



気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート2018

～日本の気候変動とその影響～

2018年2月

環境省 文部科学省 農林水産省 国土交通省 気象庁

目 次

| | |
|---|----|
| はじめに | 1 |
| 委員長メッセージ | 2 |
| 第1章 気候変動のメカニズム | 3 |
| 1.1. 気候変動とその要因 | 3 |
| 1.1.1. 気候とは | 3 |
| 1.1.2. 気候を決める要因と気候システム | 3 |
| 1.2. 放射強制力 | 5 |
| 【コラム1】温室効果ガスの種類 | 7 |
| 1.3. 温室効果ガス濃度の変化 | 8 |
| 1.3.1. 世界の温室効果ガス | 8 |
| 1.3.2. 日本の温室効果ガス | 9 |
| 【コラム2】二酸化炭素濃度の年々変動とその要因 | 10 |
| 1.3.3. 温室効果ガス濃度の観測の取組 | 12 |
| (1) 温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」(GOSAT) シリーズ | 12 |
| (2) 航空機を使った二酸化炭素濃度の観測 | 13 |
| (3) 船舶による二酸化炭素の観測 | 14 |
| (4) 観測データベースの整備・提供 | 15 |
| 第2章 気候変動の観測結果と将来予測 | 16 |
| 2.1. 気候変動の観測技術 | 16 |
| 【コラム3】気候変動観測衛星「しきさい」(GCOM-C) | 17 |
| 【コラム4】全球地球観測システム(GEOSS) | 17 |
| 2.2. 気候変動の将来予測 | 18 |
| 2.2.1. 気候モデル | 18 |
| 2.2.2. 気候モデルの開発・発展の変遷 | 18 |
| 【コラム5】「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」 | 21 |
| 【コラム6】d4PDF: database for Policy Decision making for Future climate change (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) | 22 |
| 2.2.3. RCP シナリオ | 23 |
| 2.3. 気温 | 26 |
| 2.3.1. 観測事実 | 26 |
| (1) 世界 | 26 |
| 【コラム7】ハイエイタスとは? | 27 |
| (2) 日本 | 28 |
| ① 平均気温 | 28 |
| ② 異常高温・異常低温 | 28 |
| ③ 真夏日・猛暑日 | 29 |
| ④ 熱帯夜 | 29 |
| ⑤ 冬日 | 29 |
| 【コラム8】異常気象とイベント・アトリビューション | 30 |
| 2.3.2. 将来予測 | 32 |
| (1) 世界 | 32 |
| 【コラム9】気候モデルの不確実性とその結果の活用 | 33 |
| (2) 日本 | 34 |
| 【コラム10】キャリブレーションの必要性 | 34 |
| ① 気温 | 35 |
| ② 真夏日・猛暑日 | 35 |
| ③ 熱帯夜 | 36 |
| ④ 冬日 | 36 |
| 2.4. 降水量 | 37 |
| 2.4.1. 観測事実 | 37 |
| (1) 世界 | 37 |
| (2) 日本 | 37 |
| ① 年降水量 | 37 |

