く見られるのが特徴で、日本域の上空では下降流を伴う北風偏差が生じやすい（Ose, 2019a）。CMIP5 においては、日本の南方での高気圧偏差のモデル一致度は小さく、オホーツク海での低気圧偏差のモデル一致度が高い。CMIP6 では、全体としての分布は全球 20 km 及び 60 km モデルの将来変化と類似するが、モデル一致度が弱い。

2°C 上昇シナリオ（図 13.2.6 (a)(c)(e)(g)）の場合、全球 60 km モデルを除いて太平洋高気圧の日本南方への広がりが弱くなり、オホーツク海方面での変化傾向も不明瞭になっている。全体の傾向としては、4°C 上昇シナリオと類似した分布で西風が強まる傾向であるが、平均のシグナルは弱い（図 13.2.3 (e) と図 13.2.4 (e)）。

まとめると、夏季は、中国大陸中部で大陸の低気圧が強まる一方、北日本への太平洋高気圧の張り出しが弱くなる将来変化である（確信度は中程度）。この気圧配置の将来変化の場合、日本海側の天候は影響を受けやすい（Ito et al., 2025）。気圧配置については近年の長期変化でも同じ変化傾向が見られるが、観測による日本周辺の近年の長期変化の多くは年々変動の標準偏差に比べて小さい。また、将来予測では日本の南東側の太平洋で低気圧偏差が見られるが、観測による近年の長期変化では高気圧偏差である。

13.2.4　秋季の気圧配置

JRA-3Q 再解析データの 1979 年から 2023 年にかけての長期変化（図 13.2.1 (d)）を見ると、冬季への季節変化が遅れる傾向が認められる。指数化した秋季の気圧配置（図 13.2.1(e)）とその長期変化（図 13.2.1(f)）の比較では北風が弱くなる変化として確認できる。具体的には、日本の東方海上から北日本にかけての高気圧偏差により太平洋高気圧が平年の北側にとどまる一方、中国大陸南部から東シナ海にかけての低気圧偏差により中国大陸南部の高気圧の発達が弱くなる傾向が見られる。

4°C 上昇シナリオ（図 13.2.7 (b)(d)(f)(h)）で見ると、いずれのモデルでも冬季への季節変化が遅れる将来予測となっている。日本の東方海上から広がる高気圧帯が北日本付近にまで広がり、アリューシャン低気圧は北偏する。中国大陸中部から東シナ海で気圧の低下傾向が見られるため、日本付近では南風偏差の将来変化となる（図 13.2.3 (h) と図 13.2.4 (h)）（確信度は高い）。北日本付近に広がる高気圧偏差は、CMIP5 や全球 60 km モデル において変化の符号がメンバー間でよく一致しているが、CMIP6 ではモデル間の一致が弱い。

2℃ 上昇シナリオ（図 13.2.7 (a)(c)(e)(g)）では、4℃ 上昇シナリオで見られていた特徴は各モデルそれぞれに不明瞭になり、モデル一致度やシグナルも弱い（図 13.2.3 (g) と図 13.2.4 (g)）。

全体として見ると初秋の気圧配置に似た将来変化で夏からの季節変化が遅れる傾向である。北寄りの風（図 13.2.1(f)）は弱くなる（南風成分が強まる）将来変化のため、太平洋側を中心に南からの水蒸気の影響を受けやすい（Ito et al., 2025） 。

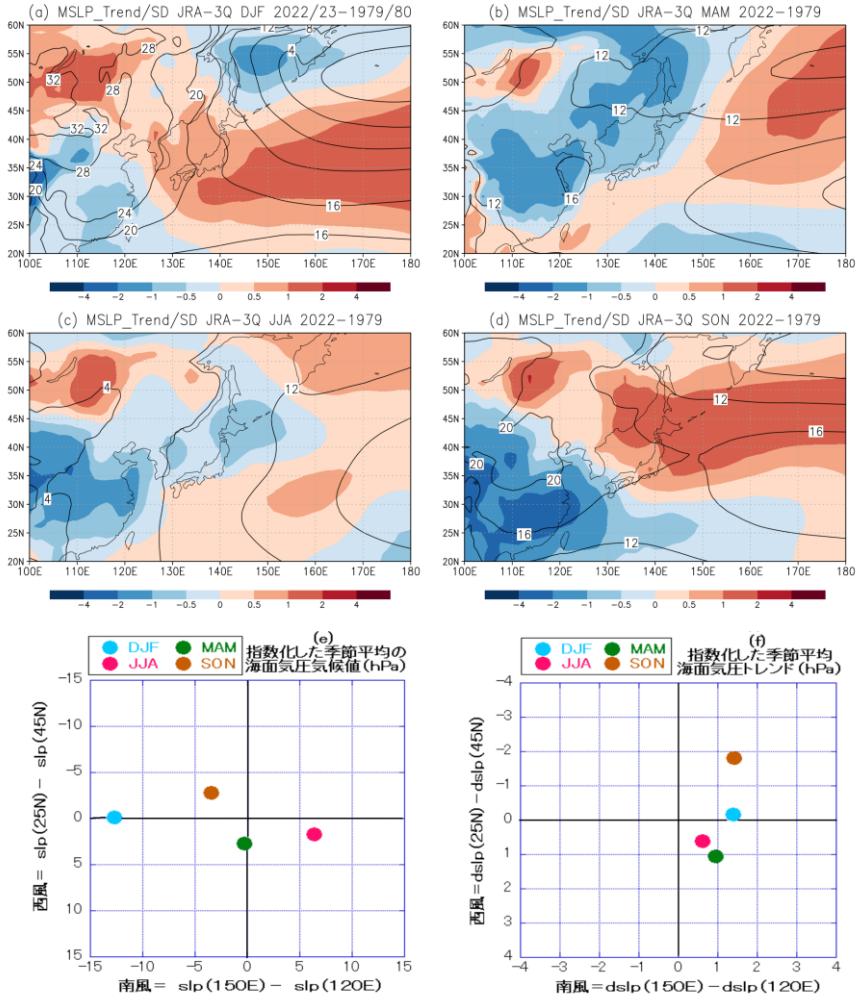


図 13.2.1　季節平均海面気圧及び季節風とこれまでの長期変化

(a) JRA-3Q 再解析データに基づく平均海面気圧の長期変化の線形トレンド。1979/80～2022/23 年の冬季（DJF：12～2 月）の場合。長期変化を除く年々変動の標準偏差で規格化した後、解析期間の線形トレンドを表示（陰影：単位は 1/44 年間）。黒色等値線は対象期間の平均値で 1,000hPa からの差。

(b) 1979～2022 年の春季（MAM：3～5 月）。

(c) 1979～2022 年の夏季（JJA：6～8 月）。

(d) 1979～2022 年の秋季（SON：9～11 月）。

(e) 日本域（北緯 25～45 度、東経 120～150 度）の冬季（DJF）、春季（MAM）、夏季（JJA）及び秋季（SON）平均した海面気圧気候値（hPa）東西差及び南北差で、日本域の季節風の南風及び西風を指数化。縦軸は西風指数（南北海面気圧差（hPa））、横軸は南風指数（東西海面気圧差（hPa））。日本域から見た高気圧の相対的位置（東西南北方向）と強さが、グラフ上の左右下上の方向と数値の大きさに対応する。冬季（青印）の西高東低の気圧配置は一例。定義の詳細は、第 13.2.5 項の日本域の季節風将来変化又は Ito et al.(2020b)を参照。

(f) 季節平均の海面気圧長期変化解析期間の線形トレンドの指数化（hPa/44 年間）であることを除いて、(e)と同じ。例えば、冬季（青印）は冬季気圧配置（西高東低）が弱化する長期トレンド（西低東高偏差）を示す。

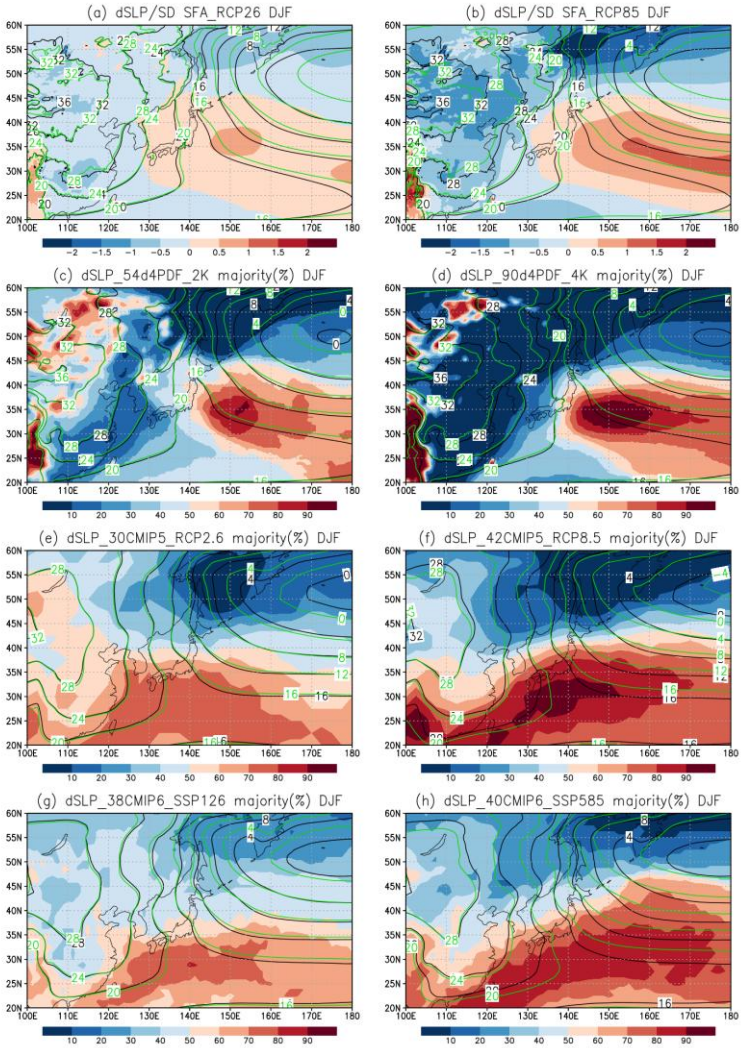


図 13.2.2　冬季（12～2 月）平均海面気圧の将来予測

(a) 全球 20 km モデルによる 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）に基づく予測。将来変化（陰影）は、20 世紀末の年々変動標準偏差で規格化。20 世紀末（1980～1999 年：黒色等値線）と 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の 21 世紀末（2076～2095 年：緑色等値線）の値を 1,000 hPa からの差で示す（hPa）。

(b) 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）であることを除き、(a) と同じ。

(c) d4PDF の 2°C 上昇時（全球 60 km モデル、54 メンバー）の変化の正符号一致度（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%に近い場合は増減傾向に関するモデル間の一致が小さく、モデルによる不確実性（付録 B.1.2 参照）が大きいことを意味する。等値線については (a) と同じ。

(d) d4PDF の 4°C 上昇時（全球 60 km モデル、90 メンバー）の変化。そのほかは(c) と同じ。

(e) CMIP5（モデル数 30）による 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）に基づく予測。陰影は将来変化の正符号モデル一致度（%）。そのほかは (c) と同じ。

(f) CMIP5（モデル数 42）による 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）に基づく予測。そのほかは (c) と同じ。

(g) CMIP6（モデル数 38）による 2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）に基づく予測。そのほかは (c) と同じ。

(h) CMIP6（モデル数 40）による 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）に基づく予測。そのほかは (c) と同じ。

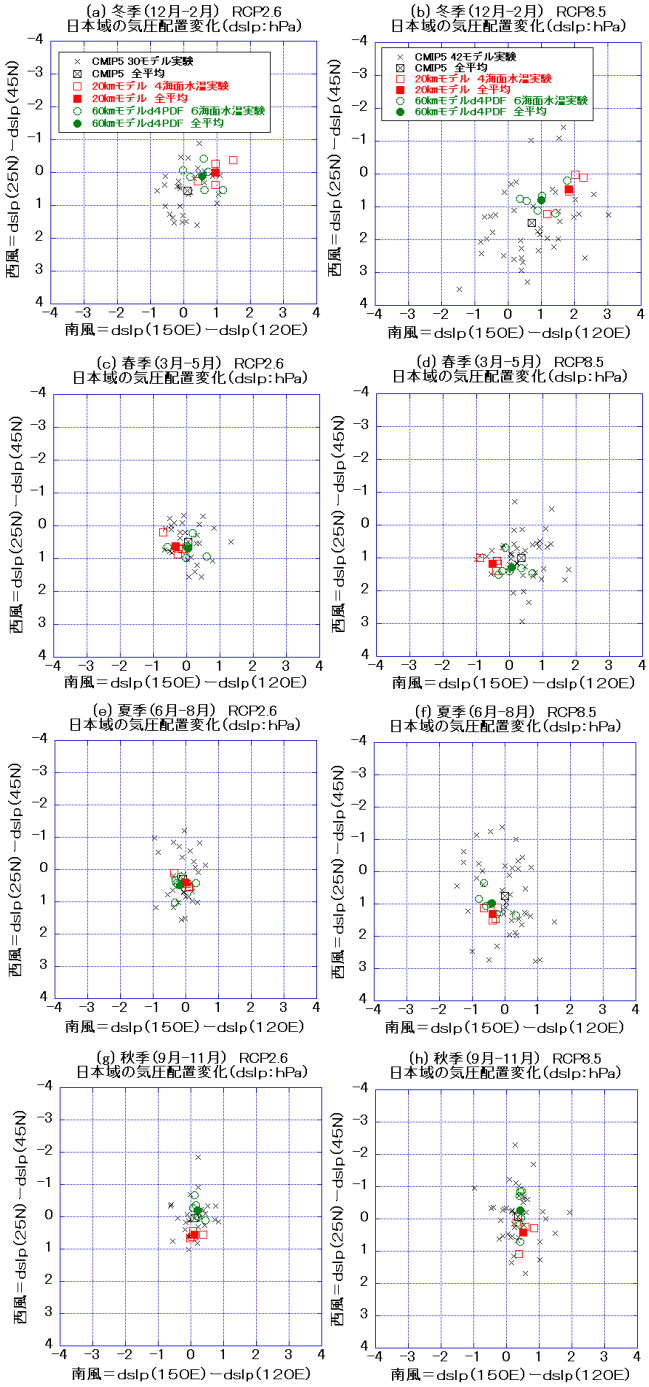


図 13.2.3　指数化した日本域の季節風の将来変化

各種モデル予測の各メンバーとアンサンブル平均の日本域の季節風将来変化散布図。日本域（北緯 25～45 度、東経 120～150 度）の季節平均海面気圧の将来変化の東西差及び南北差に基づき、日本域の季節風将来変化の南風偏差及び西風偏差を指数化した（図 13.2.1(e)(f)参照）。縦軸は西風指数偏差（将来変化の南北海面気圧差（hPa））、横軸は南風指数偏差（将来変化の東西海面気圧差（hPa））。 日本域から見た高気圧偏差の相対的位置（東西南北方向）と強さが、グラフ上の左右下上の方向と数値の大きさに対応する。左列は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、右列は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による将来変化。(a)(b)は冬季、(c)(d)は春季、(e)(f)は夏季、(g)(h)は秋季平均。赤印は全球 20 km モデル実験の 4 メンバーとアンサンブル平均、緑印は d4PDF による全球 60 km モデル実験の異なる将来海面水温設定 6 グループの各平均と全アンサンブル平均、黒印は CMIP5 モデル実験（2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）30 メンバーと 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）42 メンバー）とそのアンサンブル平均。

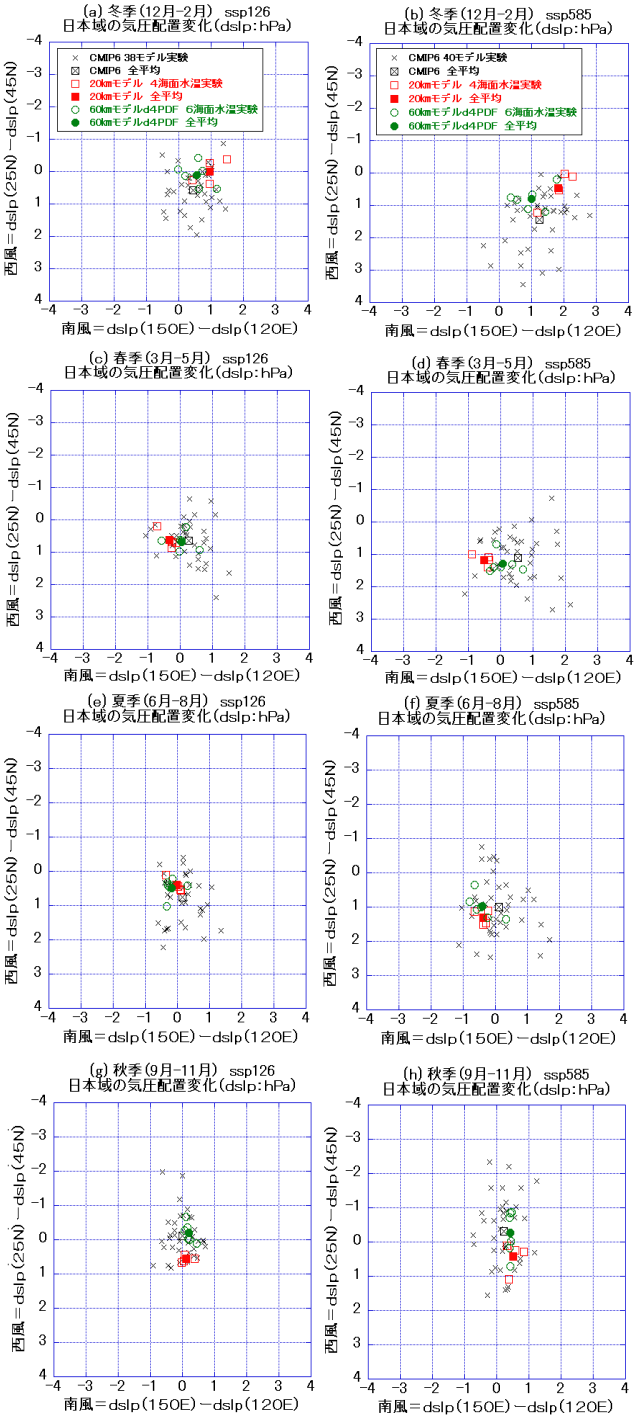


図 13.2.4　指数化した日本域の季節風の将来変化

黒印は CMIP6 モデル実験（2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）38 メンバーと 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）40 メンバー ）とそのアンサンブル平均であることを除いて、図 13.2.3 と同じ。

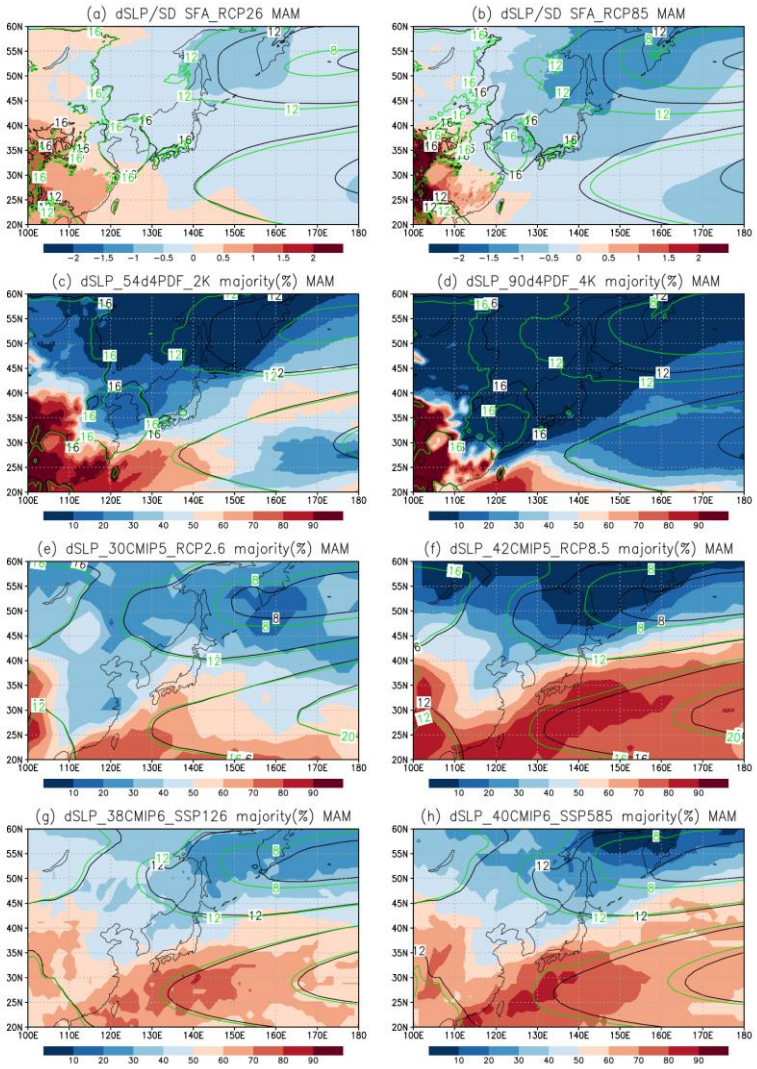


図 13.2.5　春季（3～5 月）平均海面気圧の将来予測
春季であることを除いて、図 13.2.2 と同じ。

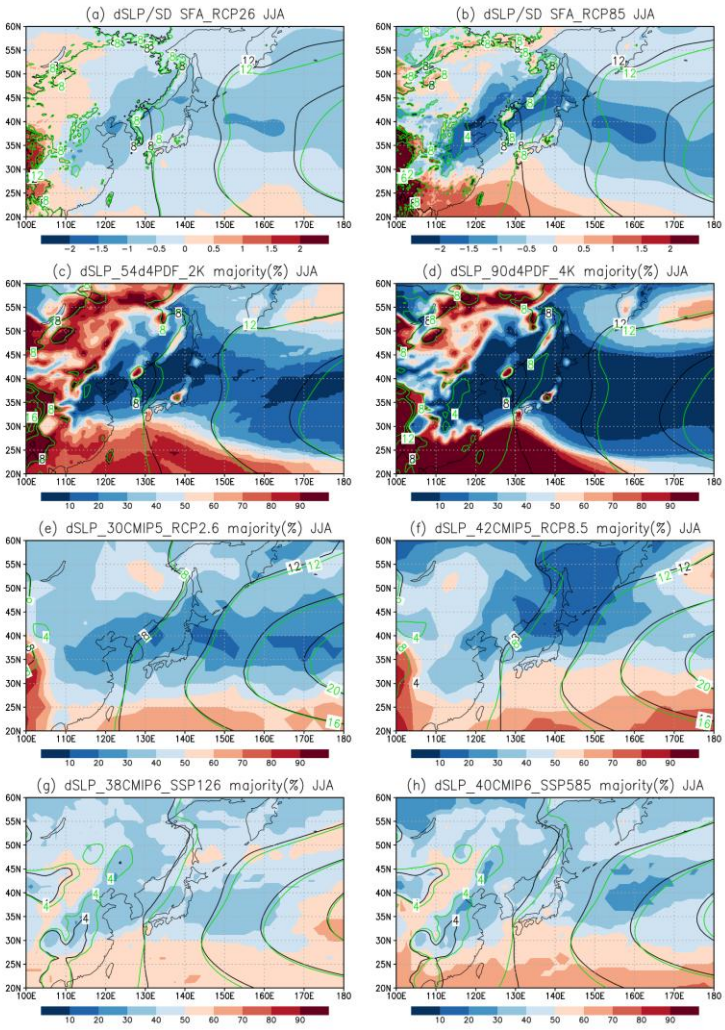


図 13.2.6　夏季（6～8 月）平均海面気圧の将来予測
夏季であることを除いて、図 13.2.2 と同じ。

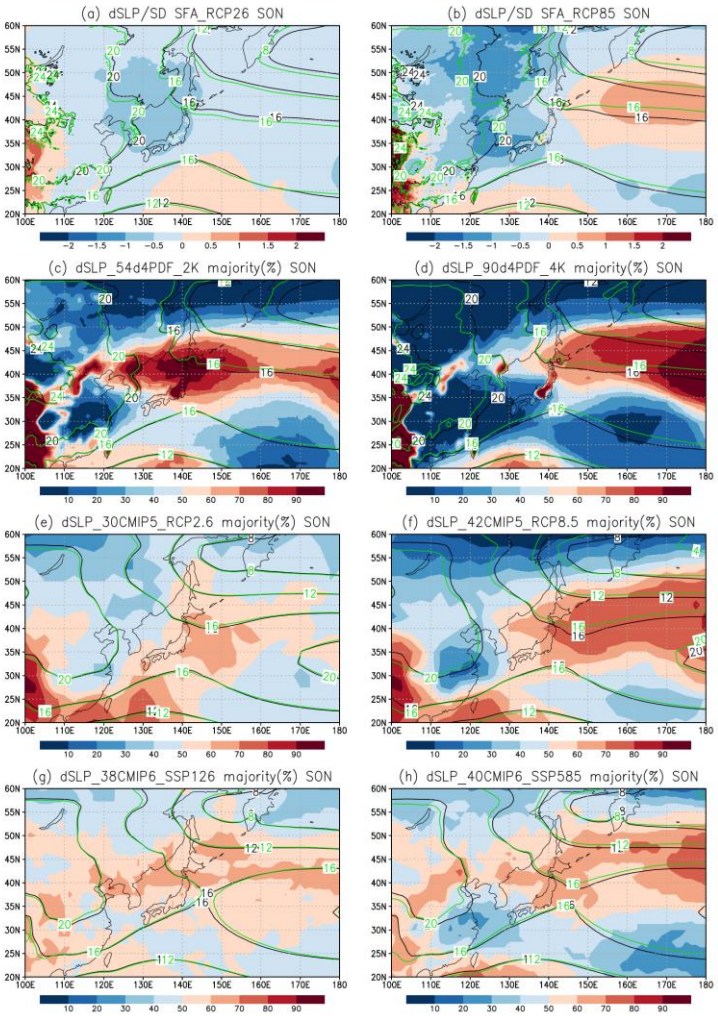


図 13.2.7　秋季（9～11 月）平均海面気圧の将来予測
秋季であることを除いて、図 13.2.2 と同じ。

13.2.5　日本域の季節風の将来変化

日本域（北緯 25～45 度、東経 120～150 度）の季節風として、日本域の海面気圧面での地衡風を考える。具体的には、日本域の季節平均海面気圧（slp）を用いて、南風指数を「東経 150 度の slp と東経 120 度の slp 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、西風指数を「北緯 25 度の slp と北緯 45 度の slp 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。なお、西風指数と南風指数からなるベクトルは、中緯度では海面気圧面上の地衡風ベクトルと近似的に比例する（Ito et al., 2020b）。季節風の将来変化は、日本域の季節平均海面気圧将来変化（dslp）を用いて南風指数偏差と西風指数偏差を議論する。

図 13.2.3 及び図 13.2.4 に示す全球 20 ㎞モデル実験平均による日本域の季節風将来変化について確信度を検討するため、20 世紀末（1980~1999 年）実験のモデル年々変動の標準偏差で規格化した将来変化を表 13.2.1 に示す。全球 20 ㎞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 13.2.1 の規格化指数が 0.5 以上である場合を対象に、図 13.2.3 及び図 13.2.4 に見られる各種モデル実験のアンサン

ブルメンバーの変化傾向と比較し、一致度が高い場合は「確信度は中程度」とし、低い場合は「確信度は低い」と評価する。一致度が高い場合で、観測の近年長期変化の風向と矛盾しない場合は「確信度は高い」と評価する。表 13.2.1 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。

全球 20 ㎞モデル実験平均による日本域の季節風将来変化の確信度をまとめると、4℃ 上昇シナリオ将来予測の冬季の南風偏差と夏季の西風偏差については、モデルの年々変動の標準偏差以上の大きさであり、そして「確信度は高い」。2℃ 上昇シナリオ将来予測の冬季の南風偏差及び 4℃ 上昇シナリオ将来予測の春季の西風偏差と秋季の南風偏差については、モデル年々変動の標準偏差の 2 分の 1 以上の大きさで、そして「確信度は高い」。4℃ 上昇シナリオ将来予測の夏季の北風偏差については、モデル年々変動の標準偏差の 2 分の 1 以上の大きさであるが、各種モデル予測間の一致度や観測との整合性の点から「確信度は低い」。

表 13.2.1 全球 20km モデルによる日本域気圧配置と季節風将来変化の評価

日本域における季節風（気圧配置を基に指数化した東西風成分と南北風成分）の全球 20 ㎞モデルによる将来変化（1980～1999 年平均と 2076～2095 年平均の差）をモデル現在気候の年々変動標準偏差で規格した値。緑色は 1 以上、橙色は 0.5 以上の将来変化値を表す。全球 20 ㎞モデル実験のほかに、CMIP5、CMIP6 及び d4PDF の各モデルアンサンブル実験と比較して、◎は一致度が高いこと、○は一致度が低いことを表す（図 13.2.3 及び図 13.2.4 を参照）。＊は観測された近年の長期変化（図 13.2.1(f)）の風向と矛盾しないことを示す。

	2℃ 上昇シナリオ（SSP1-2.6 及び RCP2.6）		4℃ 上昇シナリオ（SSP5-8.5 及び RCP8.5）	
	西風偏差	南風偏差	西風偏差	南風偏差
冬季	0.00	＊0.55◎	0.30	＊1.05◎
春季	＊0.39	-0.31	＊0.74◎	-0.48
夏季	＊0.33	-0.04	＊1.07◎	-0.52○
秋季	0.48	＊0.14	0.37	＊0.62◎

13.2.6　季節風（海面気圧分布）季節変化の予測

CMIP5 と CMIP6 の海面気圧上の地衡風について、現在気候と将来気候の季節変化を月別にまとめたのが図 13.2.8 である。1 年を通して、日本付近では将来の季節変化全体として西風が強まる傾向がある。12 月から 2 月は西高東低の気圧配置が弱まる暖冬型であるため、北風が弱くなる。この傾向は 1 月から 4 月まで見られて、図中ではそれぞれ現在気候の次の月に距離的に近づくことから、冬季からの春季への季節変化は早くなる傾向と言える。6 月から 9 月は南風成分にはあまり変化が見られず西風偏差が相対的に強まる傾向で、図中ではそれぞれ現在気候の前の月に距離的に近づくことから、初夏から初秋にかけての季節変化は遅れる傾向と言える。これは、夏季は太平洋高気圧の北への張り出しが弱く、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に対応する。

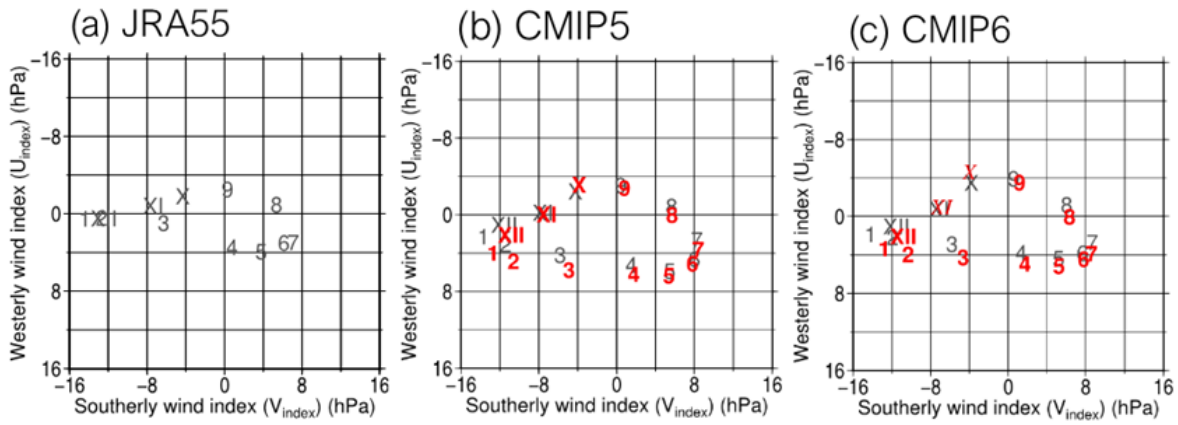


図 13.2.8　現在気候及び将来気候の指数化した季節風（海面気圧）の季節変化

(a) JRA-55 データに基づく現在気候（1980-1999 年平均）における指数化した季節風（海面気圧配置）で、縦軸は西風、横軸は南風を表す（定義の詳細は、「13.2.5 項：日本域の季節風将来変化」又は Ito et al.(2020b)を参照)。1 月から 12 月までの月平均値を（1，2，3，・・・X, XI, XII）で示す。(b) CMIP5 モデル平均の現在気候実験（1980-1999 年平均）は黒字で、RCP8.5 シナリオ将来気候実験（2076-2095 年平均）は赤字。すべての月の将来変化は統計的に有意。そのほかは(a)と同じ。(c) CMIP6 モデル平均の現在気候実験と SSP5-8.5 シナリオ将来気候実験で、赤字イタリック体で示される将来気候の月（10 月と 11 月）を除いて、将来変化は統計的に有意。そのほかは(b)と同じ。（Ito et al. (2025) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）　に基づき転載。）

13.2.7　ジェット気流の季節変化

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見られる。

図 13.2.9 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。

全球 20 km 及び 60 km モデルによる偏西風の季節変化の将来変化（図 13.2.9(a)(c)）を見ると、秋季から冬季の偏西風は北偏する傾向である。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後、冬季における暖冬の将来変化を示す。早春の偏西風はやや北偏しながらも、その後、現在気候の偏西風の緯度帯全体で強まる。晩春から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（Endo et al., 2021）。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、別の解析が必要と思われる。

以上の結果は、CMIP5（図 13.2.9(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大きいことを示している。CMIP6（図 13.2.9(d)）においても同様であるが、夏季の日本付近の偏西風の将来変化の符号一致度が高くなっている。CMIP6 モデル平均で見ると、初夏の亜熱帯の偏西風の北上が遅れる季節変化が不明瞭になる一方、盛夏には日本域で偏西風が現在気候以上に弱くなる将来変化が明瞭になっている。

ジェット気流の季節変化の将来変化は、冬季の偏西風は北偏する暖冬型、春季前半の偏西風はやや北偏し早い季節変化に対応し、その後初夏にかけての亜熱帯の偏西風の北上の遅れや秋季から冬季の偏西風の北偏は季節進行の遅れに対応していると解釈できる。盛夏期のジェット気流の将来変化は、日本付近の盛夏期の弱いジェット気流が更に弱まる変化となっている。

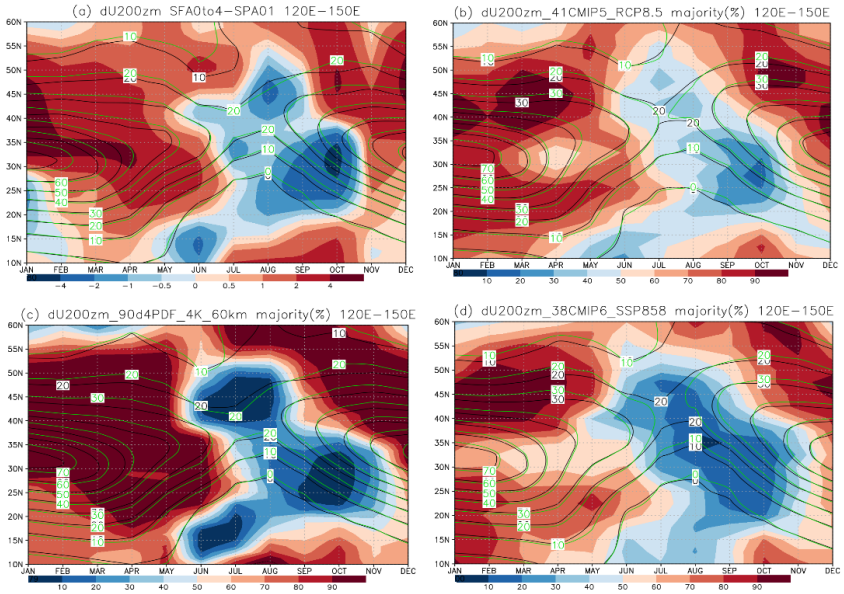


図 13.2.9 日本域（東経 120～150 度）で平均した上空（200 hPa）の西風
黒と緑の等値線は、それぞれ、20 世紀末（1980～1999 年）及び 21 世紀末（2076～2095 年）における値（m/s）。(a) 全球 20 km モデル平均の 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合で、陰影は 21 世紀末の将来変化（m/s），(b) CMIP5（41 モデル）による 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の場合で、陰影は将来変化の正符号一致度（%），(c) d4PDF（90 メンバー）による 4°C 上昇シナリオ実験の場合で、陰影は将来変化の正符号一致度（%），(d) CMIP6（38 モデル）による 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）の場合で、陰影は将来変化の正符号一致度（%）。

13.2.8　日本各地域の地上風将来予測

気象庁の地域気候モデルを用いた予測による、20 世紀末（1980～1999 年平均）の地上風の再現を図 13.2.10 に、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末（2076～2095 年平均）における地上風の将来変化予測を図 13.2.11 に示す。なお、5km 解像度の地域気候モデルによる風の再現は、地点ごとに傾向の異なるバイアスが含まれており、全国平均で+0.3 m/s 程度のバイアスが生じていることに留意する必要がある。風は周囲の細かな地形や構造物の影響を受けるが、モデルでは各観測地点の周囲の状況を正確には再現しきれないため生じるものである。冬季（12～2 月平均）においては、大陸のシベリア高気圧、東海上のアリューシャン低気圧の影響で西高東低の気圧配置となり、日本の陸上においても北西の季節風が吹く（図 13.2.10(a)）。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）（図 13.2.11(a)）では、西日本を中心に本州以南では風が弱まり、北海道では風が強まる傾向が予測されている（確信度は中程度）。この傾向は、全球モデルによる予測と同様の傾向を示している。東北地方の一部地域では、地球温暖化に伴う積雪の減少による地上気温の上昇が大気安定度を下げることで局地的に風を強めていると考えられる(Nosaka et al., 2021)。春季（3～5 月平均）においては、北日本では西寄りの風が吹き、西日本では風が弱い（図 13.2.10(b)）。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）（図 13.2.11(b)）

では、北日本で西寄りの風が強まる傾向が予測されている（確信度は中程度）。この傾向は、全球モデルによる予測と同様の傾向を示している。夏季（6～8 月平均）においては、太平洋高気圧の影響を受け、日本の陸上では風が弱い（図 13.2.10(c)）。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）（図 13.2.11(c)）では、九州では南よりの風が強まる予測となっており、それ以外の地域では風速の変化は小さく、明瞭な変化の傾向はみられない（確信度は低い）。この傾向は全球モデルによる西風が強くなる予測とは一致していない。秋季（9～11 月平均）においては、北日本では西寄りの風が吹き、西日本では風が弱い(図 13.2.10(d))。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）(図 13.2.11(d))では、全国的に風が弱まる傾向があり、また、南よりの風が入る傾向となっている（確信度は中程度）。この傾向は全球モデルによる南風偏差の傾向と一致している。

全球モデルと領域モデルにより傾向の異なる季節もあったが、領域モデルは地形の影響を大きく受ける陸上のみを対象として解析しているため、全球モデルの再現している大規模な大気循環だけでなく局地的な地形の影響等が入っていることによると考えられる。

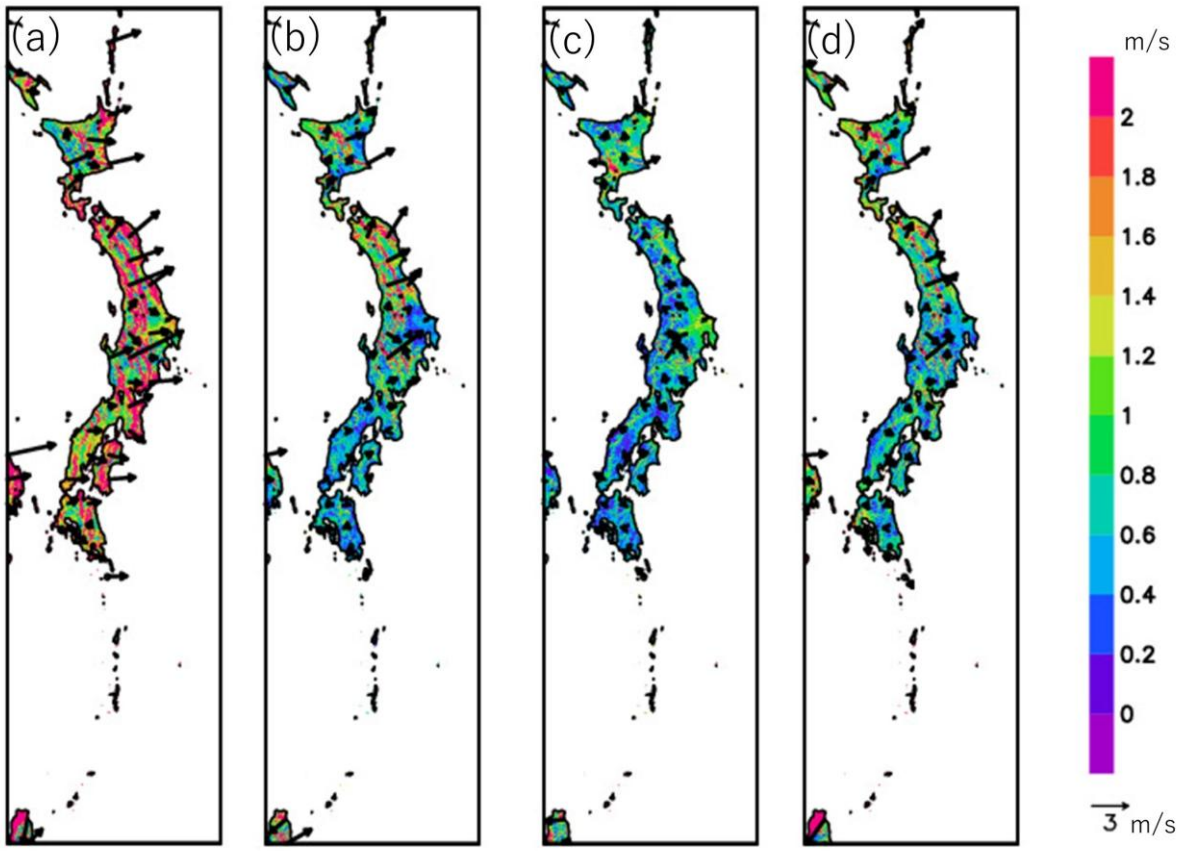


図 13.2.10　地域気候モデルによる 20 世紀末（1980～1999 年平均）の地上風の再現
(a)冬季、(b)春季、(c)夏季、(d)秋季。1 時間値から作成した季節平均地上風速。

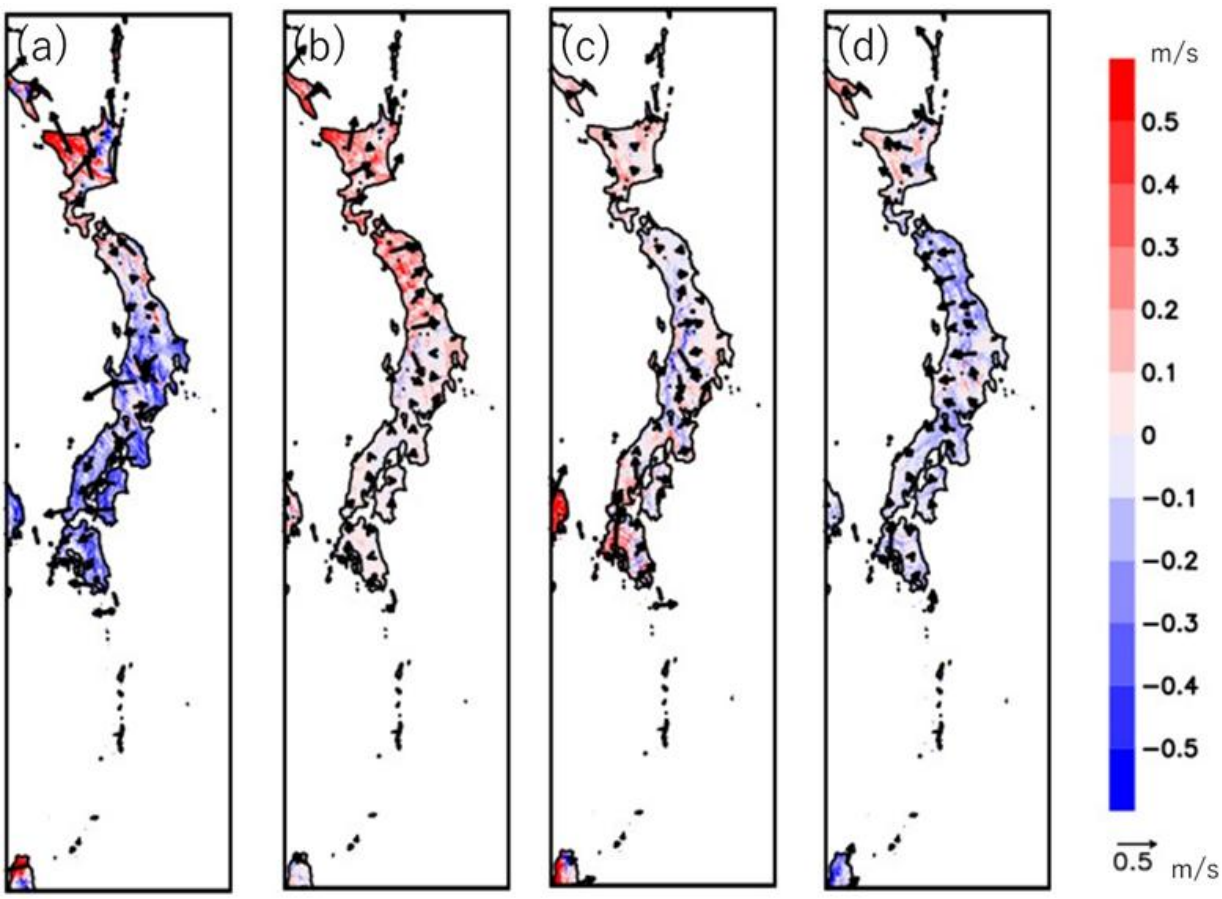


図 13.2.11　地域気候モデルによる 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 21 世紀末（2076～2095 年平均）における地上風の将来変化予測
(a)冬季、(b)春季、(c)夏季、(d)秋季。1 時間値から作成した季節平均地上風速の変化。

13.3　東アジアの大気循環将来変化の背景要因

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 熱帯域などの対流活発域では、温暖化による水蒸気の増加によって生じる湿潤大気の鉛直不安定性が積雲対流などによって解消される結果、鉛直温度成層は現在に比べ安定化し、気候平均で見ると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、ほか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。

この中で、③の陸面・海面の昇温が日本域を含む夏季東アジアの大気循環の将来変化に与える影響についての理解が、最近大きく進展した（Endo et al., 2018, 2021）。アジアモンスーンの年々変動では海面水温変動の影響が注目されてきたが、地球温暖化によるアジアモンスーンの将来変化では本来のアジアモンスーンの駆動力である陸面・海面間の昇温コントラストの影響も重要であることが明瞭になった（詳しくは、第13.3.2項と第13.3.3項を参照）。

13.3.1　　冬季気圧配置の将来変化

なぜ、21 世紀末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 13.3.1）によると、仮に海面水温変化が地理的に一様に昇温した場合（図 13.3.1b)、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によって、北太平洋上で高気圧偏差が広がる。海面水温変化が一様でない場合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（図 13.3.1a)。また、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)。

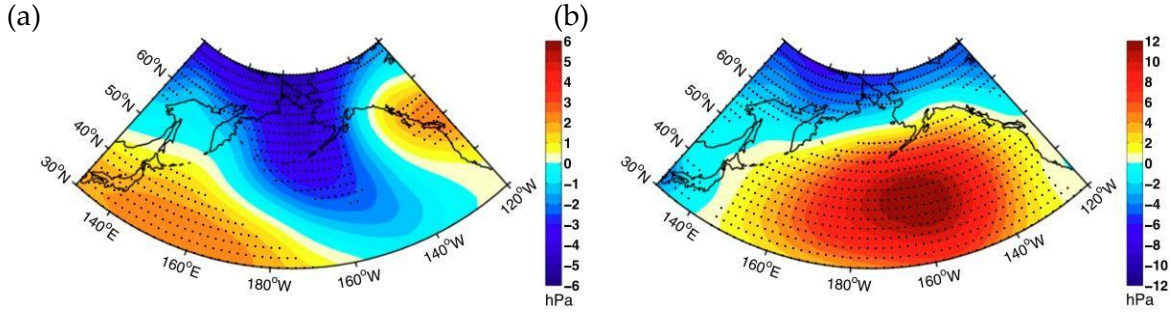


図 13.3.1　冬季（12～翌 2 月）海面気圧の将来変化（hPa）

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) より図の一部を転載 © American Meteorological Society. Used with permission)

CMIP6 の二つ前の結合モデル相互比較プロジェクトである CMIP3 の解析（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ことが示された。同じ解析は CMIP6 や CMIP5 を対象としては実施されていないが、CMIP6 による冬季の低気圧活動将来変化を示す図 13.1.3 では、日本南岸の太平洋で低気圧活動は大きく減少する一方、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。また、春季への季節変化が現在気候の季節変化に比べて早まる予測は CMIP5 及び CMIP6 による季節変化の将来予測でも確かめられている（図 13.2.8）ことに加えて、JRA-3Q 再解析データによる近年の長期変化（図 13.2.1）において 21 世紀末予測の冬季と春季の気圧配置変化がすでに観測されている。CMIP5 や CMIP6 や JRA-3Q の解析においても CMIP3 の解析結果（Nishii et al., 2009）を否定する材料は見当たらないため、「春一番」の早期化の可能性は高いと思われる。

13.3.2　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、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るが、符号も含めてモデル依存性は小さくない。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。このため、盛夏期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ある（Endo, 2012）。

PJ パターンに関係したこれらの CMIP3 予測の結果は、全球 20 ㎞や 60 ㎞モデル及び CMIP6 予測（図 13.2.6）においても多数のモデルが予測していることが確認できるが、JRA-3Q 再解析データによる近年の長期変化（図 13.2.1(c)）では見られないため、確信度が高いとは言えない。

CMIP5 モデル実験によるメカニズム研究（図 13.3.2）（Endo et al., 2018）は、地球温暖化における夏季アジアモンスーンの将来変化に及ぼす大陸の昇温と海面水温の昇温とのコントラストの重要性を示した。大陸と海洋両者の昇温を含む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、現在気候の海面水温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。両者の比較から、東アジアの将来変化では、大陸の昇温が大陸側や東シナ海で強い南風モンスーンを形成する一方、海面水温の将来変化分布は日本の南東側に低気圧性循環偏差を形成し日本域に北風偏差域をもたらしていることが分かる。

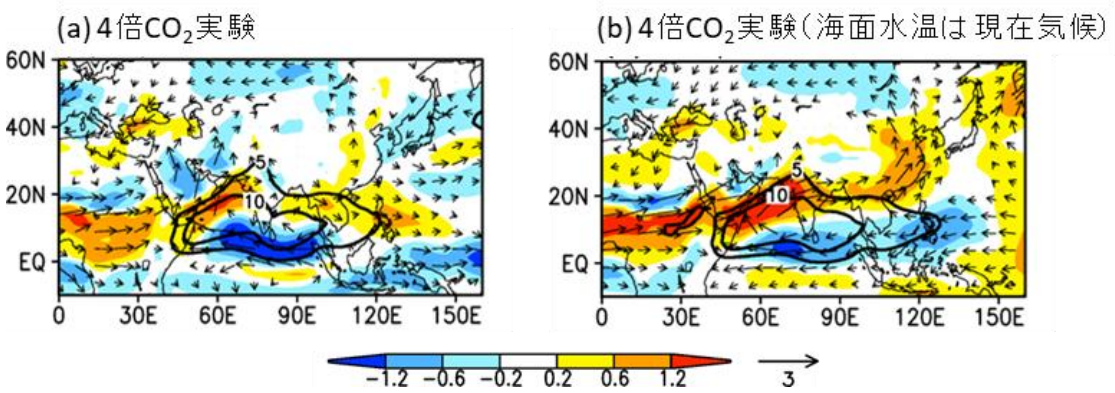


図 13.3.2　温暖化実験における夏季 850 hPa 風速の将来変化

(a) 大気海洋結合モデルを用いて二酸化炭素（CO_2）濃度を年率 1%で 4 倍に増加させた実験の結果（121～140 年後）。CMIP5 の 9 モデル平均。図中の矢印は 850 hPa 風ベクトルの変化で、青色系は風速（m/s）の減少、赤黄色系は増加を表す。

(b) 大気モデルを用いて CO_2 濃度を 4 倍に増加させる一方で海面水温を現在気候値に固定した実験の結果。CMIP5 の 9 モデル平均。

（ 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（一部改変）。）

Ose et al. (2022）によると、地域の特徴ある様々な大気循環の将来変化に注目した「ストーリーライン」による予測研究（Shepherd, 2019）の考え方に基づいて CMIP6 アンサンブル予測実験の 21 世紀末夏季東アジアの海面気圧将来変化を分解した主要パターンのうち、北日本付近を中心に

低気圧偏差、日本の南から亜熱帯にかけて高気圧偏差を示す北低南高の変化パターンは、ほとんどの CMIP6 モデルが正符号の将来変化を示す。この変化パターンは、CMIP6 アンサンブル平均予測図（図 13.2.6）でも見られる。この要因として、地球温暖化時における北半球夏季の北方大陸と周辺海洋上での高い昇温が考えられる。JRA-55 再解析データにおける各パターンの近年(1980 年～2020 年) の長期変動を見ると（Ose et al., 2024)、近年の明瞭な夏季の大陸の昇温を反映して、21 世紀末予測の北低南高の変化パターンは近年の長期変動のトレンド（図 13.2.1(c)）として見ることができる。

熱帯での海面水温や対流活動の将来変化を要因とする PJ ほかの海面気圧変化パターンについては、将来変化の符号について CMIP6 モデル間の一致度が比較的小さい。CMIP6 の 21 世紀末夏季東アジアの海面気圧の将来変化に見られる PJ に似たパターンの応答を見ると、アンサンブル平均は CMIP3 の予測（Kosaka and Nakamura, 2011）と同じ位相で、またその変化の大きさも CMIP3 の結果と同様にモデル依存性の大きさに比べて小さい。JRA-55 再解析データで近年(1980 年～2020 年) の長期変動を見ると、このパターンは CMIP3 や CMIP6 の 21 世紀末予測とは逆符号（日本の南東側に高気圧偏差）の長期変化を示している（Ose et al., 2024)。この状況は、JRA-3Q 再解析データの図 13.2.1(c)と CMIP6 による 21 世紀末予測の図 13.2.6(h)を比較しても認められる。また、現在のところ、北日本太平洋側の北東風頻度増加に関わるオホーツク海高気圧強化は見られていない。

Ose et al.（2024）によると、熱帯での海面水温や対流活動を要因とする、PJ パターンのような空間スケールが比較的小さな変化パターンについては、近年の熱帯海面水温変化の地理的分布を反映した長期変動を示す。観測による近年の長期変化とモデルによる 21 世紀末予測の差異は、近年の熱帯海面水温の昇温量が小さいことのほかに、近年のインド洋から熱帯太平洋における海面水温変化の空間分布が将来予測と逆位相であることに起因している。近年の海面水温分布偏差の原因や今後の変化の見通しは不明である。

以上の解析から、夏季東アジアの将来予測（図 13.2.6）について、大陸の昇温を要因とする東シナ海における南風強化や日本付近の北低南高の気圧配置変化傾向についての確信度は高いが、日本の東方海上の低気圧偏差など熱帯海面水温の影響を含めた日本域全体の気圧配置変化の予測としては、確信度が高いとは言えない（確信度は中程度）。このことは、JRA-3Q 再解析データの図 13.2.1(c)に見る、日本域の夏季海面気圧の近年長期変化が年々変動の標準偏差と比べると小さいことと矛盾しない。

13.3.3　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って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、海洋の全球平均昇温の効果や海面水温の昇温地理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。

更に、Endo et al. (2021）が全球 60 km 大気モデルを使った実験（図 13.3.3）では、上記の結果が確認されるとともに、季節変化においては、6 月は海面水温の平均的な昇温やその分布の効果が大きく、8 月は大陸昇温とこれに続く北半球中・高緯度の海面水温の昇温の効果が大きいことがわかった。また、その効果が拮抗する 7 月はモデル間の差異が大きいとした。

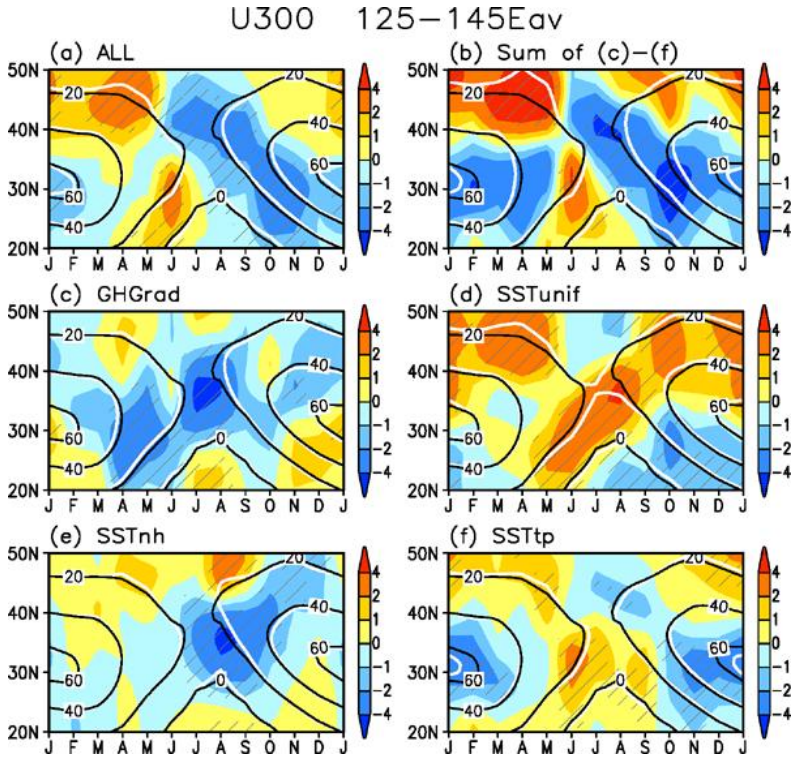


図 13.3.3　21 世紀末温暖化制御実験における夏季東アジア（東経 125-145° 平均）300 hPa 東西風緯度分布の月別将来変化

(a) 二酸化炭素（CO_2）濃度及び海面水温を 21 世紀末（RCP8.5）に設定した大気モデル実験と現在気候実験の比較結果。青色系は風速（m/s）の減少、赤黄色系は増加を表す。黒色等値線は現在気候値、白等値線は 21 世紀末気候値（RCP8.5）。横軸は月で、1 月(J)、2 月(F)から 12 月(D)、1 月(J)を表す。

(b) (c)-(f)の実験結果の加算結果。

(c) CO_2 濃度上昇の効果：CO_2 濃度のみを 21 世紀末（RCP8.5）に設定し、海面水温は現在気候値に固定した大気モデル実験と現在気候実験の比較結果。

(d) 海面水温一様上昇の効果：21 世紀末海面水温の熱帯平均昇温値（2.74°C）を海面水温将来変化として設定し、CO_2 濃度は現在気候値に固定した大気モデル実験と現在気候実験の比較結果。

(e) 北半球中・高緯度（北緯 30 度～90 度）の海面水温パターン変化の効果：北半球中・高緯度は熱帯平均昇温値（2.74°C）でそのほか海域は 21 世紀末の海面水温昇温分布を与えた大気モデル実験と将来気候実験の比較結果。いずれも CO_2 濃度は将来気候値。

(f) 熱帯域（北緯 30 度～南緯 30 度）の海面水温パターン変化の効果：熱帯域は熱帯平均昇温値（2.74°C）でそのほか海域は 21 世紀末の海面水温昇温分布を与えた大気モデル実験と将来気候実験の比較結果。いずれも CO_2 濃度は将来気候値。

（Endo et al. (2021) より、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/） に基づき転載。）

Zou et al. (2022) は、地球温暖化時のジェット気流の緯度変化について、季節別地域別に系統的に調査した。地球温暖化時の高緯度極域の上空では寒冷化が進むため、一般的にジェット気流は極方向にシフトする。しかし、初夏のアジア太平洋域、晩冬の北米大西洋域、冬から春にかけての東太平洋域では、ジェット気流は赤道方向にシフトする。これらは、現在のジェット気流の緯度が北緯約 40 度以南で風速が約 20 m/s より弱いという共通した特徴を持つ。その要因として、対流活動が活発で海面水温の昇温が大きい地域・季節には熱帯上空で強い昇温があり、赤道に近いジェット気流は赤道側にシフトするためと説明した。

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°C 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て緯度にして 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 60 km 大気モデルの予測結果の研究（Ose, 2019a）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。

コラム12. 日射量の将来予測

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

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

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

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

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

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

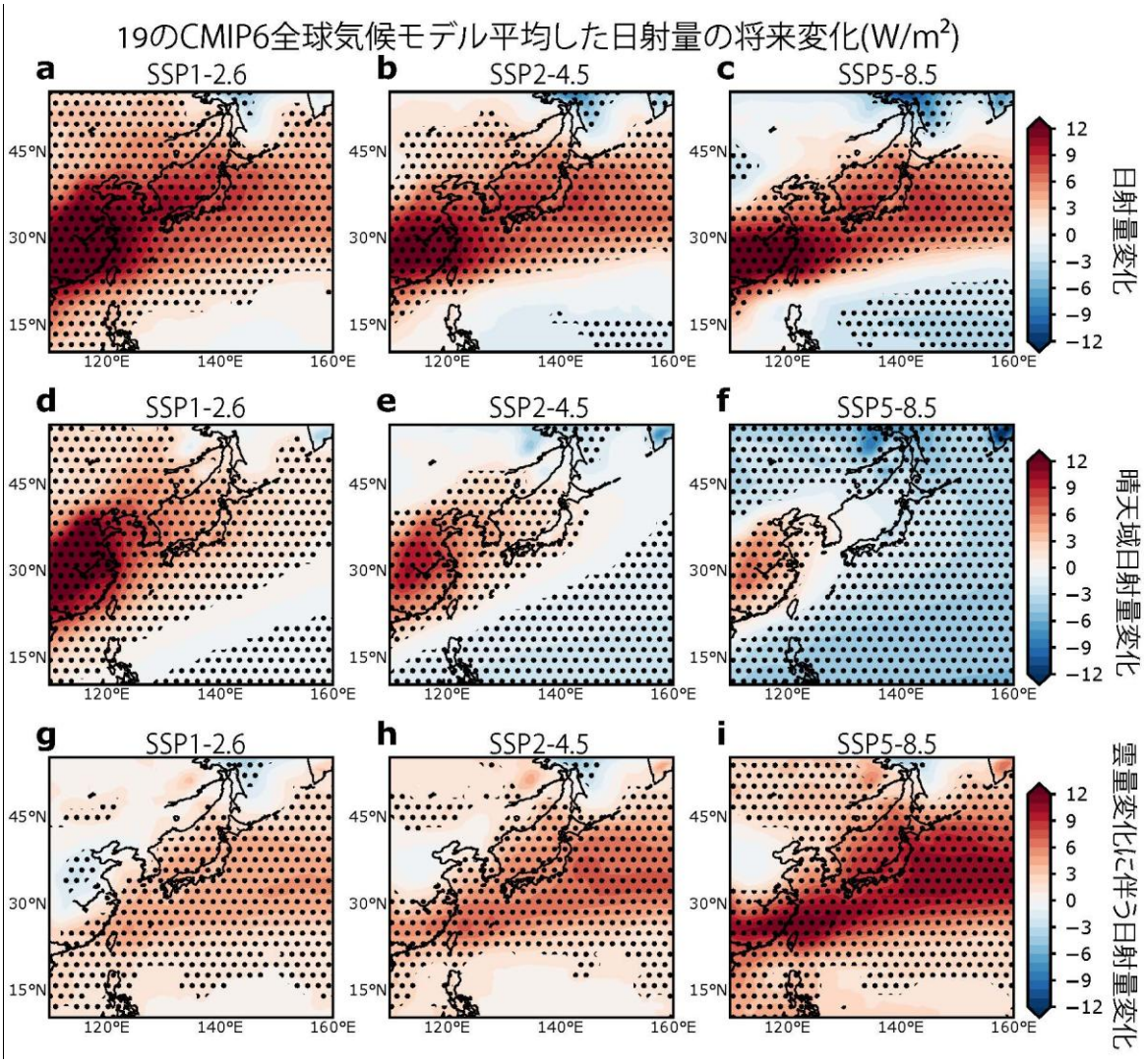


図 コラム 12.1　日本を含む広域での日射量の将来変化

異なる 3 つの将来シナリオにおける日射量の将来変化（a-c：日射量変化、d-f：晴天域日射量変化、g-i：雲量変化に伴う日射量変化）の、19 の CMIP6 全球気候モデル平均。単位は W/m²。信頼水準 95%で統計的に有意な将来変化をドットで示す。本図では便宜上、将来変化は 1980 年 1 月～1999 年 12 月の平均と 2076 年 1 月～2095 年 12 月の平均の差として定義される。

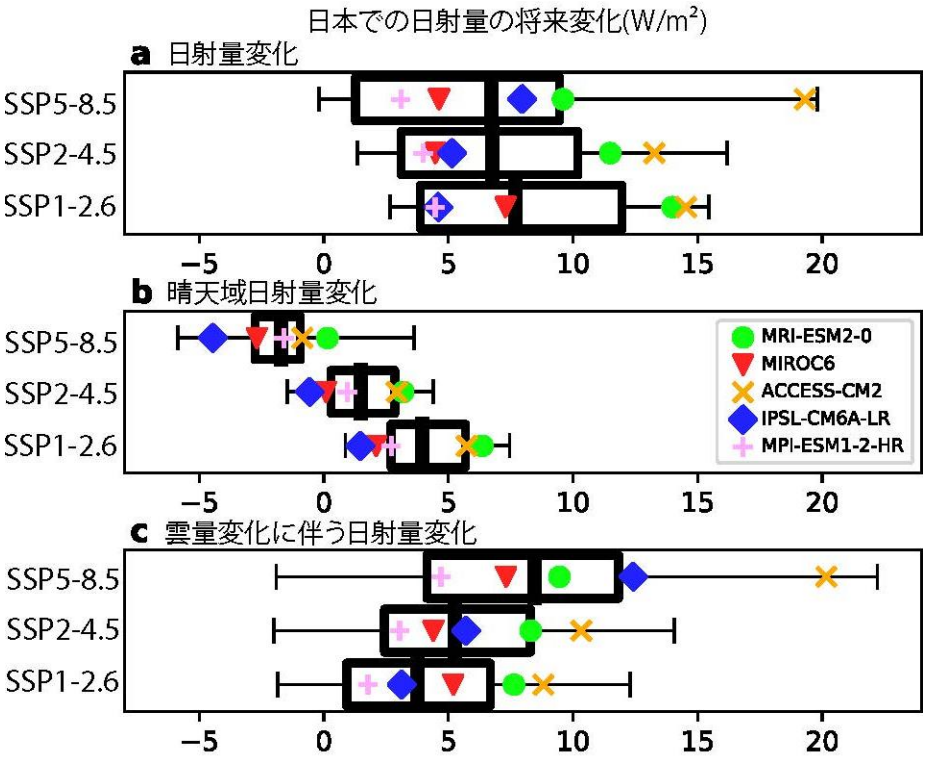


図 コラム 12.2　日本の日射量の将来変化

異なる 3 つの将来シナリオにおける日本での日射量の将来変化（a：日射量変化、b：晴天域日射量変化、c：雲量変化に伴う日射量変化）。単位は W/m²。日本の陸域を含む格子平均した日射量変化を、19 の CMIP6 全球気候モデルについて箱ヒゲ図で示す（箱とヒゲはそれぞれ四分位範囲と最大・最小範囲、縦線は平均、マークは凡例に示す 5 モデル）。本図では便宜上、将来変化は 1980 年 1 月～1999 年 12 月の平均と 2076 年 1 月～2095 年 12 月の平均の差として定義される。

第14章　海洋循環

観測結果

- 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確認できない。
- 日本南方の北西太平洋亜熱帯域では、海洋上層 1,000 m の溶存酸素量が長期的に減少している。

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（SSP5-8.5）では、北偏する傾向が見られる（確信度は中程度）。
- 日本南方の北西太平洋亜熱帯域では、海洋上層 1,000 m の溶存酸素量がそれぞれの排出シナリオの速度に応じて 21 世紀末まで減少し続けることが推定される（確信度は中程度）。

14.1　世界

14.1.1　観測結果

(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高塩分水が生成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、主に熱・淡水フラックスで駆動される。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。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(IPCC, 2021; 2.3)。

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。1993 年以降、亜熱帯循環の極方向へのシフトに伴い、西岸境界流も同様に極方向へシフトしている（*確信度は中程度*）。これは、地球温暖化によってハドレー循環が拡大し、風応力場が極方向にシフトしたことに対応していると考えられる。一方、西岸境界流の強さについては、風応力強制に依存し、かつ、長期的な傾向と変動性がマルチスケール相互作用と大気海洋相互作用の影響を受けるため、流域間で一貫しない応答を示す。（IPCC, 2021; 2.3.1.4, 2.3.3.4, 9.2.3.4）

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おり、その主な形成域は北大西洋北部と南極大陸周辺の 2 か所である。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（AMOC）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。海面水温や海面水位から復元した結果によると、AMOC は過去 8000 年の間は比較的安定しており（*確信度は中程度*）、19 世紀後半から弱まり始めている（*確信度は中程度*）が、直接観測が不足しているため、20 世紀中の AMOC の減少に対する*確信度は低い*。また、直接観測の結果から 2000 年中頃から 2010 年中頃にかけての弱まりが

指摘されている（*確信度は高い*）が、10 年スケールの変動か長期変化傾向であるかは、区別ができない（*確信度は高い*）。（IPCC, 2021; 2.3.3.4.1）

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。IPCC (2021) によれば、1980 年代以降、南極底層水の総量の減少傾向と、水温の上昇傾向が見られる（*確信度は中程度*）と評価されている。また、全ての観測的、理論的、数値モデル的証拠は、形成域の温暖化と低塩化によって南極底層水の生成量が減少し続けるという IPCC (2019) の評価を支持している。{9.2.2.3}

南大洋は、地球温暖化に伴う熱や二酸化炭素（CO_2）の海洋への吸収が行われる主要な海域である（Sabine et al., 2004; Frölicher et al., 2015）。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る。また、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る。南極周極流の流れる緯度、流量、渦活動の変化は、南大洋の熱や二酸化炭素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（IPCC, 2019; Cross-Chapter Box 7）。IPCC (2021) では、南極周極流の流量は偏西風の強化に対して弱い感度しかない（*確信度は中程度*）と評価する一方、流量が風と浮力フラックスに応答して増加するという限定的な証拠も挙げている {9.2.3.2}。

(2)　世界の海洋中の溶存酸素量と海洋循環

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）や溶存酸素量の分布も海洋循環と深く関わっている。pH については第 12 章に譲り、ここでは溶存酸素量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、海中の溶存酸素量は、海面から深くなるにつれ次第に減少する。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、低温で溶存酸素量が比較的多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、溶存酸素量は海洋の中層で最も少な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溶存酸素量が少ない（例えば、70 μmol/kg 以下）領域は酸素極小層と呼ばれ、世界の海に広がっている。

外洋の溶存酸素量の減少（貧酸素化）が 20 世紀半ば以降、世界の海洋の多くの領域で観測されている（*確信度が高い*）(IPCC, 2019; 5.2; IPCC, 2021; 2.3,12.4)。詳しく述べると、1970 年から 2010 年までの間に、深度 0～1,000 m の溶存酸素量は 0.5～3.3%の範囲で減少している（IPCC, 2019; 5.2; IPCC, 2021; 2.3）。海域別で見ると、海面から海底までの全ての深度の溶存酸素量は北太平洋と南極大陸近くの海域で最も減少したとされている（*確信度が中程度*）（IPCC, 2019; 5.2）（図 14.1.1）。また、貧酸素化に伴って酸素極小層が拡大しており、生態系への影響等が懸念されている（IPCC, 2021; 12.3）。

沿岸域は特に貧酸素化が進行している海域で、IPCC（2019; SPM.A.6, 5.3）によれば、海岸線から深度 200 m までの沿岸域はすでに貧酸素化の影響を受けているとされており（*確信度が高い*）、700 地点以上の沿岸地域が貧酸素状態になっていることが報告されている（IPCC, 2021; 5.3）。

20 世紀半ば以降の貧酸素化によって、多くの海洋生物の生息域が過去 20 年間で変化しており（*確信度が高い*）、生態系への影響がより深刻になることが懸念されている（IPCC, 2021; 12.3）。更に、貧酸素化は生態系への他のストレス要因である水温上昇や海洋酸性化と同時に起こることが多く、生態系への複合的な影響が懸念されている。沿岸域のような無酸素状態の海域においては温室効果ガスの一種である一酸化二窒素の大気中への放出が起こり、地球温暖化を加速させるといった影響も懸念されている。

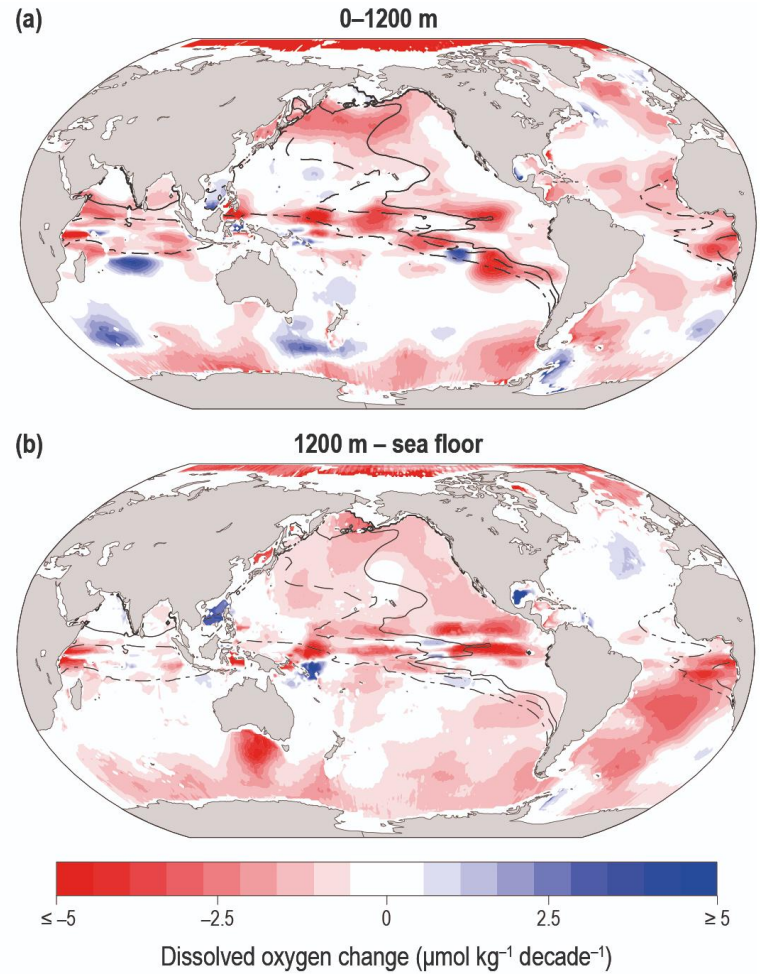


図 14.1.1　各層における 1960～2010 年の溶存酸素量の変化

(a) は深度 0～1,200 m、(b) は深度 1,200 m から海底までの層における溶存酸素量の変化（単位: µmol/kg /10 年）。地図上の線は、水塊内のどこかに溶存酸素量 80 µmol/kg 未満（一点鎖線）、 40 µmol/kg（破線）、及び 20 µmol/kg（実線）の酸素極小層がある領域の境界を示している。（IPCC, 2019; Figure 5.9 を転載、Oschlies et al. （2018）を再描画したもの。{5.2}）

(3)　海洋の生物生産

海洋の一次生産（Primary production または純一次生産 Net primary production: NPP）[108]は、主に植物プランクトンが担っており、光合成によって二酸化炭素から炭素を含む有機物を生成することを指している。植物プランクトンによる一次生産量は、光・水温・栄養塩などの環境条件に強く影響されることから、海洋生態系の変化の重要な指標となる。海洋の一次生産に関わる主な栄養塩としては、硝酸塩（NO_3）、リン酸塩（PO_4）、ケイ酸塩、鉄などが知られている。

栄養塩の海洋表層での濃度は、深海に比べると低い。そして海洋表層での成層が弱く、また鉛直混合が強いほど深層から表層に栄養塩が供給される傾向にある。植物プランクトンによる一次生産量は海洋表層の栄養塩の存在量によってしばしば制限される。低緯度の海洋では窒素の存在量が少ないことにより植物プランクトンによる一次生産量が制限される傾向にある。一方で、栄養塩が豊富でクロロフィル濃度が低い海域（例えば南大洋や東部赤道太平洋の湧昇域）では溶存鉄の濃度が一次生産量を制限している（Moore et al., 2013；IPCC, 2019）。海洋表層の栄養塩濃度の長期的な変化傾向を記述した研究は非常に限られている。Yasunaka et al. (2021) は北太平洋における栄養塩の船舶観測のデータを解析し、1961 年から 2016 年の期間でリン酸塩、硝酸塩、ケイ酸塩が長期的に減少傾向であることを明らかにした。かれらは同時に太平洋十年規模変動（Pacific Decadal Oscillation; Mantua et al., 1997）や North Pacific Gyre Oscillation (NPGO; Di Lorenzo et al., 2008）にともなって海洋表層での栄養塩の増減が生じることを報告している。

クロロフィル a 濃度はしばしば植物プランクトンの現存量の指標として用いられる。船舶観測によるクロロフィル a 濃度観測や透明度観測の結果を収集し解析した研究によると、観測値が十分存在する外洋のうち 62%以上の海域ではクロロフィル a 濃度は長期的には減少傾向であることが報告されている（Boyce et al., 2014）。近年では地球観測衛星による「海色」観測が実施されており、複数の地球観測衛星による観測値を結合したクロロフィル a 濃度の時系列データが作成されている（Sathyendranath et al., 2020）。1998 年から 2018 年の時系列データを解析すると全球海洋の多くの海域では統計学的に有意な変化傾向は認められない（図 14.1.2）。ただし、北極海や南極周辺海域では増加傾向（>3%/年）であり、熱帯・亜熱帯・温帯の一部の海域で減少傾向または増加傾向が現れている（von Schuckmann et al., 2019）。

108　海洋の一次生産を定量的に評価・議論する指標として、植物による光合成量から植物自身の呼吸量を差し引いた値である純一次生産（NPP）がよく用いられる。本報告書では一次生産と NPP について厳密には区別しない。

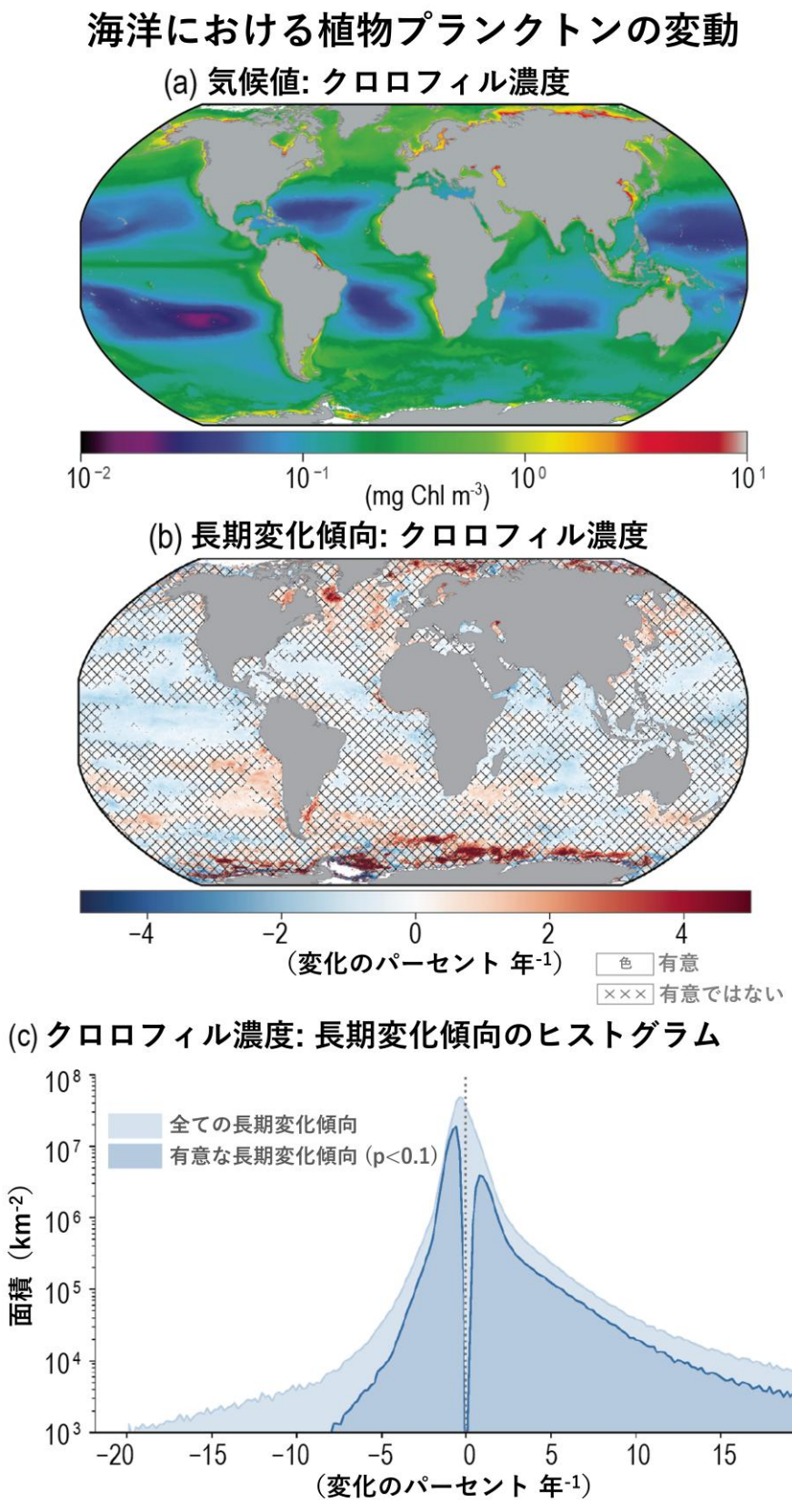


図 14.1.2　海洋における植物プランクトンの変動

(a) 1998 年から 2018 年の期間における海色データから作成されたクロロフィル a 濃度の気候値。(b) クロロフィル濃度の長期変化傾向。長期変化傾向は最小自乗法で求めた。Santer et al. (2008) による 1 次の自己回帰による実効サンプル数補正を適用し統計的有意性を評価した（図中の'X'は統計学的に有意では無い長期変化傾向を示す）。(c) クロロフィル濃度の長期変化傾向のヒストグラム。なお面積による補正ならびにピクセルごとの不確実性を現場観測データと比較している。（IPCC, 2021; Figure 2.31 を和訳・転載。）

地球観測衛星のクロロフィル a 観測に基づいて作成された過去 20 年程度の期間（1998～2018 年）の一次生産量データの解析結果によると、低緯度と中緯度では弱い減少傾向が報告されている（Kulk et al., 2020）。一方で、南大西洋・南太平洋の大部分、加えて極域と沿岸の湧昇流域では、長期的には一次生産量が増加傾向であることが報告されている（Kulk et al., 2020）。地球観測衛星によるクロロフィル a 濃度データを海洋地球化学モデルにデータ同化した研究によると、1998 年から 2015 年の期間で全球規模では一次生産量が 10 年当たり 2.1%減少する傾向であった（Gregg and Rousseaux, 2019）。一次生産量が減少する原因として、海洋表層の混合層が浅くなったため溶存態無機窒素濃度が減少したことが考えられる。ただし, 海色観測センサーごとにセンサーの設計、キャリブレーション技術、クロロフィル a 推定アルゴリズムが異なっていることに起因して、異なる海色観測センサーのデータを接続するために補正などを施す必要があり（例えば、Djavidnia et al. (2010) や Melin (2016)）、その結果としてクロロフィル a の長期データセットが複数の研究機関から公開されていたとしてもクロロフィル a の時系列同士の値が異なることがある。また一次生産量を推定するモデル間での推定値の違いなどの問題が存在すること（Westberry et al., 2023）、更に地球観測衛星による海色の観測期間が 20 年程度と短いことに起因し、経年変動と長期的な変化傾向の分離が難しい（Beaulieu et al., 2013）こともあり、地球観測衛星によるクロロフィル a 観測値やそれらに基づいて推定した一次生産量の長期的な変化傾向の信頼性は低い。

14.1.2　将来予測

(1)　表層循環と深層循環

表層循環の将来予測については、SSP2-4.5 及び SSP5-8.5 のシナリオにおいて、海上の風の変化に整合して、北半球及び南半球の亜熱帯循環が強化し極側へシフトすると考えられる (IPCC, 2021; 9.2)。

IPCC (2021) 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 *可能性が非常に高い*（*確信度が高い*）。21 世紀末（2081～2100 年平均）には、20 世紀末（1995～2014 年平均）と比べて、4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では 39%（90%信頼区間: 17~55%）、2°C 上昇シナリオ（SSP1-2.6）では 24%（90%信頼区間： 4～46%）減少すると推定される（図 14.1.3）。ただし、これらの減少の時期や大きさの見積もりは、信頼性が低いモデルのアンサンブル平均に基づいていることに注意が必要である。まとめると大西洋子午面循環は 21 世紀に弱化する *可能性が非常に高い* が、モデルによる予測時期や大きさの *確信度は低い*。

IPCC (2021) によると、大西洋子午面循環の弱化は、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、南極周極流の流量には弱い感度があり、増加していくであろう{9.2}。

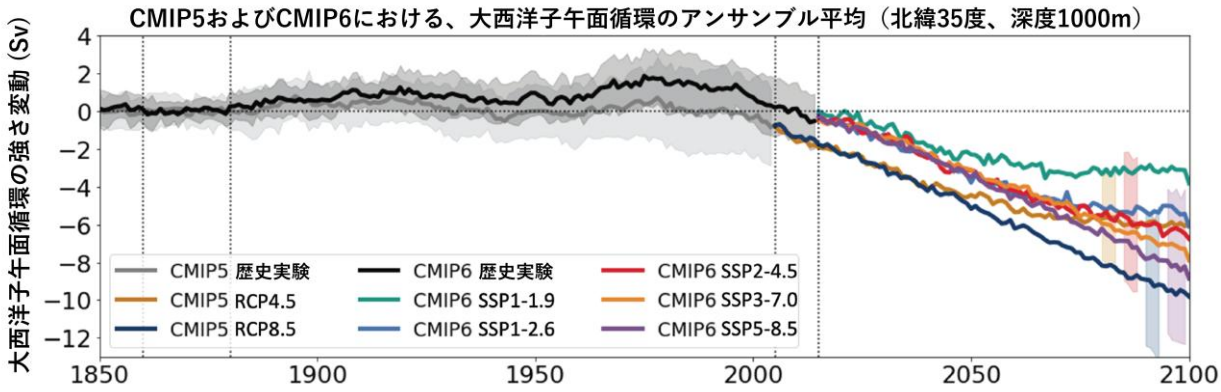


図 14.1.3　大西洋子午面循環の強さ変動のシミュレーション

単位は Sv。1 Sv = $10^6 m^3/s$。（IPCC, 2021; Figure 9.10 の上図（右）を和訳・転載。）

(2)　世界の海洋中の溶存酸素量の将来予測と海洋循環

IPCC (2021) では、結合モデル相互比較プロジェクト第 6 期（CMIP6）の予測等を基に、貧酸素化は 21 世紀に入っても進行し続け（*確信度が高い*）（図 14.1.4）、数百年から数千年にわたり持続するとしている（*確信度が中程度*）{5.3, 12.4}。CMIP6 では IPCC (2019; 5.2) で使用された CMIP5 のモデルよりも海洋物理プロセスが改善し、生物地球化学プロセスが適切に表現されているため、1970～2010 年までの観測値の変化傾向と *可能性が非常に高い* 範囲（図の緑線及び薄緑色の陰影）を再現することができている {3.6, 5.3}。

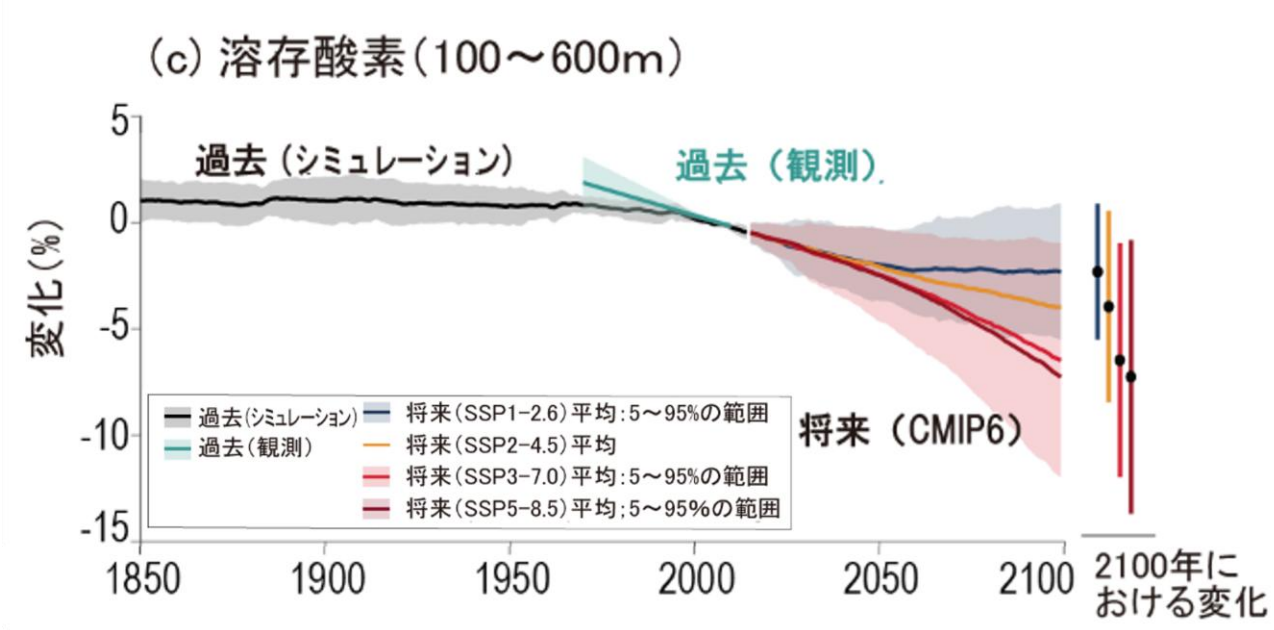


図 14.1.4　過去と将来の世界の海洋表層（深度 100-600m）の溶存酸素量の総量の変化

1995～2014 年を基準とした溶存酸素量（深度 100～600 m）の全球平均変化率。評価された観測値の変化傾向と *可能性が非常に高い* 範囲は IPCC (2019) の評価によるもので、2005 年を中心とした 1970～2010 年の範囲。（IPCC, 2021; Figure TS.11(c) を改変・和訳・転載 {TS2.4}。）

(3)　海洋の生物生産

海洋の将来的な温暖化・低塩分化や海氷減少により引き起こされる密度成層の強化や混合層の浅化は、海洋表層混合層内での光や栄養塩の利用可能性を変化させうる（*確信度が高い*）（IPCC, 2022; 3.3.2）。光や栄養塩は光合成の駆動・制限要因であるので、それらの将来変化は海洋の一次生産に直接的に影響する。表層（0～200 m）の成層状態の将来変化については、放射強制力の増加に伴う海面水温の上昇及び高緯度域における低塩分化によって、21 世紀にわたって成層強化が続いていくと予測されている（*確信度が高い*）（IPCC, 2021; 9.2.1.3）。また、表層混合層深度の将来変化については、高排出シナリオにおいて、海氷の後退する高緯度域を除き、大部分の海域で浅くなることが予測されているが、*確信度は低い*（図 14.1.5）（IPCC, 2021; 9.2.1.3）。表層混合層深度は、背景の成層及び（日射等による）再成層化過程に逆らうように作用する力学的な（風、波、潮汐等による）混合や海面冷却等による対流のバランスによって決まってくるため（IPCC, 2021; 9.2.1.3）、将来の変化傾向は成層に比べて単純ではない。

海洋の栄養塩濃度の将来変化について地球システムモデル（ESM）を用いた推定が行われてきており、一般に、大気からの局所的な影響を別にすると、地球温暖化に伴う成層強化が海洋内部に栄養塩を留めることにより表層における将来の栄養塩レベルの減少につながると考えられている（IPCC, 2019; 5.2.2.5）（IPCC, 2022; 3.2.3.3）。上層 100 m の全球硝酸塩量について、ESM（CMIP5 モデル）による 2006～2015 年平均から 2081～2100 年平均の将来変化の予測では、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 1.5～6%の減少、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 9～14%の減少と見積もられており（図 14.1.6）（IPCC, 2019; 5.2.2.5, Figure 5.8）、海洋表層は 21 世紀において硝酸塩濃度の減少に直面する見込みとなっている（*確信度は中程度*）（IPCC, 2022; 3.2.3.3）。

海洋の純一次生産（NPP）の将来変化は、水温、光、栄養塩、捕食環境の変化の影響より起こると考えられる（IPCC, 2019; 5.2.2.6）。IPCC (2019) による CMIP5 モデル結果評価では、2081～2100 年までに多くの海域での NPP の減少もしくは現状維持を予測しており、2006～2015 年平均との比較では、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で -1.1%から+0.8%の変化、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 3.8%から 10.6%の減少と見積もっている（幅は 90%信頼区間による）（図 14.1.6）｛5.2.2.5, Figure 5.8｝。最新の CMIP6 結果も考慮した IPCC (2022) や関連論文の更新情報によれば、NPP の将来予測について、モデル間の不確実性が大きく、シナリオの不確実性よりも大きいため、*確信度は低い*としている（Kwiatkowski et al., 2020）（IPCC, 2022; 3.4.3.5.2）。領域的に見ると（図 14.1.6b,d）、低緯度域では上向きの栄養塩供給の減少により NPP の減少が予想される（*確信度は中程度*）（IPCC, 2022; 3.3.2）。一方、高緯度の外洋域では、栄養塩が十分なレベルに保たれている条件下で、海氷や混合層深度が変化することによる海面下の平均的な光環境の改善により NPP が増加する可能性がある（*確信度は中程度*）（IPCC, 2022; 3.3.2, CCP6.2.1.2）。

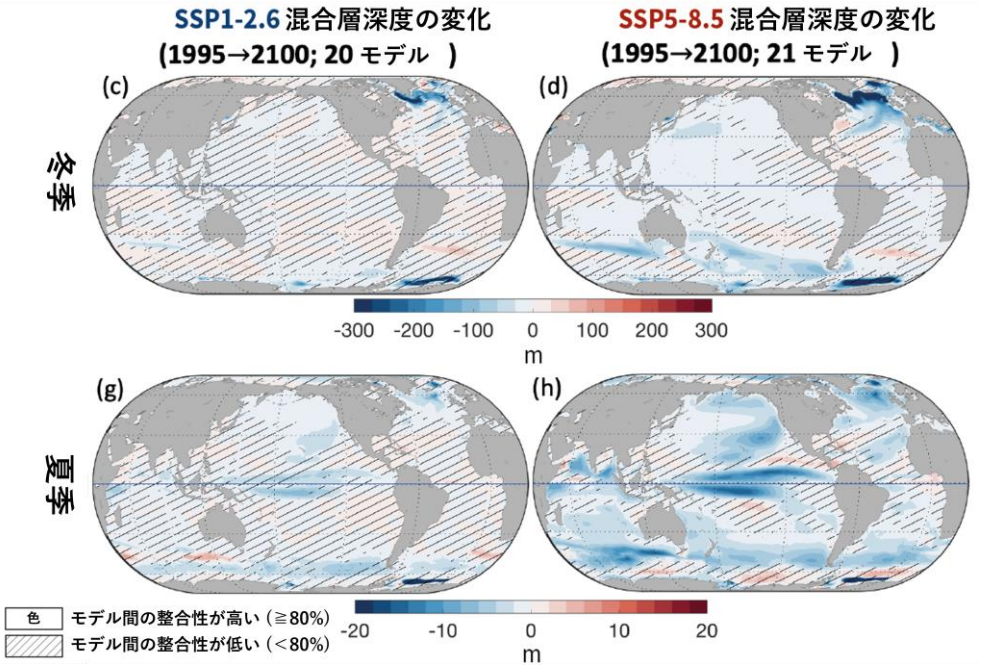


図 14.1.5　海洋表層混合層深度の将来予測

2℃ 上昇シナリオ（SSP1-2.6、左）及び 4℃ 上昇シナリオ（SSP5-8.5、右）シナリオ下での 1995～2014 年平均から 2081～2100 年平均の将来予測変化を冬季（北半球 12-2 月＋南半球 6-8 月：上図）及び夏季（北半球 6-8 月＋南半球 12-2 月：下図）それぞれについて示したもの。混合層深度は、10 m 深の密度との密度差が 0.03 kg/m^3 となる深さで定義。斜線はモデル間の一致度が低い（モデル間の符号一致度が 80%より小さい）海域を示し、それがない海域はモデル間の一致度が高い海域を示す。（IPCC, 2021; Figure 9.5 の一部を改変・和訳・転載。）