| | | |
|---------|---|----|
| ② | 短時間強雨 | 37 |
| ③ | 大雨 | 38 |
| ④ | 無降水日 | 38 |
| 2.4.2. | 将来予測 | 39 |
| (1) | 世界 | 39 |
| (2) | 日本 | 39 |
| ① | 年降水量 | 39 |
| | 【コラム 11】地球温暖化による梅雨期～夏期の降水 | 40 |
| ② | 短時間強雨 | 40 |
| ③ | 大雨 | 41 |
| ④ | 無降水日 | 41 |
| 2.5. | 積雪・降雪 | 42 |
| 2.5.1. | 観測事実 | 42 |
| (1) | 日本 | 42 |
| 2.5.2. | 将来予測 | 43 |
| (1) | 日本 | 43 |
| 2.6. | 海水温 | 45 |
| 2.6.1. | 観測事実 | 45 |
| (1) | 世界 | 45 |
| (2) | 日本 | 45 |
| | 【コラム 12】全球海洋表層の貯熱量 (Ocean Heat Content: OHC) | 46 |
| 2.6.2. | 将来予測 | 47 |
| (1) | 世界 | 47 |
| (2) | 日本 | 47 |
| 2.7. | 海面水位 | 48 |
| 2.7.1. | 観測事実 | 48 |
| (1) | 世界 | 48 |
| (2) | 日本 | 48 |
| 2.7.2. | 将来予測 | 49 |
| (1) | 世界 | 49 |
| 2.8. | 海水 | 50 |
| 2.8.1. | 観測事実 | 50 |
| (1) | 世界 | 50 |
| (2) | 日本 | 50 |
| | 【コラム 13】温暖化しているのに南極の氷が増えている? | 51 |
| 2.8.2. | 将来予測 | 52 |
| (1) | 世界 | 52 |
| 2.9. | 海洋酸性化 | 53 |
| 2.9.1. | 観測事実 | 53 |
| (1) | 日本 | 53 |
| 2.9.2. | 将来予測 | 53 |
| (1) | 世界 | 53 |
| 2.10. | 台風 | 54 |
| 2.10.1. | 観測事実 | 54 |
| (1) | 世界 | 54 |
| (2) | 日本 | 54 |
| 2.10.2. | 将来予測 | 55 |
| (1) | 世界 | 55 |
| (2) | 日本 | 55 |
| | 【コラム 14】データ統合・解析システム (Data Integration and Analysis System: DIAS) | 58 |
| 第 3 章 | 気候変動による影響 | 59 |
| 3.1. | 気候変動の分野別影響 (世界) | 59 |
| | 【コラム 15】リスクに関する概念 | 61 |
| | 【コラム 16】地球規模の気候変動リスク管理戦略の構築に関する総合的研究 | 61 |
| 3.2. | 気候変動の分野別影響 (日本) | 63 |

| | |
|--|-----|
| 【コラム 17】 政府適応計画の閣議決定 | 63 |
| 【コラム 18】 政府適応計画に基づく基盤的施策 | 64 |
| 3.2.1 農業、森林・林業、水産業 | 66 |
| (1) 農業 | 66 |
| ① 水稲 | 66 |
| 【コラム 19】 農業分野の適応策 | 68 |
| ② 野菜 | 69 |
| ③ 果樹 | 70 |
| 【コラム 20】 温暖化に対応した取組 | 71 |
| ④ 麦、大豆、飼料作物等 | 73 |
| ⑤ 畜産 | 74 |
| ⑥ 病害虫・雑草 | 75 |
| ⑦ 農業生産基盤 | 77 |
| (2) 森林・林業 | 78 |
| ① 山地災害 | 78 |
| ② 林業 | 78 |
| (3) 水産業 | 80 |
| ① 回遊性魚介類（魚類等の生態） | 80 |
| ② 増養殖等 | 81 |
| 3.2.2. 水環境・水資源 | 82 |
| (1) 水環境 | 82 |
| (2) 水資源 | 83 |
| 3.2.3. 自然生態系 | 85 |
| (1) 陸域生態系 | 85 |
| (2) 淡水生態系・沿岸生態系・海洋生態系 | 89 |
| 【コラム 21】 なぜ、モニタリングが重要なのか？ | 91 |
| 3.2.4. 自然災害・沿岸域 | 95 |
| (1) 河川 | 95 |
| ① 洪水 | 95 |
| (2) 土砂災害 | 98 |
| ① 斜面崩壊・土石流災害 | 98 |
| ② 流域の複合的な水害・土砂災害 | 100 |
| (3) 沿岸 | 100 |
| ① 高潮災害 | 100 |
| 【コラム 22】 温暖化によって高潮はどれだけ高くなったか －2013 年台風第 30 号（ハイエン）の場合－ | 102 |
| ② 波浪災害 | 105 |
| ③ 砂浜消失 | 106 |
| 3.2.5. 健康 | 107 |
| (1) 暑熱 | 107 |
| (2) 感染症 | 108 |
| 【コラム 23】 気候変動がもたらすもの　－新たな機会から不可逆的な激変まで－ | 110 |
| 3.2.6. 産業・経済活動、国民生活・都市生活 | 111 |
| 【コラム 24】 気候変動と社会的・経済的脆弱性 | 114 |
| 【コラム 25】 サクラの開花等の変化とそれがもたらす身近な影響 | 116 |
| 略語集 | 119 |
| 参考文献 | 121 |
| 謝辞 | 129 |
| 「気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート」専門家委員会名簿 | 130 |