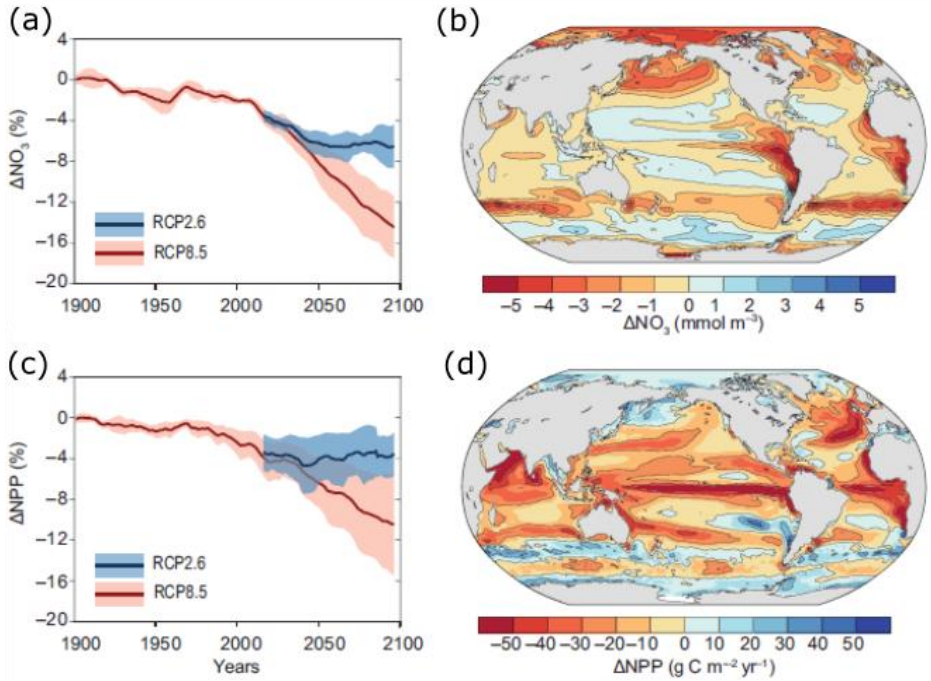


図 14.1.6 海洋表層の硝酸塩及び純一次生産（NPP）の将来予測

(a)(b)が表層 100m の硝酸塩を示し、(c)(d)が表層 100m で積分した NPP を示す。(a)(c)は 1900 年から 2100 年までのシミュレーションによる全球的な変化で、2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）について、実線はマルチモデル平均、色範囲は 90%信頼区間を示す。(b)(d)は、4℃ 上昇シナリオ（RCP8.5）について、1850～1900 年から 2081～2100 年への将来変化量分布を示す。（IPCC, 2019; Figure 5.8（Frölicher et al. (2016)を改変したもの）の一部を転載。）

14.2　日本近海

14.2.1　観測結果

(1)　黒潮と亜熱帯循環

黒潮は、北太平洋亜熱帯循環（風応力によって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東シナ海を北上して九州と奄美大島の間のトカラ海峡から太平洋に入って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間で変動することが知られている一方、地球温暖化と流路の変動の関連についてはまだ十分に理解されていない。

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ほか、日本の気候や周辺海域の水産業などにも影響を及ぼすことが指摘されている。

日本周辺の海域で大きな水温の南北傾度を示す混合水域が黒潮続流と親潮の間、およそ北緯 35 度から 42 度付近に位置しており（図 付録 A.3.1 (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おおむね二回行っており、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 14.2.1）。これによると、日本南岸の黒潮流量は数年から十年規模の変動と数十年規模の変動が見られる。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、有意な長期変化傾向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。

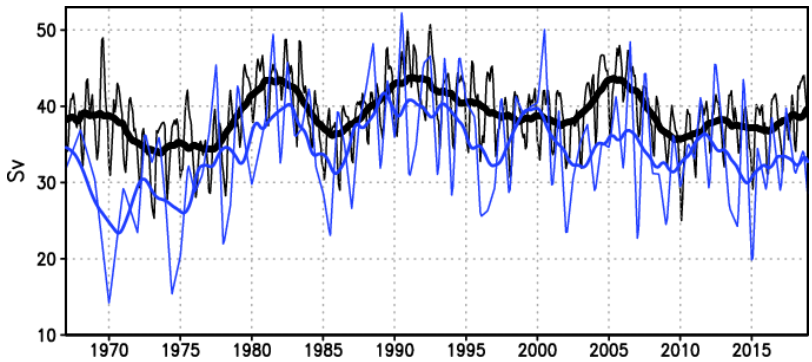


図 14.2.1　東経 137 度線を横切る黒潮流量の時系列

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)　日本近海の溶存酸素量と海洋循環

日本南方の北西太平洋亜熱帯域（東経 137 度、北緯 20～25 度）の深度 0～1,000 m における平均溶存酸素量の変化を図 14.2.2 に示す。観測開始の 1967 年から 2024 年までの期間で溶存酸素量は減少（3.6%）しており、特に、1980 年代半ば以降の期間では顕著に減少（5.4%）している（信頼水準 99%で統計的に有意）。日本南方の海域においても全球平均と同程度以上の速度で貧酸素化が進行

していることが分かる。深度ごとに見ると、500～700 m 付近の中層で顕著に溶存酸素量が減少している（信頼水準 99%で統計的に有意）。この中層での水塊は親潮と黒潮を起源に持つと考えられている。親潮域での溶存酸素量の減少が報告されており（Sasano et al., 2018）、このことが日本南方の中層の水塊での溶存酸素量の減少の主な要因となっていることが示唆される。その証拠として、親潮域から東経 137 度までの輸送の中間地点に当たる東経 165 度の北緯 25～30 度の中層でも溶存酸素量が減少していることが報告されている（Sasano et al., 2015）。

日本の沿岸域では、東京湾や大阪湾などの内湾で、貧酸素水塊による海洋生物の大量死が問題になっており、人間活動による富栄養化が主要因だと考えられている。日本東岸でも中深層の溶存酸素量の減少によってマダラが生息可能な深度が浅くなっていることを示唆する報告もあり（小埜ほか, 2011）、将来的に貧酸素化の影響が内湾以外の海域でも現れる可能性がある。

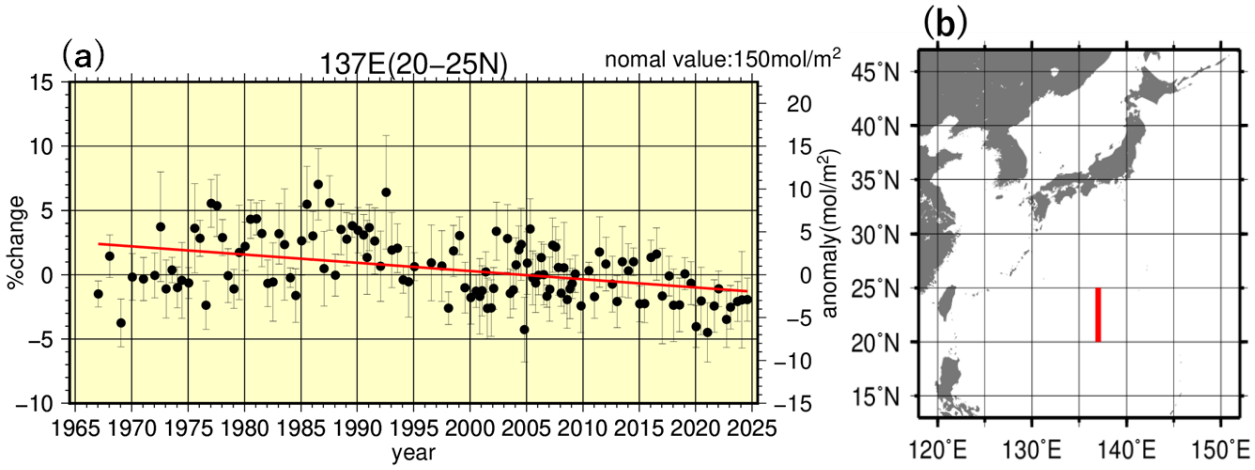


図 14.2.2　北西太平洋亜熱帯域における海洋中（深度 0～1,000 m）の平均溶存酸素量の総量の変化

(a) 1991～2020 年を基準とした北西太平洋亜熱帯域（東経 137 度、北緯 20～25 度平均）における溶存酸素量（深度 0～1,000 m）の変化率。右軸は基準値（右上の値：150 mol/m^2）に対する偏差、それぞれの値の幅は緯度平均した際の標準偏差、赤線は気象庁東経 137 度定線観測以降の全期間（1967～2024 年）での長期変化傾向を表す。(b) 使用した観測データの海域を赤線で表す。

(3)　日本近海の生物生産

気象庁は 1967 年から東経 137 度線に沿った海洋観測定線で定期的な海洋観測を実施している。1967 年から 1971 年は冬季のみ観測が行われ、1972 年以降は冬季と夏季にそれぞれ観測航海が実施されている（気象庁, 2023）。この東経 137 度定線における観測点の位置を図 14.2.3 に示す。観測項目として、水温、塩分、溶存酸素、栄養塩、クロロフィル a などが存在する。長期間にわたり蓄積された現場観測データにより大規模な長期変動（経年変動、十年スケール、長期変化傾向）に関する成果が得られており（例えば Oka et al., 2018）、また海洋モデルでシミュレーションした海洋の構造に関する再現性などの検証にも利用できる。

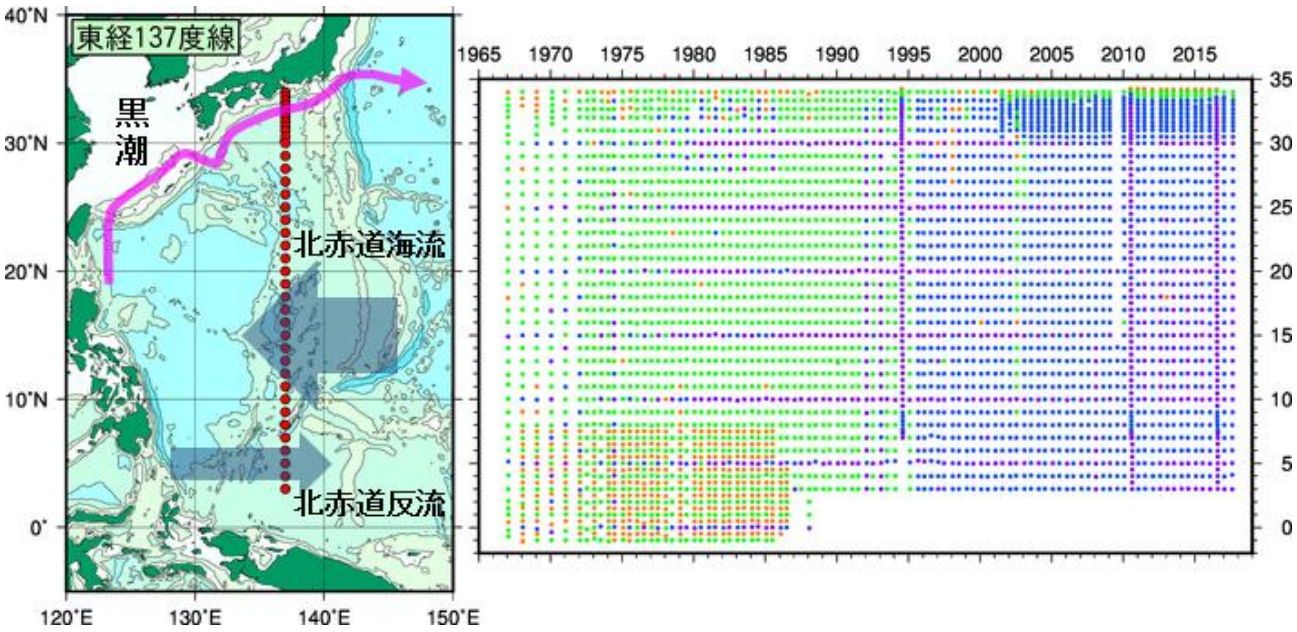


図 14.2.3　東経 137 度定線の観測点

（左）現在の観測点（赤丸）、（右）観測開始時からの緯度ごとの観測点と観測深度。縦軸は緯度、横軸は年を表す。色は、最大観測深度が、オレンジ：1,000 m 未満、緑：1,000～2,000　m未満、青：2,000～4,000 m 未満、紫：4,000m 以深、を表す。気象庁（2023）より引用。

Watanabe et al. (2005) は、1971 年から 2000 年の期間における東経 137 度定線の観測値を解析した。海洋表層の混合層内部のリン酸塩（0.001～0.004 μmol /l/年）と硝酸塩（0.01～0.04 μmol /l/年）の濃度は長期的に夏季・冬季ともに減少傾向であることを報告している（図 14.2.4）。また同時に全水柱でのクロロフィル a 濃度も減少傾向であった（0.27～0.48 mg/m^2/年）。Kim et al. (2022) は、1980 年から 2017 年の期間における気象庁の海洋観測データを使用して黒潮流路平均の栄養塩濃度の変化傾向を調査した。栄養塩は海洋表層（深度 0～100 m）・亜表層（深度 100～850 m）のどちらでも長期的に減少傾向であった。表層での栄養塩の減少は、亜表層での最大で 37 年間に 25%の顕著な減少傾向が原因であると考えられている。

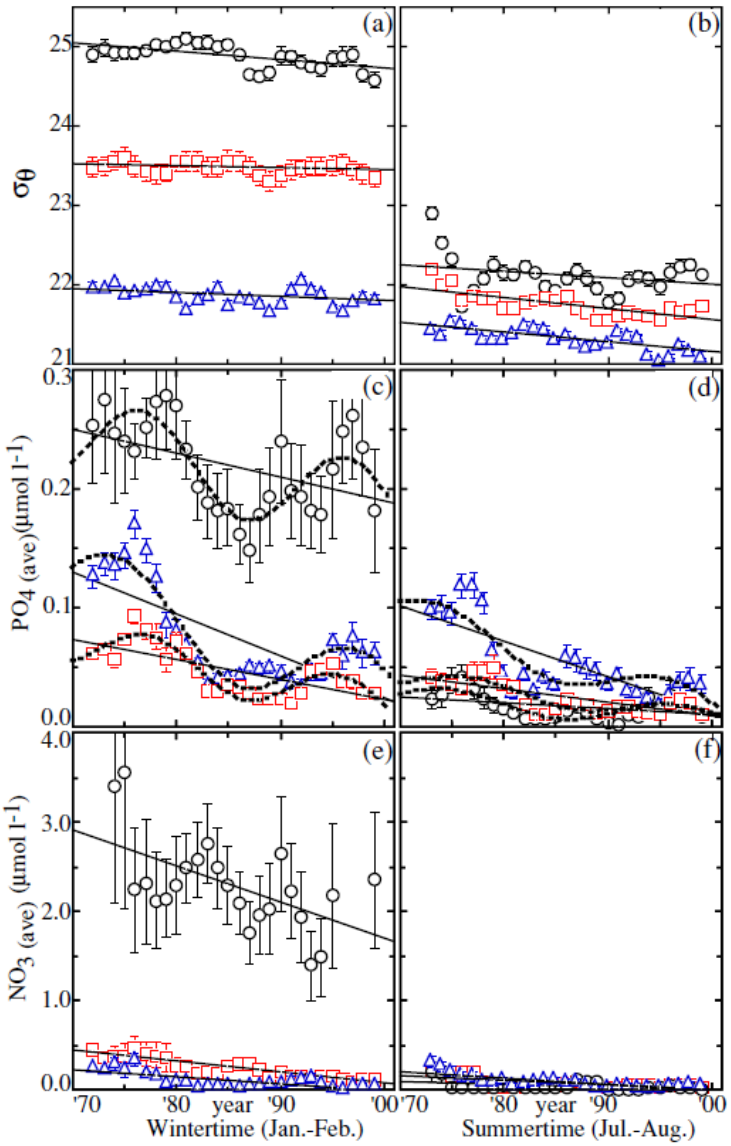


図 14.2.4　東経 137 度定線における混合層平均の時系列

ポテンシャル密度（a, b）、リン酸塩（PO_4; c, d）、硝酸塩（NO_3; e, f）の時系列。図中のシンボルは、それぞれ北緯 30～34 度の平均（黒色丸）、北緯 15～30 度の平均（青色三角）、北緯 3～15 度の平均（赤色四角）を意味する。左側（a, c, e）は冬季のデータ、右側（b, d, f）は夏季のデータである。誤差棒は、3 年移動平均の標準誤差を示す。直線は線形回帰による長期変化傾向を、破線の曲線はフーリエ展開によって評価した非線形回帰による十年スケール変動を示す。（Watanabe et al. (2005) より、Journal of Oceanography（https://link.springer.com/journal/10872）から SNCSC の許可を得て転載 ©Springer Nature）

Ono et al. (2001) は、親潮域での 1968 年から 1998 年の期間における 1 月の気象庁の海洋観測データを解析し、ポテンシャル密度で 26.7 σ_θ（190 m 付近に相当）と 27.2 σ_θ（260 m 付近に相当）の間の等密度面でリン酸塩が長期的に増加傾向（それぞれ 0.9 μmol/kg/年と 0.005 μmol/kg/年）であることを示した。Ono et al. (2002) は更に冬から夏における観測データを解析し、混合層内でのリン酸塩濃度が 2 月・7 月に減少傾向であること（それぞれ−0.08 μmol/l/年、−0.019 μmol/l/年）、4 月の混合層内でのクロロフィル a 濃度が−2.35 mg/m²/年の減少傾向であることを報告している。1959 年から 2001 年の期間における親潮域と混合水域における海洋観測データを解析した研究によると、親潮域と混合水域の表層でリン酸塩がそれぞれ 42 年間に 26%と 36%と顕著な減少傾向であり、26.7

σ_θ（190 m 付近に相当）と 26.8 σ_θ （260 m 付近に相当）の等密度面を境界とした中層ではリン酸塩がそれぞれ 42 年間に 12%と 9%の増加傾向であったと報告されている（Tadokoro et al., 2009）。

Kodama et al. (2016) は 1964 年から 2010 年の期間における気象庁による日本海南部の観測値を解析し、夏季は水面から深度 50 m、冬季は水面から深度 100 m までの層でリン酸塩が減少傾向であった。一方で硝酸塩には明瞭な長期変化傾向は認められなかった。

地球観測衛星に搭載された海色センサー観測に基づく解析によると、1997 年から 2020 年の期間でクロロフィル a の濃度は、北緯 36 度以北の亜寒帯では増加傾向であり、対照的に亜熱帯では減少傾向であることが報告されている（Chen et al., 2022）。また MODIS の高空間分解能データを用いて沿岸域でのクロロフィル a のブルームの出現頻度を調べた研究によると、2003 年から 2020 年の期間で北海道南方海上からカムチャツカ沖の海域においてブルームの出現頻度が 6.31% /年の割合で増加していることを報告している（Dai et al., 2023）。

14.2.2　将来予測

(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)。『気候予測データセット 2022』に含まれる日本域海洋予測データ（コラム 4 参照）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）に登録されている 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）と 2°C 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 A.2.2 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 14.2.5）は、20 世紀末（1986～2005 年平均）と比べて、4°C 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°C 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（変化の確信度は低い）。これは CMIP5 と CMIP6 のモデルにおいて黒潮の強さは変化が小さかったことと整合的である (IPCC, 2021)。

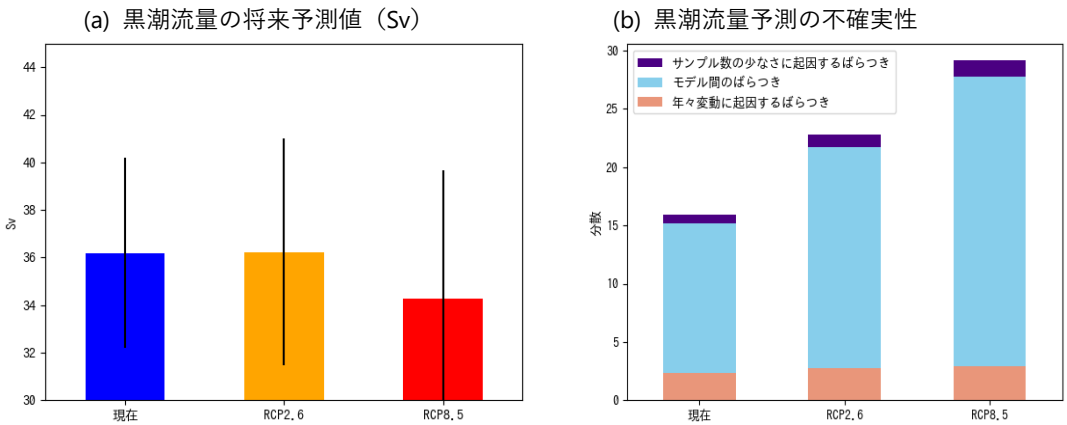


図 14.2.5　日本域海洋予測データに基づく黒潮流量の 21 世紀末の将来予測結果

(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 B.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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では約 0.2 度北上、2°C 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 14.2.6）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、年ごと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（変化の確信度は低い）。

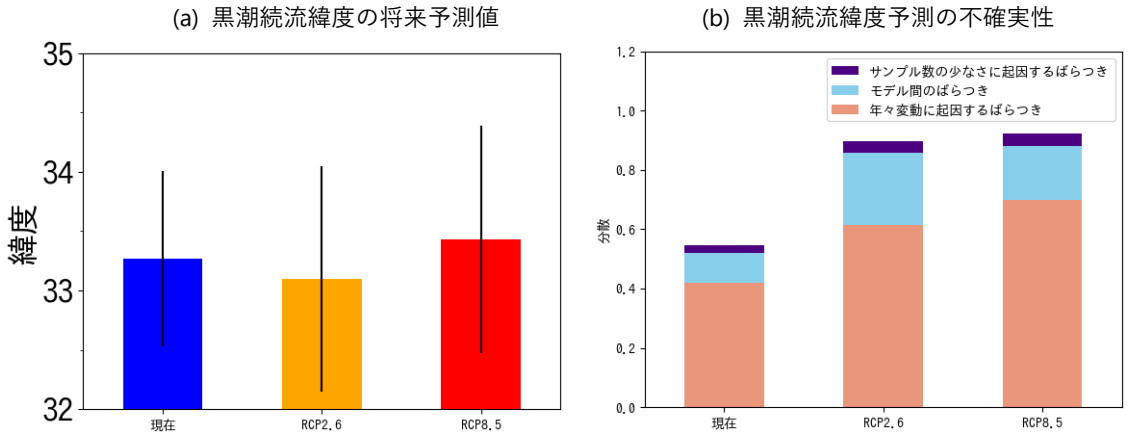


図 14.2.6　日本域海洋予測データに基づく黒潮続流緯度の 21 世紀末の将来予測結果

(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 B.1 参照）。

日本域海洋予測データに基づく 21 世紀末の海面水位の将来予測結果によると、4°C 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 14.2.7）。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(Yamanaka et al., 2021)。亜熱帯循環の北偏は、4°C 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 13.2 節参照）。同様の傾向は、4°C 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°C 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。

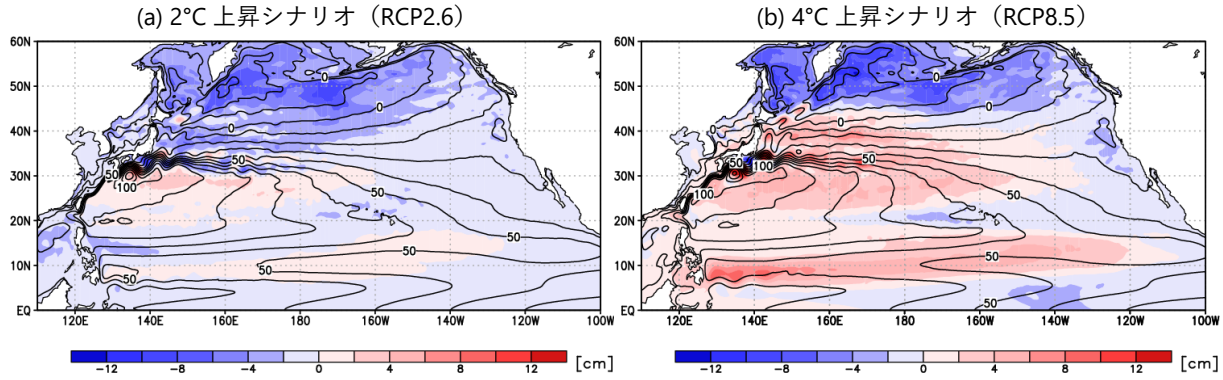


図 14.2.7　日本域海洋予測データに基づく 21 世紀末における海面水位の予測

(a) は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4°C 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。

(2)　日本近海の溶存酸素量の将来予測と海洋循環

日本近海の溶存酸素量の将来予測には、『気候予測データセット 2022』に掲載されている日本域海洋予測データ（FORP-NP10）を使用した。これは CMIP5 参加の 4 モデルの大気データを外力とした、北太平洋モデル（Sakamoto et al., 2019; Nakano et al., 2021）のアンサンブル実験の結果であり、それぞれの大気データに対して、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）と 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の 2 通りの将来予測がある。

これらの予測では、どちらのシナリオでも 20 世紀末（1986～2005 年）から 21 世紀末（2081～2100 年）にかけて、日本南方の北西太平洋亜熱帯域（東経 137 度、北緯 20～25 度）の深度 0～1,000 m における溶存酸素量の減少傾向が見られ、観測結果とも整合的である（確信度は中程度）（図 14.2.8）。また、これは（対象としている深度は異なるが）全球的な溶存酸素量の減少傾向と同程度の進行速度である（図 14.1.4）。

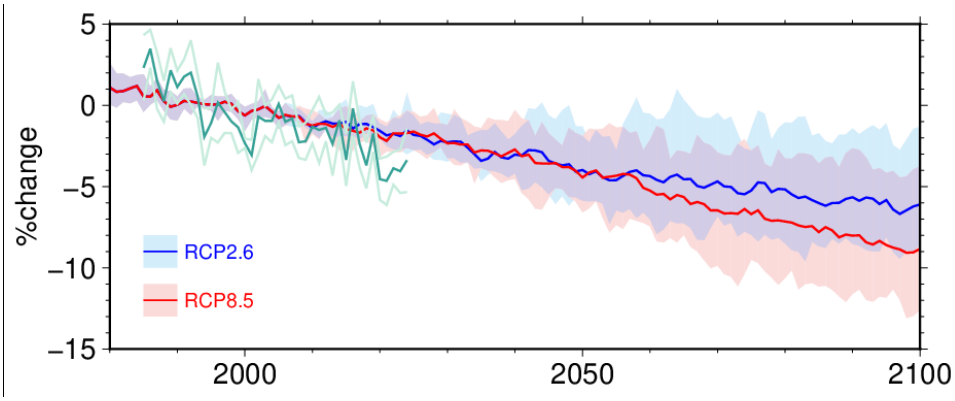


図 14.2.8　過去と将来の北西太平洋亜熱帯域における海洋中（深度 0～1,000 m）の溶存酸素量の総量の変化
20 世紀末（1986～2005 年）を基準とした北西太平洋亜熱帯域（東経 137 度、北緯 20～25 度平均）における溶存酸素量（深度 0～1,000 m）の変化率。赤、青の実線はそれぞれ RCP8.5、RCP2.6 シナリオの 4 モデルの平均値、赤、青の薄線で示した範囲は 4 モデルの最大・最小値を表す。濃い緑線は観測値から算出した 1985 年以降の溶存酸素量の年平均値を用いて計算した、20 世紀末（1986～2005 年）基準の変化率。薄い緑線は緯度平均による標準偏差を含んだ範囲を示している。

(3)　日本近海の生物生産

日本周辺海域においても、将来的な海水温の上昇、それに伴う表層の成層や混合層深度の変化などにより、世界で見られるのと同様の生物生産関係（栄養塩、一次生産）の将来変化が生じる可能性が考えられる。以下では、『気候予測データセット 2022』の日本域海洋予測データ（FORP-NP10）を用いて、日本近海域における硝酸塩（NO_3）と NPP の将来変化を評価した例（図 14.2.9）を示す。

FORP-NP10 データを用いた硝酸塩（NO_3）の将来予測では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で見ると、オホーツク海・千島列島周辺を除く大部分の海域で減少が予測されている（図 14.2.9c）。日本の南側の北太平洋亜熱帯海域（図 14.2.9 の ST）において、1986～2005 年平均に対する比として 2086～2095 年を見ると、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.71～0.9 倍（10～29%の減少）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.38～0.57 倍（43～62%の減少）となっている（図 14.2.9a）。各シナリオでの減少傾向は、不確実性の幅を考慮しても明確な減少傾向となっており、第 14.1.2 項 (3) に示した IPCC (2019) による世界での各シナリオの硝酸塩減少傾向（図 14.1.6a,b）とも整合的である。一方、北海道東側の北太平洋亜寒帯海域（図 14.2.9 の SP）では、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で

1.05～1.2 倍（5～20%の増加）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.76～0.99 倍（1～24%の減少）となっており、2°C 上昇シナリオではやや増加傾向を示す（図 14.2.9b）。2°C 上昇シナリオでの増加傾向やシナリオにより将来変化傾向が異なる点は、IPCC (2019) による全球的な評価では見られなかった傾向であるが、亜寒帯海域での各傾向について不確実性の幅も考慮すると明確な傾向とまでは言えない。以上の日本周辺海域の硝酸塩濃度の各将来予測について、予測に用いている生物地球化学モデルの現状での不完全性から、変化傾向や将来変化幅を含め確信度は低い。

FORP-NP10 データを用いた NPP の将来予測では、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で見ると、太平洋側のおおむね北緯 38～39 度より南側（おおむね黒潮～黒潮続流域及びその南側）の海域では減少傾向、それより北側や縁辺海では増加傾向が予測されている（図 14.2.9f）。硝酸塩と同様に 1986～2005 年平均に対する比として 2086～2095 年を見ると、日本の南側の北太平洋亜熱帯海域（図 14.2.9 の ST）において、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）では 0.88～0.99 倍（1～12%の減少）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 0.66～0.81 倍（19～34%の減少）となっており（図 14.2.9d）、同海域における硝酸塩の減少と対応していて、この海域の一次生産は栄養塩（NO_3）が主な制限要因となっている（IPCC, 2022; 3.2.3.3）ことと整合的である。各シナリオでの減少傾向は、第 14.1.2 項 (3) で述べた IPCC (2019) による全球的な減少傾向（図 14.1.6c, d）とも整合的である。一方、北海道東側の北太平洋亜寒帯海域（図 14.2.9 の SP）では、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 1.04～1.14 倍（4～14%の増加）、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）では 1.11～1.25 倍（11～25%の増加）となっている（図 14.2.9e）。この北太平洋亜寒帯海域での増加傾向は、全球的な変化傾向（図 14.2.9d）とは逆向きであるが、IPCC (2019) の領域変化パターン（図 14.2.9f）の対応する北太平洋西部亜寒帯域において同じ増加傾向が示唆されている。また、硝酸塩の将来変化傾向（図 14.2.9b）との明確な対応関係は見られず、この海域の NPP においては水温の上昇や光環境の変化が重要である可能性が考えられる。また、特に 2°C 上昇シナリオにおける各領域の予測について、将来変化量は小さく、各予測の不確実性の幅を考えると、これらについて明確な傾向を持つとは言えない。以上で述べた日本周辺海域の NPP の各将来予測について、予測に用いている生物地球化学モデルの現状での不完全性から、変化傾向や将来変化幅を含め確信度は低い。

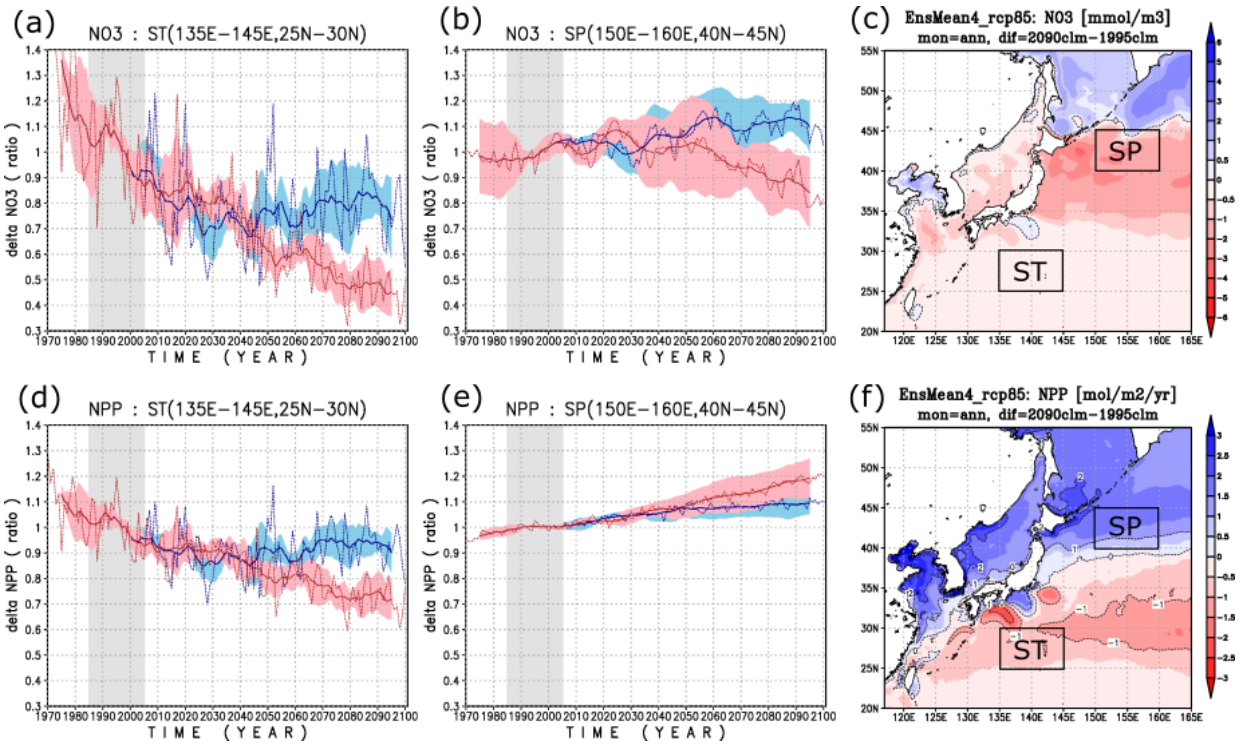


図 14.2.9　海洋表層（0～100 m）の硝酸塩（上: a, b, c）及び NPP（下: d, e, f）の将来予測結果例

(a)(b)(d)(e)は、北太平洋亜熱帯及び亜寒帯領域を対象に求めた硝酸塩及び一次生産の 1970～2100 年の変化時系列を示し、各量は 1986～2005 年（グレーの期間）平均に対する比で示した。(a)(d)は亜熱帯（ST）海域、(b)(e)は亜寒帯（SP）海域での解析で、解析領域は(c)(f)に示した。2006 年以降について、赤は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）、青は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）を示す。太線は 11 年移動平均をしたモデルアンサンブル平均、色範囲はそのモデルアンサンブルから求めた 90%信頼区間を示す。細線は、内部変動による不確実性の参考として、年毎時系列を示したもの。(c)(f)は硝酸塩と NPP それぞれについて、1986～2005 年平均から 2081～2100 年平均への 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）での将来変化量分布を示した。

14.3　背景要因

(1)　黒潮と亜熱帯循環

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。CMIP5 及び CMIP6 モデルにおいては 4°C 上昇シナリオ（SSP5-8.5）では、北半球の偏西風の北上が亜熱帯循環の北上をもたらし、これが黒潮続流の北上につながっている（IPCC, 2021; 9.2）。ただし、CMIP5、CMIP6 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。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; Yamanaka et al., 2021）。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）。また、IPCC (2021) は渦解像モデルとそれよりも解像度が低いモデルでは応答が異なるであろうと指摘している（*確信度は中程度*）。現実的な黒潮及び黒潮続流が再現できるモデルでの 2100 年までの将来予測は日本域海洋予測データ（『気候予測データセット 2022』）及び SI-CAT データのみであるため、その確信度は低い。

(2)　海洋中の溶存酸素量と海洋循環

IPCC (2021) によれば、外洋の貧酸素化と酸素極小層の拡大が世界の海洋の多くの領域で観測されてきたが、人間活動の影響が寄与しているという*確信度は中程度*である {3.6}。

貧酸素化は溶解度の低下と成層の強化の 2 つの要因によって主に進行する。海面水温の上昇により海面での酸素の溶解度が小さくなり、これが溶存酸素量の減少に働く。IPCC (2019) によると、溶解度の低下は深度 0〜1,000 m の溶存酸素量の減少の 15〜50%に寄与しているとされている{5.2}。もう 1 つの成層の強化による寄与については、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ることによって、成層の度合いが強まりつつあり（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、溶存酸素量の減少が進むことによるものである。実際、IPCC (2021) でも、人間活動の影響により海洋の貯熱量が増加するとともに、成層が強化されることは*ほぼ確実*としている {2.3, 5.3}。

日本南方の北西太平洋亜熱帯域（東経 137 度、北緯 20〜25 度）の深度 0〜1,000 m における溶存酸素量の 1980 年代半ば以降の冬季における変化（1985〜1990 年平均と 2015〜2020 年平均での冬季における変化を見積もっている）は、溶解度の低下による寄与が約 26%、残りの大部分は成層の強化の影響によるものであると見積もられ、これは IPCC (2019; 5.2) の見積もりの範囲内であり、Takatani et al.（2012）の結果とも整合している。日本近海の将来予測の見積もりでは、成層の強化による寄与が更に大きくなることを示している（確信度は低い）。

沿岸域における貧酸素化は水温上昇と人間活動による富栄養化が主要因であるとしている（*可能性が非常に高い*）（IPCC, 2021; 5.3）。水温上昇による成層の強化は、外洋と同様に貧酸素化の要因となるが、沿岸域では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など、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）。

(3)　海洋の生物生産

海洋の生物生産について、上述のように、海洋表層の栄養塩の利用可能性が一次生産（NPP）をしばしば制限する要因となっている（IPCC, 2022; 3.2.3.3）。栄養塩の量や分布の予測においては、混合層深度が鍵となるが、現在のモデルにおける混合層深度の再現・予測は難しい課題の 1 つとなっており（IPCC, 2021; 9.2.1.3）、栄養塩・一次生産の将来予測における大きな不確実性（低い信頼度）の一因となっていると考えられる。栄養塩のうち、窒素の利用可能性は低緯度域の大部分において植物プランクトン生産を制限する傾向がある一方で、溶存鉄の利用可能性は高栄養塩・低クロロフィル（HNLC: high-nutrient, low-chlorophyll）領域と呼ばれる海域で生産性を制限する傾向があることが知られている（Moore et al., 2013; IPCC, 2022; 3.2.3.3）。日本近海域では、北太平洋亜寒帯海域がそのような海域として知られているが（例えば、Martin and Fitzwater, 1988）、鉄は FORP-NP10 データのモデルプロセスには入っていない。また、東シナ海、日本海、オホーツク海などの縁辺海の一次生産においては大気や河川からの栄養塩等流入効果が重要であることが知られており（例えば、Yamamoto et al., 2022）、そのプロセスも FORP-NP10 モデルには入っていないため、これらの海域のモデル評価には注意が必要である。海洋の一次生産が依存する生物地球化学量の多くについて、その正確なシミュレーションを行うことは、地球システムモデルにおいて現在まだ進行中の重要課題となっている（Séférian et al., 2020）（IPCC, 2022; 3.4.3.5.2）。

付録A.　気候変動の将来予測

付録A.1　気候変動の将来予測の手法

付録A.1.1　気候モデルとは

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 A.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。

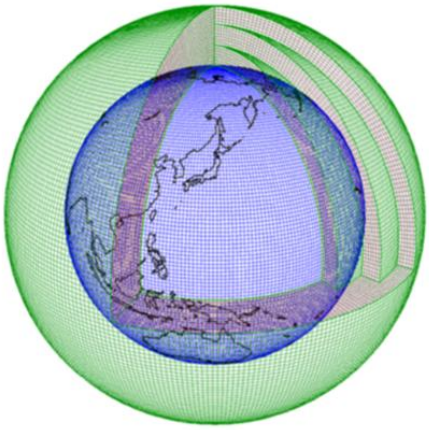


図 付録 A.1.1　地球を覆う格子の模式図

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当たっては、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コラム 3 を参照していただきたい。

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、本報告書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[109]。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、又はより広範囲の領域モデルの計算結果から与えられる（図 付録 A.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。ダウンスケーリングは力学的ダウンスケーリングと統計的ダウンスケーリングの 2 種類に大別され、それぞれの手法に長所と短所がある（詳細は、各々付録 A.1.2、付録 A.1.3 を参照していただきたい。）。

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A.1.2 力学的ダウンスケーリング

付録A.1.1にも記載しているとおり、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（Dynamical Downscaling: DDS）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、The UK Climate Projections (UKCP)という気候シナリオの作成の際、欧州と英国を対象としたDDSが実施され、地球温暖化の影響評価及び適応策の検討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。日本においても、『日本の気候変動2020』（文部科学省及び気象庁, 2020）ではDDSの結果を基にした報告がされ、『気候予測データセット2022』（文部科学省及び気象庁, 2022a）においてはDDSで作成されたデータセットが公開されている。本報告書におけるDDSの詳細については、付録A.2.1項を参照していただきたい。

付録A.1.3 統計的ダウンスケーリング

統計的ダウンスケーリング（Statistical downscaling; SDS）は、ローカルな気象要素の変動と広

109　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。

域の気象場の統計的な関係を利用した地域詳細化の手法である。予報天気図の気圧配置を見るだけで住んでいる地域の翌日の天気をある程度予測できる人もいるだろう。これもそれまでの知識と経験に基づいた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モデル化する必要がある。手法を大別すると、上記のような天気図分類型のほかに、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、その日々の値や変動を表現するために再解析データ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。

気候変動適応法の施行（2018年12月～）や気候関連財務情報開示タスクフォース[110]への対応が推奨されるようになったことを背景に、地方公共団体や企業も気候変動への適応策を検討することが求められている。これに伴い、高い水平解像度の気候予測データと気候変動影響評価の需要が高まっており、地域気候モデルを用いたDDSと並んでSDSによるデータも気候予測データの選択肢に挙げられるようになってきた。両者はそれぞれ長所と短所があり、相補的な関係にある。SDSの最大の長所は、計算コストが低いという点であり、それを利用して複数の全球気候モデルや温室効果ガス排出シナリオに適用され、気候モデルの違いによる不確実性の解析等に役立てられている。一方で、SDSの目的変数は通常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、SDS後の変数間の物理的整合性に欠けることも多い。また、台風や豪雨などの極端な現象の解析にはDDSが効果的である。それぞれの特性をよく理解して、適切な手法によるデータを選択することが重要である。

SDSの中には、目的変数と同じ気象変数を説明変数として、過去期間の説明変数と目的変数の観測値を比較することで、地域詳細化とバイアス補正を同時に行うものもある。このような手法が選択される場合には地域詳細化は単純内挿など簡易的に行われる場合が多く、SDSの中でModel output statistics（MOS）として分類される。第6期結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP6）の5つの全球気候モデルに適用されたバイアス補正データ（Ishizaki et al., 2022; 『気候予測データセット2022』（コラム4参照）に日本域CMIP6データ（NIES2020）として収録）は、MOSで創出されたものである。これに対して、比較的大きなスケールでの説明変数によって地表における目的変数を表現する方法はPerfect Prognosis（PP）と呼ばれる。例えば、von Storch et al. (1993)では、イベリア半島における地球温暖化時の降水変化を調べるために、海面気圧と降水量の統計関係を用いた。すなわち、両者の違いはモデル構築時の説明変数にあり、MOSでは全球気候モデルなどでシミュレートされた予測変数と観測された目的変数の間で統計関係を構築するが、PPでは再解析などの解析値を説明変数とし、それと目的変数の間で統計モデルが構築される。

近年では、人工知能（AI）のSDSへの応用例も見られる。数値予報の事後処理である予報ガイダンスにおいてもカルマンフィルタやニューラルネットワークといったAIが活用されているが、画像処理技術などの目覚ましい発展を背景に、バイアスを含むようなシミュレーションデータや気候予測データに対するAIの活用例が次々と発表されている。国際的な枠組みである統合地域ダウンスケーリング実験（CORDEX）でも、AIなどの統計手法でDDSを模倣するRCMエミュレータ

110　TCFD (Task Force on Climate-related Financial Disclosures)のことで、気候関連の情報開示及び金融機関の対応をどのように行うかを検討するために、G20 の要請を受けた金融安定理事会により 2015 年に設立された。2017 年 6 月に公表された最終報告書の中で、企業等に対し、気候変動に関連するリスクと機会の財務的影響を整理し、ガバナンス、戦略、リスク管理、指標と目標の 4 項目を開示することを推奨している。

ーの構築が複数の地域で試みられている。多数の説明変数が入力値として用いられ、統計モデルの構造も複雑になる傾向はあるが、DDSよりも低コストでもっともらしい気候予測データを創出できるとあって、応用例は今後ますます増加すると見られる。

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。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。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。不適切なデータ利用を回避するため、将来予測だけでなく過去再現のダウンスケールデータを使って、用途に応じて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）。全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影響評価モデルであれば、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だろう。SDSデータの性質をよく理解して適切なデータ選択をすることが重要である。

また、SDSの多くでは、過去期間で構築された統計関係が、温暖化時にも変わらないという仮定の下で将来気候に適用されていることにも注意が必要である。AI手法を含むSDSでは、観測された範囲を超えて外挿する場合に、特に極端なイベントで不適切な値になることがある。各統計モデルがどの程度まで外挿に耐えうるのかということを調べるためには、長期観測データやDDSの結果を活用し、感度実験等を行って評価する必要がある。また、SDSがMOSとPPのどちらの種類であるかも、統計手法の適用範囲を検討する上で重要な視点である。SDSデータの適切な利用促進のためには、データの公開とともに手法や説明変数、利用限界等のガイドラインの整備が必須となっていくであろう。

付録A.1.4　気候モデルの国際比較

数値モデルの改良に取り組むに当たっては、数値モデルの性能や特性、問題点等を把握する必要がある。このため、数値モデルによるシミュレーション結果を観測データや再解析データと比較するだけではなく、ほかの数値モデルによるシミュレーション結果と比較し、問題点の原因となるモデル内の物理プロセスの特定等を行うことも多い。全球の気候モデルについては、世界気候研究計画（WCRP）が、1995 年に結合モデル相互比較プロジェクト（Coupled Model Intercomparison Project; CMIP）を開始し、これまで気候モデルの開発を行う世界各国の多くの気象機関や研究機関が参加してきた。1995 年に開始した第 1 期は、2023 年現在では第 6 期（CMIP6）まで行われており、第 5 期（CMIP5）では 19 機関が、CMIP 6 では 28 機関が参加した。また、通常 1 機関からは複数のバージョンのモデルが提供されているため、CMIP6 では合計 103 のモデルが使われた。

気候モデルの相互比較を行うためには、実験設定や出力するデータの種類や形式等を統一して行う必要があり、CMIP ではこれらの事項が規定されている。また、近年の CMIP では多数の実験が行われている。CMIP6 は、現在気候の再現実験等の参加機関が必須で行う必要のある基本実験群（Diagnosis, Evaluation, and Characterization of Klima（DECK）と呼ばれる）のほか、任意参加の

複数のテーマ別実験群から構成されており、例えば高解像度な気候モデルによる将来予測に着目した High Resolution Model Intercomparison Project（HighResMIP）や、10 年規模変動の予測に着目した Decadal Climate Prediction Project（DCPP）、古気候に着目した Paleoclimate Modelling Intercomparison Project（PMIP）など、約 20 のテーマがある。

こうした CMIP の成果は、IPCC による気候変動の科学的な評価に大きく貢献している。CMIP におけるシミュレーション実施のサイクルは約 7〜8 年で IPCC 評価報告書作成サイクルと連動しており、CMIP5 の成果は IPCC 第 5 次評価報告書に、CMIP6 の成果は IPCC 第 6 次評価報告書に主に用いられた。なお、IPCC 第 5 次評価報告書の 1 つ前のサイクル（IPCC 第 4 次評価報告書）では、第 3 期（CMIP3）の成果が主に用いられた。その後、IPCC 評価報告書のサイクルと CMIP の次数を揃える関係で第 4 期（CMIP4）はスキップされたため、これまで実施された CMIP は実質的には 5 回である。

CMIP の期数が進むに従って参加する気候モデルの改良も着実に進められている。CMIP5 から CMIP6 では、気候モデルにおける雲の表現手法が改良されたことにより、高緯度域における放射バイアスが減少している。また、気候モデル自体の高解像度化も進められており、CMIP5 から CMIP6 で水平解像度は大きく変わっていないものの、鉛直方向では成層圏までカバーした気候モデルが増加した。とはいえ CMIP5 と CMIP6 で、全体としては参加する気候モデルの現在気候の再現性に明らかな違いは見られていない。CMIP5 と CMIP6 の違いについては、『気候予測データセット 2022 解説書』（文部科学省及び気象庁, 2022b）の第 1 章にも解説されているため、適宜参照していただきたい。

前述の通り、CMIP には多数の気候モデルが参加していることから、将来予測における不確実性の一つである気候モデルの不確実性を評価する上でも、CMIP は極めて重要なプロジェクトとなっている（詳細は付録 B.1.2 項参照）。また、CMIP のデータはインターネット上に公開されており、気候変動に関する研究等において広く活用されている。本報告書における世界の将来予測は、CMIP を利用した予測結果に基づいている。一方で日本の将来予測は、主として気象庁が独自に行った気候モデルの予測に基づいており、その詳細を付録 A.2 で解説する。

付録A.2　日本域の予測で用いた気候モデルと予測計算の設定

付録A.2.1　大気モデルによる予測

本報告書において、日本の大気を対象とした将来予測は、極端現象の発生頻度・強度の予測を除き、原則として、気象庁気象研究所が開発した非静力学地域気候モデル（NHRCM: Sasaki et al., 2008）の水平解像度 2 km バージョン（NHRCM02）を用いた将来予測計算の結果（Murata et al., 2017）に基づいている。本報告書では、この予測（以下「本報告書の予測」という。）においては、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）と 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 2 つのシナリオを用いた予測を行っている。なお、このデータは、文部科学省「気候変動リスク情報創生プログラム」 及び「統合的気候モデル高度化研究プログラム」 において、気象庁気象研究所が開発したものであり、『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照） に日本域気候予測データとして収録されている。

予測計算に当たっては、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-AGCM20: Mizuta et al., 2012、各章内では全球 20km モデルと記載）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「20 世紀末気候」と表記。）及

び 21 世紀末の 20 年分（2076～2095 年、以下「将来気候」と表記。）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水平解像度 5 km の NHRCM（NHRCM05）による計算（Murata et al., 2015）を行い、更にその結果を境界条件として、NHRCM02 による計算を行った（図 付録 A.2.1 参照）。この手法は付録 A.1.2 項で解説した力学的ダウンスケーリングであり、NHRCM05、NHRCM02 が領域モデルに相当する。

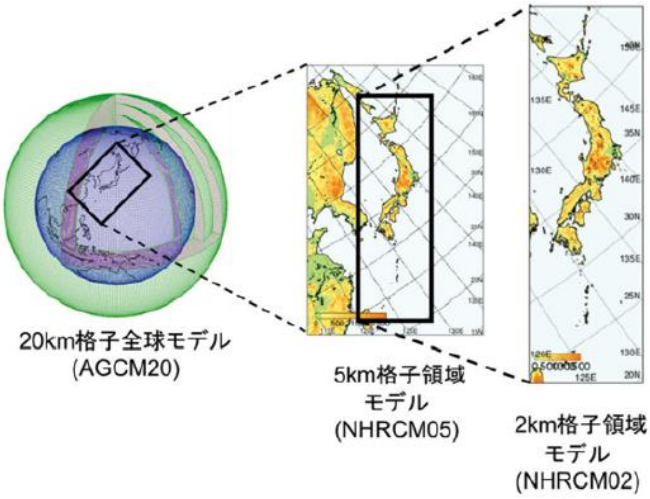


図 付録 A.2.1　NHRCM02 で計算を行った領域
（文部科学省研究開発局（2014）より転載。）

MRI-AGCM20、NHRCM05 及び NHRCM02 はいずれも大気モデル（付録 A.1.1 項参照）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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2°C 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）で行われた 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2°C 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 A.2.2 (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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）」及び「2°C 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 A.2.2 (b)～(d) 及び (f)～(h)）。MRI-AGCM20、NHRCM05 及び NHRCM02 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。

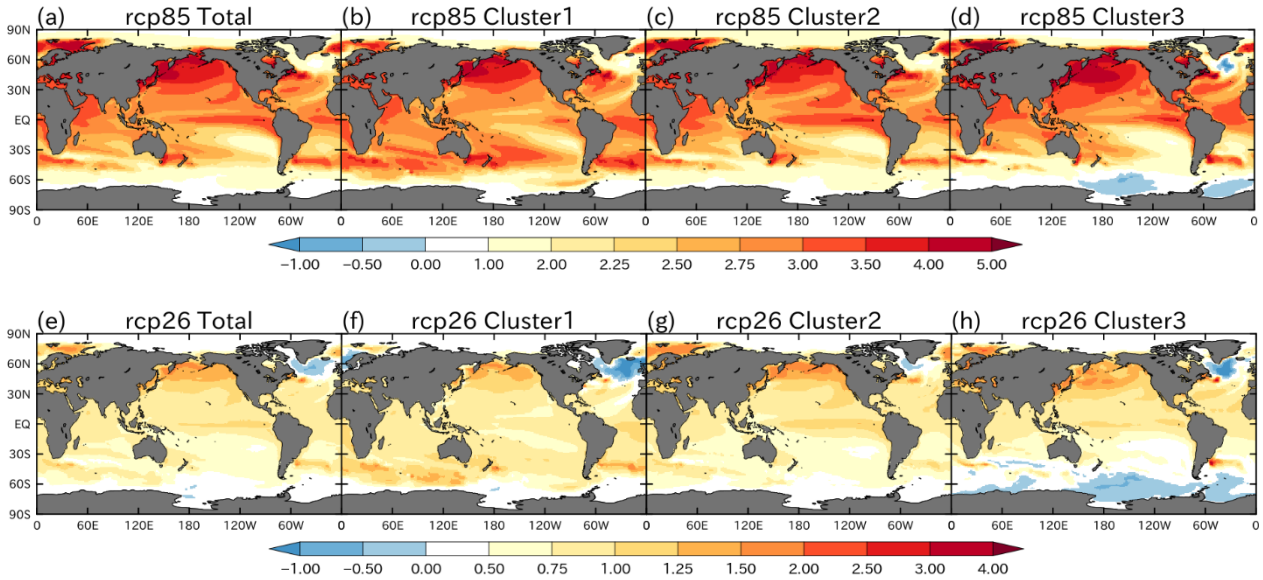


図 付録 A.2.2　SST 分布の異なる 4 パターン（将来変化）

上段（a～d）が 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）、下段（e～h）が 2°C 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 20 世紀末気候の気候値（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、次の理由から、気温と降水については地方季節予報の予報区分（図 1.4.4：北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部・奄美、沖縄地方の 11 地方）、降雪・積雪については、全般季節予報の予報区分（図 1.4.5：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・奄美の 7 地域）のうち、降雪がほとんど発生しない沖縄・奄美を除いた区分ごとに統計した結果として示す。

「本報告書の予測」で使用した気候モデルの水平解像度は 2 km と高解像度ではあるとはいえ、地形（山岳の起伏、海岸線、都市の存在など）等含めて現実を完全に再現したものではなく、また再現できる現象のスケールは、水平解像度の数倍程度以上のものである。このため、ある程度の空間的広がりを持つ領域を対象に予測結果を解釈することが適切であり、その領域が小さくなるほど将来予測の不確実性は大きくなる。「本報告書の予測」で使用した気候モデルの 4 メンバーで将来変化の符号が全て一致するか、という観点で予測の不確実性を見ると[111]、例えば 2°C 上昇シナリオ

111　予測結果の 4 メンバー間のばらつきは、気候モデルに与えた境界条件の違いに起因すると考えられる。4 メンバーの全てで将来変化の符号が一致しない場合、境界条件によって定性的な変化傾向もばらついていることを意味するため、予測の不確実性は大きいと考えられる。

（RCP2.6）における日降水量 100 mm 以上の年間発生回数について、都道府県の空間スケールでは約半分で 4 メンバー間の将来変化の符号が一致せず（不一致）、不確実性の大きい予測を示すことになる（表 付録 A.2.1）。一方で、地方季節予報の予報区分（11 地方）の空間スケールでは、不一致の割合は 2 割程度となる。年間無降水日数については、全般季節予報の予報区分（7 地域）、地方季節予報の予報区分（11 地方）、都道府県とも同じ程度の割合で不一致が見られるが、年間猛暑日、熱帯夜、冬日日数等の気温関係の要素では、地方季節予報の予報区分（11 地方）の空間スケールであれば不一致はゼロである。メンバー間の不一致の割合は、空間スケールの違いだけではなく、着目する要素や時間スケールの長さ（年別、季節別、月別等）、将来予測シナリオによっても異なる。連続的な広がりを持つ気温に関係する要素は、都道府県のスケールでもメンバー間の不一致が見られることは少ない一方、降水域の有無によって大きく変動し、気温に比べて再現が難しい降水関係の要素は、都道府県の空間スケールでは信頼性のある予測を示すことができない。このことから、本報告書においては、気温、降水量については、地域別の解析結果を地方季節予報の予報区分（11 地方）で揃えて示すこととした。また、降雪・積雪関係については、冬季の日本海側と太平洋側の気候の違いが大きいことも考慮し、全般季節予報の予報区分のうち沖縄・奄美を除いた区分（北・東・西日本の日本海側、太平洋側）で示す。

表 付録 A.2.1　2℃ 上昇シナリオ（RCP2.6）による予測 4 メンバー間の不一致割合の比較

数値（%）は 4 メンバー不一致の割合、括弧内左の数値は不一致数、同右の数値は地域等の合計数を示す。7 地域は北・東・西日本日本海側/太平洋側と沖縄・奄美、11 地方は、地方季節予報の予報区分の北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部・奄美、沖縄地方である。都道府県は 46 都府県に加え、北海道は 14 振興局に分割して集計した。なお冬日については、沖縄・奄美/沖縄地方は集計対象外とし、7 地域、11 地方、都道府県の地域数、都道府県数の合計から 1 を引いている。

要素	全国	7 地域	11 地方	都道府県
年間猛暑日日数	0.0% (0/1)	0.0% (0/7)	0.0% (0/11)	1.7% (1/60)
年間熱帯夜日数	0.0% (0/1)	0.0% (0/7)	0.0% (0/11)	1.7% (1/60)
年間冬日日数	0.0% (0/1)	0.0% (0/6)	0.0% (0/10)	0.0% (0/59)
1 時間降水量 50mm 以上の年間回数	0.0% (0/1)	0.0% (0/7)	0.0% (0/11)	1.7% (1/60)
日降水量 100mm 以上の年間日数	0.0% (0/1)	14.3% (1/7)	18.2% (2/11)	51.7% (31/60)
年最大日降水量	0.0% (0/1)	0.0% (0/7)	9.1% (1/11)	28.3% (17/60)
年間無降水日数	0.0% (0/1)	28.6% (2/7)	27.3% (3/11)	20.0% (12/60)

付録A.2.2　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、海洋循環の日本近海についての将来予測は、『領域海洋将来予測データセット（FORP: Future Ocean Regional Projection）version 4』 の北太平洋 10 km 版データ（FORP-NP10）に基づいている。FORP version 4 は、文部科学省による統合的気候モデル高度化研究プログラム（TOUGOU）及び気候変動予測先端研究プログラム（SENTAN）の下で海洋研究開発機構と気象庁気象研究所の共同により作成されたデータセットで、地方公共団体等の気候変動適応策の検討に資することを目的としたものであり、『気候予測データセット 2022』に

「⑭日本域海洋予測データ」を構成するデータとしてその一部データが格納されている（コラム 4 参照）。

FORP-NP10 に用いたモデル（以下「FORP 海洋モデル」と表記。）は、気象研究所で開発された MRI.COM（Sakamoto et al., 2023）である。モデル領域は気象庁日本沿岸海況監視予測システムの北太平洋モデル（図 付録 A.2.3：東経 99 度から西経 75 度、南緯 15 度から北緯 63 度）に準拠し、水平解像度は東西 1/11 度、南北 1/10 度、鉛直 60 層である。海氷過程は計算されるが、潮汐、熱膨張による海面水位変動などは計算されない。

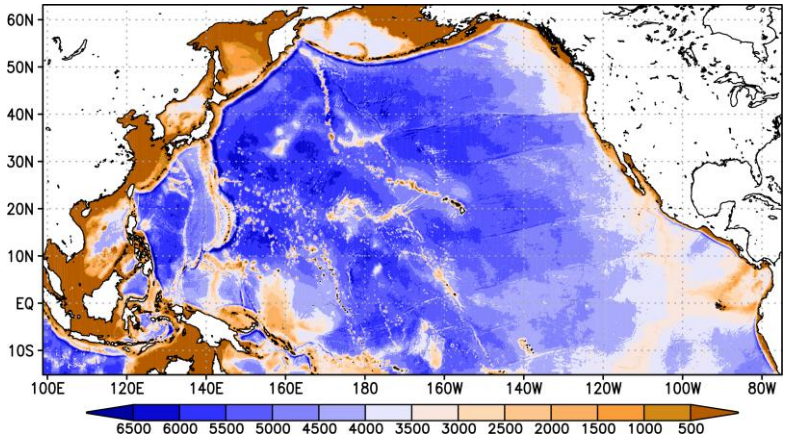


図 付録 A.2.3　FORP 海洋モデルの領域と水深（m）

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 及び IPSL-CM5A-MR）を用いた。モデルの側面境界では、解像度の粗い（解像度 100 km）の全球モデルで計算した水温・塩分を与えている。現在気候再現実験は 1960 年から 2005 年とし、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2°C 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。

FORP 海洋モデルで計算される海面水位は力学的計面高度（全球平均でゼロ）であるので、ここで
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 (2021) に基づく世界平均海面水位の上昇量を加えることで補っている。そのため、以下の様にして、日本付近の海面水位上昇（図 9.2.5）を求めている。

海面水位上昇　＝　IPCC (2021) に基づく全球平均水位上昇（全球一様）＋　日本域海洋予測データ（『気候予測データセット 2022』）の力学的海面高度の変化（空間分布あり）

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は非常に早い時間スケールで全球一様に広がるため、その空間分布は考慮していない。また、地殻の上下動による海面水位（図 9.2.7）は特に日本付近では将来予測に大きな不確実性が含まれる事から加えていない。その他、FORP 海洋モデルの設定や計算手法の詳細については Nishikawa et al. (2024) を参照していただきたい。

付録A.2.3　海洋酸性化の将来予測

(1)　長期海洋観測に基づく重回帰モデルによる海洋酸性化指標の将来変化推定

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、日本近海につい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 A.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、気象庁の海洋気象観測船等が北緯 30 度東経 137 度付近及び沖縄近海で取得し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 (Kosugi et al., 2023)。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_A を算出した。

①将来にわたり海面の全炭酸濃度が、大気中の二酸化炭素濃度に並行して増加する。
②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。
③海面の全アルカリ度が塩分に比例し、その比率が将来にわたり一定である。（図 付録 A.2.4; Midorikawa et al., 2012）

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の年平均値から、人為起源二酸化炭素による海面の全炭酸濃度の増加を算出する。海面の全炭酸濃度は生物による生産や呼吸、大気海洋間のガス交換、冬季の鉛直混合等によって変化するが、これら変動の多くは季節的であり、海面水温や海面塩分の変動から全炭酸濃度の季節変動を再現することが可能であることが分かっている（図 付録 A.2.5; Ishii et al., 2011; Ono et al., 2019）。この量的関係が将来にわたり維持されるという仮定②を、地球システムモデルが出力した将来の水温や塩分に適用することで、将来の全炭酸濃度の季節変動成分を算出する。

亜熱帯海域では海面の全アルカリ度は塩分とほぼ比例することが知られている（Lee et al., 2006; Takatani et al., 2014）。この塩分と全アルカリ度の比率が将来にわたって変動しないと仮定し（仮定③）、地球システムモデルが出力した将来の塩分から全アルカリ度を推定する。

炭酸系の主要 4 パラメータ（二酸化炭素分圧、全炭酸濃度、全アルカリ度、pH）のうち 2 つの値が定まれば、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_A）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及び②で予測された将来の全炭酸濃度に加えて仮定③を用いてアルカリ度の値を定めることにより、表面海水中の pH 及び Ω_A の将来予測を算出した。

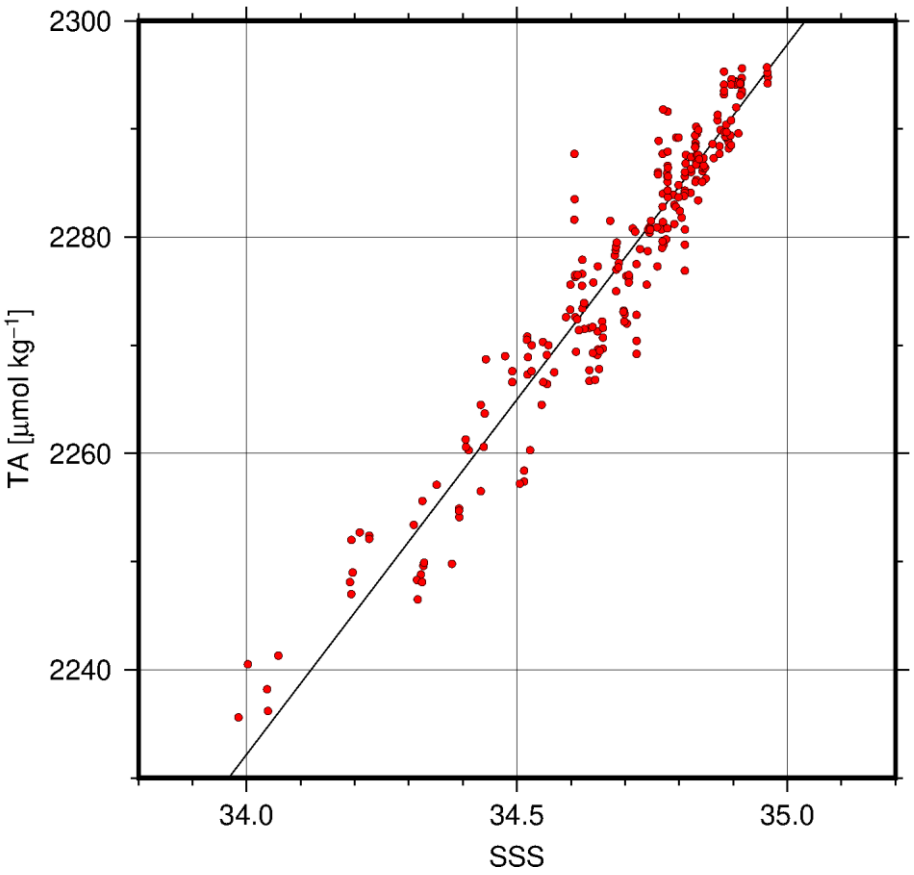


図 付録 A.2.4 九州・沖縄周辺海域における塩分（SSS）と全アルカリ度（TA）の関係
直線は回帰直線（TA = SSS×65.652）を示す。

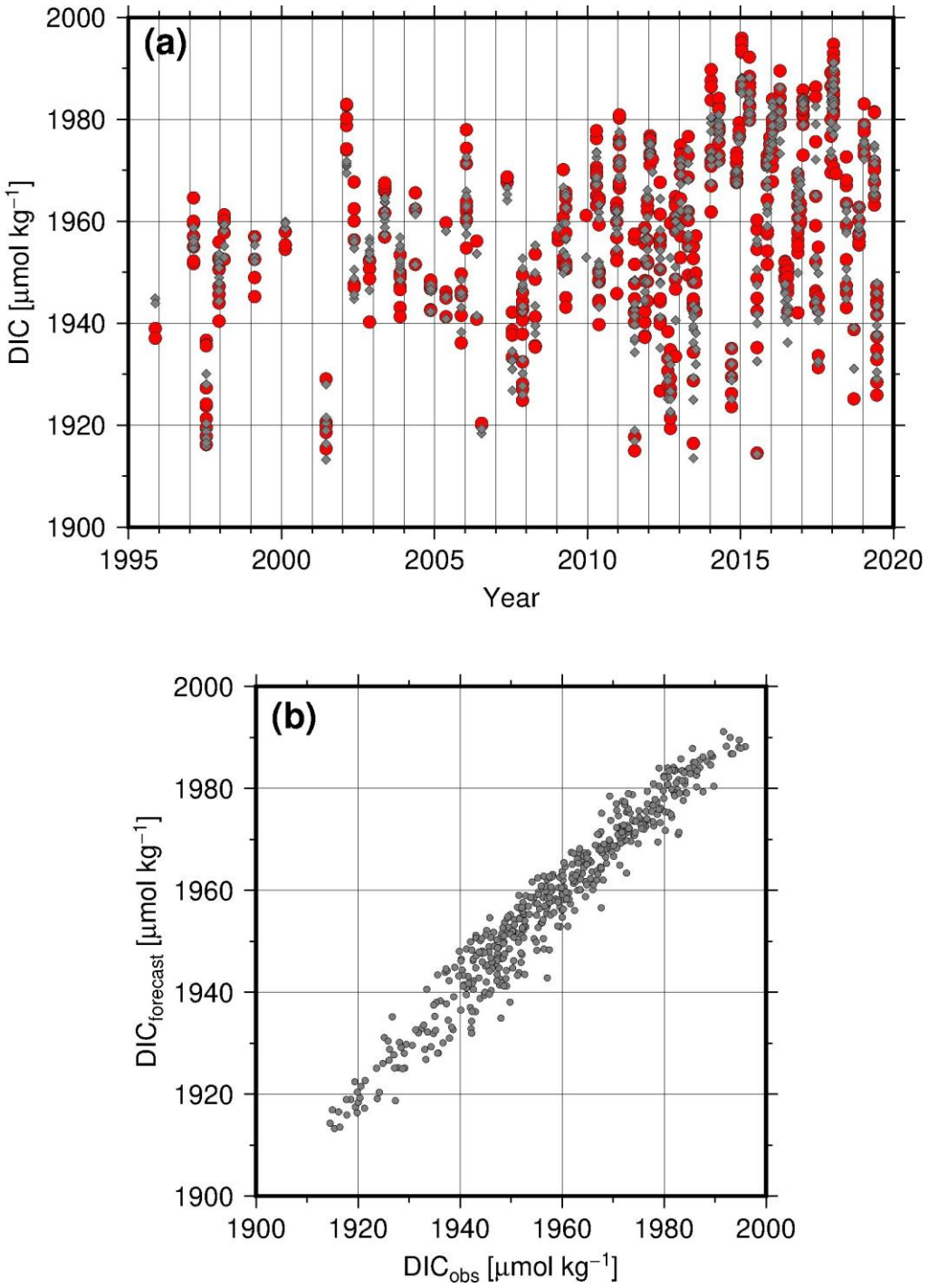


図 付録 A.2.5　経験的重回帰モデルの検証（九州・沖縄周辺海域）

(a) 1995～2020 年の九州・沖縄周辺海域の全炭酸(DIC)の観測値（赤）と水温、塩分から経験的に予測した全炭酸（灰）、(b) 横軸に観測値 (DIC_{obs})、縦軸に予測値 ($DIC_{forecast}$)をとり、両者の関係を示したもの。

(2)　『気候予測データセット 2022』日本域海洋予測データ（FORP-NP10）

日本周辺の海域別水素イオン濃度及び炭酸カルシウム飽和度の将来変化推定に前項の重回帰モデルに加えて『気候予測データセット 2022』の⑭日本域海洋予測データ（FORP-NP10、コラム 4 参照）を使用した。ただし、本報告書では予測データそのものではなく、Jiang et al. (2023) の手法に基づき、水素イオン濃度及び炭酸カルシウム飽和度の算出に使用する主要変数（水温・塩分・全炭酸濃度・全アルカリ度）のバイアス補正を行ってから、Lewis and Wallace (1998)に従って 再計算する形とした。日本域海洋予測データの仕様については、付録 A.2.2 項を参照していただきたい。

付録A.2.4　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 A.2.1 項 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）極端な現象（以下「極端現象」と表記。）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 [13] の下で創出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）。『気候予測データセット 2022』に⑤全球及び日本域確率的気候予測データとして収録されている（コラム 4 参照）。本報告書では、主に日本域における極端現象の発生頻度、強度の将来予測に利用している。

使用されたモデルは、水平解像度 60 km の全球モデル MRI-AGCM60 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°C 上昇実験と 2°C 上昇実験、1.5°C 上昇実験の 3 つがあり、それぞれ、工業化以前と比べて世界平均地表気温が 4°C、2°C、1.5°C 上昇した気候状態についてシミュレーションしたものである。期間は 4°C 及び 2°C 上昇実験では 60 年間、1.5°C 上昇実験では 30 年間で、メンバー数はそれぞれ 4°C 上昇実験が 90、2°C 及び 1.5°C 上昇実験が 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°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 2090 年、2040 年、2030 年の値を与えており、工業化以前と比べて世界平均地表気温が 4°C、2°C、1.5°C 上昇した状況に相当する。外部強制因子が時間変化しない点が本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）と異なるものの、4°C 上昇実験及び 2°C 上昇実験とも、おおむね、それぞれ 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）及び 2°C 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海面水温（SST）には、観測された SST からトレンド成分を除いたものに、将来の SST パターンを加えたものを使用した。ここで将来の SST パターンは、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°C 上昇実験では 15 種類、2°C 及び 1.5°C 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、54 種類、54 種類の分布を与えることで作成した。これにより、上記のような多数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、非温暖化実験（Kawase et al., 2019a）のメンバー数は 100、昇温実験のメンバー数は全球モデルと同様である。本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）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『気候予測データセット 2022 解説書』（文部科学省及び気象庁, 2022b）を参照していただきたい。なお、極端な高温と大雨の発生頻度と強度の将来予測（各々第 4.2.2(3)項、第 5.2.2(3)項）で

は、このうち非温暖化実験、過去実験、1.5℃、2 ℃、4 ℃上昇実験について、各々1500 年分（30 年×50 メンバー、過去実験では 1981 年～2010 年の期間を使用）のデータを解析した。

付録A.3　モデルの気候再現性とバイアス補正

付録A.3.1　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。

本報告書の予測で用いている地域気候モデル（NHRCM02）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 20 世紀末気候の計算結果（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。詳細については文部科学省及び気象庁（2022b）「②日本域気候予測データ」を参照していただきたい。

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（20 世紀末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	北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、近畿、中国、四国、九州北部、九州南部・奄美、沖縄地方の全ての地方で、夏に 1～2℃ 程度の正のバイアスがある。一方で、北海道、東北、北陸地方では、冬に負のバイアスがある。
最高気温	北海道、東北、関東甲信、北陸、東海、中国地方で冬に 1～4℃ 程度の負のバイアスがあり、北海道地方では年平均でも負のバイアスがある。一方で、北海道地方は夏に、九州北部地方は春に、沖縄地方は年平均、春、秋において 1～2℃ 程度の正のバイアスがある。全国で見た場合、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）でほぼ全ての地方に 1～3℃ 程度の正のバイアスがある。これに加えて、冬では、東北地方と北陸地方に 1～2℃ 程度の負のバイアスがある。
猛暑日日数	春は北海道地方を除き全国的に最大で 0.3 日程度の正のバイアスがある。年平均では九州北部と沖縄で 2～4 日程度の、夏は沖縄、秋は北海道、東北、中国、九州北部、沖縄地方に最大で 1 日程度の正のバイアスがある。
真夏日日数	春は北海道、東北地方を除き全国的に 1～2 日程度の正のバイアスがある。これに加えて、北海道地方では秋に、沖縄地方では年平均、春、秋及び冬に正のバイアスがある。特に沖縄地方では、最大で 20 日程度の正バイアスがあり、他地方と比べてバイアスが大きい。

夏日日数	年平均では北海道、北陸、九州北部で 10 日程度、沖縄地方に 20 日程度の正のバイアスがある。秋の北海道、春の関東甲信、四国及び九州北部で 3～5 日程度、春と冬の沖縄地方にそれぞれ 10、4 日程度の正のバイアスがある。
熱帯夜日数	春の四国、九州南部・奄美、沖縄地方や、年、夏及び秋のほぼ全ての地方に正のバイアスがある。バイアスの大きさは季節や地方ごとに異なるが、夏においては、東北地方で 3 日程度、北海道地方を除くそれ以外の地方では 10～20 日程度である。
冬日日数	冬の東北、北陸地方で各々6、10 日程度の正のバイアスがある。春の北海道、関東甲信、中国地方で 5～6 日程度、秋の中国地方で 2 日程度の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、北の地方で大きくなっている。冬においては、北海道地方や東北地方では 20 日程度の正バイアスがある。

(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、北陸、中国地方に 330～420mm 程度の負のバイアスがあるほか、秋には中国地方、冬には沖縄地方で 160mm 程度の負のバイアスがある。
1 時間降水量の出現頻度	1 時間降水量 30 mm 以上、50 mm 以上の年間出現頻度は、関東甲信、東海、近畿、四国、沖縄地方（沖縄地方は 1 時間降水量 50 mm 以上のみ）で正バイアスがある。正バイアスの大きさは、1 時間降水量 30mm 以上は上記の各地方で 1～3 回程度、1 時間降水量 50mm 以上は上記の各地方の最大で 1 回程度である。

(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	年最深積雪は、明瞭なバイアスは見られない。
降雪量	年降雪量は、北日本では日本海側で 410cm 程度、太平洋側で 210cm 程度の負のバイアスがある。

付録A.3.2　海洋モデルの気候再現性

海洋の将来予測に用いた FORP 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

FORP 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、COBE-SST2（Hirahara et al., 2014）の解析値と比較した（図 付録 A.3.1）。

海面水温	日本周辺の海面水温は、沿岸付近を除きバイアスは 1℃ 以下である。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

FORP 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 A.3.1）。

海面水位	日本周辺の海面水位は、黒潮続流より北側で正のバイアスが、黒潮続流より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

FORP 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と比較した（図 付録 A.3.2）。

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おり、各月においてモデルの不確実性の範囲内に観測される経年変動が含まれている。冬季の長期変化傾向は、観測と同様に減少傾向を示すが、主にモデル間の相違が寄与して不確実性も大きい。

(4)　海洋循環の再現性

1)　黒潮の再現性

FORP 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 A.3.3）。

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が、黒潮続流は 1〜2 度の南偏バイアスがあり、南岸では大蛇行経路を多くとる傾向がある。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。

2)　栄養塩（硝酸塩）の再現性

FORP 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、World Ocean Atlas 2018（WOA18; Garcia et al., 2019）による硝酸塩の気候値と比較した（図 付録 A.3.4）。

硝酸塩	モデル結果は WOA と比べて全体的に値がやや小さめの傾向にあるなど一定のバイアスがあるが、日本近海域での基本的な分布パターン（黒潮の南側は枯渇傾向で、北側・亜寒帯域は豊富など）は再現できているといえる。

3)　一次生産の再現性

FORP 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、衛星観測による一次生産（NPP）の気候値推定プロダクト[112]（Behrenfeld and Falkowski, 1997a, 1997b; Westberry et al., 2008）と比較した（図 付録 A.3.5）。

一次生産	日本近海域での基本的な分布パターン（黒潮の南側は小さい傾向で、北側・亜寒帯域や沿岸域は大きいなど）は再現できているといえる。一方、縁辺海や沿岸域、亜寒帯域での大きなバイアス（モデルで高い NPP を再現できていない点）については、FORP モデルにおいて河川や海面からの栄養塩流入や鉄の効果などが入っていない点や、モデルの生物地球化学過程が非常に簡略化されたものである点が影響していると考えられる。

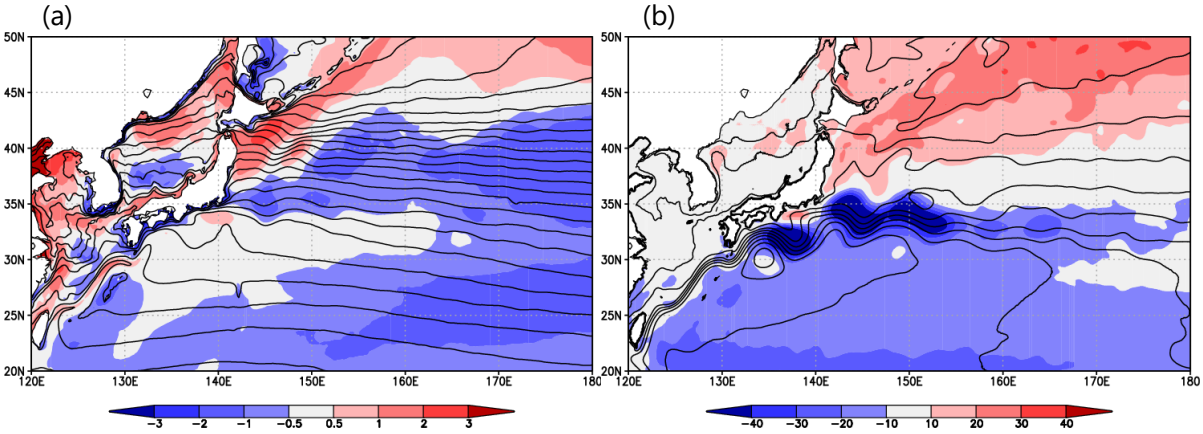


図 付録 A.3.1　FORP 海洋モデルの (a) 海面水温及び (b) 海面水位のバイアス

海面水温の色は、現在気候（1986～2005 年）における観測（COBE-SST2）との差（°C）。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。

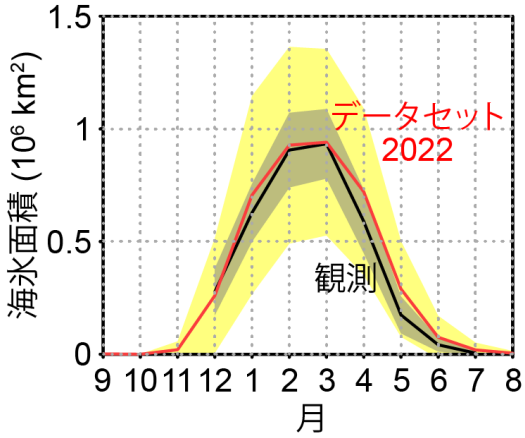


図 付録 A.3.2　現在気候（1986～2005 年）における
オホーツク海の海氷面積（10^6 km^2）の季節変化

赤線は FORP 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標準偏差を示す。

112　観測プロダクト取得先: http://sites.science.oregonstate.edu/ocean.productivity/index.php

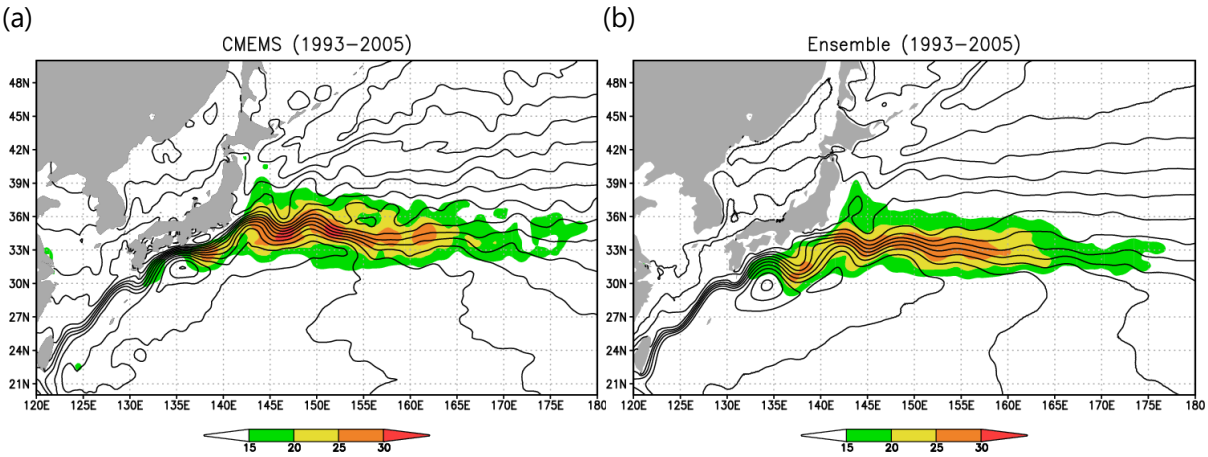


図 付録 A.3.3　現在気候（1993～2005 年）における海面水位と短周期変動の大きさ

(a) は観測（CMEMS）、(b) は FORP 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(cm)を示す実線の間隔は 10cm。

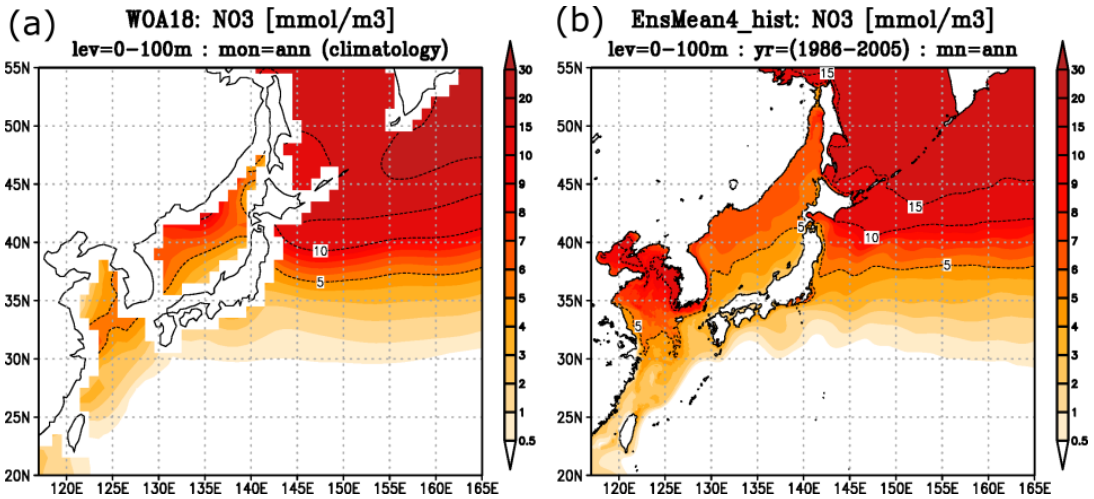


図 付録 A.3.4　現在気候における海洋表層（0～100 m）平均の硝酸塩の分布比較

(a) は WOA18 気候値、(b) は FORP 海洋モデルによる 1986～2005 年の平均。単位は mmol/m^3。

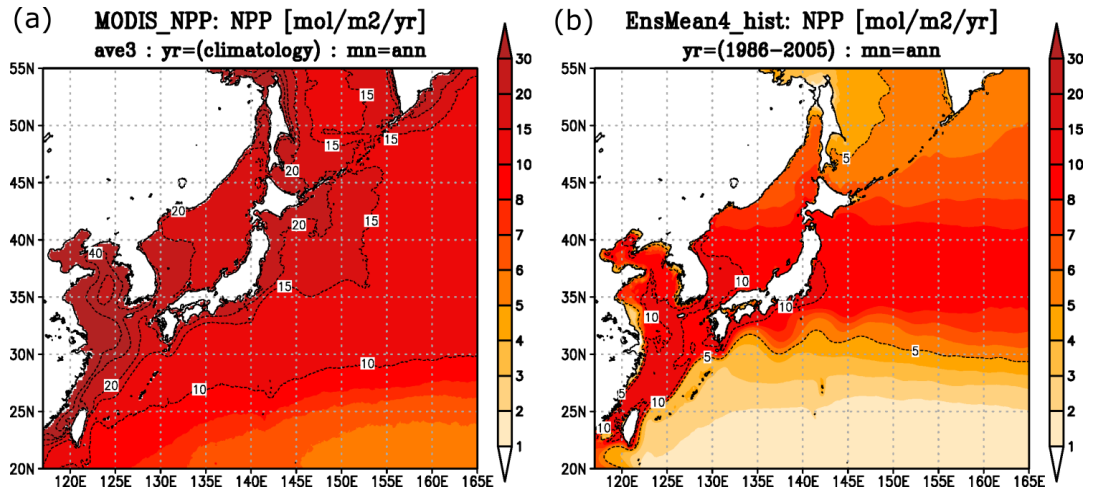


図 付録 A.3.5　現在気候における海洋表層（0～100 m）の一次生産（NPP）の分布比較

(a)は 3 種類の衛星観測 NPP 推定プロダクトの平均による NPP 気候値、(b)は FORP 海洋モデルによる 1986～2005 年の平均。単位は mol/m^2/年。

付録A.3.3　海洋酸性化の気候再現性とバイアス補正

海洋予測モデルにおいて、海洋酸性化指標（水素イオン濃度、炭酸カルシウム飽和度）は直接の予報変数ではなく、予報変数を基に海洋炭酸系の化学平衡状態を解くことにより求める。海洋酸性化指標を決定する主要予測変数は、水温・塩分・全炭酸濃度・全アルカリ度である。本報告書ではこれらの予報変数の気候再現性を評価の上、バイアス補正を行った。

- 経験的（線形重回帰）モデル用の入力変数

海洋酸性化の経験的予測に必要な変数は、水温・塩分・大気中二酸化炭素濃度の 3 つである。このうち、水温と塩分については各地球システムモデルの歴史実験（1986～2005 年)の平均値を同期間の『北西太平洋海洋長期再解析データセット（FORA-WNP30)』の気候値と比較し、月ごと・グリッドごとにバイアス（歴史実験－気候値）を計算した。このバイアスを各地球システムモデルの将来予測に加えることで、将来変化の長期変化傾向を残しつつ現実に近い水温塩分データを作成した。

- 『気候予測データセット 2022（FORP-NP10)』

『気候予測データセット 2022』の日本域海洋予測データの過去再現においては、水温・塩分は観測に基づく推定値を良く再現するものの、溶存無機炭素と全アルカリ度においては、低濃度のバイアスが確認された（図 付録 A.3.6)。これは、実験開始前に予測モデルの炭素収支が工業化以前の大気二酸化炭素濃度と平衡状態に至るまで 1000 年以上の長期にわたる計算を実施したことによるもので、現在のモデリング技術をもってしても避けがたいものである。本報告書においては、主要パラメータ ϕ の時系列データに対して、過去再現の気候値バイアスに基づいて以下の修正を実施した。まず過去の一定期間（Y_s 年から Y_e 年）における月別気候値をモデル予測値（$\phi_{\mathrm{model}}(y,m)$）及び観測データに基づく推定値（$\phi_{\mathrm{obs}}(y,m)$）のそれぞれについて計算する。

$$\phi_{\mathrm{model}}^{\mathrm{clim}}(m) = \sum_{y=Y_s}^{y=Y_e} \phi_{\mathrm{model}}(y,m) \,/ (Y_e - Y_s + 1)$$
$$\phi_{\mathrm{obs}}^{\mathrm{clim}}(m) = \sum_{y=Y_s}^{y=Y_e} \phi_{\mathrm{obs}}(y,m) \,/ (Y_e - Y_s + 1)$$

ここで、y と m は月平均時系列データの年と月を表し、$\phi_{\mathrm{model}}^{\mathrm{clim}}(m)$、$\phi_{\mathrm{obs}}^{\mathrm{clim}}(m)$は予測モデル及び観測データに基づく推定値の m 月の気候値である。Y_s 及び Y_e は水温、塩分については 1986 年及び 2005 年、全炭酸濃度と全アルカリ度は観測に基づく推定値が得られる 1998 年及び 2005 年とする。水温、塩分の観測に基づく気候値には WOA18（Locarnini et al. 2019, Zweng et al. 2019）を使用し、全炭酸濃度と全アルカリ度の観測に基づく気候値には気象庁（Iida et al., 2021）によるものを用いた。過去から将来にわたる予測値の全時系列データに対して、過去再現における月別気候値のバイアスを差し引いて、修正データ（$\phi_{\mathrm{model}}^{\mathrm{corrected}}(y,m)$）を作成した。

$$\phi_{\mathrm{model}}^{\mathrm{corrected}}(y,m) = \phi_{\mathrm{model}}(y,m) - (\phi_{\mathrm{model}}^{\mathrm{clim}}(m) - \phi_{\mathrm{obs}}^{\mathrm{clim}}(m))$$

図 付録 A.3.7 に示す通り、修正後の時系列データにおける月別気候値は観測に基づく気候値を良く再現している。また将来予測値の月別気候値のばらつきも低減している。

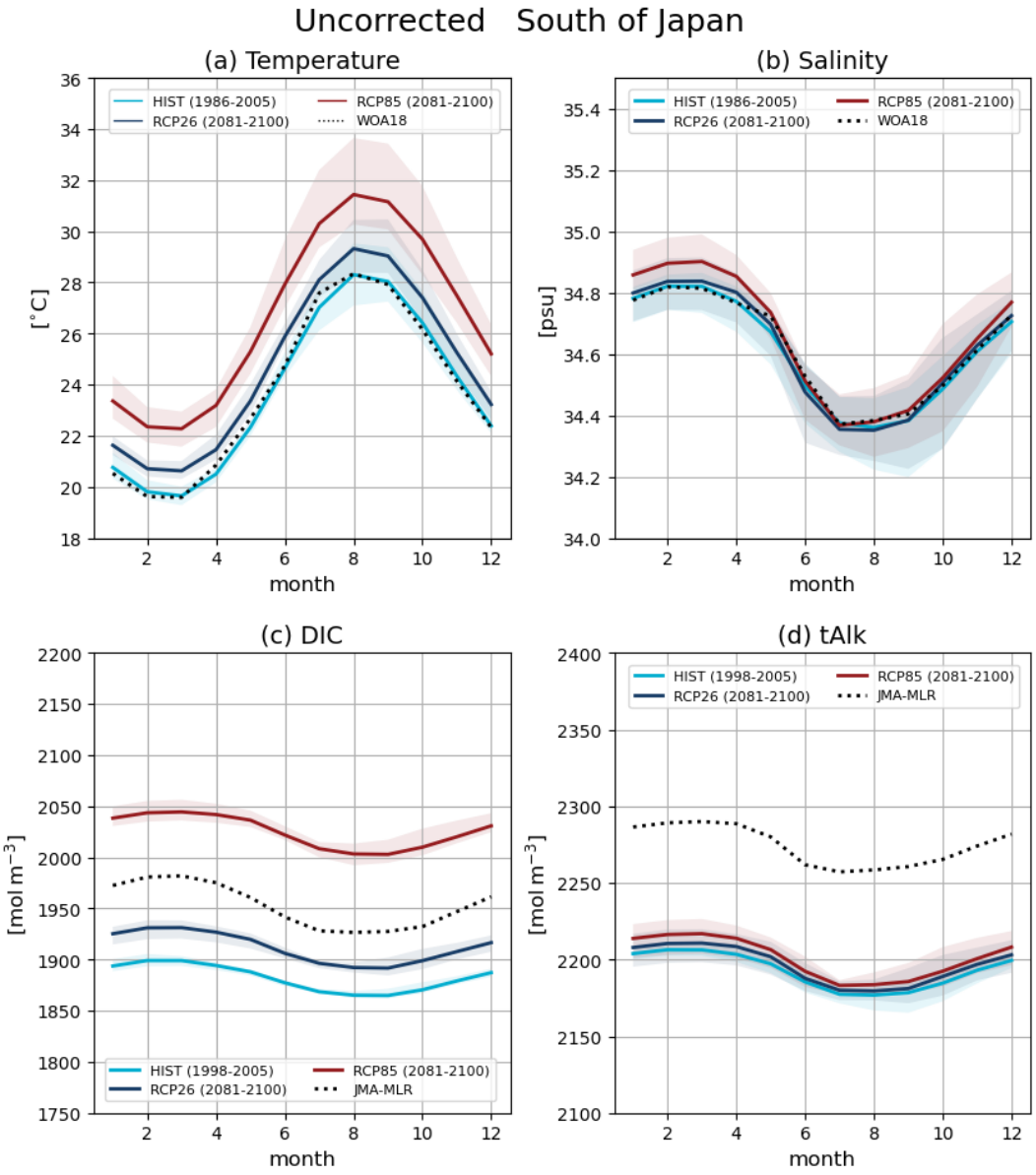


図 付録 A.3.6：日本域海洋予測データの海洋酸性化指標計算用主入力変数の月別気候値（日本南方海域）

(a) 水温、(b) 塩分、(c) 溶存無機炭素、(d) 全アルカリ度。水色：過去再現で、(a)、(b)は 1986～2005 年平均、(c)、(d)は 1998–2005 年平均。青：2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の 2081～2100 年平均、赤：4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）の 2081～2100 年平均。陰影は FORP-NP10 を構成する、大気境界条件の異なる 4 実験結果のばらつき（最大・最小値の範囲）。点線：観測に基づく推定値で水温・塩分は、World Ocean Atlas 2018、溶存無機炭素・全アルカリ度は気象庁（Iida et al., 2021）による。

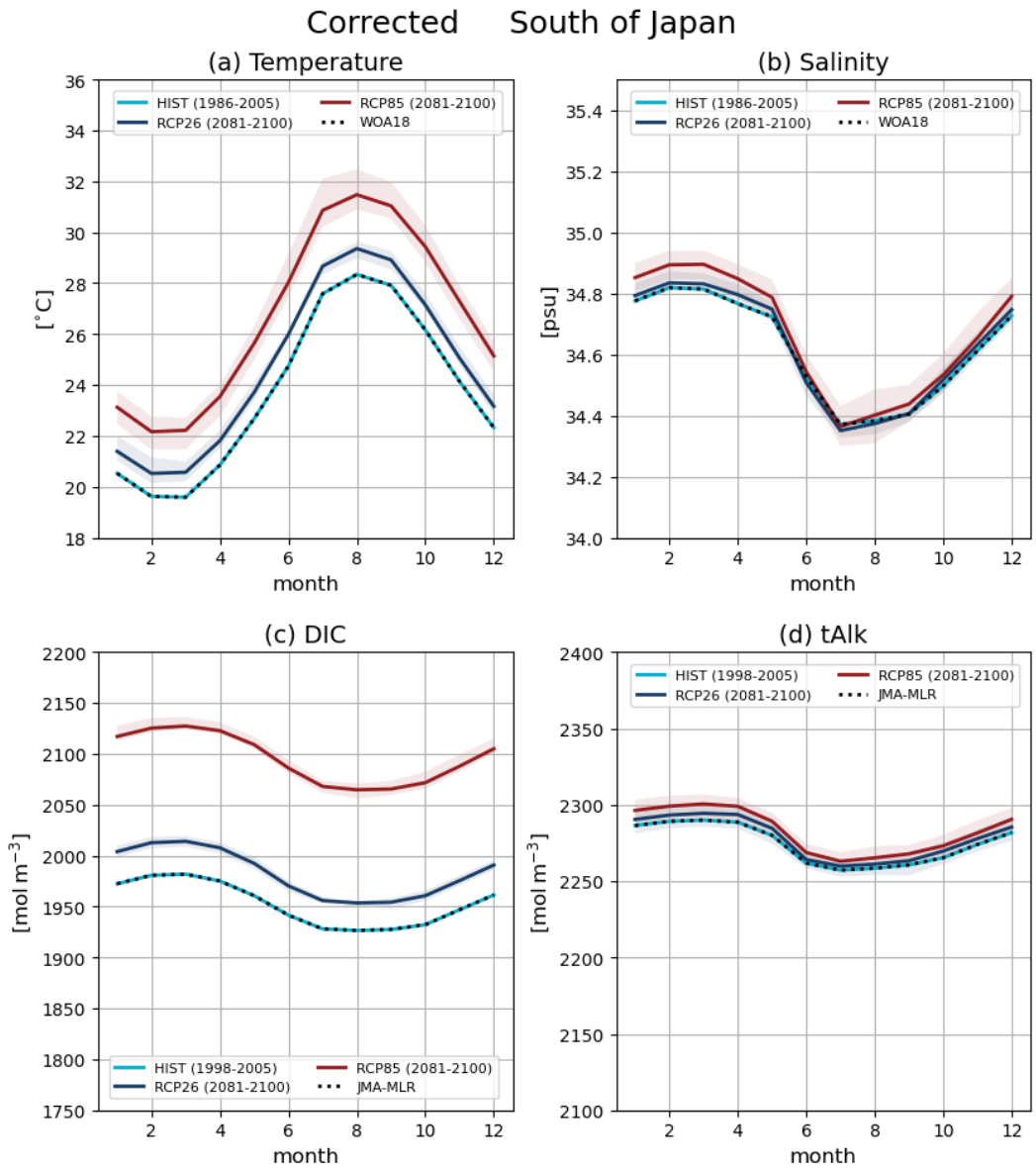


図 付録 A.3.7：日本域海洋予測データの海洋酸性化指標計算用主入力変数のバイアス修正後の月別気候値（日本南方海域）

図 付録 A.3.6 と同様。ただし、日本域海洋予測データ月別気候値バイアス修正後。

付録B.　将来気候予測の不確実性とモデルによる予測結果の比較

付録B.1　将来予測の不確実性

付録B.1.1　予測のばらつきの幅（不確実性）の重要性

付録 A 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。世界平均地表気温の 21 世紀末（2081～2100 年平均）は、20 世紀末（1986～2005 年平均）に比べ、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）で 0.3～1.7°C、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で 2.6～4.8°C 上昇する可能性が高い（詳しくは第 4.1 節参照）と、幅を持って示されている（図 4.1.5）。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、ばらつい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。

付録B.1.2　不確実性の要因

気候モデルによる地球温暖化予測の不確実性の要因には、以下の 3 つが挙げられる。

① **排出シナリオの不確実性**：コラム 3 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、空間スケール、変数、季節、現象の頻度により異なることが知られている（Hawkins and Sutton, 2009; Lehner et al., 2020; 図 付録 B.1.1）。例えば、世界平均地表気温の予測（図 付録 B.1.1 (a)）では、予測期間が長くなるほど③の寄与は小さくなり、①の寄与が大きくなる。英国の気温予測（図 付録 B.1.1 (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、世界平均地表気温等の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。本報告書で使用されている全球モデルについて、これらの不確実性を踏まえた特性の比較は付録 B.2 及び付録 B.3 で行われているので、適宜参照していただきたい。

これらの不確実性の大きさを評価するには、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 B.1.3 項で記述する。

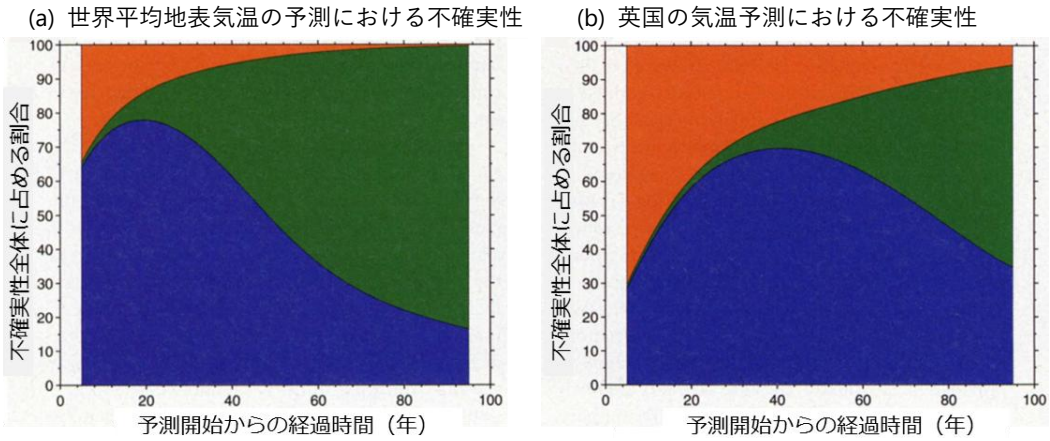


図 付録 B.1.1　世界平均地表気温及び英国の気温の予測における不確実性

世界平均地表気温（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) より図の一部を和訳・転載 © American Meteorological Society. Used with permission）

付録B.1.3　本報告書における不確実性の評価

付録 B.1.1 項で示した不確実性のうち①については、大気モデルによる本報告書の予測（『気候予測データセット 2022』（コラム 4 参照）に含まれる日本域気候予測データ、付録 A.2.1）及び海洋モデルによる予測（『気候予測データセット 2022』に含まれる「日本域海洋予測データ」を構成するデータの一部）のいずれにおいても、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 2 つの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、本報告書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性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 CMIP5/6 のほか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。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。なお、海洋酸性化については、海洋モデルによる予測に加えて、長期観測に基づく経験的（線型重回帰）モデルに基づいた将来変化推定を行い、モデル応答の不確実性に加味した。

③については、本報告書の予測では 20 世紀末気候について 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）。

20 世紀末気候、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（各章内では「年々変動の幅」と記載）を求める。年々変動のばらつきは、20 世紀末気候については 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 20 世紀末気候の年々変動のばらつきを超えていれば、20 世紀末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、個別の将来推定法における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_A）の変化は、現在すで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 12.2.4 にも示されるように、4°C 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 A.3 節参照）。そのため、地域気候モデルによる予測においては、20 世紀末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B.2　モデルの特性（CMIP との比較）

付録A.2.1項で解説したとおり、NHRCMの予測結果やその不確実性は、境界条件として与えられる全球モデルの大規模場の予測結果やその不確実性の影響を受ける。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CMIP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; 2020c）。

付録B.2.1　比較に用いたデータとモデル

本報告書の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、CMIP5 では RCP2.6 シナリオ：29 モデル、RCP8.5 シナリオ：42 モデル（Ito et al., 2020b）、CMIP6 では SSP1-2.6 シナリオ：38 モデル、SSP5-8.5 シナリオ：40 モデルを用いた（Ito et al., 2025）。ただし、年最大日降水量の将来変化の比較に当たっては、Sillmann et al.

(2013) が算定した結果を用い、CMIP5 では RCP2.6 シナリオ：21 モデル、RCP8.5 シナリオ：29 モデル、CMIP6 では SSP1-2.6 シナリオ：26 モデル、SSP5-8.5 シナリオ：27 モデルを用いた。

比較は、図 付録 A.2.1 の領域 5 km モデルの計算領域に相当する日本付近（JPN）の領域で行った（図 付録 B.2.1）。

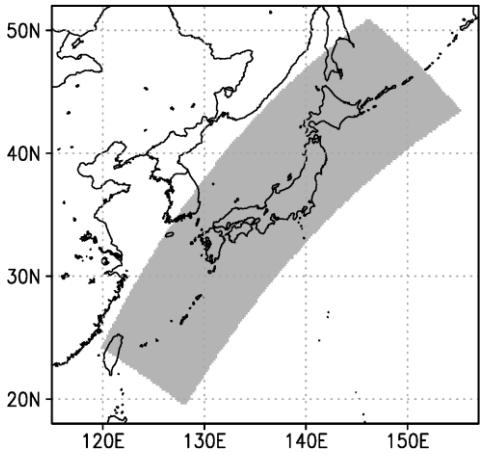


図 付録 B.2.1　気象庁気象研究所全球大気モデルと CMIP マルチモデルを比較対象とした領域
灰色部分は日本付近（JPN）の領域（海上を含む）で、図 付録 A.2.1 の領域 5 km モデルの計算領域と同じ範囲である（Ito et al. (2020b) の Figure 1 を元に、CC-BY 4.0 ライセンス（https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/）に基づき再描画）。

付録B.2.2　現在気候再現性

図 付録 B.2.2 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-AGCM20 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 B.2.2 (a)）。MRI-AGCM20 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 B.2.2 (b)）。MRI-AGCM20 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 B.2.2 (c)）。

MRI-AGCM20 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 B.2.2 (d)）。MRI-AGCM20 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 B.2.2 (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-AGCM20 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 B.2.2 (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。

MRI-AGCM60（MRI-AGCM3.2の60km格子版）によるd4PDFのモデル再現性は、気温、降水のどの指標、年・季節で見ても、MRI-AGCM20の結果と類似した傾向を持ち、若干再現性が良い。CMIP5と比較して、ばらつきが非常に小さい。付録B.1節やコラム1に記述のある予測の不確実性を構成する3つの要素、シナリオ、モデルの応答、気候の内部変動のうち、現在気候再現では、CMIP5モデルがモデルの応答、気候の内部変動を表現しているのに対して、d4PDFでは気候の内部変動のみであることが要因である。

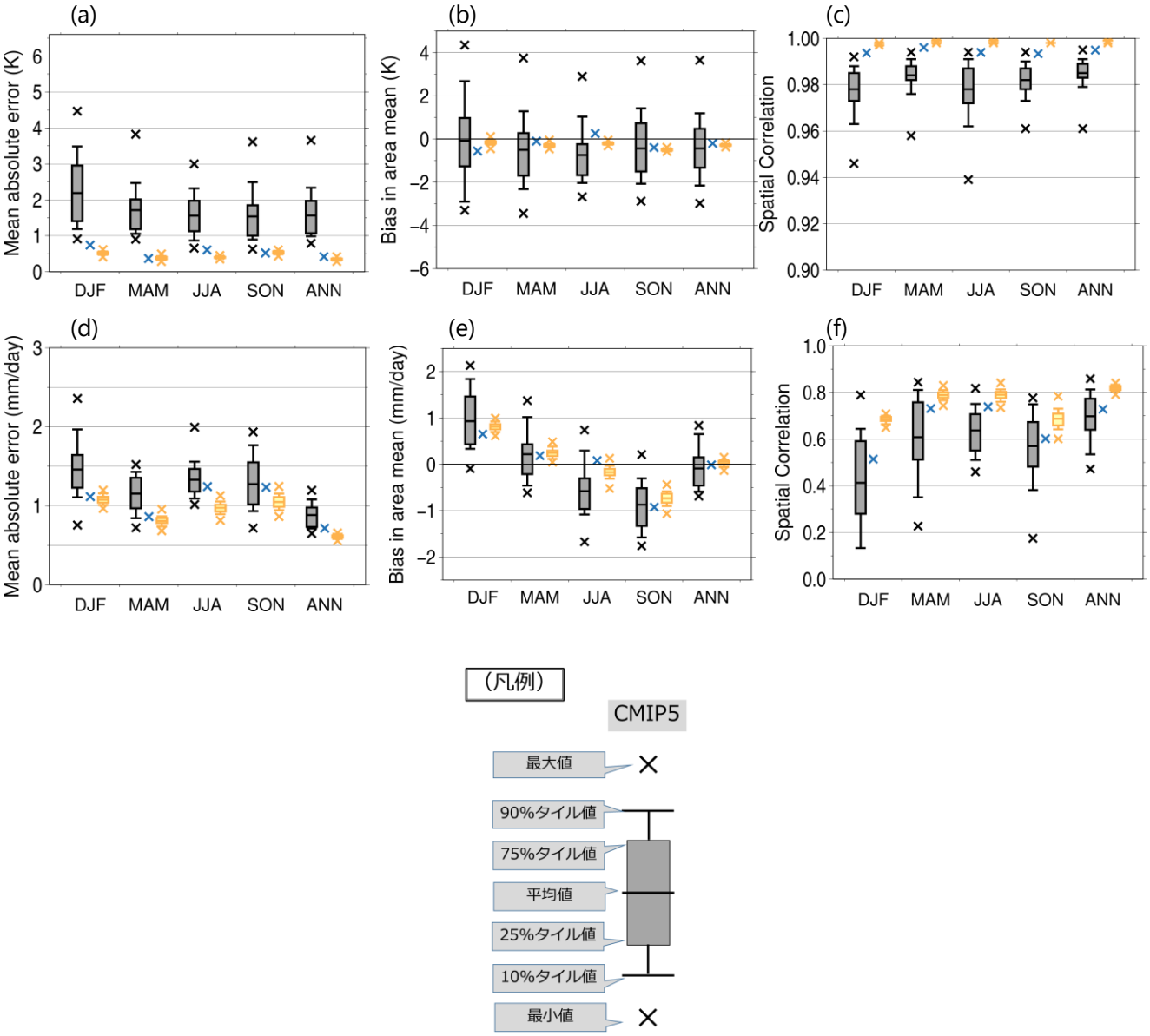


図 付録 B.2.2　各季節及び年平均の、モデルと観測の気候値比較

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、25 パーセンタイル値、平均値、75 パーセンタイル値、90 パーセンタイル値、最大値を表示（凡例参照）。MRI-AGCM20 の結果は青の×で、MRI-AGCM60 による d4PDF の結果は橙の×で示す。

付録B.2.3　気候の将来変化

MRI-AGCM20 と CMIP5 モデル及び CMIP6 モデルの将来予測比較について、地上気温（図 4.1.9）、降水量（図 5.1.3、図 5.1.4）、年・季節最大 1 日降水量（図 5.1.12、図 5.1.14）については、本文に示した。

MRI-AGCM60（MRI-AGCM3.2 の 60km 格子版）を用いた d4PDF の将来予測について、年・季節最大 1 日降水量（図 5.1.13）については、本文に示した。ここでは d4PDF による地上気温と降水量の将来変化について図 付録 B.2.3 に示す。地上気温については、年平均の昇温量は、1.5°C 上昇

実験、2°C 上昇実験、4°C 上昇実験ではそれぞれ約 1.2°C、約 1.8°C、約 4.2°C（いずれも平均値）である。一方、CMIP5 モデル群の RCP2.6 シナリオ実験、4°C 上昇実験ではそれぞれ約 1.4°C、約 4.0°C、CMIP6 モデル群の RCP2.6 シナリオ実験、4°C 上昇実験ではそれぞれ約 2.0°C、約 4.7°C（いずれも平均値）である（図 4.1.9）。季節別に見ると、昇温量は春にやや小さく秋と冬にやや大きい。このような季節性は CMIP5 モデル群の結果にも見られる。

降水量については、d4PDF シリーズでは年平均及び各季節において概ね増加傾向が予測されており、昇温量が大きい実験ほど降水量増加率が大きい傾向が見られる。降水量増加率は冬と春にやや大きく、夏と秋にやや小さい傾向が見られる。CMIP5 及び CMIP6 のモデル群による予測と比較すると、年平均の増加傾向は一致しているが、季節的な特徴については異なっている。CMIP モデル群の予測では夏の増加率が比較的大きく予測されている。

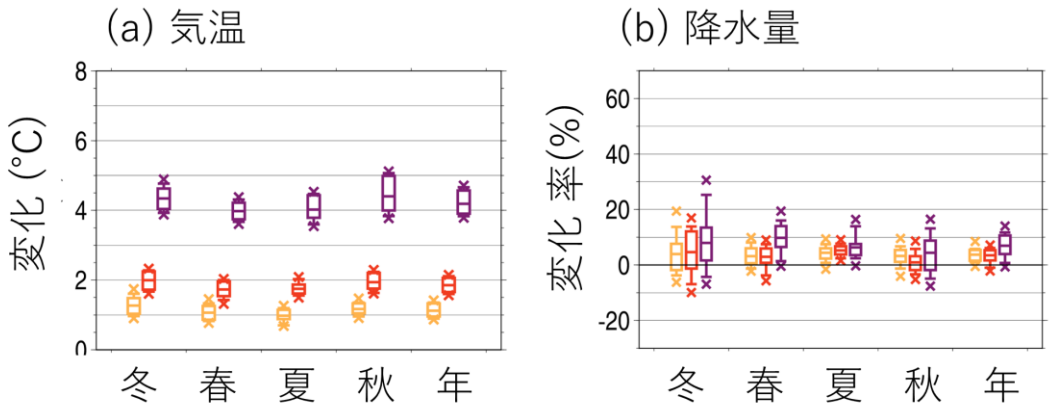


図 付録 B.2.3　d4PDF シリーズの将来変化

(a) 気温と(b) 降水量について、1.5°C 上昇実験（橙色 30 年平均）、2°C 上昇実験（赤色 60 年平均）、4°C 上昇実験（紫色 60 年平均）を示す。将来変化の基準は過去実験の 1951～2010 年平均。d4PDF 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。いずれも JPN 領域（図 付録 B.2.1）の平均値。

付録B.3　主な国内気候予測データとの比較（マッピング）

ここでは、本報告書で予測した結果が主な国内気候予測データのばらつきの範囲の中でどのように位置づけられるかを比較して確認する。

付録B.3.1　多変量の将来気候変化のばらつきの幅

MRI-AGCM20 の日本域（図 付録 B.2.1）における地上気温の変化は、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）と 4°C 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 B.3.3）。また、MRI-AGCM20 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、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）の冬季（DJF）を除き、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 4 章及び第 5 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 MRI-AGCM20 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、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を散布図として描いたものが図 付録 B.3.1 である。4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）における MRI-AGCM20 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°C 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。

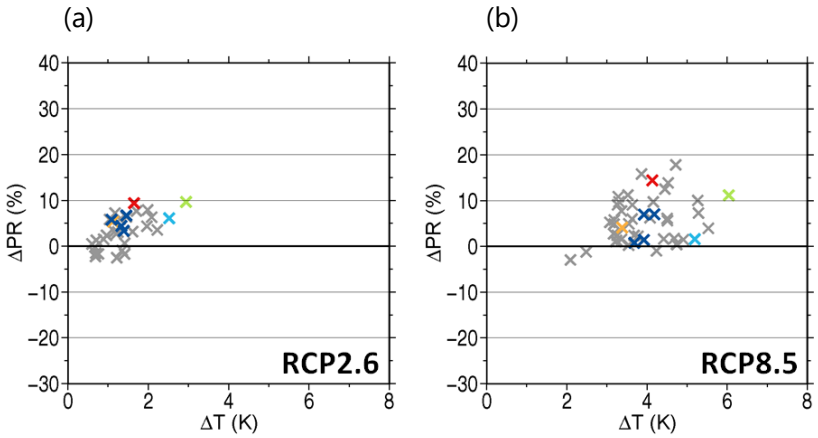


図 付録 B.3.1　日本域における年平均地上気温と年平均降水量の将来変化

(a) は 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）、(b) は 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）による予測。CMIP5 モデル予測値を灰色×で示されている。このうち S-8 共通利用シナリオ（付録 B.3.2 項参照）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。MRI-AGCM20 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。

d4PDFについて、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を散布図に描いたのが図 付録B.3.2である。付録A.2.4項で細述されているように、d4PDFでは、4°C上昇シナリオ（RCP8.5）の下、年代の異なる全球1.5°C、2°C、4°C上昇時の将来予測を実施している。図中のシンボルの色はSST昇温パターンの不確実性を考慮するために用いられたCMIP5モデルを表している。1.5°C上昇時では、日本域のSST昇温パターンによる昇温量の幅は0.5°C程度であるが、昇温量が大きくなるにつれて、その幅は大きくなり、4°C上昇では1°C程度の幅となっている。降水量は、1.5°C上昇と2°C上昇でほぼ変わらないが、4°C上昇では、SST昇温パターンにより降水量の増加率の幅が大きく異なることが分かる。このように、RCPシナリオとモデルが同一であっても、SST昇温パターンの違いにより、日本域の気温や降水に影響を与える。図 付録B.3.1(b)の4°C上昇付近と図 付録B.3.2(c)を比較すると、d4PDFの降水量の増加率の幅は若干小さいものの、CMIP5による降水量の増加率の幅を表現できている。

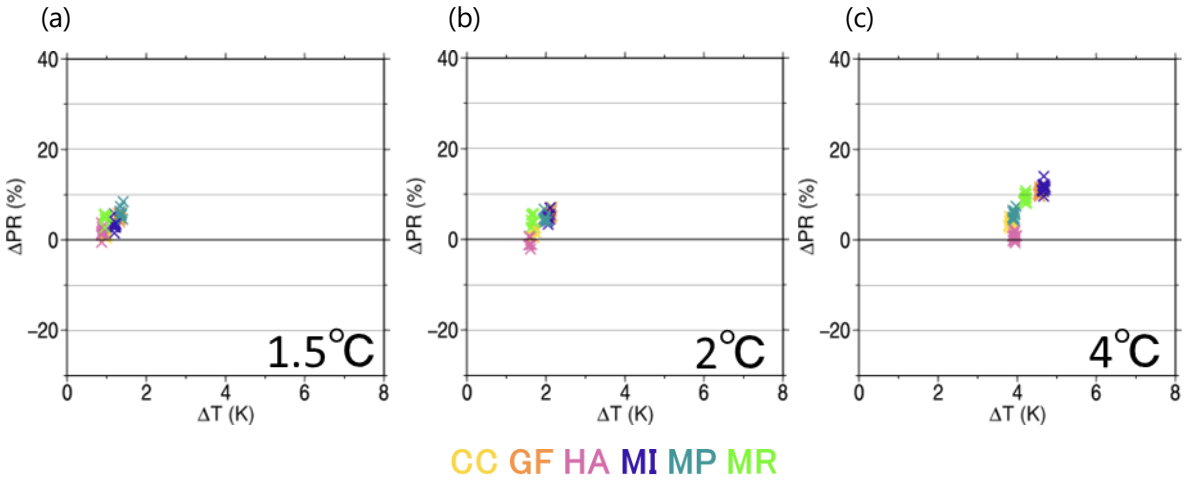


図 付録 B.3.2　d4PDF による日本域における年平均地上気温と年平均降水量の将来変化
各図は、4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）で、地球温暖化レベルが、(a) は全球 1.5°C 上昇時、(b) は全球 2°C 上昇時、(c) は全球 4°C 上昇時の予測。色は、実験で用いた SST の昇温パターンを予測した CMIP5 モデルを表し、ゴールドが CCSM4（CC）、オレンジが GFDL-CM3（GF）、ピンクが HadGEM2-AO（HA）、群青が MIROC5（MI）、青緑が MPI-ESM-MR（MP）、緑が MRICGCM3（MR）を表している。

付録B.3.2　主な国内気候予測データとの比較

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」（2010～2014 年）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（気象庁, 2017）（本報告書で用いた 4°C 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（A-PLAT）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°C 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 B.3.3 (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; 日本域農研機構データセット（NARO2017）として『気候予測データセット 2022』に収録（コラム 4 参照））も整備されている。これらに加えて、付録 B.3.3 項で述べるように、選ばれた 5 つの CMIP6 モデル（Shiogama et al., 2021）の予測について、上記 4 つの CMIP5 モデルと同様に、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データセットも利用できる（Ishizaki, 2021）。

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 B.3.3）。この特徴は、2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び 4°C 上昇シナリオ（RCP8.5）いずれにも共通である。MRI-AGCM20 による降水量変化は、2°C 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 B.3.4 (a)）。4°C 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 B.3.4 (b)）。夏季降水量変化については、2°C 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°C 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 B.3.5 (a)）。4°C 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 B.3.5(b)）。夏季に下回る理由は、MRI-AGCM20 だけが台風とそれに伴う降水を再現できていて、将来発生数が減少するためである（Ito et al., 2020b）。MRI-AGCM20 の年間最大日降水量の増加は、2°C 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°C 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（図 付録 B.3.5(a)）。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 B.3.1）。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。

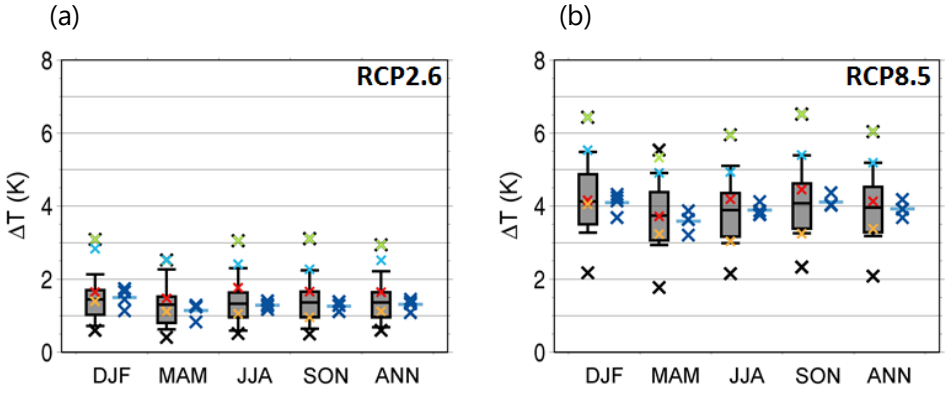


図 付録 B.3.3　21 世紀末の日本域における地上気温の変化

(a) 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び (b) 4°C 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×印及び箱ヒゲは、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。）

(a)　　(b)

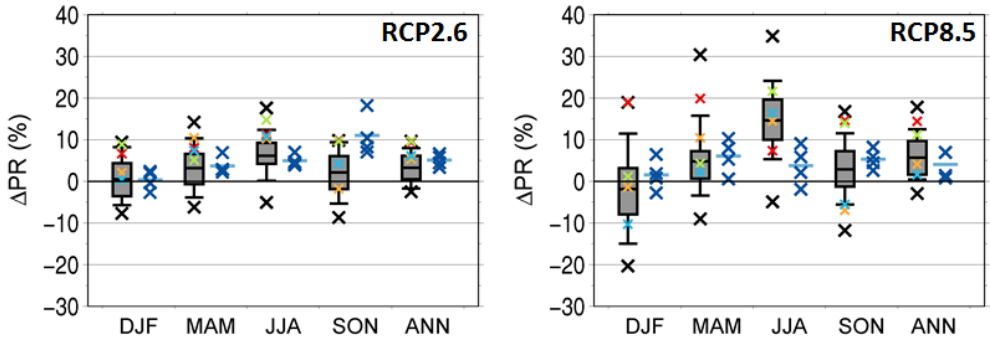


図 付録 B.3.4　21 世紀末の日本域における降水量の将来変化の比較

(a) 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び (b) 4°C 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、MRI-AGCM20（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。MRI-AGCM20 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 5.1.3 の日本域に S-8 共通シナリオモデルの情報を追加）

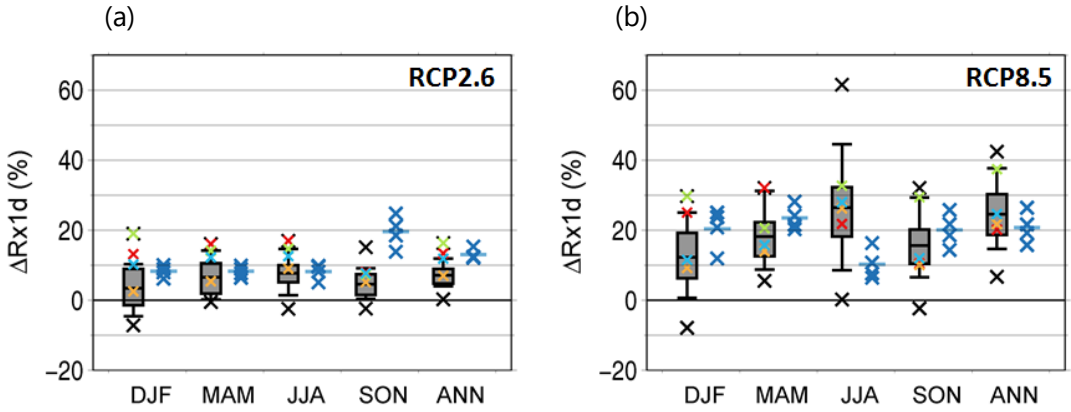


図 付録 B.3.5　日本域における各季節及び年間の最大日降水量の将来変化

(a) 2°C 上昇シナリオ（RCP2.6）及び (b) 4°C 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。MRI-AGCM20 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 5.1.12 の日本域に S-8 共通シナリオモデルの情報を追加）

なお日本域における気温と降水量の将来変化について、MRI-AGCM20 と MRI-AGCM60 による様々な実験と CMIP5 モデル、CMIP6 モデル、影響評価研究用に選ばれた 4 つの CMIP5 モデル、5 つの CMIP6 モデルを比較した結果については、『気候変動予測データセット 2022　解説書』第 1 章（8）節に示されている。

付録B.3.3　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すでに述べたとおりである。図 付録 B.3.1 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ごとに調べた研究（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地上気象要素 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方法が提案され（Shiogama et al., 2021）、日本域を対象に 5 つのモデルが選ばれている。これらの CMIP6 モデルによる将来予測を 1 km まで SDS することで、影響評価や適応策検討のためのデータが整備されている（Ishizaki, 2021）。

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、モデルを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 B.2.2 項参照）。ばらつきの幅と再現性を考慮しつつモデルを選ぶ方法について確立したものはなく、専門家による判断に委ねられている。

付録C.　予測の確信度の評価

付録 B.1.2 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 A.1.1 項で解説したとおり、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 6 次評価報告書では、同第 5 次評価報告書と同様に、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（IPCC, 2021）。また、環境省の『気候変動影響評価報告書』では、IPCC 第 5 次評価報告書と同様の考え方に基づきつつ、「高い」「中程度」「低い」の 3 段階で確信度が評価された（環境省, 2020）。

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当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 A.2 節で解説したとおり、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日本域気候予測データ（水平解像度 2 km の非静力学地域気候モデル（NHRCM02））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 1/11 度、南北 1/10 度で、鉛直 60 層）を用いて文部科学省による統合的気候モデル高度化研究プログラ

ム（TOUGOU）及び気候変動予測先端研究プログラム（SENTAN）[16]の下で海洋研究開発機構により作成された日本域海洋予測データ（いずれも、『気候予測データセット 2022』に収録。付録 A.2 節及びコラム 4 参照）に基づいている。

確信度の評価に当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、ほか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 6 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C.1　大気の将来予測に対する確信度の評価基準

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、大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。

NHRCM 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。

NHRCM のダウンスケーリング前の全球大気モデル（詳細は付録 A.2.1 項参照）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 または第 6 期（CMIP5/6）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、NHRCM 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結果としてすで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 C.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
NHRCM 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
NHRCM の予測に基づく結果が、CMIP5/6 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
NHRCM の予測に基づく結果が、CMIP5/6 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 A.2.1 項参照）ことから、示すことができる取りうる幅の範囲は、CMIP5/6 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C.2　海洋の将来予測に対する確信度の評価基準

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。

FORP 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。

FORP の予測に基づく結果が、CMIP5/6 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、FORP 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結果としてすで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 C.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
FORP 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
FORP の予測に基づく結果が、CMIP5/6 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
FORP の予測に基づく結果が、CMIP5/6 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 A.2.2 項参照）ことから、示すことができる取りうる幅の範囲は CMIP5/6 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。海洋酸性化については、FORP の予測データに加えて、長期観測に基づく経験的（線型重回帰）モデルに基づいた将来変化推定を行い、モデル応答の不確実性を踏まえた確信度の判断を行うこととする。

付録C.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（気候変動の検出）”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、NHRCM 又は FORP 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。

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。なお、用語の後ろに配置した[ ]は、略語等の読み仮名を平仮名で記載したものである。（IPCC, 2021; WMO, 2022; 気象庁, 2015; 気象庁, 2024c; 気象庁, 2024h）

アンサンブル

条件を少しずつ変えた多数の予測実験を行い、平均やばらつきの程度といった統計的な情報を用いて予測の不確実性を捉える手法。

一酸化二窒素（N_2O）［えぬつーおー］

1 分子当たりの温室効果が二酸化炭素の約 273 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 109 年と長い気体である。大気中に放出される一酸化二窒素の約 57%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 43%である（WMO, 2024）。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流域に、太平洋東部が下降流域になっている。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。

エーロゾル（「エアロゾル」とも言う。）

大気中に浮遊している固体あるいは液体の微粒子。地表や海面から舞い上がるものや、工業活動によって排出されるばい煙、気体（前駆物質）から生成される二次生成粒子などがある。太陽光の吸収・散乱や凝結核として雲の生成などに影響する。エーロゾルのうち、粒子の大きさ（粒径）が 2.5 μm 以下と非常に小さいものを微小粒子状物質（PM2.5）という。PM2.5 は、髪の毛の太さの 1/30 程度と非常に小さいため、吸引による健康への影響が懸念されている。

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うると考えられている。

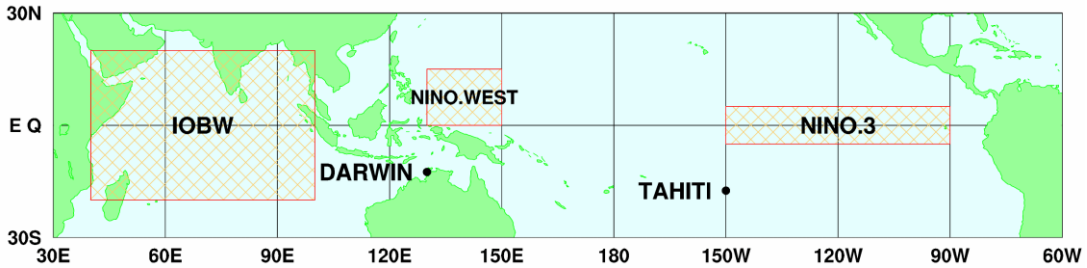


図 用語集.1　エルニーニョ監視海域（NINO.3）の位置

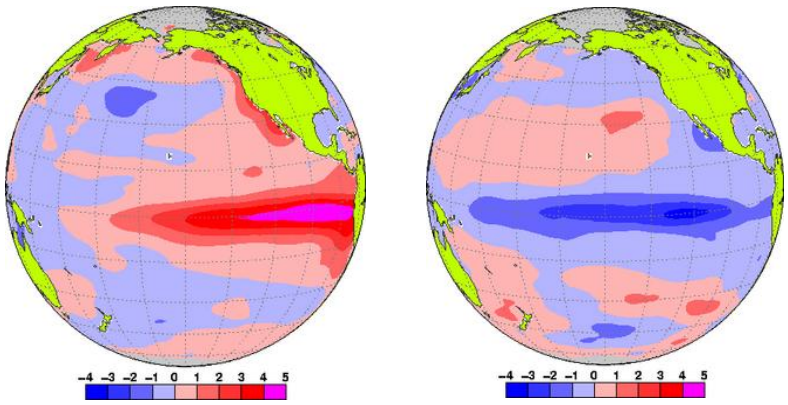


図 用語集.2　エルニーニョ現象時（左）及びラニーニャ現象時（右）の月平均海面水温平年偏差
赤が平年より高く、青が平年より低く、色が濃いほど平年偏差が大きいことを表す。左の図は、1997/1998 エルニーニョ現象が最盛期にあった 1997 年 11 月における海面水温の平年偏差、右の図は 1988/1989 ラニーニャ現象が最盛期であった 1988 年 12 月における海面水温の平年偏差。単位は℃。

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；図 用語集.1 中の NINO.3 の領域）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。

図 用語集.2 は典型的なエルニーニョ現象及びラニーニャ現象が発生している時の太平洋における海面水温の平年偏差の分布を示している。日付変更線（経度 180 度）の東から南米沿岸にかけての赤道沿いで、赤あるいは青の色が濃く、海面水温の平年偏差が大きくなっている。エルニーニョ／ラニーニャ現象は、太平洋の赤道付近で吹いている持続的な東風（貿易風）と密接な関係がある。貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い傾向が見られる。貿易風の強さを決める要因は太平洋の東部と西部の間の海面気圧の差だが、この気圧差は大小を交互に繰り返しており、これを南方振動という。エルニーニョ／ラニーニャ現象と南方振動は、それぞれが独立に起きているのではなく、大気と海洋が相互に影響を及ぼしあって起きている一つの現象の異なった側面であり、これらを総合的に捉えて「エルニーニョ・南方振動（El Niño - Southern Oscillation）」、略して「ENSO（エンソ）」という。

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当たる 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。

温室効果

地球の大気には二酸化炭素などの温室効果ガスと呼ばれる気体がわずかに含まれている。これらの気体は赤外線を吸収し、再び放出する性質があるため、太陽からの光で暖められた地球の表面から熱放射として放出された赤外線の多くが、大気に吸収され、再び射出された赤外線が地球の表面に吸収される。これらの過程により、地表面及び地表面付近の大気を暖めることを温室効果と呼ぶ。仮に温室効果が無い場合の地球の表面の平均温度は－19°C と見積もられているが、温室効果のために世界の平均気温はおよそ 14°C と推定される。大気中の温室効果ガスが増えると温室効果が強まり、地球の表面の気温が高くなる。代表的な温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素などがある。なお、水蒸気は最も大きな温室効果を持つが、大気中の水蒸気量の主な変動要因は気温であり、人間活動に伴う水蒸気排出量ではない。水蒸気は気候変動に対する強制力というよりフィードバック因子と考えられるため、地球温暖化問題を議論する際には一般的に人為起源温室効果ガスとは区別して扱う。

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）［あいぴーしーしー］

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）緩和策について評価を行う 3 つの作業部会と、温室効果ガス目録（インベントリ）に関するタスクフォースを設置し、各国の科学者や専門家の協力の下、報告書を取りまとめている。その報告書の内容は、気候変動に関する条約交渉などにおいて、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。

極端現象

気候的な平均状態から大きく離れた現象。異常気象は 30 年に一回以下の発生頻度の現象を指すが、極端現象はこれより発生頻度が大きい現象も含む。台風のように年に複数回起こる現象でも気象災害を起こしたり、社会経済に大きな影響を及ぼしたりすることから、統計上の発生頻度に関わらず極端現象と呼ぶ。

結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP）［しーみっぷ］

世界気候研究計画（WCRP）による結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP: Coupled Model Intercomparison Project）。CMIP の成果は、IPCC 評価報告書で使用される。第 5 期（CMIP5）及び第 6 期（CMIP6）について、詳しくは付録 A.1.4 項「気候モデルの国際比較」及び以下のウェブページを参照。

CMIP5：https://wcrp-cmip.org/cmip-phase-5-cmip5/

CMIP6：https://wcrp-cmip.org/cmip-phase-6-cmip6/

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。

再解析データ

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。

ジェット気流

対流圏上部または圏界面付近の狭い領域に集中して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。

シナリオ、2℃ /4℃ 上昇シナリオ

人間活動の影響に伴う将来の気候変動予測を行うため、温室効果ガスや大気汚染物質の排出量、土地利用形態等が将来どのように変化するか仮定したもの。本報告書では、IPCC 第 5 次及び第 6 次評価報告書で使用されたシナリオのうち、2100 年頃の気温上昇を工業化以前と比べて 2°C 未満に抑えることを目指す想定である RCP2.6 シナリオ及び SSP1-2.6 シナリオを「2°C 上昇シナリオ」、追加的な緩和策を取らない想定である RCP8.5 シナリオ及び SSP5-8.5 シナリオを「4°C 上昇シナリオ」として主な将来予測結果を掲載している。詳細はコラム 3 参照。

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。

太平洋十年規模変動（PDO）［ぴーでぃーおー］

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。

長期変化傾向

年々の値から短周期の変動を取り除いた際の変化の方向、又はその量。10 年や 100 年当たりの変化量として表すことが多い。

二酸化炭素（CO_2）［しーおーつー］

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, 2021）。

熱波

一般的に、気温が過去の記録と比較して異常に高い状態が持続する状況を指すが、明確な定義は存在しない。

パーセンタイル

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 パーセンタイルという。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。

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。

ハドレー循環

低緯度における子午面方向の南北直接循環。この循環の上昇気流域は対流活動が活発な熱帯収束域に、下降気流域は亜熱帯高気圧域に対応する。北半球が夏の時は赤道付近の対流圏下層では南風が、上層では北風が吹き、冬の時はその逆となる。

ハロカーボン類

塩素、臭素等のハロゲン原子を含む炭素化合物の総称であり、そ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。その大気中濃度は二酸化炭素の 100 万分の 1 程度であるが、単位質量当たりの温室効果は二酸化炭素の数千倍を超えるものもある。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類（HCFCs）、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどは、温室効果ガスであると同時にオゾン層破壊物質でもある。このほか、ハイドロフルオロカーボン類（HFC-134a、HFC-152a など。）などがある。

ヒートアイランド現象

都市部を中心に気温が上昇する現象。気温の高い地域が都市部を中心に島のような形状に分布することから、このように呼ばれる。

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。

北極振動

高緯度域と中緯度域における海面気圧が、シーソーのように一方が高いと一方が低くなる現象である。北極地方の海面気圧が平年より高く、中緯度帯の気圧が平年より低い場合を「負の北極振動」と呼び、北極地方から中緯度に向かって寒気が流れ込みやすくなる。逆に、北極地方の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、中緯度への寒気の南下が弱くなる。

マルチモデル

複数のモデル。異なる複数の気候モデルが算出する予測結果を参照することにより、不確実性の評価等を行う。

メタン（CH_4）［しーえいちふぉー］

二酸化炭素に次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り、1 分子当たりの温室効果が二酸化炭素の約 27.9 倍と大きい。大気中に放出されるメタンのおよそ 40%は自然起源（湿地や淡水など）であり、人為起源（畜産、稲作、化石燃料採掘、埋め立て、廃水、バイオマス燃焼など）によるものは約 60%である（WMO, 2024）。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、消失するために大気中の寿命は 11.8 年と短い。

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。

モントリオール議定書

オゾン層を破壊するおそれのある物質を特定し、当該物質の生産や消費の規制とそのスケジュールを規定するために 1987 年にカナダで採択され 1989 年に発効した国際条約。我が国は 1988 年に締結した。採択後もオゾン層の破壊状況について各国で検討を行い、規制措置の強化のための改正がなされた。正式名称は「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」。

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

Adler, R.F., M.R.P. Sapiano, G.J. Huffman, J.J. Wang, G. Gu, D. Bolvin, L. Chiu, U. Schneider, A. Becker, E. Nelkin, P. Xie, R. Ferraro and D.B. Shin, 2018: The Global Precipitation Climatology Project (GPCP) monthly analysis (New Version 2.3) and a review of 2017 global precipitation. Atmosphere (Basel). 9, 138, https://doi.org/10.3390/atmos9040138.

Albright, R., Y. Takeshita, D.A. Koweek, A. Ninokawa, K. Wolfe, T. Rivlin, Y. Nebuchina, J. Young and K. Caldeira, 2018: Carbon dioxide addition to coral reef waters suppresses net community calcification. Nature, 555, 516 – 519, https://doi.org/10.1038/nature25968.

Allen, M.R. and W.J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. Nature, 419, 224 – 232, https://doi.org/10.1038/nature01092.

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, https://doi.org/10.1007/s10872-008-0004-6.

Aono, Y. and K. Kazui, 2008: Phenological data series of cherry tree flowering in Kyoto, Japan, and its application to reconstruction of springtime temperatures since the 9th century. International Journal of Climatology, 28, 905 – 914, https://doi.org/10.1002/joc.1594.

Aono, Y., 2015: Cherry blossom phenological data since the seventeenth century for Edo (Tokyo), Japan, and their application to estimation of March temperatures. International Journal of Biometeorology, 59, 427 – 434, https://doi.org/10.1007/s00484-014-0854-0.

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.

Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan. J. Appl. Meteor. Climatol., 50, 1476 − 1496, https://doi.org/10.1175/2011JAMC2489.1.

Arora, V.K., G.J. Boer, P. Friedlingstein, M. Eby, C.D. Jones, J.R. Christian, G. Bonan, L. Bopp, V. Brovkin, P. Cadule, T. Hajima, T. Ilyina, K. Lindsay, J.F. Tjiputra and T. Wu, 2013: Carbon-Concentration and Carbon-Climate Feedbacks in CMIP5 Earth System Models. J. Climate, 26, 5289 – 5314, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00494.1.

Asano, Y., H. Kusaka and M. Inatsu, 2023: Future projections of wet snow accretion and snowfall in Kanto Plain, Japan, using a large ensemble climate simulation. Meteorological Applications, 30(6), e2162, https://doi.org/10.1002/met.2162.

Bacmeister, J.T., K.A. Reed, C. Hannay, P. Lawrence, S. Bates, J.E. Truesdale, N. Rosenbloom and M. Levy, 2018: Projected changes in tropical cyclone activity under future warming scenarios using a high-resolution climate model. Clim. Change, 146, 547 – 560, https://doi.org/10.1007/s10584-016-1750-x.

Bates, N.R. and R.J. Johnson, 2020: Acceleration of ocean warming, salinification, deoxygenation and acidification in the surface subtropical North Atlantic Ocean. Commun. Earth Environ. 1, 33, https://doi.org/10.1038/s43247-020-00030-5.

Beaulieu, C., S.A. Henson, J.L. Sarmiento, J.P. Dunne, S.C. Doney, R.R. Rykaczewski and L. Bopp, 2013: Factors challenging our ability to detect long-term trends in ocean chlorophyll. Biogeosciences, 10(4), 2711 – 2724, https://doi.org/10.5194/bg-10-2711-2013.

Behrenfeld, M.J. and P.G. Falkowski, 1997a: Photosynthetic rates derived from satellite-based chlorophyll concentration. Limnology and Oceanography, Volume 42, 1-20, https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.1.0001.

Behrenfeld, M.J. and P.G. Falkowski, 1997b: A consumer's guide to phytoplankton primary productivity models. Limnology and Oceanography, Volume 42, 1479-1491, https://doi.org/10.4319/lo.1997.42.7.1479.

Bell, S.S., S.S. Chand, S.J. Camargo, K.J. Tory, C. Turville and H. Ye, 2019: Western North Pacific tropical cyclone tracks in CMIP5 models: Statistical assessment using a model-independent detection and tracking scheme. J. Clim., 32, 7191 – 7208, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0785.1.

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.

Bieli, M., A.H. Sobel, S.J. Camargo, H. Murakami and G.A. Vecchi, 2020: Application of the Cyclone Phase Space to extratropical transition in a global climate model. J. Adv. Model. Earth Syst., 12, e2019MS001878, https://doi.org/10.1029/2019MS001878.

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, https://doi.org/10.1002/2015GL063306.

Bordbar, M.H., M.H. England, A. Sen Gupta, A. Santoso, A.S. Taschetto, T. Martin, W. Park and M. Latif, 2019: Uncertainty in near-term global surface warming linked to tropical Pacific climate variability. Nature Communications, 10(1), 1990, https://doi.org/10.1038/s41467-019-09761-2.

Boyce, D.G., M. Dowd, M.R. Lewis and B. Worm, 2014: Estimating global chlorophyll changes over the past century. Progress in Oceanography, 122, 163 - 173, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2014.01.004.

Breitburg D., L.A. Levin, A. Oschlies, M. Grégoire, F.P. Chavez, D.J. Conley, V. Garçon, D. Gilbert, D. Gutiérrez, K. Isensee, G.S. Jacinto, K.E. Limburg, I. Montes, S.W.A. Naqvi, G.C. Pitcher, N.N. Rabalais, M.R. Roman, K.A. Rose, B.A. Seibel, M. Telszewski, M. Yasuhara and J. Zhang, 2018: Declining oxygen in the global ocean and coastal waters. Science 359, eaam7240, https://doi.org/10.1126/science.aam7240.

Brown, R.D., 2000: Northern Hemisphere Snow Cover Variability and Change, 1915–97. J. Climate, 13, 2339 – 2355, https://doi.org/10.1175/1520-0442(2000)013<2339:NHSCVA>2.0.CO;2.

Brown, R.D., 2002: Reconstructed North American, Eurasian, and Northern Hemisphere Snow Cover Extent, 1915-1997, Version 1. National Snow and Ice Center, Boulder, CO, USA. Retrieved from: https://nsidc.org/data/g02131/versions/1, https://doi.org/10.7265/N5V985Z6.

Brown, R.D., D.V. Schuler, O. Bulygina, C. Derksen, K. Luojus, L. Mudryk, L. Wang and D. Yang, 2017: Arctic terrestrial snow cover. In: Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 25 - 64, https://www.amap.no/documents/doc/snow-water-ice-and-permafrost-in-the-arctic-swipa-2017/1610.

Camargo, S.J., H. Murakami, N. Bloemendaal, S.S. Chand, M.S. Deshpande, C. Dominguez-Sarmiento, J.J. González-Alemán, T.R. Knutson, I-I Lin, I.-J. Moon, C.M. Patricola, K.A. Reed, M.J. Roberts, E. Scoccimarro, F. Tam, E.J. Wallace, L. Wu, Y. Yamada, W. Zhang and H. Zhao, 2023: An Update on the Influence of Natural Climate Variability and Anthropogenic Climate

Change on Tropical Cyclones. Tropical Cyclone Research and Review, 12(3), 216 – 239, https://doi.org/10.1016/j.tcrr.2023.10.001.

Carter, B.R., R.A. Feely, S. Mecking, J.N. Cross, A.M. Macdonald, S.A. Siedlecki, L.D. Talley, C.L. Sabine, F.J. Millero, J.H. Swift, A.G. Dickson and K.B. Rodgers, 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, https://doi.org/10.1002/2016GB005485.

Casas-Prat, M., X.L. Wang, N. Mori, Y. Feng, R. Chan and T. Shimura, 2022: Effects of internal climate variability on historical ocean wave height trend assessment. Frontiers in Marine Science, 9, 847017, https://doi.org/10.3389/fmars.2022.847017.

Cattiaux, J., F. Chauvin, O. Bousquet, S. Malardel and C.-L. Tsai, 2020: Projected changes in the southern Indian Ocean cyclone activity assessed from high-resolution experiments and CMIP5 models. J. Clim., 33, 4975 – 4991, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0591.1.

Cha, E.J., T.R. Knutson, T.-C. Lee, M. Ying and T. Nakaegawa, 2020: Third assessment on impacts of climate change on tropical cyclones in the Typhoon Committee Region – Part II: Future projections. Tropical Cyclone Research and Review, 9(2), 75 – 86, https://doi.org/10.1016/j.tcrr.2020.04.005.

Chadwick, R., I. Boutle and G. Martin, 2013: Spatial patterns of precipitation change in CMIP5: Why the rich do not get richer in the tropics. J. Climate, 26, 3803–3822, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-12-00543.1.

Chang, E.K.-M., C.-G. Ma, C. Zheng and A.M.W. Yau, 2016: Observed and projected decrease in Northern Hemisphere extratropical cyclone activity in summer and its impacts on maximum temperature. Geophys. Res. Lett., 43(5), 2200 – 2208, https://doi.org/10.1002/2016gl068172.

Chang, P., S. Zhang, G. Danabasoglu, S.G. Yeager, H. Fu, H. Wang, F.S. Castruccio, Y. Chen, J. Edwards, D. Fu, Y. Jia, L.C. Laurindo, X. Liu, N. Rosenbloom, R.J. Small, G. Xu, Y. Zeng, Q. Zhang, J. Bacmeister, D.A. Bailey, X. Duan, A.K. DuVivier, D. Li, Y. Li, R. Neale, A. Stössel, L. Wang, Y. Zhuang, A. Baker, S. Bates, J. Dennis, X. Diao, B. Gan, A. Gopal, D. Jia, Z. Jing, X. Ma, R. Saravanan, W.G. Strand, J. Tao, H. Yang, X. Wang, Z. Wei and L. Wu, 2020: An unprecedented set of high-resolution Earth system simulations for understanding multiscale interactions in climate variability and change. J. Adv. Model. Earth Syst., 12, e2020MS002298, https://doi.org/10.1029/2020MS002298.

Chapman, S., J.E.M. Watson, A. Salazar, M. Thatcher and C.A. McAlpine, 2017: The impact of urbanization and climate change on urban temperatures: a systematic review. Landscape Ecology, 32(10), 1921 – 1935, https://doi.org/10.1007/s10980-017-0561-4.

Chau, T.T.T., M. Gehlen and F. Chevallier, 2022: A seamless ensemble-based reconstruction of surface ocean pCO_2 and air-sea CO_2 fluxes over the global coastal and open oceans. Biogeosciences, 19, 1087 – 1109, https://doi.org/10.5194/bg-19-1087-2022.

Chen, H.H., Y. Wang, P. Xiu, Y. Yu, W. Ma and F. Chai, 2023: Combined oceanic and atmospheric forcing of the 2013/14 marine heatwave in the northeast Pacific. npj climate and atmospheric science, 6, 3. https://doi.org/10.1038/s41612-023-00327-0.

Chen, J., Z. Wang, C.Y. Tam, N.C. Lau, D.S.D. Lau and H.Y. Mok, 2020: Impacts of climate change on tropical cyclones and induced storm surges in the Pearl River Delta region using pseudo–global-warming method. Scientific Reports, 10(1), 1965, https://doi.org/10.1038/s41598-020-58824-8.

Chen, J., T. Sayama, M. Yamada and Y. Sugawara, 2024a: Regional event-based flood quantile estimation method for large climate projection ensembles, Progress in Earth and Planetary Science, 11(16), https://doi.org/10.1186/s40645-024-00618-x.

Chen, J., T. Sayama, M. Yamada and Y. Sugawara, 2024b: Projections of flood changes at 2 K and 4 K warmer climate in Japan using a national flood model and ensemble climate dataset (in prep).

Chen, S., Y. Meng, S. Lin and J. Xi, 2022: Remote sensing of the seasonal and interannual variability of surface chlorophyll-a concentration in the northwest Pacific over the past 23 years (1997-2020). Remote Sensing, 14(21), 5611, https://doi.org/10.3390/rs14215611.

Christidis, N., Y. Aono and P.A. Stott, 2022: Human influence increases the likelihood of extremely early cherry tree flowering in Kyoto. Environmental Rseearch Letters, 17, 054051, https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac6bb4.

Colbert, A.J., B.J. Soden and B.P. Kirtman, 2015: The impact of natural and anthropogenic climate change on western north pacific tropical cyclone tracks. J. Climate, 28 (5), 1806 – 1823, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00100.1.

Currie, K., 2022: Ocean Acidification Assessment (NIWA Client Report No: 2022194WN). National Institute of Water & Atmospheric Research Ltd, https://environment.govt.nz/publications/ocean-acidification-assessment, Accessed 2025/01/22.

Curry, J.A., J.L. Schramm and E.E. Ebert, 1995: Sea ice–albedo climate feedback mechanism. J. Clim. 8, 240 – 247, https://doi.org/10.1175/1520-0442(1995)008<0240:SIACFM>2.0.CO;2.

Dai, Y., S. Yang, D. Zhao, C. Hu, W. Xu, D.M. Anderson, Y. Li, X.-P. Song, D.G. Boyce, L. Gibson, C. Zheng and L. Feng, 2023: Coastal phytoplankton blooms expand and intensify in the 21st century. Nature, 615, 280-284, https://doi.org/10.1038/s41586-023-05760-y.

Dettinger, M.D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO_2 and climate. Tellus B: Chemical and Physical Meteorology, 50 (1), 1 – 24, https://doi.org/10.3402/tellusb.v50i1.16018.

Di Lorenzo, E., N. Schneider, K.M. Cobb, P.J.S. Franks, K. Chhak, A.J. Miller, J.C. McWilliams, S.J. Bograd, H. Arango, E. Curchitser, T.M. Powell and P. Riviére, 2008: North Pacific Gyre Oscillation links ocean climate and ecosystem change. Geophysical Research Letters., 35, L08607, https://doi.org/10.1029/2007GL032838.

Di Lorenzo, E. and N. Mantua, 2016: Multi-year persistence of the 2014/15 North Pacific marine heatwave. Nature Clim Change 6, 1042 – 1047, https://doi.org/10.1038/nclimate3082.

Djavidnia, S., F. Melin and N. Hoepffner, 2010: Comparison of global ocean colour data records. Ocean Science, 6, 61 - 76, https://doi.org/10.5194/os-6-61-2010.

Doblas-Reyes, F.J., I. Andreu-Burillo, Y. Chikamoto, J. García-Serrano, V. Guemas, M. Kimoto, T. Mochizuki, L. R. L. Rodrigues and G. J. van Oldenborgh, 2013: Initialized near-term regional climate change prediction. Nature Communications, 4, 1715, https://doi.org/10.1038/ncomms2704.

Donat, M.G., A.J. Pitman and S.I. Seneviratne, 2017: Regional warming of hot extremes accelerated by surface energy fluxes. Geophysical Research Letters, 44, 7011 – 7019, https://doi.org/10.1002/2017gl073733.

Dong, B., R.T. Sutton, W. Chen, L. Xiaodong, L. Riyu and S. Ying, 2016: Abrupt summer warming and changes in temperature extremes over Northeast Asia since the mid-1990s: Drivers and

physical processes. Advances in Atmospheric Sciences, 33, 1005 – 1023, https://doi.org/10.1007/s00376-016-5247-3.

Dong, B., R.T. Sutton and L. Shaffrey, 2017: Understanding the rapid summer warming and changes in temperature extremes since the mid-1990s over Western Europe. Climate Dynamics, 48(5–6), 1537 – 1554, https://doi.org/10.1007/s00382-016-3158-8.

Dore, J.E., R. Lukas, D.W. Sadler, M.J. Church and D.M. Karl, 2009: Physical and biogeochemical modulation of ocean acidification in the central North Pacific. Proceedings of the National Academy of Sciences, 106(30), 12235 – 12240, https://doi.org/10.1073/pnas.0906044106.

Douville, H., J. Colin, E. Krug, J. Cattiaux and S. Thao, 2016: Midlatitude daily summer temperatures reshaped by soil moisture under climate change. Geophysical Research Letters, 43, 812 – 818, https://doi.org/10.1002/2015gl066222.

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, 246 pp, Co-published by Springer and Capital Pub. Company, New Delhi, https://doi.org/10.1007/978-1-4020-8327-3_9.

Dunn, R.J.H., L.V. Alexander, M. G. Donat, X. Zhang, M. Bador, N. Herold, T. Lippmann, R. Allan, E. Aguilar, A.A. Barry, M. Brunet, J. Caesar, G. Chagnaud, V. Cheng, T. Cinco, I. Durre, R. de Guzman, T.M. Htay, W.M.W. Ibadullah, M.K.I.B. Ibrahim, M. Khoshkam, A. Kruger, H. Kubota, T.W. Leng, G. Lim, L. Li-Sha, J. Marengo, S. Mbatha, S. McGree, M. Menne, M.M. Skansi, S. Ngwenya, F. Nkrumah, C. Oonariya, J.D. Pabon-Caicedo, G. Panthou, C. Pham, F. Rahimzadeh, A. Ramos, E. Salgado, J. Salinger, Y. Sané, A. Sopaheluwakan, A. Srivastava, Y. Sun, B. Timbal, N. Trachow, B. Trewin, G. van der Schrier, J. Vazquez-Aguirre, R. Vasquez, C. Villarroel, L. Vincent, T. Vischel, R. Vose and M.N.B.H. Yussof, 2020: Development of an Updated Global Land In Situ-Based Data Set of Temperature and Precipitation Extremes: HadEX3. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 125(16), e2019JD032263, https://doi.org/10.1029/2019jd032263.

Emanuel, K., 2021: Response of global tropical cyclone activity to increasing CO_2: Results from downscaling CMIP6 models. J. Clim., 34: 57 – 70, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0367.1.

Emanuel, K., 2022: Tropical cyclone seeds, transition probabilities, and genesis. J. Clim., 35: 3557 – 3566, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0922.1.

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, https://doi.org/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, https://doi.org/10.2151/sola.2018-010.

Endo, H., A. Kitoh, R. Mizuta and T. Ose, 2021: Different future changes between early and late summer monsoon precipitation in East Asia. J. Meteor. Soc. Japan, 99, 1501–1524, https://doi.org/10.2151/jmsj.2021-073.

Endo, H., A. Kitoh and R. Mizuta, 2022: Future changes in extreme precipitation and their association with tropical cyclone activity over the western North Pacific and East Asia in 20 km AGCM simulations. SOLA, 18, 58 - 64, https://doi.org/10.2151/sola.2022-010.

Endo, H. 2023: Long-term precipitation changes in the Baiu and Akisame seasonsin Japan over the past 120 years (1901–2020). J. Meteor. Soc. Japan, 101, 309 – 322, https://doi.org/10.2151/jmsj.2023-019.

Energy Institute, 2023: Statistical Review of World Energy 2023. Energy Institute, London, https://www.energyinst.org/statistical-review.

Erikson, L., J. Morim, M. Hemer, I. Young, X.L. Wang, L. Mentaschi, N. Mori, A. Semedo, J. Stopa, V. Grigorieva, S. Gulev, O. Aarnes, J.-R. Bidlot, Ø. Breivik, L. Bricheno, T. Shimura, M. Menendez, M. Markina, V. Sharmar, C. Trenham, J. Wolf, C. Appendini, S. Caires, N. Groll and A. Webb, 2022: Global ocean wave fields show consistent regional trends between 1980 and 2014 in a multi-product ensemble. Communications Earth & Environment, 3(1), 320, https://doi.org/10.1038/s43247-022-00654-9.

Fasullo J.T. and R.S. Nerem, 2018: Altimeter-era emergence of the patterns of forced sea-level rise in climate models and implications for the future. Proc Natl Acad Sci USA, 115 (51), 12944 – 12949, https://doi.org/10.1073/pnas.1813233115.

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, https://doi.org/10.1038/ngeo1062.

Franco, A.C., D. Ianson, T. Ross, R.C. Hamme, A.H. Monahan, J.R. Christian, M. Davelaar, W.K. Johnson, L.A. Miller, M. Robert and P.D. Tortell, 2021: Anthropogenic and climatic contributions to observed carbon system trends in the northeast Pacific. Global Biogeochemical Cycles, 35, e2020GB006829. https://doi.org/10.1029/2020GB006829.

Friedlingstein, P., M. O'Sullivan, M.W. Jones, R.M. Andrew, J. Hauck, P. Landschützer, C. Le Quéré, H. Li, I.T. Luijkx, A. Olsen, G.P. Peters, W. Peters, J. Pongratz, C. Schwingshackl, S. Sitch, J.G. Canadell, P. Ciais, R.B. Jackson, S.R. Alin, A. Arneth, V. Arora, N.R. Bates, M. Becker, N. Bellouin, C.F. Berghoff, H.C. Bittig, L. Bopp, P. Cadule, K. Campbell, M.A. Chamberlain, N. Chandra, F. Chevallier, L.P. Chini, T. Colligan, J. Decayeux, L. Djeutchouang, X. Dou, C. Duran Rojas, K. Enyo, W. Evans, A. Fay, R.A. Feely, D.J. Ford, A. Foster, T. Gasser, M. Gehlen, T. Gkritzalis, G. Grassi, L. Gregor, N. Gruber, Ö. Gürses, I. Harris, M. Hefner, J. Heinke, G.C. Hurtt, Y. Iida, T. Ilyina, A.R. Jacobson, A. Jain, T. Jarníková, A. Jersild, F. Jiang, Z. Jin, E. Kato, R.F. Keeling, K.K. Goldewijk, J. Knauer, J.I. Korsbakken, X. Lan, S.K. Lauvset, N. Lefèvre, Z. Liu, J. Liu, L. Ma, S. Maksyutov, G. Marland, N. Mayot, P. McGuire, N. Metzl, N.M. Monacci, E.J. Morgan, S.-I. Nakaoka, C. Neill, Y. Niwa, T. Nützel, L. Olivier, T. Ono, P.I. Palmer, D. Pierrot, Z. Qin, L. Resplandy, A. Roobaert, T.M. Rosan, C. Rödenbeck, J. Schwinger, T.L. Smallman, S. Smith, R. Sospedra-Alfonso, T. Steinhoff, Q. Sun, A.J. Sutton, R. Séférian, S. Takao, H. Tatebe, H. Tian, B. Tilbrook, O. Torres, E. Tourigny, H. Tsujino, F. Tubiello, G. van der Werf, R. Wanninkhof, X. Wang, D. Yang, X. Yang, Z. Yu, W. Yuan, X. Yue, S. Zaehle, N. Zeng and J. Zeng, 2025: Global Carbon Budget 2024, Earth Syst. Sci. Data, 17, 965–1039, https://doi.org/10.5194/essd-17-965-2025.

Frölicher, T.L., J.L. Sarmiento, D.J. Paynter, J.P. Dunne, J.P. Krasting and M. Winton, 2015: Dominance of the Southern Ocean in anthropogenic carbon and heat uptake in CMIP5 models. J. Climate, 28(2), 862 − 886, https://doi.org/10.1175/JCLI‐D‐14‐00117.1.

Fujibe, F., 2009: Relation between Long-term Temperature and Wind Speed Trends at Surface Observation Stations in Japan. SOLA, 5, 81 – 84, https://doi.org/10.2151/sola.2009-021.

Fujibe, F., H. Togawa and M. Sakata, 2009: Long-term change and spatial anomaly of warm season afternoon precipitation in Tokyo. SOLA 5, 17 – 20, https://doi.org/10.2151/sola.2009-005.

Fujibe, F., 2023: Climatological Study of Urban Climate and Heat and Cold Mortalities in Japan. International Perspectives in Geography, 21, 190pp, https://doi.org/10.1007/978-981-99-4386-9.

Fujii M, S. Takao, T. Yamaka, T. Akamatsu, Y. Fujita, M. Wakita, A. Yamamoto and T. Ono, 2021: Continuous monitoring and future projection of ocean warming, acidification, and deoxygenation on the subarctic coast of Hokkaido, Japan. Front. Mar. Sci. 8:590020, https://doi.org/10.3389/fmars.2021.590020.

Fujiwara, K., T. Takemi and N. Mori, 2023: Response of intensity and structure of typhoon Jebi (2018) before landfall to 2-K and 4-K warmed future climates in dynamical downscaling experiments. SOLA, 19, 142 – 149, https://doi.org/10.2151/sola.2023-019.

Fujiwara, M., P. Martineau and J.S. Wright, 2020: Surface temperature response to the major volcanic eruptions in multiple reanalysis data sets. Atmos. Chem. Phys., 20, 345–374, https://doi.org/10.5194/acp-20-345-2020.

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, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0789.1.

Garcia, H.E., K.W. Weathers, C.R. Paver, I. Smolyar, T.P. Boyer, R.A. Locarnini, M.M. Zweng, A.V. Mishonov, O.K. Baranova, D. Seidov and J.R. Reagan, 2019: World Ocean Atlas 2018, Volume 4: Dissolved Inorganic Nutrients (phosphate, nitrate and nitrate+nitrite, silicate). A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 84, 35pp., https://archimer.ifremer.fr/doc/00651/76336/.

Garner, A.J., M.E. Mann, K.A. Emanuel, R.E. Kopp, N. Lin, R.B. Alley, B.P. Horton, R.M. DeConto, J.P. Donnelly and D. Pollard, 2017: Impact of climate change on New York City's coastal flood hazard: Increasing flood heights from the preindustrial to 2300 CE. Proceedings of the National Academy of Sciences, 114(45), 11861 – 11866, https://doi.org/10.1073/pnas.1703568114.

Gattuso, J.-P., M. Frankignoulle, I. Bourge, S. Romaine and R.W. Buddemeier, 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.

Gemmrich, J., B. Thomas and R. Bouchard, 2011: Observational changes and trends in northeast Pacific wave records. Geophysical Research Letters, 38(22), L22601, https://doi.org/10.1029/2011GL049518.

Giese, B.S. and S. Ray, 2011: El Niño variability in simple ocean data assimilation (SODA), 1871_2008. J. Geophys. Res. 116, C02024, https://doi.org/10.1029/2010JC006695.

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. https://doi.org/10.1175/2011JCLI3979.1.

González-Dávila, M. and J.M. Santana-Casiano, 2023: European Carbonate system Time Series (November 2011 - April 2023) in the North East Atlantic, ESTOC site. PANGAEA, https://doi.org/10.1594/PANGAEA.959856, Accessed 2025/01/22.

Gregg, W.W. and C.S. Rousseaux, 2019: Global ocean primary production trends in the modern ocean color satellite record (1998-2015). Environmental Research Letters, 14, 124011, https://doi.org/10.1088/1748-9326/ab4667.

Gregor, L. and N. Gruber, 2021: OceanSODA-ETHZ: a global gridded data set of the surface ocean carbonate system for seasonal to decadal studies of ocean acidification. Earth Syst. Sci. Data, 13, 777 – 808, https://doi.org/10.5194/essd-13-777-2021.

Guzman, O. and H. Jiang, 2021: Global increase in tropical cyclone rain rate. Nature communications, 12(1), 5344, https://doi.org/10.1038/s41467-021-25685-2.

Haarsma, R., 2021: European Windstorm Risk of Post-Tropical Cyclones and the Impact of Climate Change. Geophys. Res. Lett., 48, e2020GL091483, https://doi.org/10.1029/2020GL091483.

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, https://doi.org/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, https://doi.org/10.2151/sola.2014-038.

Hawkins, E. and R. Sutton, 2009: The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions. Bull. Am. Meteorol. Soc. 90, 1095 – 1108. https://doi.org/10.1175/2009BAMS2607.1.

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

Hayashi, M., H. Shiogama, S. Emori, T. Ogura and N. Hirota, 2021: The northwestern Pacific warming record in August 2020 occurred under anthropogenic forcing. Geophysical Research Letters, 48(1), e2020GL090956, https://doi.org/10.1029/2020GL090956.

Hayashi, M., H. Shiogama and T. Ogura, 2022: The contribution of climate change to increasing extreme ocean warming around Japan. Geophysical Research Letters, 49, e2022GL100785, https://doi.org/10.1029/2022GL100785.

Hayashi, M. and H. Shiogama, 2022: Assessment of CMIP6-Based Future Climate Projections Selected for Impact Studies in Japan. SOLA, 18, 96 – 103, https://doi.org/10.2151/sola.2022-016.

He, C., T. Li and W. Zhou, 2020: Drier North American monsoon in contrast to Asian–African monsoon under global warming. J. Climate, 33, 9801 – 9816, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0189.1.

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

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, https://doi.org/10.2151/jmsj.2012-506.

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.

Hirsch, A.L., J.P. Evans, G.Di Virgilio, S.E. Perkins-Kirkpatrick, D. Argüeso, A.J. Pitman, C.C. Carouge, J. Kala, J. Andrys, P. Petrelli and B. Rockel, 2019: Amplification of Australian Heatwaves via Local Land-Atmosphere Coupling. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 124(24), 13625 – 13647, https://doi.org/10.1029/2019jd030665.

Hobday, A.J., L.V. Alexander, S.E. Perkins, D.A. Smale, S.C. Straub, E.C.J. Oliver, J.A. Benthuysen, M.T. Burrows, M.G. Donat, M. Feng, N.J. Holbrook, P.J. Moore, H.A. Scannell, A.S. Gupta and T. Wernberg, 2016: A hierarchical approach to defining marine heatwaves. Progress in Oceanography, 141, 227 – 238, https://doi.org/10.1016/j.pocean.2015.12.014.

Hochet, A., G. Dodet, F. Sévellec, M.N. Bouin, A. Patra and F. Ardhuin, 2023: Time of Emergence for Altimetry‐Based Significant Wave Height Changes in the North Atlantic. Geophysical Research Letters, 50(9), e2022GL102348, https://doi.org/10.1029/2022GL102348.

Hong, C.-C., C.-H. Tsou, P.-C. Hsu, K.-C. Chen, H.-C. Liang, H.-H. Hsu, C.-Y. Tu and A. Kitoh, 2021: Future changes in tropical cyclone intensity and frequency over the western North Pacific based on 20-km HiRAM and MRI models. J. Clim., 34, 2235 – 2251, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0417.1.

Hori, K. Sugiura, K. Kobayashi, T. Aoki, T. Tanikawa, K. Kuchiki, M. Niwano and H. Enomoto, 2017: A 38-year (1978–2015) Northern Hemisphere daily snow cover extent product derived using consistent objective criteria from satellite-borne optical sensors. Remote Sens. Environ., 191, 402 - 418. https://doi.org/10.1016/j.rse.2017.01.023.

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

Hsieh, T.-L., G.A. Vecchi, W. Yang, I.M. Held and S.T. Garner, 2020: Large-scale control on the frequency of tropical cyclones and seeds: a consistent relationship across a hierarchy of global atmospheric models. Clim. Dyn., 55, 3177 – 3196, https://doi.org/10.1007/s00382-020-05446-5.

Hu, Z.Z., A. Kumar, B. Jha, J. Zhu and B. Huang, 2017: Persistence and predictions of the remarkable warm anomaly in the Northeastern Pacific Ocean during 2014–16. J. Clim. 30, 689 – 702, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0348.1.

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.

Iida, Y., Y. Takatani, A. Kojima and M. Ishii, 2021: Global trends of ocean CO_2 sink and ocean acidification: an observation-based reconstruction of surface ocean inorganic carbon variables. J. Oceanogr., 77, 323 – 358, https://doi.org/10.1007/s10872-020-00571-5.

Imada, Y., M. Watanabe, H. Kawase, 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, https://doi.org/10.2151/sola.15A-002.

Imada, Y., H. Kawase, M. Watanabe, M. Arai, H. Shiogama and I. Takayabu, 2020: Advanced risk-based event attribution for heavy regional rainfall events. npj Climate and Atmospheric Science, 3, 37, https://doi.org/10.1038/s41612-020-00141-y.

Inatsu, M., S. Kawazoe and M. Mori, 2022: Trends and Projection of Heavy Snowfall in Hokkaido, Japan, as an Application of Self-Organizing Map, JAMC, 60, 1483 – 1494, https://doi.org/10.1175/JAMC-D-21-0085.1.

IPCC, 2007: 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., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 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., https://doi.org/10.1017/CBO9781107415324.

IPCC, 2018: 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.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 616 pp., https://doi.org/10.1017/9781009157940.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, 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.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 755 pp., https://doi.org/10.1017/9781009157964.

IPCC, 2021: Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 2391 pp., https://doi.org/10.1017/9781009157896.

IPCC, 2022: Climate Change 2022: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, M. Tignor, E.S. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Craig, S. Langsdorf, S. Löschke, V. Möller, A. Okem, B. Rama (eds.)]. Cambridge University Press. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 3056 pp., https://doi.org/10.1017/9781009325844.

IPCC, 2023: Climate Change 2023: Synthesis Report. Contribution of Working Groups I, II and III to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Core Writing Team, H. Lee and J. Romero (eds.)]. IPCC, Geneva, Switzerland, 184 pp., https://doi.org/10.59327/IPCC/AR6-9789291691647.

Ishii, M., N. Kosugi, D. Sasano, S. Saito, T. Midorikawa and H.Y. Inoue, 2011: Ocean acidification off the south coast of Japan: A result from time series observations of CO_2 parameters from 1994 to 2008. J. Geophys. Res., 116, C06022, https://doi.org/10.1029/2010JC006831.

Ishii, M., Y. Fukuda, S. 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, https://doi.org/10.2151/sola.2017-030.

Ishii, M. and N. Mori, 2020: d4PDF: large-ensemble and high-resolution climate simulations for global warming risk assessment (review). Progress in Earth and Planetary Science, 7, Article number 58, https://doi.org/10.1186/s40645-020-00367-7.

Ishizaki, N. N., 2021: Bias corrected climate scenarios over Japan based on CDFDM method using CMIP6, Ver.1, NIES. (Reference date: 2021/06/11), https://doi.org/10.17595/20210501.001.

Ishizaki, N. N., H. Shiogama, N. Hanasaki and K. Takahashi, 2022: Development of CMIP6-based climate scenarios for Japan using statistical method and their applicability to heat-related impact studies. Earth and Space Science, 9, e2022EA002451, https://doi.org/10.1029/2022EA002451.

Ishizu, M., Y. Miyazawa, T. Tsunoda and T. Ono, 2019: Long-term trends in pH in Japanese coastal seawater. Biogeosciences, 16, 4747 – 4763, https://doi.org/10.5194/bg-16-4747-2019.

Islam, M.R., M. Satoh and H. Takagi, 2022: Tropical cyclones affecting Japan central coast and changing storm surge hazard since 1980. J. Meteor. Soc. Japan, 100, 493 – 507, https://doi.org/10.2151/jmsj.2022-024.

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, https://doi.org/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, https://doi.org/10.3178/hrl.14.130.

Ito, R., T. Nakaegawa and I. Takayabu, 2020c: Comparison of regional characteristics of land precipitation climatology projected by an MRI-AGCM multi-cumulus scheme and multi-SST ensemble with CMIP5 multi-model ensemble projections. Prog Earth Planet Sci 7, 77, https://doi.org/10.1186/s40645-020-00394-4.

Ito, R., H. Endo, T. Ose and T. Nakaegawa, 2025: Future atmospheric surface circulations and their impact on the regional climate of Japan based on the CMIP6 projections and observed statistics. Hydrol. Res. Lett., 19, 1-7, https://doi.org/10.3178/hrl.24-00011.

Jacox, M.G., M.A. Alexander, N.J. Mantua, J.D. Scott, G. Hervieux, R.S. Webb and F.E. Werner, 2018: Forcing of Multiyear Extreme Ocean Temperatures that Impacted California Current Living Marine Resources in 2016. Bull. Am. Meterol. Soc., 99(1), S27 – S33, https://doi.org/10.1175/bams-d-17-0119.1.

Janoski, T.P., A.J. Broccoli, S.B. Kapnick and N.C.Johnson, 2018: Effects of climate change on wind-driven heavy-snowfall events over Eastern North America. J. Climate, 31, 9037 – 9054, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0756.1.

Jeong, SJ., CH. Ho, S. Piao, J. Kim, P. Ciais, YB. Lee, JG. Jhun and S.K. Park, 2014: Effects of double cropping on summer climate of the North China Plain and neighbouring regions. Nature Climate Change, 4(7), 615 – 619, https://doi.org/10.1038/nclimate2266.

Jiang, L.-Q., J. Dunne, B.R. Carter, J.F. Tjiputra, J. Terhaar, J.D. Sharp, A. Olsen, S. Alin, D.C.E. Bakker, R.A. Feely, J.-P. Gattuso, P. Hogan, T. Ilyina, N. Lange, S.K. Lauvset, E.R. Lewis, T. Lovato, J. Palmieri, Y. Santana-Falcón, J. Schwinger, R. Séférian, G. Strand, N. Swart, T. Tanhua, H. Tsujino, R. Wanninkhof, M. Watanabe, A. Yamamoto and T. Ziehn,. 2023: Global surface ocean acidification indicators from 1750 to 2100. Journal of Advances in Modeling Earth Systems, 15, e2022MS003563, https://doi.org/10.1029/2022MS003563.

Jianping, L. and J.X.L. Wang, 2003: A new North Atlantic Oscillation index and its variability. Adv. Atmos. Sci., 20, 661 - 676, https://doi.org/10.1007/bf02915394.

Johnson, G.C. and J.M. Lyman, 2020: Warming trends increasingly dominate global ocean. Nature Climate Change, 10, 757 – 761, https://doi.org/10.1038/s41558-020-0822-0.

Jung, C. and G.M. Lackmann, 2019: Extratropical transition of Hurricane Irene (2011) in a changing climate. J. Climate, 32, 4847 – 4871, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-18-0558.1.

Jung, C. and G.M. Lackmann, 2021: The response of extratropical transition of tropical cyclones to climate change: Quasi-idealized numerical experiments. J. Climate., 34, 4361 – 4381, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-20-0543.1.

Kanada, S., H. Aiki, K. Tsuboki and I. Takayabu, 2021a: Future changes of a slow-moving intense typhoon with global warming: A case study using a regional 1-km-mesh atmosphere–ocean coupled model. SOLA, 17A, 14 – 20, https://doi.org/10.2151/sola.17A-003.

Kanada, S., H. Aiki and K. Tsuboki, 2021b: Projection of future enhancement of heavy rainfalls associated with Typhoon Hagibis (2019) using a regional 1-km-mesh atmosphere-ocean coupled model. SOLA, 17A, 38 – 44, https://doi.org/10.2151/sola.17A-007.

Kanada, S. and H. Aiki, 2024: Buffering effect of atmosphere–ocean coupling on intensity changes of tropical cyclones under a changing climate. Geophys. Res. Lett., 51, e2023GL105659, https://doi.org/10.1029/2023GL105659.

Katsuyama, Y., M. Inatsu, K. Nakamura and S. Matoba, 2017: Global warming response of snowpack at mountain range in northern Japan estimated using multiple dynamically downscaled data. Cold Regions Science and Technology 136, 62 – 71, https://doi.org/10.1016/j.coldregions.2017.01.006.

Katsuyama, Y., M. Inatsu and T. Shirakawa, 2020; Response of snowpack to +2 °C global warming in Hokkaido, Japan. Journal of Glaciology 66(255), 83 – 96. https://doi.org/10.1017/jog.2019.85.

Katsuyama, Y., T. Katsushima and Y. Takeuchi, 2023; Large-ensemble climate simulations to assess changes in snow stability over northern Japan. Journal of Glaciology, 69(275), 577 - 590. https://doi.org/10.1017/jog.2022.85.

Kawabata, Y., U. Shimada and M. Yamaguchi, 2023: The 30-year (1987-2016) Trend of Strong Typhoons and Genesis Locations Found in the Japan Meteorological Agency's Dvorak Reanalysis Data. J. Meteor. Soc. Japan., https://doi.org/10.2151/jmsj.2023-025.

Kawakami, Y., H. Nakano, L.S. Urakawa, T. Toyoda, K. Sakamoto, S. Nishikawa, T. Sugiyama, M. Kurogi, Y. Ishikawa, K. Sato and G. Yamanaka, 2024: Future changes in marine heatwaves based on high-resolution ensemble projections for the northwestern Pacific Ocean. Journal of Oceanography, 80, 177 – 195, https://doi.org/10.1007/s10872-024-00714-y.

Kawase, H., T. Yoshikane, M. Hara, M. Fujita, N. Ishizaki, F. Kimura and H. Hatsushika, 2012: Downscaling of snow cover changes in the late 20th Century using a past climate simulation method over Central Japan. SOLA, 8, 61 – 64, https://doi.org/10.2151/sola.2012-016.

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, W. Shimada, 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, https://doi.org/10.2151/sola.2018-007.

Kawase, H., Y. Imada, H. Sasaki, T. Nakaegawa, A. Murata, M. Nosaka and I. Takayabu, 2019a: Contribution of historical global warming to local-scale heavy precipitation in western Japan estimated by large ensemble high-resolution simulations. J. Geophys. Res.: Atmos., 124, 6093 – 6103, https://doi.org/10.1029/2018JD030155.

Kawase, H., Y. Imada, H. Tsuguti, T. Nakaegawa, N. Seino, A. Murata and I. Takayabu, 2019b: The Heavy Rain Event of July 2018 in Japan enhanced by historical warming. Bull. Amer. Meteorol. Soc., 101(1), S109 – S114, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0173.1.

Kawase, H., T. Yamazaki, S. Sugimoto, T. Sasai, R. Ito, T. Hamada, M. Kuribayashi, M. Fujita, A. Murata, M. Nosaka and H. Sasaki, 2020a: Changes in extremely heavy and light snow-cover winters due to global warming over high mountainous areas in central Japan. PEPS, 7, 10, https://doi.org/10.1186/s40645-020-0322-x.

Kawase, H., Y. Imada, H. Tsuguti, T. Nakaegawa, N. Seino, A. Murata and I. Takayabu, 2020b: The heavy rain event of July 2018 in Japan enhanced by historical warming. Bull. Amer. Meteor. Soc., 101, S109 - S114, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-19-0173.1.

Kawase, H., M. Yamaguchi, Y. Imada, S. Hayashi, A. Murata, T. Nakaegawa, T. Miyasaka and I. Takayabu, 2021a: Enhancement of extremely heavy precipitation induced by Typhoon Hagibis (2019) due to historical warming. SOLA, 17A-002, https://doi.org/10.2151/sola.17A-002.

Kawase, H., A. Murata, K. Yamada, T. Nakaegawa, R. Ito, R. Mizuta, M. Nosaka, S. Watanabe and H. Sasaki, 2021b: Regional characteristics of future changes in snowfall in Japan under RCP2.6 and RCP8.5 scenarios. SOLA, 17, 1 – 7, https://doi.org/10.2151/sola.2021-001.

Kawase, H., Y. Imada and S. Watanabe, 2022a: Impacts of historical atmospheric and oceanic warming on heavy snowfall in December 2020 in Japan. JGR-Atmosphere, 127, e2022JD036996, https://doi.org/10.1029/2022JD036996.

Kawase, H., S. Watanabe, Y. Hirockawa and Y. Imada, 2022b: Timely Event Attribution of Extreme Precipitation in Japan: An Example of Heavy Rainfall in July 2020. Bulletin of the American Meteorological Society, 103, S118–S123, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-21-0192.1.

Kawase, H., S. Fukui, M. Nosaka, S.I. Watanabe, K. Otomo, A. Murata, K. Murazaki and T. Nakaegawa, 2023a: Historical regional climate changes in Japan in winter as assessed by a 5-km regional climate model with a land surface process. PEPS, 10, 7, https://doi.org/10.1186/s40645-023-00536-4.

Kawase, H., M. Nosaka, S.I. Watanabe, K. Yamamoto, T. Shimura, Y. Naka, Y.-H. Wu, H. Okachi, T. Hoshino, R. Ito, S. Sugimoto, C. Suzuki, S. Fukui, T. Takemi, Y. Ishikawa, N. Mori, E. Nakakita, T.J. Yamada, A. Murata, T. Nakaegawa and I. Takayabu, 2023b: Identifying robust changes of extreme precipitation in Japan from large ensemble 5-km-grid regional experiments for 4K warming scenario. J. Geophys. Res. Atmos., 128, e2023JD038513, https://doi.org/10.1029/2023JD038513.

Kawazoe, S., M. Inatsu, T.J. Yamada and T. Hoshino, 2020: Climate change impacts on heavy snowfall in Sapporo using 5-km mesh large ensemble simulations. SOLA, 16, 233 – 239, https://doi.org/10.2151/sola.2020-039.

Keeling, C.D., T.P. Whorf, M. Wahlen and J. van der Plichtt, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. Nature, 375, 666 – 670, https://doi.org/10.1038/375666a0.

Keeling, R. F., S. C. Piper and M. Heimann, 1996: Global and hemispheric CO_2 sinks deduced from changes in atmospheric O_2 concentration. Nature, 381, 218 – 221, https://doi.org/10.1038/381218a0.

Kida S., H. Mitsudera, S. Aoki, X. Guo, S. Ito, F. Kobashi, N. Komori, A. Kubokawa, T. Miyama, R. Morie, H. Nakamura, T. Nakamura, H. Nakano, H. Nishigaki, M. Nonaka, H. Sasaki, Y.N. Sasaki, T. Suga, S. Sugimoto, B. Taguchi, K. Takaya, T. Tozuka, H. Tsujino and N. Usui, 2015:

Oceanic fronts and jets around Japan: a review. J. Oceanogr., 71, 469 – 497, https://doi.org/10.1007/s10872-015-0283-7.

Kim, J.H., G. Kim, H.-M. Cho, S.H. Nam, J. Hwang, S. Park, K. Lee and T. DeVries, 2022: Decline in the nutrient inventories of the upper subtropical Northwest Pacific Ocean. Geophysical Research Letters, 49, e2021GL093968, https://doi.org/10.1029/2021GL093968.

Kimura, F. and A. Kitoh, 2007: Downscaling by pseudo global warming method. The Final Report of ICCAP. Research Institute for Humanity and Nature (RIHN), Kyoto, Japan., 43 – 46.

Kimura, N. and M. Wakatsuchi, 2001: Mechanisms for the variation of sea ice extent in the Northern Hemisphere. J. Geophys. Res., 106, 31319 – 31331, https://doi.org/10.1029/2000JC000739.

Kitano, Y. and T.J. Yamada, 2016: Relationship between atmospheric blocking and cold day extremes in current and RCP8.5 future climate conditions over Japan and the surrounding area. Atmos. Sci. Lett., 17, 616 – 622, https://doi.org/10.1002/asl.711.

Kitoh, A., H. Endo, K.K. 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. Atmos., 118, 3053 – 3065, https://doi.org/10.1002/jgrd.50258.

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

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, https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-007.

Kleypas, J.A., J.W. McManus and L.A.B. Meñez, 1999: Environmental limits to coral reef development: Where do we draw the line? American Zoologist, 39(1), 146 – 159, https://doi.org/10.1093/icb/39.1.146.

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), https://doi.org/10.1175/JCLI-D-15-0129.1

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.

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, https://doi.org/10.2151/jmsj.2015-001.

Kodama, T., Y. Igeta, M. Kuga and S. Abe, 2016: Long-term decrease in phosphate concentrations in the surface layer of the southern Japan Sea. Journal of Geophysical Research: Oceans, 121, 7845 – 7856, https://doi.org/10.1002/2016JC012168.

Kohno, N., C. Fritz, P.L.N. Murty, D. Greenslade, D. Telford, M.C. Uson and S. Rabitu, 2022: Forecasting Tropical Cyclone Coastal and Marine Hazards and Impacts. Report for WMO IWTC-10, 1 – 27.

Kohyama, T., D.L. Hartmann and D.S. Battisti, 2017: La Niña-like mean-state response to global warming and potential oceanic roles. J. Climate, 30, 4207 – 4225, https://doi.org/10.1175/jcli-d-16-0441.1.

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

Kosaka, Y., S. Kobayashi, Y. Harada, C. Kobayashi, H. Naoe, K. Yoshimoto, M. Harada, N. Goto, J. Chiba, K. Miyaoka, R. Sekiguchi, M. Deushi, H. Kamahori, T. Nakaegawa, T. Y. Tanaka, T. Tokuhiro, Y. Sato, Y. Matsushita and K. Onogi, 2024; The JRA-3Q Reanalysis. J. Meteor. Soc. Japan, 102, 49 – 109, https://doi.org/10.2151/jmsj.2024-004.

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, https://doi.org/10.1038/nature13278.

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, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0076.1.

Kossin, J.P., 2018: A global slowdown of tropical-cyclone translation speed. Nature, 558, 104 - 107, https://doi.org/10.1038/s41586-018-0158-3.

Kossin, J.P., 2019: Reply to: Moon, I.-J. et al.; Lanzante, J. R., Nature, 570, E16 - E22, https://doi.org/10.1038/s41586-019-1224-1.

Kosugi, N., H. Ono, K. Toyama, H. Tsujino and M. Ishii, 2023: An empirical projection of ocean acidification in southwestern Japan over the 21st century. Marine Chemistry, 255(20), 104290, https://doi.org/10.1016/j.marchem.2023.104290.

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

Kulk, G., T. Platt, J. Dingle, T. Jackson, B.F. Jönsson, H.A. Bouman, M. Babin, R.J.W. Brewin, M. Doblin, M. Estrada, F.G. Figueiras, K. Furuya, N. González-Benítez, H.G. Gudfinnsson, K. Gudmundsson, B. Huang, T. Isada, Ž. Kovač, V.A. Lutz, E. Marañón, M. Raman, K. Richardson, P.D. Rozema, W.H. van de Poll, V. Segura, G.H. Tilstone, J. Uitz, V. van Dongen-Vogels, T. Yoshikawa and S. Sathyendranath, 2020: Primary production, an index of climate change in the ocean: satellite-based estimates over two decades. Remote Sensing, 12(5), 826, https://doi.org/10.3390/rs12050826.

Kusunoki, S., 2018: Future changes in precipitation over East Asia projected by the global atmospheric model MRI-AGCM3.2. Climate Dyn., 51, 4601 – 4617, https://doi.org/10.1007/s00382-016-3499-3.

Kwiatkowski, L., O. Torres, L. Bopp, O. Aumont, M. Chamberlain, J.R. Christian, J.P. Dunne, M. Gehlen, T. Ilyina, J.G. John, A. Lenton, H. Li, N.S. Lovenduski, J.C. Orr, J. Palmieri, Y. Santana-Falcón, J. Schwinger, R. Séférian, C.A. Stock, A. Tagliabue, Y. Takano, J. Tjiputra, K. Toyama, H. Tsujino, M. Watanabe, A. Yamamoto, A. Yool and T. Ziehn, 2020: Twenty-first century ocean warming, acidification, deoxygenation, and upper-ocean nutrient and primary production decline from CMIP6 model projections. Biogeosciences, 17, 3439 – 3470, https://doi.org/10.5194/bg-17-3439-2020.

Langdon, C., T. Takahashi, C. Sweeney, D. Chipman, J. Goddard, F. Marubini, H. Aceves, H. Barnett and M.J. Atkinson, 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.

Lanzante, J.R., 2019: Uncertainties in tropical-cyclone translation speed. Nature, 570, E6 – E15, https://doi.org/10.1038/s41586-019-1223-2.

Laufkötter, C., J. Zscheischler and T.L. Frölicher, 2020: High-impact marine heatwaves attributable to human-induced global warming. Science, 369(6511), 1621 – 1625, https://doi.org/10.1126/science.aba0690.

Lauvset, S.K., B.R. Carter, F.F. Pèrez, L.-Q. Jiang, R.A. Feely, A. Velo and A. Olsen, 2020: Processes driving global interior ocean pH distribution. Global Biogeochemical Cycles, 34(1), e2019GB006229, https://doi.org/10.1029/2019GB006229.

Lee, C.-Y., S. J. Camargo, A. H. Sobel and M. K. Tippett, 2020: Statistical–dynamical downscaling projections of tropical cyclone activity in a warming climate: Two diverging genesis scenarios. J. Clim., 33, 4815 – 4834, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0452.1.

Lee, K., L.T. Tong, F.J. Millero, C.L. Sabine, A.G. Dickson, C. Goyet, G.-H. Park, R. Wanninkhof, R.A. Feely and R.M. Key, 2006: Global relationships of total alkalinity with salinity and temperature in surface waters of the world's oceans. Geophys. Res. Lett., 33, L19605, https://doi.org/10.1029/2006GL027207.

Lehmann, J., D. Coumou, K. Frieler, A.V. Eliseev and A. Levermann, 2014: Future changes in extratropical storm tracks and baroclinicity under climate change. Environ. Res. Lett, 9(8), 084002, https://dx.doi.org/10.1088/1748-9326/9/8/084002.

Lehner, F., C. Deser, N. Maher, J. Marotzke, E.M. Fischer, L. Brunner, R. Knutti and E. Hawkins, 2020: Partitioning climate projection uncertainty with multiple large ensembles and CMIP5/6. Earth Syst. Dynam., 11, 491 – 508, https://doi.org/10.5194/esd-11-491-2020.

Lejeune, Q., E.L. Davin, L. Gudmundsson, J. Winckler and S.I. Seneviratne, 2018: Historical deforestation locally increased the intensity of hot days in northern mid-latitudes. Nature Climate Change, 8(5), 386 – 390, https://doi.org/10.1038/s41558-018-0131-z.

Lemordant, L., P. Gentine, M. Stéfanon, P. Drobinski and S. Fatichi, 2016: Modification of land-atmosphere interactions by CO_2 effects: Implications for summer dryness and heat wave amplitude. Geophysical Research Letters, 43, 10240 – 10248, https://doi.org/10.1002/2016gl069896.

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, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0808.1.

Le Quéré, C., R.M. Andrew, J.G. Canadell, S. Sitch, J.I. Korsbakken, G.P. Peters, A.C. Manning, T.A. Boden, P.P. Tans, R.A. Houghton, R.F. Keeling, S. Alin, O.D. Andrews, P. Anthoni, L. Barbero, L. Bopp, F. Chevallier, L.P. Chini, P. Ciais, K. Currie, C. Delire, S.C. Doney, P. Friedlingstein, T. Gkritzalis, I. Harris, J. Hauck, V. Haverd, M. Hoppema, K. Klein Goldewijk, A.K. Jain, E. Kato, A. Körtzinger, P. Landschützer, N. Lefèvre, A. Lenton, S. Lienert, D. Lombardozzi, J.R. Melton, N. Metzl, F. Millero, P.M.S. Monteiro, D.R. Munro, J.E.M.S. Nabel, S. Nakaoka, K. O'Brien, A. Olsen, A.M. Omar, T. Ono, D. Pierrot, B. Poulter, C. Rödenbeck, J. Salisbury, U. Schuster, J. Schwinger, R. Séférian, I. Skjelvan, B.D. Stocker, A.J. Sutton, T. Takahashi, H. Tian, B. Tilbrook, I.T. van der Laan-Luijkx, G.R. van der Werf, N. Viovy, A.P. Walker, A.J. Wiltshire and S. Zaehle, 2016: Global Carbon Budget 2016. Earth Syst. Sci. Data, 8, 605 – 649, https://doi.org/10.5194/essd-8-605-2016.

Lewis, E. and D.W.R. Wallace, 1998: Program Developed for CO_2 System Calculations. ORNL/CDIAC-105. Carbon Dioxide Information Analysis Center, Oak Ridge National Laboratory, U.S. Department of Energy, Oak Ridge, Tennessee, https://doi.org/10.2172/639712.

Li, C., F. Zwiers, X. Zhang, G. Li, Y. Sun and M. Wehner, 2021: Changes in annual extremes of daily temperature and precipitation in CMIP6 models. J. Climate, 34, 3441 – 3460, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-1013.1.

Lin, N., K. Emanuel, M. Oppenheimer and E. Vanmarcke, 2012: Physically based assessment of hurricane surge threat under climate change. Nature Climate Change, 2(6), 462 – 467, https://doi.org/10.1038/nclimate1389.

Little, C.M., R.M. Horton, R.E. Kopp, M. Oppenheimer, G.A. Vecchi and G. Villarini, 2015: Joint projections of US East Coast sea level and storm surge. Nature Climate Change, 5(12), 1114 – 1120, https://doi.org/10.1038/nclimate2801.

Liu, M., G.A. Vecchi, J.A. Smith and T.R. Knutson, 2019: Causes of large projected increases in hurricane precipitation rates with global warming. npj Climate and Atmospheric Science, 2(1), 1 – 5, https://doi.org/10.1038/s41612-019-0095-3.

Liu, M., L. Yang, J.A. Smith, and G.A. Vecchi, 2020: Response of extreme rainfall for landfalling tropical cyclones undergoing extratropical transition to projected climate change: Hurricane Irene (2011). Earth's Future, 8, e2019EF001360, https://doi.org/10.1029/2019EF001360.

Liu, Q., J. Song and P.J. Klotzbach, 2021: Trends in western North Pacific tropical cyclone intensity change before landfall. Frontiers in Earth Science, 9, 780353, https://doi.org/10.3389/feart.2021.780353.

Locarnini, R.A., A.V. Mishonov, O.K. Baranova, T.P. Boyer, M.M. Zweng, H.E. Garcia, J.R. Reagan, D. Seidov, K. Weathers, C.R. Paver and I. Smolyar, 2019. World Ocean Atlas 2018, Volume 1: Temperature. A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 81, 52pp.

Lute, A.C., J.T. Abatzoglou and K.C. Hegewisch, 2015: Projected changes in snowfall extremes and interannual variability of snowfall in the western United States. Water Resour. Res., 51, 960 – 972, https://doi.org/10.1002/2014WR016267.

Ma, J., S.-P. Xie and Y. Kosaka, 2012: Mechanisms for tropical tropospheric circulation change in response to global warming. J. Clim. 25, 2979 – 2994, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00048.1.

Mantua, N.J., S.R. Hare, Y. Zhang, J.M. Wallace and R.C. Francis, 1997: A Pacific Interdecadal Climate Oscillation with Impacts on Salmon Production. Bulletin of the American Meteorological Society, 78, 1069 - 1080, https://doi.org/10.1175/1520-0477(1997)078<1069:APICOW>2.0.CO;2.

Maraun, D. and M. Widmann, 2018: Statistical Downscaling and Bias Correction for Climate Research. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 347pp., https://doi.org/10.1017/9781107588783.

Martin, J.H. and S.E. Fitzwater, 1988: Iron deficiency limits phytoplankton growth in the north-east Pacific subarctic. Nature 331, 341 – 343, https://doi.org/10.1038/331341a0.

Masato, G., B.J. Hoskins and T. Woollings, 2013: Winter and summer Northern Hemisphere blocking in CMIP5 models. J. Climate, 26, 7044 – 7059, https://doi.org/10.1175/jcli-d-12-00466.1.

Mascioli, N.R., A.M. Fiore, M. Previdi and G. Correa, 2016: Temperature and Precipitation Extremes in the United States: Quantifying the Responses to Anthropogenic Aerosols and Greenhouse Gases. Journal of Climate, 29, 2689 – 2701, https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0478.1.

Matear, R.J. and A. Lenton, 2018: Carbon-climate feedbacks accelerate ocean acidification. Biogeosciences, 15, 1721 – 1732, https://doi.org/10.5194/bg-15-1721-2018.

Matsueda, M. and H. Endo, 2017: The robustness of future changes in Northern Hemisphere blocking: A large ensemble projection with multiple sea surface temperature patterns. Geophys. Res. Lett., 44, 5158 – 5166, https://doi.org/10.1002/2017gl073336.

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

McCabe, R.M., B.M. Hickey, R.M. Kudela, K.A. Lefebvre, N.G. Adams, B.D. Bill, F.M.D. Gulland, R.E. Thomson, W.P. Cochlan and V.L. Trainer, 2016: An unprecedented coastwide toxic algal bloom linked to anomalous ocean conditions. Geophys. Res. Lett., 43, 10,366 – 10,376, https://doi.org/10.1002/2016GL070023.

McInnes, K.L., K.J.E. Walsh, R.K. Hoeke, J.G. O'Grady, F. Colberg and G.D. Hubbert, 2014: Quantifying storm tide risk in Fiji due to climate variability and change. Global and Planetary Change, 116, 115 – 129, https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.02.004.

Meehl, G.A., C.A. Senior, V. Eyring, G. Flato, J.-F. Lamarque, R.J. Stouffer, K.E. Taylor and M. Schlund, 2020: Context for interpreting equilibrium climate sensitivity and transient climate response from the CMIP6 Earth system models. Science Advances, 6(26), eaba1981, https://doi.org/10.1126/sciadv.aba1981.

Mei, W. and S.-P. Xie, 2016: Intensification of landfalling typhoons over the northwest Pacific since the late 1970s. Nature Geoscience, 9, 753 – 757, https://doi.org/10.1038/ngeo2792.

Melet, A., B. Meyssignac, R. Almar and G. Le Cozannet, 2018: Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. Nature Climate Change, 8(3), 234 – 239, https://doi.org/10.1038/s41558-018-0088-y.

Mélin, F., 2016: Impact of inter-mission differences and drifts on chlorophyll-a trend estimates. International Journal of Remote Sensing, 37(10), 2233 - 2251, https://doi.org/10.1080/01431161.2016.1168949.

Mertz, F., M.I. Pujol and Y. Faugère, 2018: Product user manual (CMEMS-SL-PUM-008-032-051). cmems-resources.cls.fr, version 4.0.

Mesta, B., H. Sasaki, T. Nakaegawa and E. Kentel, 2022: Changes in precipitation climatology for the Eastern Mediterranean using CORDEX RCMs, NHRCM and MRI-AGCM. Atmospheric Research, 272, 106140, https://doi.org/10.1016/j.atmosres.2022.106140.

Meucci, A., I.R. Young, M. Hemer, C. Trenham and I.G. Watterson, 2023: 140 years of global ocean wind-wave climate derived from CMIP6 ACCESS-CM2 and EC-Earth3 GCMs: Global trends, regional changes, and future projections. Journal of Climate, 36(6), 1605 – 1631, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0929.1.

Michaelis, A.C. and G.M. Lackmann, 2019: Climatological changes in the extratropical transition of tropical cyclones in high-resolution global simulations. J. Climate, 32, 8733 – 8753, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0259.1.

Midorikawa, T., M. Ishii, N. Kosugi, D. Sasano, T. Nakano, S. Saito, N. Sakamoto, H. Nakano and H.Y. Inoue, 2012: Recent deceleration of oceanic pCO_2 increase in the western North Pacific in winter. Geophys. Res. Lett., 39, L12601, https://doi.org/10.1029/2012GL051665.

Miyama, T., S. Minobe and H. Goto, 2021: Marine Heatwave of Sea Surface Temperature of the Oyashio Region in Summer in 2010–2016. Front. Mar. Sci., 7:576240, https://doi.org/10.3389/fmars.2020.576240.

Miyasaka, T., H. Kawase, T. Nakaegawa, Y. Imada and I. Takayabu, 2020: Future projections of heavy precipitation in Kanto and associated weather patterns using large ensemble high-resolution simulations. SOLA, 16, 125 − 131, https://doi.org/10.2151/sola.2020-022.

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, https://doi.org/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, https://doi.org/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 5,000 years of ensemble future climate simulations by 60-km global and 20-km regional atmospheric models. The Bulletin of the American Meteorological Society (BAMS), July, 98, 1383 – 1398, https://doi.org/10.1175/BAMS-D-16-0099.1.

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. https://doi.org/10.1029/2019GL086855.

Mizuta, R., M. Nosaka, T. Nakaegawa, H. Endo, S. Kusunoki, A. Murata and I. Takayabu, 2022: Extreme precipitation in 150-year continuous simulations by 20-km and 60-km atmospheric general circulation models with dynamical downscaling over Japan by a 20-km regional climate model. J. Meteor. Soc. Japan, 100, 523 – 532, https://doi.org/10.2151/jmsj.2022-026.

Montzka, S.A., G.S. Dutton, P. Yu, E. Ray, R.W. Portmann, J.S. Daniel, L. Kuijpers, B.D. Hall, D. Mondeel, C. Siso, J.D. Nance, M. Rigby, A.J. Manning, L. Hu, F. Moore, B.R. Miller and J.W. Elkins, 2018: An unexpected and persistent increase in global emissions of ozone-depleting CFC-11. Nature, 557, 413 – 417, https://doi.org/10.1038/s41586-018-0106-2.

Montzka, S.A., G.S. Dutton, R.W. Portmann, M.P. Chipperfield, S. Davis, W. Feng, A.J. Manning, E. Ray, M. Rigby, B.D. Hall, C. Siso, J.D. Nance, P.B. Krummel, J. Mühle, D. Young, S. O'Doherty, P.K. Salameh, C.M. Harth, R.G. Prinn, R.F. Weiss, J.W. Elkins, H. Walter-Terrinoni and C. Theodoridi, 2021: A decline in global CFC-11 emissions during 2018-2019. Nature, 590, 428 – 432, https://doi.org/10.1038/s41586-021-03260-5.

Moon, I.-J., S.-H. Kim and J.C.L. Chan, 2019: Climate change and tropical cyclone trend. Nature, 570, E3 – E5, https://doi.org/10.1038/s41586-019-1222-3.

Moore, C.M., M.M. Mills, K.R. Arrigo, I. Berman-Frank, L. Bopp, P.W. Boyd, E.D. Galbraith, R.J. Geider, C. Guieu, S.L. Jaccard, T.D. Jickells, J. La Roche, T.M. Lenton, N.M. Mahowald, E. Marañón, I. Marinov, J.K. Moore, T. Nakatsuka, A. Oschlies, M.A. Saito, T.F. Thingstad, A. Tsuda and O. Ulloa, 2013: Processes and patterns of oceanic nutrient limitation. Nature Geoscience, 6(9), 701 - 710, https://doi.org/10.1038/ngeo1765.

Mori, N., T. Shimura, T. Yasuda and H. Mase, 2013: Multi-model climate projections of ocean surface variables under different climate scenarios—Future change of waves, sea level and wind. Ocean Engineering, Vol.71, 122 – 129, https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2013.02.016.

Mori, N., T. Shimura, K. Yoshida, R. Mizuta, Y. Okada, M. Fujita, T. Khujanazarov and E. Nakakita, 2019: Future changes in extreme storm surges based on mega-ensemble projection using 60-km resolution atmospheric global circulation model. Coastal Engineering Journal, 61(3), 295 – 307, https://doi.org/10.1080/21664250.2019.1586290.

Mori, N., N. Ariyoshi, T. Shimura, T. Miyashita and J. Ninomiya, 2021: Future projection of maximum potential storm surge height at three major bays in Japan using the maximum potential intensity of a tropical cyclone. Climatic Change, 164(3), 25, https://doi.org/10.1007/s10584-021-02980-x.

Mori, N. and T. Shimura, 2023: Tropical cyclone-induced coastal sea level projection and the adaptation to a changing climate. Cambridge Prisms: Coastal Futures, Vol.1, e4, https://doi.org/10.1017/cft.2022.6.

Morim, J., M. Hemer, X.L. Wang, 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, J. Stopa and F. Andutta, 2019: Robustness and uncertainties in global multivariate wind-wave climate projections. Nature Climate Change, 9, 711 – 718, https://doi.org/10.1038/s41558-019-0542-5.

Mudryk, L., M. Santolaria-Otín, G. Krinner, M. Ménégoz, C. Derksen, C. Brutel-Vuilmet, M. Brady and R. Essery, 2020: Historical Northern Hemisphere snow cover trends and projected changes in the CMIP6 multi-model ensemble. The Cryosphere, 14, 2495 – 2514, https://doi.org/10.5194/tc-14-2495-2020.

Mueller, N.D., E.E. Butler, K.A. McKinnon, A. Rhines, M. Tingley, N.M. Holbrook and P. Huybers, 2016: Cooling of US Midwest summer temperature extremes from cropland intensification. Nature Climate Change, 6, 317 – 322, https://doi.org/10.1038/nclimate2825.

Muller-Karger, F., Y. Astor, M. Scranton, G. Taylor, R. Thunell, R. Varela, C. Benitez-Nelson, K. Buck, K. Fanning, J. Capelo, J. Gutierrez, L. Guzman, L. Lorenzoni, E. Montes, J. Rojas, A. Rondon, D. Rueda-Roa and E. Tappa, 2019: Time-series Niskin-bottle sample data from R/V Hermano Gines cruises in the Cariaco Basin from 1995 through 2017 (CARIACO Ocean Time-Series Program). Biological and Chemical Oceanography Data Management Office (BCO-DMO). (Version 1) Version Date 2019-06-06, https://doi.org/10.1575/1912/bco-dmo.3093.1

Muis, S., M.I. Apecechea, J. Dullaart, J.L. Rego, K.S. Madsen, J. Su, K. Yan and M. Verlaan, 2020: A High-Resolution Global Dataset of Extreme Sea Levels, Tides, and Storm Surges, Including Future Projections. Frontiers in Marine Science, 7, 263, https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00263.

Murakami, H., B. Wang and A. Kitoh, 2011: Future change of western North Pacific typhoons: Projections by a 20-km-mesh global atmospheric model. J. Climate, 24, 1154 – 1169, https://doi.org/10.1175/2010JCLI3723.1.

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, 2012a: Future changes in tropical cyclone activity projected by the new High-Resolution MRI-AGCM. J. Climate, 25(9), 3237 – 3260, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00415.1.

Murakami, H., R. Mizuta and E. Shindo, 2012b: Future changes in tropical cyclone activity projected by multi-physics and multi-SST ensemble experiments using the 60-km-mesh MRI-AGCM. Clim. Dyn., 39(9-10), 2569 – 2584, https://doi.org/10.1007/s00382-011-1223-x.

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, https://doi.org/10.2151/sola.2015-022.

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, https://doi.org/10.2151/sola.2017-040.

Murata, A., M. Nosaka, H. Sasaki and H. Kawase, 2022: Dynamic and thermodynamic factors involved in future changes in extreme summertime precipitation in Japan projected by convection-permitting regional climate model simulations. J. Applied Met., 61, 1221 – 1237, https://doi.org/10.1175/JAMC-D-21-0256.1.

Nabat, P., S. Somot, M. Mallet, A. Sanchez-Lorenzo and M. Wild, 2014: Contribution of anthropogenic sulfate aerosols to the changing Euro-Mediterranean climate since 1980. Geophysical Research Letters, 41, 5605 – 5611, https://doi.org/10.1002/2014gl060798.

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, https://doi.org/10.1007/s10872-018-0470-4.

Nakano, H, Y. Matsumura, H. Tsujino, S. Urakawa, K. Sakamoto, T. Toyoda and G. Yamanaka, 2021: Effects of eddies on the subduction and movement of water masses reaching the 137°E section using Lagrangian particles in an eddy-resolving OGCM. J. Oceanogr 77, 283 – 305, https://doi.org/10.1007/s10872-020-00573-3.

Nakano, H., S. Urakawa, K. Sakamoto, T. Toyoda, Y, Kawakami and G. Yamanaka, 2023: Long-term sea-level variability along the coast of Japan during the 20th century revealed by a 1/10° OGCM. J. Oceanogr., 79, 123 – 143, https://doi.org/10.1007/s10872-022-00671-4.

Nayak, S. and T. Takemi, 2020: Robust responses of typhoon hazards in northern Japan to global warming climate: cases of landfalling typhoons in 2016. Meteorol Appl., 27, e1954, https://doi.org/10.1002/met.1954.

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, https://doi.org/10.1002/2014RG000477.

Newman, A.J., A.J. Monaghan, M.P. Clark, K. Ikeda, L. Xue, E.D. Gutmann and J.R. Arnold, 2021: Hydroclimatic changes in Alaska portrayed by a high-resolution regional climate simulation. Climatic Change, 164, 1 – 21, https://doi.org/10.1007/S10584-021-02956-X.

Newman, M., M.A. Alexander, T.R. Ault, K.M. Cobb, C. Deser, E.D. Lorenzo, N.J. Mantua, A.J. Miller, S. Minobe, H. Nakamura, N. Schneider, D.J. Vimont, A.S. Phillips, J.D. Scott and C.A. Smith, 2016: The Pacific Decadal Oscillation, Revisited. Journal of Climate, 29(12), 4399 – 4427, https://doi.org/10.1175/jcli-d-15-0508.1.

Nihei, Y., K. Oota, H. Kawase, T. Sayama, E. Nakakita, T. Ito and J. Kashiwada, 2023: Assessment of climate change impacts on river flooding due to Typhoon Hagibis in 2019 using nonglobal warming experiments. Journal of Flood Risk Management, 16(3), e12919, https://doi.org/10.1111/jfr3.12919.

Nishii, K., T. Miyasaka, 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, https://doi.org/10.2151/jmsj.87.581.

Nishikawa, S., T. Sugiyama, M. Kurogi, H. Tsujino, H. Nakano and Y. Ishikawa, 2024: Development of a high-resolution ocean ensemble future projection dataset for the North Pacific incorporating simple biogeochemical processes. Prog Earth Planet Sci 11, 67, https://doi.org/10.1186/s40645-024-00669-0.

Nishimura, S., M. Sasaki, N. Nonaka, M. Ueno, Y. Mochizuki and M. Miura, 2023: The Japan Meteorological Agency's Dvorak re-analysis data. RSMC Tokyo – Typhoon Center Technical Review, 26, 1 – 12. [Available at https://www.jma.go.jp/jma/jma-eng/jma-center/rsmc-hp-pub-eg/techrev/text26-1.pdf.]

Nonaka, M., Y. Sasai, H. Sasaki, B. Taguchi and H. Nakamura, 2016: How potentially predictable are midlatitude ocean currents? Sci. Rep., 6, 20153, https://doi.org/10.1038/srep20153.

Norris, J.R. 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, https://doi.org/10.1029/2008JD011378.

Nosaka, M., M. Ishii, H. Shiogama, R. Mizuta, A. Murata, H. Kawase and H. Sasaki 2020: Scalability of future climate changes across Japan examined with large-ensemble simulations at + 1.5 K, +2 K, and + 4 K global warming levels. Prog Earth Planet Sci, 7, 27, https://doi.org/10.1186/s40645-020-00341-3.

Nosaka, M., H. Kawase, A. Murata and H. Sasaki, 2021: Future changes in early spring wind speed and surface warming acceleration in snow-covered areas. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 126, e2020JD034089, https://doi.org/10.1029/2020JD034089.

Notz, D. and SIMIP Community, 2020: Arctic sea ice in CMIP6. Geophys. Res. Lett. 47, e2019GL086749, https://doi.org/10.1029/2019GL086749.

Ohba, M. and H. Kawase, 2020: Rain-on-Snow events in Japan as projected by a large ensemble of regional climate simulations. Climate Dynamics, 55, 2785 – 2800, https://doi.org/10.1007/s00382-020-05419-8.

Ohba, M. and S. Sugimoto, 2020: Impacts of climate change on heavy wet snowfall in Japan. Clim Dyn 54, 3151 – 3164, https://doi.org/10.1007/s00382-020-05163-z.

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, https://doi.org/10.2151/jmsj.84.907.

Oka, E., M. Ishii, T. Nakano, T. Suga, S. Kouketsu, M. Miyamoto, H. Nakano, B. Qiu, S. Sugimoto and Y. Takatani, 2018: Fifty years of the 137°E repeat hydrographic section in the western North Pacific Ocean. Journal of Oceanography, 74, 115-145, https://doi.org/10.1007/s10872-017-0461-x.

Olafsson, J., S.R. Olafsdottir, A. Benoit-Cattin and T. Takahashi, 2010: The Irminger Sea and the Iceland Sea time series measurements of sea water carbon and nutrient chemistry 1983-2008. Earth Syst. Sci. Data, 2, 99 – 104, https://doi.org/10.5194/essd-2-99-2010.

Ono, H., N. Kosugi, K. Toyama, H. Tsujino, A. Kojima, K. Enyo, Y. Iida, T. Nakano and M. Ishii, 2019: Acceleration of Ocean Acidification in the Western North Pacific. Geophys. Res. Lett., 46, 13, 161 – 13, 169, https://doi.org/10.1029/2019GL085121.

Ono, T., T. Midorikawa, Y.W. Watanabe, K. Tadokoro and T. Saino, 2001: Temporal increases of phosphate and apparent oxygen utilization in the subsurface waters of western subarctic Pacific from 1968 to 1998. Geophysical Research Letters, 28(17), 3285 - 3288, https://doi.org/10.1029/2001GL012948.

Ono, T., K. Tadokoro, T. Midorikawa, J. Nishioka and T. Saino, 2002: Multi-decadal decrease of net community production in western subarctic North Pacific. Geophysical Research Letters, 29(8), 1186, https://doi.org/10.1029/2001GL014332.

Oouchi, K., J. Yoshimura, H. Yoshimura, R. Mizuta, S. Kusunoki and A. Noda, 2006: Tropical cyclone climatology in a global-warming climate as simulated in a 20km-mesh global atmospheric model: Frequency and wind intensity analyses. J. Meteor. Soc. Japan, 84, 259 – 276, https://doi.org/10.2151/jmsj.84.259.

Orr, J.C., V.J. Fabry, O. Aumont, L. Bopp, S.C. Doney, R.A. Feely, A. Gnanadesikan, N. Gruber, A. Ishida, F. Joos, R.M. Key, K. Lindsay, E. Maier-Reimer, R. Matear, P. Monfray, A. Mouchet, R.G. Najjar, G.-K. Plattner, K.B. Rodgers, C.L. Sabine, J.L. Sarmiento, R. Schlitzer, R.D. Slater, I.J. Totterdell, M.-F. Weirig, Y. Yamanaka and A. Yool, 2005: Anthropogenic ocean acidification over the twenty-first century and its impact on calcifying organisms. Nature, 437(7059), 681 – 686, https://doi.org/10.1038/nature04095.

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, https://doi.org/10.2151/sola.2018-014.

Oschlies, A., P. Brandt, L. Stramma and S. Schmidtko, 2018: Drivers and mechanisms of ocean deoxygenation. Nat. Geosci., 11(7), 467 – 473, https://doi.org/10.1038/s41561-018-0152-2.

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, https://doi.org/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. https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-055.

Ose, T., H. Endo, Y. Takaya, S. Maeda and T. Nakaegawa, 2022: Robust and uncertain sea-level pressure patterns over summertime East Asia in the CMIP6 multi-model future projections. J. Meteor. Soc. Japan, 100, 631 – 645, https://doi.org/10.2151/jmsj.2022-032.

Ose, T., H. Endo and T. Nakaegawa, 2024: Emergence of future sea-level pressure patterns in recent summertime East Asia. J. Meteor. Soc. Japan, 102, 265 – 283, https://doi.org/10.2151/jmsj.2024-012.

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 – 385, https://doi.org/10.1038/nature09762.

Park, S., L.M. Western, T. Saito, A.L. Redington, S. Henne, X. Fang, R.G. Prinn, A.J. Manning, S.A. Montzka, P.J. Fraser, A.L. Ganesan, C.M. Harth, J. Kim, P.B. Krummel, Q. Liang, J. Mühle, S. O'Doherty, H. Park, M.-K. Park, S. Reimann, P.K. Salameh, R.F. Weiss and M. Rigby, 2021: A decline in emissions of CFC-11 and related chemicals from eastern China. Nature, 590, 433 – 437, https://doi.org/10.1038/s41586-021-03277-w.

Park, Y.-H., J.-H. Yoon, Y.-H. Youn and F. Vivier, 2012: Recent warming in the western North Pacific in relation to rapid changes in the atmospheric circulation of the Siberian high and Aleutian low systems. J.Climate, 25, 3476 - 3493, https://doi.org/10.1175/2011JCLI4142.1.

Pasini, A., U. Triacca and A. Attanasio, 2017: Evidence for the role of the Atlantic multidecadal oscillation and the ocean heat uptake in hiatus prediction. Theoretical and Applied Climatology, 129(3–4), 873 – 880, https://doi.org/10.1007/s00704-016-1818-6.

Patricola, C.M., R. Saravanan and P. Chang, 2018: The response of Atlantic tropical cyclones to suppression of African Easterly Waves. Geophys. Res. Lett., 45, 471 – 479, https://doi.org/10.1002/2017GL076081.

Patricola, C.M. and M.F. Wehner, 2018: Anthropogenic influences on major tropical cyclone events. Nature, 563(7731), 339 – 346, https://doi.org/10.1038/s41586-018-0673-2.

Pearce, A., R. Lenanton, G. Jackson, J. Moore, M. Feng and D. Gaughan, 2011: The "marine heat wave" off Western Australia during the summer of 2010/11. Fisheries Research Report No. 222. Department of Fisheries, Western Australia. 40pp.

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 – 427, https://doi.org/10.1038/NCLIMATE3287.

Phelan, P.E., K. Kaloush, M. Miner, J. Golden, B. Phelan, H. Silva and R.A. Taylor, 2015: Urban Heat Island: Mechanisms, Implications, and Possible Remedies. Annual Review of Environment and Resources, 40, 285 – 307, https://doi.org/10.1146/annurev-environ-102014-021155.

Phibbs, S. and R. Toumi, 2016: The dependence of precipitation and its footprint on atmospheric temperature in idealized extratropical cyclones. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 121(15), 8743 – 8754, https://doi.org/10.1002/2015jd024286.

Piao, S., X. Wang, K. Wang, X. Li, A. Bastos, J.G. Canadell, P. Ciais, P. Friedlingstein and S. Sitch, 2020: Interannual variation of terrestrial carbon cycle: Issues and perspectives. Global Change Biology, 26(1), 300 – 318, https://doi.org/10.1111/gcb.14884.

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

Previdi, M., K.L. Smith and L.M. Polvani, 2021: Arctic amplification of climate change: a review of underlying mechanisms. Environmental Research Letters, 16(9), 093003, https://doi.org/10.1088/1748-9326/ac1c29.

Pryor, S.C., R.J. Barthelmie, M.S. Bukovsky, L.R. Leung and K. Sakaguchi, 2020: Climate change impacts on wind power generation. Nat Rev Earth Environ 1, 627 – 643, https://doi.org/10.1038/s43017-020-0101-7.

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, https://doi.org/10.1175/JPO2807.1.

Rayner, P.J., I.G. Enting, R.J. Francey and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric CO_2, $\delta^{13}C$ and O_2/N_2 observations. Tellus B, 51 (2), 213 – 232, https://doi.org/10.3402/tellusb.v51i2.16273.

Reid, P.C., R.E. Hari, G. Beaugrand, D.M. Livingstone, C. Marty, D. Straile, J. Barichivich, E. Goberville, R. Adrian, Y. Aono, R. Brown, J. Foster, P. Groisman, P. Hélaouët, H.-H. Hsu, R. Kirby, J. Knight, A. Kraberg, J. Li, T.-T. Lo, R.B. Myneni, R.P. North, J.A. Pounds, T. Sparks, R. Stübi, Y. Tian, K.H. Wiltshire, D. Xiao and Z. Zhu, 2016: Global impacts of the 1980s regime shift. Global Change Biology, 22, 682 - 703, https://doi.org/10.1111/gcb.13106.

Rigby, M., S. Park, T. Saito, L.M. Western, A.L. Redington, X. Fang, S. Henne, A.J. Manning, R.G. Prinn, G.S. Dutton, P.J. Fraser, A.L. Ganesan, B.D. Hall, C.M. Harth, J. Kim, K.-R. Kim, P.B. Krummel, T. Lee, S. Li, Q. Liang, M.F. Lunt, S.A. Montzka, J. Mühle, S. O'Doherty, M.-K. Park, S. Reimann, P.K. Salameh, P. Simmonds, R.L. Tunnicliffe, R.F. Weiss, Y. Yokouchi and D. Young, 2019: Increase in CFC-11 emissions from eastern China based on atmospheric observations. Nature, 569, 546 – 550, https://doi.org/10.1038/s41586-019-1193-4.

Rios, A.F., L. Resplandy, M.I. García-Ibáñez, N.M. Fajar, A. Velo, X.A. Padin, R. Wanninkhof, R. Steinfeldt, G. Rosón and F.F. Pérez, 2015: Decadal acidification in the water masses of the Atlantic Ocean. PNAS, 112(32), 9950 – 9955, https://doi.org/10.1073/pnas.1504613112.

Roberts, M.J., J. Camp, J. Seddon, P.L. Vidale, K. Hodges, B. Vannière, J. Mecking, R. Haarsma, A. Bellucci, E. Scoccimarro, L.-P. Caron, F. Chauvin, L. Terray, S. Valcke, M.-P. Moine, D. Putrasahan, C.D. Roberts, R. Senan, C. Zarzycki, P. Ullrich, Y. Yamada, R. Mizuta, C. Kodama, D. Fu, Q. Zhang, G. Danabasoglu, N. Rosenbloom, H. Wang and L. Wu, 2020: Projected future changes in tropical cyclones using the CMIP6 HighResMIP multimodel ensemble. Geophys. Res. Lett., 47, e202GL088662, https://doi.org/10.1029/2020GL088662.

Rohde, R.A. and Z. Hausfather, 2020: The Berkeley Earth Land/Ocean Temperature Record, Earth Syst. Sci. Data, 12, 3469 – 3479, https://doi.org/10.5194/essd-12-3469-2020.

Ruggiero, P., P.D. Komar and J.C. Allan, 2010: Increasing wave heights and extreme value projections: The wave climate of the U.S. Pacific Northwest. Coastal Engineering, 57(5), 539 – 552, https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2009.12.005.

Ruggiero, P., 2012: Is the intensifying wave climate of the U.S. Pacific Northwest increasing flooding and erosion risk faster than sea-level rise? Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering, 139(2), 88 – 97, https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000172.

Sabine, C.L., R.A. Feely, N. Gruber, R.M. Key, K. Lee, J.L. Bullister, R. Wanninkhof, C.S. Wong, D.W.R. Wallace, B. Tilbrook, F.J. Millero, T.-H. Peng, A. Kozyr, T. Ono and A.F. Rios, 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO_2. Science, 305, 367 – 371, https://doi.org/10.1126/science.1097403.

Sainsbury, E.M., R.K. H. Schiemann, K.I. Hodges, L.C. Shaffrey, A.J. Baker and K.T. Bhatia, 2020: How important are post‐tropical cyclones for European windstorm risk? Geophys. Res. Lett., 47, e2020GL089853, https://doi.org/10.1029/2020GL089853.

Saito, T., X. Fang, A. Stohl, Y. Yokouchi, J. Zeng, Y. Fukuyama and H. Mukai, 2015: Extraordinary halocarbon emissions initiated by the 2011 Tohoku earthquake. Geophys. Res. Lett., 42, 2500 – 2507, https://doi.org/10.1002/2014GL062814.

Sakamoto K., H. Tsujino, H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, N. Hirose, N. Usui and G. Yamanaka, 2019: Development of a 2-km resolution ocean model covering the coastal seas around Japan for

operational application. Ocean Dynamics 69, 1181 – 1202, https://doi.org/10.1007/s10236-019-01291-1.

Sakamoto, K., H. Nakano, S. Urakawa, T. Toyoda, Y. Kawakami, H. Tsujino and G. Yamanaka, 2023: Reference manual for the Meteorological Research Institute Community Ocean Model version 5 (MRI.COMv5). Tech Rep 87, Meteorological Research Institute, Japan, https://doi.org/10.11483/mritechrepo.87.

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, https://doi.org/10.1175/2009JCLI3128.1.

Sampson, C.R., R.A. Jeffries, C.J. Neumann and J.-H. Chu, 1995: Tropical Cyclone Forecasters Reference Guide 6. Tropical Cyclone Intensity. NRL Report NRL/PU/7541-95-0012, Naval Research Laboratory, 48 pp.

Santer, B.D., P.W. Thorne, L. Haimberger, K.E. Taylor, T.M.L. Wigley, J.R. Lanzante, S. Solomon, M. Free, P.J. Gleckler, P.D. Jones, T.R. Karl, S.A. Klein, C. Mears, D. Nychka, G.A. Schmidt, S.C. Sherwood and F.J. Wentz, 2008: Consistency of modelled and observed temperature trends in the tropical troposphere. International Journal of Climatology, 28, 1703 – 1722, https://doi.org/10.1002/joc.1756.

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, 13975 – 13990, https://doi.org/10.1029/2019JD030781.

Sasaki, H., K. Kurihara, I. Takayabu and T. Uchiyama, 2008: Preliminary experiments of reproducing the present climate using the non-hydrostatic regional climate model. SOLA, 4, 25 – 28.

Sasaki, H. and T. Motoi, 2022: Accelerated Increase in Tropical Cyclone Heat Potential in the Typhoon R rapidly Intensifying Zone during 1955-2020. SOLA, 18, 65 – 70, https://doi.org/10.2151/sola.2022-011.

Sasaki, H., N.N. Ishizaki, A. Murata, H. Kawase and M. Nosaka 2023: The Importance of Dynamical Downscaling for Explanations of High Temperature Rises in Winter. SOLA, 19, 9 - 15, https://doi.org/10.2151/sola.2023-002.

Sasaki, W., 2012: Changes in wave energy resources around Japan. Geophysical Research Letter, 39, L23702, https://doi.org/10.1029/2012GL053845.

Sasaki, Y.N., 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, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-16-0497.1.

Sasano, D., Y. Takatani, N. Kosugi, T. Nakano, T. Midorikawa and M. Ishii, 2015: Multidecadal trends of oxygen and their controlling factors in the western North Pacific. Global Biogeochemical Cycles, 29, 935 – 956, https://doi.org/10.1002/2014GB005065.

Sasano, D., Y. Takatani, N. Kosugi, T. Nakano, T. Midorikawa and M. Ishii, 2018: Decline and bidecadal oscillations of dissolved oxygen in the Oyashio region and their propagation to the western North Pacific. Global Biogeochemical Cycles, 32, 909 – 931, https://doi.org/10.1029/2017GB005876.

Sathyendranath, S., T. Platt, Ž. Kovač, J. Dingle, T. Jackson, R.J.W. Brewin, P. Franks, E. Marañón, G. Kulk and H.A. Bouman, 2020: Reconciling models of primary production and photoacclimation. Applied Optics, 59(10), C100 – C114, https://doi.org/10.1364/AO.386252.

Sawa, Y., T. Machida, H. Matsueda, Y. Niwa, K. Tsuboi, S. Murayama, S. Morimoto and S. Aoki, 2015: Seasonal changes of CO_2, CH_4, N_2O, and SF_6 in the upper troposphere/lower stratosphere over the Eurasian continent observed by commercial airliner. Geophys. Res. Lett., 42, 2001 – 2008, https://doi.org/10.1002/2014GL062734.

Scaife, A.A. and D. Smith, 2018: A signal-to-noise paradox in climate science. npj Climate and Atmospehric Science, 1, 28, https://doi.org/10.1038/s41612-018-0038-4.

Schenkel, B.A., D. Chavas, N. Lin, T. Knutson, G. Vecchi and A. Brammer, 2023: North Atlantic tropical cyclone outer size and structure remain unchanged by the late 21st century. J. Climate, 36, 359 – 382, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-22-0066.1.

von Schuckmann, K., P.-Y. Le Traon, N. Smith, A. Pascual, S. Djavidnia and J.-P. Gattuso, 2019: Copernicus Marine Service Ocean State Report, Issue 3. Journal of Operational Oceanography, 12, S1 – S123, https://doi.org/10.1080/1755876X.2019.1633075.

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

Screen, J.A. and I. Simmonds, 2010b: The central role of diminishing sea ice in recent Arctic temperature amplification. Nature, 464, 1334 – 1337, https://doi.org/10.1038/nature09051.

Séférian, R., S. Berthet, A. Yool, J. Palmiéri, L. Bopp, A. Tagliabue, L. Kwiatkowski, O. Aumont, J. Christian, J. Dunne, M. Gehlen, T. Ilyina, J.G. John, H. Li, M.C. Long, J.Y. Luo, H. Nakano, A. Romanou, J. Schwinger, C. Stock, Y. Santana-Falcón, Y. Takano, J. Tjiputra, H. Tsujino, M. Watanabe, T. Wu, F. Wu and A. Yamamoto 2020: Tracking improvement in simulated marine biogeochemistry between CMIP5 and CMIP6. Current Climate Change Reports, 6 (3), 95 – 119. https://doi.org/10.1007/s40641-020-00160-0.

Seino, N., T. Aoyagi, H. Tsuguti, 2018: Numerical simulation of urban impact on precipitation in Tokyo: How does urban temperature rise affect precipitation? Urban Climate, 23, 8 – 35, https://doi.org/10.1016/j.uclim.2016.11.007.

Sezaki, F., M. Hirai, A. Bunno, Y. Kawabata, U. Shimada and A. Wada, 2025: Intercomparison of Long-Term Trends in "Violent Typhoons" among Multiple Tropical Cyclone Datasets. SOLA, 21, 61 – 68, https://doi.org/10.2151/sola.2025-008 (in press).

Shepherd, T.G., 2019: Storyline approach to the construction of regional climate change information. Proc. Roy. Soc. A, 475, 20190013, https://doi.org/10.1098/rspa.2019.0013.

Shimura, T., N. Mori and H. Mase, 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, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00711.1.

Shimura, T., N. Mori and M.A. Hemer, 2016: Variability and future decreases in winter wave heights in the Western North Pacific. Geophysical Research Letters, 43(6), 2716 – 2722, https://doi.org/10.1002/2016GL067924.

Shimura, T., W.J. Pringle, N. Mori, T. Miyashita and K. Yoshida, 2022: Seamless projections of global storm surge and ocean waves under a warming climate. Geophysical Research Letters, 49, e2021GL097427, https://doi.org/10.1029/2021GL097427.

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, https://doi.org/10.2151/sola.2016-045.

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, https://doi.org/10.2151/sola.2020-013.

Shiogama, H., N.N. Ishizaki, N. Hanasaki, K. Takahashi, S. Emori, R. Ito, T. Nakaegawa, I. Takayabu, Y. Hijioka, Y.N. Takayabu and R. Shibuya, 2021: Selecting CMIP6-Based Future Climate Scenarios for Impact and Adaptation Studies. SOLA, 17, 57 – 62, https://doi.org/10.2151/sola.2021-009.

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. Atmos., 118, 2473 – 2493, https://doi.org/10.1002/jgrd.50188.

Sillmann, J., T. Thorarinsdottir, N. Keenlyside, N. Schaller, L.V. Alexander, G. Hegerl, S.I. Seneviratne, R. Vautard, X. Zhang and F.W. Zwiers, 2017: Understanding, modeling and predicting weather and climate extremes: Challenges and opportunities. Weather and Climate Extremes, 18, 65 – 74, https://doi.org/10.1016/j.wace.2017.10.003.

Smith, D.M., B.B.B. Booth, N.J. Dunstone, R. Eade, L. Hermanson, G.S. Jones, A.A. Scaife, K.L. Sheen and V. Thompson, 2016: Role of volcanic and anthropogenic aerosols in the recent global surface warming slowdown. Nature Climate Change, 6(10), 936 – 940, https://doi.org/10.1038/nclimate3058.

Solman, S., D. Jacob, A. Frigon, C. Teichmann, M. Rixen, SAT members, W. Gutowski and I. Lake, 2021: The future scientific challenges for CORDEX, White Paper, pp.11, https://cordex.org/wp-content/uploads/2022/08/The-future-of-CORDEX-MAY-17-2021_2.pdf

von Storch, H., E. Zorita and U. Cubasch, 1993: Downscaling of global climate change estimates to regional scales: An application to Iberian rainfall in wintertime. J. Climate, 6, 1161 – 1171, https://doi.org/10.1175/1520-0442(1993)006<1161:DOGCCE>2.0.CO;2.

Sugawara, H. and J. Kondo, 2019: Microscale Warming due to Poor Ventilation at Surface Observation Stations. J. Atmos. Oceanic Technol., 36, 1237 – 1254, https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0176.1.

Sugi, M., Y. Yamada, K. Yoshida, R. Mizuta, M. Nakano, C. Kodama and M. Satoh, 2020: Future changes in the global frequency of tropical cyclone seeds. SOLA, 16, 70 – 74, https://doi.org/10.2151/sola.2020-012.

Sun, Y., T. Hu, X. Zhang, C. Li, C. Lu, G. Ren and Z. Jiang, 2019: Contribution of Global warming and Urbanization to Changes in Temperature Extremes in Eastern China. Geophysical Research Letters, 46, 11426 – 11434, https://doi.org/10.1029/2019gl084281.

Sutton, A.J., R.A. Feely, S. Maenner-Jones, S. Musielwicz, J. Osborne, C. Dietrich, N. Monacci, J. Cross, R. Bott, A. Kozyr, A.J. Andersson, N.R. Bates, W.-J. Cai, M.F. Cronin, E.H. De Carlo, B. Hales, S.D. Howden, C.M. Lee, D.P. Manzello, M.J. McPhaden, M. Melendez, J.B. Mickett, J.A. Newton, S.E. Noakes, J.H. Noh, S.R. Olafsdottir, J.E. Salisbury, U. Send, T.W. Trull, D.C. Vandemark and R.A. Weller, 2019: Autonomous seawater pCO_2 and pH time series from 40 surface buoys and the emergence of anthropogenic trends. Earth Syst. Sci. Data, 11, 421 – 439, https://doi.org/10.5194/essd-11-421-2019.

Sutton, R.T., B. 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.

Suzuki-Parker, A., H. Kusaka, I. Takayabu, K. Dairaku, N. N. Ishizaki and S. Ham, 2018: Contributions of GCM/RCM uncertainty in ensemble dynamical downscaling for precipitation in East Asian summer monsoon season. SOLA, 14, 97 - 104, https://doi.org/10.2151/sola.2018-017.

Sweet, W.V. and J. Park, 2014: From the extreme to the mean: Acceleration and tipping points of coastal inundation from sea level rise, Earth's Future, 2, 579 – 600, https://doi.org/10.1002/2014EF000272.

Tadokoro, K., T. Ono, I. Yasuda, S. Osafune, A. Shiomoto and H. Sugisaki 2009: Possible mechanisms of decadal-scale variation in PO_4 concentration in the western North Pacific. Geophysical Research Letters, 36, L08606, https://doi.org/10.1029/2009GL037327.

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. https://doi.org/10.1175/JCLI3449.1.

Takahashi, C. and M. Watanabe, 2016: Pacific trade winds accelerated by aerosol forcing over the past two decades. Nat. Climate Change, 6(8), 768 – 772, https://doi.org/10.1038/nclimate2996.

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, https://doi.org/10.3189/172756411797252301.

Takahashi, T., S.C. Sutherland, J.G. Goddard and T. Newberger, 2018: Discrete surface measurements of partial pressure of CO_2, dissolved inorganic carbon, nutrients, sea surface temperature and sea surface salinity during the R/V Laurence M. Gould LDEO Drake Passage Surface Water CO_2 Time Series Program from 2002-03-08 to 2017-10-24 (NCEI Accession 0171470), NOAA National Centers for Environmental Information, Dataset. https://doi.org/10.7289/v5nc5zgj, Accessed 2025/01/22.

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, https://doi.org/10.1029/2011GB004227.

Takatani, Y., K. Enyo, Y. Iida, A. Kojima, T. Nakano, D. Sasano, N. Kosugi, T. Midorikawa, T. Suzuki and M. Ishii, 2014: Relationships between total alkalinity in surface water and sea surface dynamic height in the Pacific Ocean. Journal of Geophysical Research: Oceans, 119, 2806 – 2814, https://doi.org/10.1002/2013JC009739.

Tanaka, T., H. Kawase, Y. Imada, Y. Kawai and S. Watanabe, 2023: Risk-based versus storyline approaches for global warming impact assessment on basin-averaged extreme rainfall: a case study for Typhoon Hagibis in eastern Japan. Environ. Res. Lett., 18, 054010, https://doi.org/10.1088/1748-9326/accc24.

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, https://doi.org/10.3390/atmos8100198.

Thiery, W., E.L. Davin, D.M. Lawrence, A.L. Hirsch, M. Hauser and S.I. Seneviratne, 2017: Present-day irrigation mitigates heat extremes. Journal of Geophysical Research: Atmospheres, 122, 1403 – 1422, https://doi.org/10.1002/2016jd025740.

Thiery, W., A.J. Visser, E.M. Fischer, M. Hauser, A.L. Hirsch, D.M. Lawrence, Q. Lejeune, E.L. Davin and S.I. Seneviratne, 2020: Warming of hot extremes alleviated by expanding irrigation. Nature Communications, 11(1), 290, https://doi.org/10.1038/s41467-019-14075-4.

Timmermans, B.W., C.P. Gommenginger, G. Dodet and J.-R. Bidlot, 2020: Global wave height trends and variability from new multimission satellite altimeter products, reanalyses, and wave buoys. Geophysical Research Letters, 47, e2019GL086880, https://doi.org/10.1029/2019GL086880.

Toda, M. and M. Watanabe, 2020: Mechanisms of enhanced ocean surface warming in the Kuroshio region for 1951-2010. Clim. Dyn., 54, 4129 – 4145, https://doi.org/10.1007/s00382-020-05221-6.

Tokinaga, H., S.-P. Xie, C. Deser, Y. Kosaka and Y.M. Okumura, 2012: Slowdown of the Walker circulation driven by tropical Indo-Pacific warming. Nature, 491, 439 – 443, https://doi.org/10.1038/nature11576.

Toyoda, M., J. Yoshino and T. Kobayashi, 2021: Future changes in typhoons and storm surges along the Pacific coast in Japan: proposal of an empirical pseudo-global-warming downscaling. Coastal Engineering Journal, 64:1, 190 – 215, https://doi.org/10.1080/21664250.2021.2002060.

Toyoda, T., Y. Kitamura, R. Okada, K. Matsumura, K.K. Komatsu, K. Sakamoto, L.S. Urakawa and H. Nakano, 2022: Sea ice variability along the Okhotsk coast of Hokkaido based on long-term JMA meteorological observatory data. Okhotsk Sea and Polar Oceans Research, 6, 27 – 35, https://doi.org/10.57287/ospor.6.27.

Toyota, T., N. Kimura, J. Nishioka, M. Ito, D. Nomura and H. Mitsudera, 2022: The Interannual variability of sea ice area, thickness, and volume in the southern Sea of Okhotsk and its likely factors. J. Geophys. Res. Oceans 127, e2022JC019069, https://doi.org/10.1029/2022JC019069.

Trenberth, K.E., J.M. Caron, D.P. Stepaniak and S. Worley, 2002: Evolution of El Niño–Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures. J. Geophys. Res., 107, 4065, https://doi.org/10.1029/2000JD000298.

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

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, https://doi.org/10.1007/s10872-008-0011-7.

Umezawa, T., D. Goto, S. Aoki, K. Ishijima, P.K. Patra, S. Sugawara, S. Morimoto and T. Nakazawa, 2014: Variations of tropospheric methane over Japan during 1988–2010, Tellus B, 66, 23837, https://doi.org/10.3402/tellusb.v66.23837.

Umezawa, T., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Niwa, T. Machida and L. Zhou, 2018: Seasonal evaluation of tropospheric CO_2 over the Asia-Pacific region observed by the CONTRAIL commercial airliner measurements. Atmos. Chem. Phys., 18, 14851 - 14866, https://doi.org/10.5194/acp-18-14851-2018.

UNEP, 2022: Environmental effects of stratospheric ozone depletion, UV radiation, and interactions with climate change: 2022 assessment report.

Vecchi, G.A., T.L. Delworth, H. Murakami, S.D. Underwood, A.T. Wittenberg, F. Zeng, W. Zhang, J.W. Baldwin, K.T. Bhatia, W. Cooke, J. He, S.B. Kapnick, T.R. Knutson, G. Villarini, K. van der Wiel, W. Anderson, V. Balaji, J.–H. Chen, K.W. Dixon, R. Gudgel, L.M. Harris, L. Jia, N.C. Johnson, S.J. Lin, M. Liu, C.H.J. Ng, A. Rosati, J.A. Smith and X. Yang, 2019: Tropical cyclone sensitivities to CO_2 doubling: roles of atmospheric resolution, synoptic variability and

background climate changes. Clim. Dyn., 53, 5999 – 6033, https://doi.org/10.1007/s00382-019-04913-y.

Vicente-Serrano, S.M., S.M. Quiring, M. Peña-Gallardo, S. Yuan and F. Domínguez-Castro, 2020: A review of environmental droughts: Increased risk under global warming? Earth-Science Reviews, 201, 102953, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.102953.

Vogel, M.M., R. Orth, F. Cheruy, S. Hagemann, R. Lorenz, B.J.J.M. van den Hurk and S.I. Seneviratne, 2017: Regional amplification of projected changes in extreme temperatures strongly controlled by soil moisture–temperature feedbacks. Geophysical Research Letters, 44(3), 1511 – 1519, https://doi.org/10.1002/2016gl071235.

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

Wahl, T., I.D. Haigh, R.J. Nicholls, A. Arns, S. Dangendorf, J. Hinkel and A.B.A. Slangen, 2017: Understanding extreme sea levels for broad-scale coastal impact and adaptation analysis. Nature communications, 8(1), 1 – 12, https://doi.org/10.1038/ncomms16075.

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 the 21st century with mixture distribution. Hydrological Research Letters. 11, 65 – 71, https://doi.org/10.3178/hrl.11.65.

Wakita, M., A. Nagano, T. Fujiki and S. Watanabe, 2017: Slow acidification of the winter mixed layer in the subarctic western North Pacific. J. Geophys. Res. Oceans, 122(8), 6923 – 6935, https://doi.org/10.1002/2017JC013002.

Wakita, M., K. Sasaki, A. Nagano, H. Abe, T. Tanaka, K. Nagano, K. Sugie, H. Kaneko, K. Kimoto, T. Okunishi, M. Takada, J. Yoshino and S. Watanabe, 2021: Rapid reduction of pH and $CaCO_3$ saturation state in the Tsugaru Strait by the intensified Tsugaru Warm Current during 2012–2019. Geophysical Research Letters, 48, e2020GL091332, https://doi.org/10.1029/2020GL091332.

Watanabe, M., J.-L. Dufresne, Y. Kosaka, T. Mauritsen and H. Tatebe, 2021: Enhanced warming constrained by past trends in equatorial Pacific sea surface temperature gradient. Nat. Climate Change, 11, 33 – 37, https://doi.org/10.1038/s41558-020-00933-3.

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, https://doi.org/10.2151/jmsj.2019-045.

Watanabe, Y.W., H. Ishida, T. Nakano and N. Nagai, 2005: Spatiotemporal decreases of nutrients and Chlorophyll-a in the surface mixed layer of the western North Pacific from 1971 to 2000. Journal of Oceanography, 61, 1011 – 1016, https://doi.org/10.1007/s10872-006-0017-y.

Wehner, M.F., K.A. Reed, B. Loring, D. Stone and H. Krishnan, 2018: Changes in tropical cyclones under stabilized 1.5 and 2.0°C global warming scenarios as simulated by the Community Atmospheric Model under the HAPPI protocols. Earth Syst. Dyn., 9, 187 – 195, https://doi.org/10.5194/esd-9-187-2018.

Wernberg, T., D.A. Smale, F. Tuya, M.S. Thomsen, T.J. Langlois, T. de Bettignies, S. Bennett and C.S. Rousseaux, 2013: An extreme climatic event alters marine ecosystem structure in a global biodiversity hotspot. Nature Clim Change 3, 78 – 82, https://doi.org/10.1038/nclimate1627.

Westberry, T., M.J. Behrenfeld, D.A. Siegel and E. Boss, 2008: Carbon-based primary productivity modeling with vertically resolved photoacclimation. Global Biogeochem. Cycles, 22, GB2024, https://doi.org/10.1029/2007GB003078.

Westberry, T.K., G.M. Silsbe and M.J. Behrenfeld, 2023: Gross and net primary production in the global ocean: An ocean color remote sensing perspective. Earth-Science Reviews, 237, 104322, https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2023.104322.

Whan, K., J. Zscheischler, R. Orth, M. Shongwe, M. Rahimi, E.O. Asare and S.I. Seneviratne, 2015: Impact of soil moisture on extreme maximum temperatures in Europe. Weather and Climate Extremes, 9, 57 – 67, https://doi.org/10.1016/j.wace.2015.05.001.

Wilby, R.L., S.P. Charles, E. Zorita, B. Timbal, P. Whetton and L.O. Mearns, 2004: Guidelines for use of climate scenarios developed from statistical downscaling methods. Supporting material of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 1 – 27pp.

Wild, M., D. Folini, M.Z. Hakuba, C. Schär, S.I. Seneviratne, S. Kato, D. Rutan, C. Ammann, E.F. Wood and 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, https://doi.org/10.1007/s00382-014-2430-z.

Wild, M., 2016: Decadal changes in radiative fluxes at land and ocean surfaces and their relevance for global warming. WIREs Climate Change, 7(1), 91-107, https://doi.org/10.1002/wcc.372.

Wild, M., 2020: The Global Energy Balance as Represented in CMIP6 Climate Models. Clim. Dyn., 55, 553 – 577, https://doi.org/10.1007/s00382-020-05282-7.

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 No. 1473, https://library.wmo.int/idurl/4/47548.

WMO, 2018a: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2018. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report, 58, 588 pp., Geneva, Switzerland, https://library.wmo.int/idurl/4/56362.

WMO, 2018b: WMO Greenhouse Gas Bulletin. No. 14, https://library.wmo.int/idurl/4/58673.

WMO, 2022a: WMO Greenhouse Gas Bulletin. No. 18, https://library.wmo.int/idurl/4/58743.

WMO, 2022b: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2022. GAW Report, 278, 509 pp., WMO: Geneva, https://library.wmo.int/idurl/4/58360.

WMO, 2023: Guide to climatological Practices, WMO-NO.100. 2023 Edition, World Meteorological Organization, Geneva, https://library.wmo.int/idurl/4/60113.

WMO, 2024: WMO Greenhouse Gas Bulletin. No. 20, https://library.wmo.int/idurl/4/69057.

WMO, 2025a: WMO confirms 2024 as warmest year on record at about 1.55°C above pre-industrial level. https://wmo.int/news/media-centre/wmo-confirms-2024-warmest-year-record-about-155degc-above-pre-industrial-level.

WMO, 2025b: WMO WDCGG DATA SUMMARY. GAW Data Volume IV-Greenhouse Gases and Related Gases, WDCGG No. 49, Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organization, https://gaw.kishou.go.jp/static/publications/summary. (in preparation)

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, https://doi.org/10.1038/nclimate1353.

Wu, Y.H., E. Nakakita and M. Kunitomo, 2020: Future change of rainfall-triggered landslide risk using NHRCM05 based on critical line method. 土木学会論文集 B1 (水工学), Vol.76, No.2, I_67 – I_72.

Xie, S-P., T. Kunitani, A. Kubokawa, M. Nonaka and S. Hosoda, 2000: Interdecadal themocline variability in the North Pacific for 1958-97: A GCM simulation. J. Phys. Oceanogr., 30, 2798 – 2813. https://doi.org/10.1175/1520-0485(2000)030<2798:ITVITN>2.0.CO;2.

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, https://doi.org/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, https://doi.org/10.1038/nclimate2689.

Yamada, Y., M. Satoh, M. Sugi, C. Kodama, A.T. Noda, M. Nakano and T. Nasuno, 2017: Response of tropical cyclone activity and structure to global warming in a high-resolution global nonhydrostatic model. J. Climate, 30 (23), 9703 – 9724, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0068.1.

Yamada, Y., C. Kodama, M. Satoh, M. Sugi, M.J. Roberts, R. Mizuta, A.T. Noda, T. Nasuno, M. Nakano and P.L. Vidale, 2021: Evaluation of the contribution of tropical cyclone seeds to changes in tropical cyclone frequency due to global warming in high-resolution multi-model ensemble simulations. Prog. Earth Planet Sci., 8 (11), https://doi.org/10.1186/s40645-020-00397-1.

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, https://doi.org/10.3189/2013AoG62A302.

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

Yamaguchi, M. and S. Maeda, 2020: Increase in the Number of Tropical Cyclones Approaching Tokyo since 1980. Journal of the Meteorological Society of Japan, 98(4), 775 – 786, https://doi.org/10.2151/jmsj.2020-039.

Yamaguchi, R. and T. Suga, 2019: Trend and variability in global upper-ocean stratification since the 1960s. J. Geophys. Res. Oceans, 124, 8933 – 8948, https://doi.org/10.1029/2019JC015439.

Yamamoto, A., T. Hajima, D. Yamazaki, M.N. Aita, A. Ito and M. Kawamiya, 2022: Competing and accelerating effects of anthropogenic nutrient inputs on climate-driven changes in ocean carbon and oxygen cycles. Sci. Adv. 8, eabl9207, https://doi.org/10.1126/sciadv.abl9207.

Yamamoto-Kawai, M., S. Ito, H. Kurihara and J. Kanda, 2021: Ocean acidification state in the highly eutrophic Tokyo Bay, Japan: Controls on seasonal and interannual variability. Front. Mar. Sci., 8, 642041, https://doi.org/10.3389/fmars.2021.642041.

Yamanaka, G., H. Nakano, K. Sakamoto, T. Toyoda, L.S. Urakawa, S. Nishikawa, T. Wakamatsu, H. Tsujino and Y. Ishikawa, 2021:. Projected climate change in the western North Pacific at the end of the 21st century from ensemble simulations with a high-resolution regional ocean model. J Oceanogr 77, 539 – 560, https://doi.org/10.1007/s10872-021-00593-7.

Yang, J.A., S. Kim, N. Mori and H. Mase, 2018: Assessment of long-term impact of storm surges around the Korean Peninsula based on a large ensemble of climate projections. Coastal Engineering, 142, 1 – 8, https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.09.008.

Yao, Y., C. Wang and C. Wang, 2023: Record-breaking 2020 summer marine heatwaves in the western North Pacific. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography Volume 209, https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2023.105288.

Yasuda, T. and K. Sakurai, 2006: Interdecadal variability of the sea surface height around Japan. Geophys. Res. Lett., 33, L01605, https://doi.org/10.1029/2005GL024920.

Yasunaka, S., H. Mitsudera, F. Whitney and S. Nakaoka, 2021: Nutrient and dissolved inorganic carbon variability in the North Pacific. Journal of Oceanography, 77, 3 - 16, https://doi.org/10.1007/s10872-020-00561-7.

Yokoi, S., C. Takahashi, K. Yasunaga and R. Shirooka, 2012: Multimodel projection of tropical cyclone genesis frequency over the western north pacific: Cmip5 results. SOLA, 8, 137 – 140, https://doi.org/10.2151/sola.2012-034.

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.

Yoshida, Y., Y. Someya, H. Ohyama, I. Morino, T. Matsunaga, N.M. Deutscher, D.W.T. Griffith, F. Hase, L.T. Iraci, R. Kivi, J. Notholt, D.F. Pollard, Y. Té, V.A. Velazco and D. Wunch, 2023: Quality evaluation of the column-averaged dry air mole fractions of carbon dioxide and methane observed by GOSAT and GOSAT-2. Scientific Online Letters on the Atmosphere, 2023, 19, 173 - 184, https://doi.org/10.2151/sola.2023-023.

Young, I.R. and A. Ribal, 2019: Multiplatform evaluation of global trends in wind speed and wave height. Science, 364(6440), 548 – 552, https://doi.org/10.1126/science.aav9527.

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, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0019.1.

Zhang, G., H. Murakami, T.R. Knutson, R. Mizuta and K. Yoshida, 2020: Tropical cyclone motion in a changing climate. Sci. Adv., 6(17), eaaz7610, https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz7610.

Zika, J.D., J.M. Gregory, E.L. McDonagh, A. Marzocchi and L. Clément, 2021: Recent Water Mass Changes Reveal Mechanisms of Ocean Warming. Journal of Climate, 34(9), 3461 – 3479, https://doi.org/10.1175/jcli-d-20-0355.1.

Zou, W., L.R. Leung and J. Lu, 2022: Seasonally and regionally dependent shifts of the atmospheric westerly jets under global warming. J. Climate, 35, 5433 – 5447, https://doi.org/10.1175/JCLI-D-21-0723.1.

Zweng, M.M., J.R. Reagan, D. Seidov, T.P. Boyer, R.A. Locarnini, H.E. Garcia, A.V. Mishonov, O.K. Baranova, K.W. Weathers, C.R. Paver and I.V. Smolyar, 2019: World Ocean Atlas 2018, Volume 2: Salinity. A. Mishonov Technical Ed.; NOAA Atlas NESDIS 82, 50pp.

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，https://doi.org/10.5026/jgeography.101.6_485.

青柳曉典，清野直子，2012：メソ数値予報モデルと都市．気象研究ノート，224，273 - 301.

石崎紀子，2021：CMIP6 をベースにした CDFDM 手法による日本域バイアス補正気候シナリオデータ(NIES2020)，Ver.1，国立環境研究所，https://doi.org/10.17595/20210501.001.

伊藤 駿，森 信人，志村 智也，宮下 卓也，2022：可能最大高潮モデルを用いた HighResMIP 実験にもとづく日本沿岸の高潮リスクの将来変化予測．土木学会論文集 B2(海岸工学) ， 78 巻，2 号，I_85 － I_90，https://doi.org/10.2208/kaigan.78.2_I_85.

小埜恒夫，北川大二，伊藤正木， 服部努， 成松庸二， 2011：東北-北海道沖の大陸棚斜面における溶存酸素量の減少と底魚類の分布に対する影響．東北底魚研究 31，93-98.

加藤輝之，2022：アメダス 3 時間積算降水量でみた集中豪雨事例発生頻度の過去 45 年間の経年変化．天気，69，247 - 252，https://doi.org/10.24761/tenki.69.5_247.

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), I_109 － I_114, https://doi.org/10.2208/kaigan.75.I_109.

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，https://doi.org/10.5026/jgeography.128.77.

川端康弘，清野直子，田中泰宙，青柳曉典，2018：都市における冬季夜間の気温低下抑制の要因に関する感度実験．日本ヒートアイランド学会論文集，13，7 - 15， https://www.heat-island.jp/web_journal/download/18A002.pdf.

環境省，2020：気候変動影響評価報告書.

環境省，2023：勢力を増す台風 ～我々はどのようなリスクに直面しているのか～．http://www.env.go.jp/content/000147982.pdf.

気候変動を踏まえた治水計画に係る技術検討会, 2021：気候変動を踏まえた治水計画のあり方提言．https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/chisui_kentoukai/index.html, 2024 年 2 月 8 日閲覧.

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.

気象庁，2011：衛星データによる積雪域解析．気候系監視資料 2010.

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，2018：過去の真夏日などの地点数（全国），最新の気象データ．https://www.data.jma.go.jp/obd/stats/etrn/view/temp/2018_hp.pdf.

気象庁，2023: 「東経 137 度定線の概要」．https://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/mar_env/knowledge/OI/137E_summary.html，2023 年 9 月 1 日参照.

気象庁，2024a：海洋の健康診断表．http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/index.html，2024 年 12 月 2 日閲覧．

気象庁，2024b：温室効果ガス．https://www.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html，2024 年 10 月 28 日閲覧．

気象庁，2024c：気象庁が天気予報等で用いる予報用語（2024 年 3 月現在）．https://www.jma.go.jp/jma/kishou/know/yougo_hp/mokuji.html，2025 年 1 月 30 日閲覧．

気象庁，2024d：都市気候モデルについて．https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/himr_rcm.html．

気象庁，2024e：ヒートアイランド現象．https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr_faq/index.html，2024 年 11 月 15 日閲覧．

気象庁，2024f：ヒートアイランド現象：観測編．https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/index_himr.html，2024 年 11 月 15 日閲覧．

気象庁，2024g：令和 6 年報道発表資料（令和 6 年 7 月以降の顕著な高温と 7 月下旬の北日本の大雨の特徴と要因について）．https://www.jma.go.jp/jma/press/2409/02a/kentoukai20240902.html．

気象庁，2024h：気候変動監視レポート 2023．https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/monitor/2023/pdf/ccmr2023_all.pdf．

気象庁，2025：WMO 温室効果ガス年報 第 20 号 気象庁訳．https://www.data.jma.go.jp/env/info/wdcgg/GHG_Bulletin-20_j.pdf．

気象庁気象研究所，気象業務支援センター，海洋研究開発機構，京都大学，北海道大学，寒地土木研究所，2023：地球温暖化がさらに進行した場合、線状降水帯を含む極端降水は増加することが想定されます，報道発表資料，令和 5 年 9 月 19 日．

気象庁気象研究所，東京大学大気海洋研究所，国立環境研究所，気象業務支援センター，2019：平成 30 年 7 月の記録的な猛暑に地球温暖化が与えた影響と猛暑発生の将来見通し，報道発表資料，令和元年 5 月 22 日．

気象庁気象研究所，東京大学大気海洋研究所，国立環境研究所，海洋研究開発機構，気象業務支援センター，2020：地球温暖化が近年の日本の豪雨に与えた影響を評価しました，報道発表資料，令和 2 年 10 月 20 日．

厚生労働省，2018：６～９月の熱中症による死亡者数，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/xls/9-19.xls．

国土交通省，2023：TCFD 提言における物理的リスク評価の手引き～気候変動を踏まえた洪水による浸水リスク評価～．https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/tcfd/index.html，2024 年 2 月 8 日閲覧．

国土交通省国土政策局，2018：国土数値情報　土地利用細分メッシュ　第 2.6 版．https://nlftp.mlit.go.jp/ksj/gml/datalist/KsjTmplt-L03-b.html．

国土交通省砂防部，2024：気候変動を踏まえた砂防技術検討会 令和 5 年度版とりまとめ．https://www.mlit.go.jp/river/sabo/committee_kikohendo/231225/r5torimatome.pdf.

近藤純正，2012a：日本の都市における熱汚染量の経年変化．気象研究ノート，224，25 - 56.

近藤裕昭，2012b：都市気象の多層モデル．気象研究ノート，224，205 - 220.

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.

佐藤友徳，2010：擬似温暖実験．天気，57，111–112.

佐山敬洋，2023：民間企業による適切な浸水リスク評価に向けた今後の展望．河川，Vol. 922，No. 5，24 - 28.

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，https://doi.org/10.2208/proce1989.53.131.

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)，I_1177 － I_1182，https://doi.org/10.2208/kaigan.75.I_1177.

鈴木博人，2006：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, 53, 185 － 196.

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)，I_1 － I_6，https://doi.org/10.2208/jscejoe.67.I_1.

総務省消防庁，2024：年報（令和 6 年（5 月から 9 月）の熱中症による救急搬送状況）．https://www.fdma.go.jp/disaster/heatstroke/items/r6/heatstroke_nenpou_r6.pdf，2025 年 1 月 23 日閲覧.

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.

津口裕茂，加藤輝之，2014：集中豪雨事例の客観的な抽出とその特性・特徴に関する統計解析．天気，61，455 - 469，https://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2014/2014_06_0019.pdf.

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，https://doi.org/10.2208/jscejhe.73.I_133.

中北英一，橋本 郷志，森元啓太朗，小坂田ゆかり，2018：気候変動に伴う大気安定化及び水蒸気浸潤がゲリラ豪雨生起頻度に及ぼす影響．土木学会論文集 B1（水工学），Vol.74， No.5 ，I_25 - I_30， https://doi.org/10.2208/jscejhe.74.5_I_25.

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）について．Journal of the Japan Society for Simulation Technology，38(3)，150 － 154.

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．

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，https://doi.org/10.11353/sesj.25.223.

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（第2版）．環境科学会誌，27(6)，362 – 373，https://doi.org/10.11353/sesj.27.362.

原田裕介，大宮哲，武知洋太，西村敦史，2023：一回の暴風雪や大雪の厳しさを評価する指標の検討(その1) ．日本雪工学会論文集，39巻2号，11 – 27，https://doi.org/10.32120/jsej.39.2_11.

藤部文昭，坂上公平，中鉢幸悦，山下浩史，2002：東京23区における夏季高温日午後の短時間強雨に先立つ地上風系の特徴．天気，49，395 - 405， https://metsoc.jp/tenki/pdf/2002/2002_05_0395.pdf.

藤部文昭，2003：アメダス地点における風速観測値の経年変化．天気，50，457 - 460，https://www.metsoc.jp/tenki/pdf/2003/2003_06_0457.pdf

藤部文昭，2012：観測データからみた日本の都市気候．気象研究ノート，224，1 - 23.

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， https://doi.org/10.2208/kaigan.76.1_1.

森壮太郎，森信人，志村智也，宮下卓也，2021：気候変動による日本主要湾における可能最大クラス高潮の長期変化．土木学会論文集 B2(海岸工学)，77巻2号，I_937 — I_942， https://doi.org/10.2208/kaigan.77.2_I_937.

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.

文部科学省及び気象庁気象研究所，2022：令和4年6月下旬から7月初めの記録的な高温に地球温暖化が与えた影響に関する研究に取り組んでいます。―イベント・アトリビューションによる速報―，報道発表資料，令和4年9月6日.

文部科学省及び気象庁気象研究所，2023：令和5年夏の大雨および記録的な高温に地球温暖化が与えた影響に関する研究に取り組んでいます。―イベント・アトリビューションによる速報―，報道発表資料，令和5年9月19日.

文部科学省及び気象庁，2020：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 ―.

文部科学省及び気象庁，2022a：気候予測データセット2022．https://diasjp.net/ds2022/.

文部科学省及び気象庁，2022b：気候予測データセット2022解説書．https://diasjp.net/ds2022/manual.html.

山田広大，佐藤克成，2024：日本海における海面水温の冬季十年規模変動とその変動要因．気象庁研究時報，70，1-14.

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, https://doi.org/10.5928/kaiyou.29.2_19.

執筆者・執筆協力者一覧

第 1 章 はじめに		気象庁 大気海洋部 気象リスク対策課 気候変動対策推進室
第 2 章 気候変動とは		行本 誠史（気象庁 気象研究所）
コラム 1 将来予測の不確実性		仲江川 敏之（気象庁 気象研究所）
コラム 2 十年規模変動と近未来予測		山中 吾郎（気象庁 気象研究所）
第 3 章 大気組成等	3.1.1, 3.1.2, 3.2, 3.3	気象庁 大気海洋部 環境・海洋気象課、気象庁 大気海洋部 環境・海洋気象課 大気海洋環境解析センター
	3.1.3	町田 敏暢（国立環境研究所）
	3.1.4	松永 恒雄（国立環境研究所）
コラム 3 IPCC の排出シナリオ		水田 亮（気象庁 気象研究所）、気象庁 大気海洋部 気候情報課
コラム 4 気候予測データセット 2022		文部科学省 研究開発局 環境エネルギー課
第 4 章 気温	4.1.1	気象庁 大気海洋部 気候情報課、今田 由紀子（東京大学大気海洋研究所）
	4.1.2	行本 誠史（気象庁 気象研究所）、今田 由紀子（東京大学大気海洋研究所）、伊東 瑠衣（海洋研究開発機構）
	4.2.1	気象庁 大気海洋部 気候情報課
	4.2.2	気象庁 大気海洋部 気候情報課、野坂 真也（気象庁 気象研究所）
	4.3.1, 4.3.2	野坂 真也（気象庁 気象研究所）、今田 由紀子（東京大学大気海洋研究所）、行本 誠史（気象庁 気象研究所）
	4.3.3	清野 直子（気象庁 気象大学校）
コラム 5 都市気候		清野 直子（気象庁 気象大学校）
コラム 6 過去 1200 年の京都のサクラ満開日		青野 靖之（大阪公立大学）
第 5 章 降水	5.1.1, 5.2.1	気象庁 大気海洋部 気候情報課
	5.1.2	遠藤 洋和（気象庁 気象研究所）、水田 亮（気象庁 気象研究所）、伊東 瑠衣（海洋研究開発機構）
	5.2.2	気象庁 大気海洋部 気候情報課、福井 真（気象庁 気象研究所）
	5.3	遠藤 洋和（気象庁 気象研究所）、水田 亮（気象庁 気象研究所）、福井 真（気象庁 気象研究所）、

コラム 7 極端現象の確率的表現について		気象庁 大気海洋部 気候情報課
コラム 8 イベント・アトリビューション		今田 由紀子（東京大学大気海洋研究所）
第 6 章 降雪・積雪	6.1.1, 6.2.1	気象庁 大気海洋部 気候情報課
	6.1.2	保坂 征宏（気象庁 気象研究所）
	6.2.2	川瀬 宏明（気象庁 気象研究所）、気象庁 大気海洋部 気候情報課
	6.3	保坂 征宏（気象庁 気象研究所）、川瀬 宏明（気象庁 気象研究所）
第 7 章 熱帯低気圧	7.1.1, 7.2.1	気象庁 大気海洋部 気候情報課、佐藤 正樹（東京大学大気海洋研究所 / 横浜国立大学台風科学技術研究センター）†（査読協力）
	7.1.2	村上 裕之（米国海洋大気庁地球流体力学研究所（NOAA/GFDL））、佐藤 正樹（東京大学大気海洋研究所 / 横浜国立大学台風科学技術研究センター）†（査読協力）
	7.2.2	村田 昭彦（気象庁 気象研究所）、坪木 和久（名古屋大学宇宙地球環境研究所/ 横浜国立大学台風科学技術研究センター）†、佐藤 正樹（東京大学大気海洋研究所 / 横浜国立大学台風科学技術研究センター）†（査読協力）
コラム 9 洪水への取り組み		佐山 敬洋（京都大学防災研究所）、国土交通省 水管理・国土保全局 河川計画課 河川計画調整室
コラム 10 土砂災害への取り組み		国土交通省 水管理・国土保全局 砂防部 砂防計画課
第 8 章 海水温	8.1.1 (1)	気象庁 大気海洋部 気候情報課
	8.1.1 (2), 8.2.1	気象庁 大気海洋部 環境･海洋気象課 大気海洋環境解析センター
	8.1.2, 8.2.2	浦川 昇吾（気象庁 気象研究所）、川上 雄真（気象庁 気象研究所）
	8.3	浦川 昇吾（気象庁 気象研究所）、山中 吾郎（気象庁 気象研究所）
コラム 11 海洋熱波		川上 雄真(気象庁 気象研究所)、気象庁 大気海洋部 環境･海洋気象課 海洋気象情報室、気象庁 大気海洋部 環境･海洋気象課 大気海洋環境解析センター
第 9 章 海面水位	9.1.1, 9.2.1	気象庁 大気海洋部 環境・海洋気象課 海洋気象情報室
	9.1.2, 9.2.2	中野 英之（気象庁 気象研究所）
	9.3	中野 英之（気象庁 気象研究所）、山中 吾郎（気象庁 気象研究所）

第 10 章 海氷	10.1.1, 10.2.1	気象庁 大気海洋部 環境・海洋気象課 海洋気象情報室
	10.1.2, 10.2.2	豊田 隆寛（気象庁 気象研究所）
	10.3	豊田 隆寛（気象庁 気象研究所）、山中 吾郎（気象庁 気象研究所）
第 11 章 高潮・高波	11.1.1, 11.2.1	高野 洋雄（気象庁 気象研究所）
	上記以外	森 信人（京都大学防災研究所 / 横浜国立大学台風科学技術研究センター）、志村 智也（京都大学防災研究所）
第 12 章 海洋酸性化	12.1.1, 12.2.1	気象庁 大気海洋部 環境･海洋気象課 大気海洋環境解析センター
	12.1.2, 12.2.2, 12.3	小杉 如央（気象庁 気象研究所）、辻野 博之（気象庁 気象研究所）、遠山 勝也（気象庁 気象研究所）
第 13 章 大気循環	13.1, 13.3	尾瀬 智昭（気象庁 気象研究所）
	13.2	尾瀬 智昭（気象庁 気象研究所）、野坂 真也（気象庁 気象研究所）
コラム 12 日射量の将来予測		林 未知也(国立環境研究所)、石崎 紀子(国立環境研究所)、塩竈 秀夫（国立環境研究所）
第 14 章 海洋循環	14.1.1 (1), 14.2.1 (1)	中野 英之（気象庁 気象研究所）、川上 雄真（気象庁 気象研究所）、山中 吾郎（気象庁 気象研究所）、気象庁 大気海洋部 環境・海洋気象課 大気海洋環境解析センター
	14.1.1 (2), 14.1.2 (2), 14.2.1 (2), 14.2.2 (2)	気象庁 大気海洋部 環境･海洋気象課 大気海洋環境解析センター
	14.1.1 (3), 14.2.1 (3)	遠藤 伸彦（海洋研究開発機構）
	14.1.2 (1), 14.2.2 (1)	中野 英之（気象庁 気象研究所）、川上 雄真（気象庁 気象研究所）、山中 吾郎（気象庁 気象研究所）
	14.1.2 (3), 14.2.2 (3)	西川 史朗（海洋研究開発機構）
	14.3	中野 英之（気象庁 気象研究所）、山中 吾郎（気象庁 気象研究所）、気象庁 大気海洋部 環境・海洋気象課 大気海洋環境解析センター
付録 A 気候変動の 将来予測	A.1.1, A.1.4, A.2.1	水田 亮（気象庁 気象研究所）、佐々木 秀孝（国立環境研究所）、気象庁 大気海洋部 気候情報課
	A.1.2	村田 昭彦（気象庁 気象研究所）
	A.1.3	石崎 紀子（国立環境研究所）
	A.2.2	中野 英之（気象庁 気象研究所）
	A.2.3	小杉 如央（気象庁 気象研究所）、辻野 博之（気象庁 気象研究所）
	A.2.4, A.3.1	気象庁 大気海洋部 気候情報課

	A.3.2	中野 英之（気象庁 気象研究所）、小杉 如央（気象庁 気象研究所）、辻野 博之（気象庁 気象研究所）
	A.3.3	辻野 博之（気象庁 気象研究所）
付録 B 将来予測の不確実性とモデルによる予測結果の比較	B.1.1	仲江川 敏之（気象庁 気象研究所）
	B.1.2, B.1.3	水田 亮（気象庁 気象研究所）、気象庁 大気海洋部 気候情報課
	B.2, B.3.1	仲江川 敏之（気象庁 気象研究所）、伊東 瑠衣（海洋研究開発機構）
	B.3.2, B.3.3	仲江川 敏之（気象庁 気象研究所）
付録 C 予測の確信度の評価	C.1, C.3	気象庁 大気海洋部 気候情報課
	C.2	気象庁 大気海洋部 環境・海洋気象課 大気海洋環境解析センター

(†…執筆協力者)

※ 敬称略。所属は 2025 年 2 月 1 日現在。気象庁本庁及び関係省庁で執筆した場合は、その組織名を記載。

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 地球情報科学技術センター センター長
鬼頭 昭雄	（元）気象庁気象研究所 気候研究部 部長
木本 昌秀	国立環境研究所 理事長
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 地球システム領域 領域長
高橋 潔	国立環境研究所 社会システム領域 副領域長
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 副理事 / 防災研究所 気候変動適応研究センター センター長
◎花輪 公雄	東北大学 名誉教授 / 海洋研究開発機構 変動海洋エコシステム高等研究所 顧問
保坂 直紀	東京大学 大気海洋研究所 / 特任研究員サイエンスライター
山﨑 登	国士舘大学 防災・救急救助総合研究所 名誉教授

（◎…会長）

気候変動に関する懇談会 評価検討部会　委員

井田 寛子	気象キャスターネットワーク 理事長
大塲 あい	毎日新聞社 編集局 くらし科学環境部 副部長
◎鬼頭 昭雄	（元）気象庁気象研究所 気候研究部 部長
塩竈 秀夫	国立環境研究所 地球システム領域 地球システムリスク解析研究室 室長
須賀 利雄	東北大学 大学院理学研究科 教授
名取 晶子	損害保険料率算出機構 火災・地震・傷害保険部 企業火災グループリーダー
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	（元）気象庁気象研究所 環境・応用気象研究部 部長
保坂 直紀	サイエンスライター / 東京大学 大気海洋研究所 特任研究員
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
森 信人	京都大学 防災研究所 教授
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 2025 年 2 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・取得していただきたい。

なお、図やデータの電子ファイルは、可能な限り以下の『日本の気候変動 2025 素材集』で公開している。利用方法は当該ページを参照のこと。

『日本の気候変動 2025 素材集』:

https://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ccj/2025/sozai/sozai_index.html

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。

IPCC 評価報告書を和訳した図表は、それぞれ IPCC 公式ウェブサイトから取得した原文*に基づき、気象庁が翻訳したものであり、IPCC の公式訳ではない。

* https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/
https://www.ipcc.ch/srocc/
https://www.ipcc.ch/report/ar5/wg1/
https://www.ipcc.ch/report/ar4/wg1/

(The translations of figures and tables of the IPCC Assessment Reports are not IPCC translations. They have been provided by the Japan Meteorological Agency with the aim of reflecting in the most accurate way the language used in the original text.)

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	23	IPCC (2007)
図 コラム 1.1 日本域の季節及び年の気温と降水量の将来変化に関する予測の比較	28	Ito et al. (2020b)
図 コラム 2.1 世界平均地上気温における一年規模（左）、十年規模（中）、数十年規模（右）の変動	31	IPCC (2021)
図 3.1.12　東京上空における高度別の二酸化炭素濃度の変動	43	CONTRAIL プロジェクトウェブページ
図 3.1.13　東京上空における高度別の二酸化炭素濃度の平均的な季節変動	44	Umezawa et al. (2018)
図 3.1.15　GOSAT による二酸化炭素（左）と GOSAT-2 によるメタン（右）のカラム平均濃度の全球分布図（2023 年 8 月）	45	GOSAT ウェブページ, GOSAT-2 ウェブページ

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 3.1.16　GOSAT、GOSAT-2 による二酸化炭素（左）とメタン（右）の全大気平均濃度とその推定経年平均濃度（季節変化を除去したトレンド）（2009 年 4 月～2023 年 10 月）	46	GOSAT-2 ウェブページ
図 コラム 3.2　各 SSP シナリオによる二酸化炭素排出量	53	IPCC (2021)
図 コラム 4.1 『気候予測データセット 2022』のロゴ	55	文部科学省及び気象庁 (2022b)
図 4.1.1　観測された地球温暖化 1 ℃ 当たりの年平均気温の変化の分布（1850~2020 年）	57	IPCC (2021)
図 4.1.2　世界平均気温の年平均気温偏差の経年変化 (a)	58	WMO (2025a)
図 4.1.3　観測された 4 種類の気温インデックスの時系列	59	IPCC (2021)
図 4.1.4　観測された 3 種類の極端気温インデックスの線形トレンド（1960～2018 年）	60	IPCC (2021)
表 4.1.1　各排出シナリオにおける世界平均気温の工業化以前（1850～1900 年）の平均に対する変化	60	IPCC (2021)
図 4.1.5　気候モデルによる世界平均地表気温の変化予測	61	IPCC (2021)
図 4.1.6　年平均地上気温の変化量の地理的分布	61	IPCC (2021)
図 4.1.10　地球温暖化レベルと極端気温の強さの関係	64	IPCC (2021)
図 4.1.11　1.5°C、2°C 及び 4°C の地球温暖化レベルで予測された極端高温・低温の将来変化	65	IPCC (2021)
図 4.1.12　1°C、1.5°C、2°C 及び 4°C の地球温暖化レベルで予測された極端気温の頻度の将来変化	65	IPCC (2021)
図 4.1.13　気温の極端現象に関する指標の将来変化（日）	67	IPCC (2013)
図 コラム 5.1 関東地方の 8 年間の 8 月の（a）月平均気温、（b）月合計降水量の基準実験、平板実験による計算結果、及び基準実験と平板実験の差（8 年平均値）	94	Seino et al. (2018)
図 5.1.2　CMIP6 モデル予測による年平均降水量の変化率（%）	99	IPCC (2021)
図 5.1.3　日本付近における降水量の将来変化：全球 20km モデル予測と CMIP5 モデル予測の比較	102	Ito et al. (2020b)
図 5.1.9　年最大日降水量及び連続無降水日数の変化予測	106	IPCC (2021)
図 5.1.10　d4PDF における極端降水量増加率の世界平均値	106	Mizuta and Endo (2020)
図 5.1.11　極端な大雨の際の降水量の将来変化（mm）	107	Kitoh and Endo (2019)

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 5.1.12　日本付近における年・季節最大日降水量の将来変化に関する予測の比較	108	Ito et al. (2020b)
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	136	IPCC (2013)
図 コラム 7.2 極端現象の頻度と強度の変化	140	IPCC (2021)
図 コラム 8.1 高温の発生確率	143	気象庁気象研究所，東京大学大気海洋研究所，国立環境研究所，気象業務支援センター (2019)，文部科学省及び気象庁気象研究所 (2022)，文部科学省及び気象庁気象研究所 (2023)
図 コラム 8.2 平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び平成 30 年 7 月豪雨に相当する時期及び地域における降水量と発生確率	144	気象庁気象研究所，東京大学大気海洋研究所，国立環境研究所，海洋研究開発機構，気象業務支援センター (2020)
図 コラム 8.3 （左）平成 29 年 7 月九州北部豪雨及び（右）令和 5 年梅雨期の大雨に相当する時期の線状降水帯の発生数	145	文部科学省及び気象庁気象研究所 (2023), Kawase et al. (2022b)
図 6.1.1　北半球における 4 月の積雪域面積の経年変化（10^6 km^2）（1922～2018 年）	147	IPCC (2021)
図 6.1.3　CMIP5 における積雪期間と積雪水当量の変化率	148	Brown et al. (2017)
図 6.1.4　世界平均地表気温の変化量に対する、北半球春（3～5 月）の積雪域面積の変化率	149	IPCC (2021)
図 6.2.13　冬季（11～翌年 3 月）の総降雪量及び 10 年当たり一回の大雪（日降雪量）の将来変化	170	Kawase et al. (2016)
図 7.1.1　IPCC 第 6 次評価報告書で示された熱帯低気圧の過去と将来の変化に関する見解	176	IPCC (2021)
図 7.1.2　d4PDF で予測された熱帯低気圧に伴う極端降水量の将来変化	177	Kitoh and Endo (2019)
図 7.1.3　世界平均地表気温が 2℃ 上昇した場合の北西太平洋における熱帯低気圧の変化予測	179	Cha et al. (2020)
図 7.2.2　東京に接近した台風の数の経年変化（1980～2019 年）	182	Yamaguchi and Maeda (2020)

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 7.2.3　台風の強度が生涯中最大となる緯度（北西太平洋域）	183	Kossin et al. (2016)
図 7.2.4　20km と 5 km メッシュの地域気候モデルから得られた台風による日本の陸上における最大 24 時間降水量	184	気象庁気象研究所，気象業務支援センター，海洋研究開発機構，京都大学，北海道大学，寒地土木研究所 (2023)
図 8.1.2　観測された海面水温の 1950～2014 年における長期変化傾向（トレンド）	192	IPCC (2021)
図 8.1.4　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	194	IPCC (2021)
図 コラム 11.1 海洋熱波の発生状況とその影響	199	IPCC (2019)
図 コラム 11.2 北西太平洋における海洋熱波の将来予測	201	Kawakami et al. (2024)
図 9.1.1　衛星海面高度計の観測による世界の平均海面水位上昇率	203	Fasullo and Nerem (2018)
図 9.1.2　異なる SSP シナリオの下での世界平均海面水位予測	204	IPCC (2021)
図 9.1.3　海面水位変化予測の空間分布	204	IPCC (2021)
図 9.3.1　世界平均海面水位の上昇とその要因	212	IPCC (2021)
図 10.1.2　CMIP6 モデル及び観測データの北極海における 9 月の海氷面積	214	IPCC (2021)
図 11.1.1　年平均確率 1%の極端水位 ESL の将来変化	223	IPCC (2021)
図 11.2.2　既往文献に基づく三大湾の最大潮位偏差の将来変化	225	森ほか (2020)
図 11.2.4　7～10 月の平均可能最大高潮（MPS）の 20 世紀末に対する 21 世紀末の将来変化	227	森ほか (2021)
図 11.3.1　気候長期再解析データに基づく波浪長期データによる波の高さの過去 35 年間（1980～2014 年）の長期変化傾向（m/年）	229	Erikson et al. (2022)
図 11.3.2　台風による極端な波高（10 年確率値）の将来変化（%）	230	Shimura et al. (2015)
図 13.1.1　熱帯鉛直循環の長期変化傾向	248	IPCC (2021)
図 13.1.2　北半球環状モードの観測の長期変化傾向とモデル実験解析	249	IPCC (2021)

図表番号・タイトル	掲載ページ	出典
図 13.1.3　冬季中・高緯度における低気圧存在頻度の将来変化	251	IPCC (2021)
図 13.1.4　海面気圧の将来変化	253	IPCC (2021)
図 13.2.8　現在気候及び将来気候の指数化した季節風（海面気圧）の季節変化	265	Ito et al. (2025)
図 13.3.1　冬季（12～翌 2 月）海面気圧の将来変化（hPa）	269	Gan et al. (2017)
図 13.3.2　温暖化実験における夏季 850 hPa 風速の将来変化	270	Endo et al. (2018)
図 13.3.3　21 世紀末温暖化制御実験における夏季東アジア（東経 125-145° 平均）300 hPa 東西風緯度分布の月別将来変化	272	Endo et al. (2021)
図 14.1.1　各層における 1960～2010 年の溶存酸素量の変化	280	IPCC (2019)
図 14.1.2　海洋における植物プランクトンの変動	282	IPCC (2021)
図 14.1.3　大西洋子午面循環の強さ変動のシミュレーション	284	IPCC (2021)
図 14.1.4　過去と将来の世界の海洋表層（深度 100-600m）の溶存酸素量の総量の変化	284	IPCC (2021)
図 14.1.5　海洋表層混合層深度の将来予測	286	IPCC (2021)
図 14.1.6　海洋表層の硝酸塩及び純一次生産（NPP）の将来予測	286	IPCC (2019)
図 14.2.4　東経 137 度定線における混合層平均の時系列	290	Watanabe et al. (2005)
図 付録 A.2.2 SST 分布の異なる 4 パターン（将来変化）	303	Mizuta et al. (2014)
図 付録 B.1.1 世界平均地表気温及び英国の気温の予測における不確実性	319	Hawkins and Sutton (2009)
図 付録 B.2.1 気象庁気象研究所全球大気モデルと CMIP マルチモデルを比較対象とした領域	321	Ito et al. (2020b)
図 付録 B.3.3　21 世紀末の日本域における地上気温の変化	326	Ito et al. (2020b)
図 付録 B.3.4　21 世紀末の日本域における降水量の将来変化の比較	327	Ito et al. (2020b)
図 付録 B.3.5 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	327	Ito et al. (2020b)

出典の記載例

以下は、本報告書からの出典として記載する場合の例である。文部科学省や気象庁の他の資料から引用した図表は、その資料からの出典として記載すること。

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 2025 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細編）
文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2025 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細編）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 2025 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細編））
図表タイトル（文部科学省及び気象庁「日本の気候変動 2025 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細編））

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 2025 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細編）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 2025 ― 大気と陸・海洋に関する観測・予測評価報告書 ―」（詳細編））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。

お問い合わせ先

内容等についてお気づきの点がありましたら、下記までご連絡ください。

〒105-8431
東京都港区虎ノ門 3-6-9
気象庁 大気海洋部 気象リスク対策課 気候変動対策推進室
電話 03-6758-3900（代表）
気象庁ホームページ https://www.jma.go.jp/jma/index.html
ご意見・ご感想はこちらから https://www.jma.go.jp/jma/kishou/info/goiken.html


文部科学省
MINISTRY OF EDUCATION,
CULTURE, SPORTS,
SCIENCE AND TECHNOLOGY-JAPAN
気象庁
Japan Meteorological Agency