はじめに

気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポートは、これまで、環境省、文部科学省、気象庁により、2009年、2013年に作成され、気候変動の現状と将来の予測及び気候変動が及ぼす影響について、体系だった情報を提供してきた。その後、2015年3月には、我が国への気候変動の影響に関する最新の科学的知見として、「気候変動影響評価報告書」が中央環境審議会において取りまとめられている。気候変動及びその影響に関する科学的知見は、年々充実しており、最新の科学的知見について、わかりやすく提供していくことが重要である。このため、気候変動影響評価報告書の作成から3年経過をした本年、環境省と文部科学省、農林水産省、国土交通省、気象庁は、「気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート2018」を協力して作成した。

本レポートが提供する気候変動及びその影響に関する科学的知見を基に、国、地方公共団体、民間事業者等においては、気候変動の影響を回避・軽減する適応策を効果的に推進していくことを期待している。加えて、気候変動の影響について理解を深めることにより、省エネの推進や再エネの導入等、気候変動を食い止めるための緩和策について、その重要性を再認識した上で推進していくことも期待している。

なお、政府による具体的な適応策や緩和策の内容については、「気候変動の影響への適応計画（2015年11月27日閣議決定）」や「地球温暖化対策計画（2016年5月13日閣議決定）」に記載されているので、参照されたい。

本レポートでは、第1章で気候変動の要因・メカニズム、第2章で気候変動の観測結果と将来予測、第3章で気候変動がもたらす日本への影響について個別分野ごとに示した。科学的な信頼性を確保するとともに、できるだけ最新の研究成果を反映させるため、気候変動に関する政府間パネル（IPCC¹、以下「IPCC」という）第5次評価報告書（AR5²、以下「AR5」という）の内容、定常観測の結果、政府の研究プロジェクトの成果報告書等の既存の資料を基に取りまとめた。なお、本レポートの理解を助ける用語の解説、具体的な適応策等、関心が高いと思われるトピックについては、コラムとして取り上げた。

本レポートの取りまとめに当たっては、多くの専門家の協力を得るとともに、「気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート専門家委員会（委員長：肱岡 靖明 国立研究開発法人国立環境研究所 社会環境システム研究センター 地域環境影響評価研究室長）」を設置し、委員の協力の下で報告書の構成・内容等の検討、査読等を行った。

¹ IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change

² AR5: Fifth Assessment Report: Climate Change 2013

委員長メッセージ

2013年の「気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート」発行後も、地球温暖化による気候変動は止まることがなく、その影響は日本を含む世界中の様々な分野で顕在化してきている。

大気中の温室効果ガス濃度は、少なくとも過去80万年間において前例のない水準まで増加しており、2014～2016年の世界の年平均気温が3年連続で更新され、最新の気象庁の発表³によると、2017年も1891年の統計開始以降で3番目に高い値が報告された。我が国においても、約1.19℃/100年の割合で平均気温が上昇しており、特に1990年代以降は高温となる年が頻出し、異常高温の出現数も増加している。また、短時間強雨や大雨が増加傾向にある一方、無降水日も増加している。我が国は、このような気候の変動を適切に把握するために様々な観測システムを有している。また、将来の気候変動予測に必要な気候モデルを独自に開発し、IPCC AR5 で用いられた「RCP : Representative Concentration Pathways (代表濃度経路) シナリオ」を用いて、温室効果ガスの削減努力と温暖化の進行度合いの関係に基づく最新の気候予測情報を提供しており、本レポートではシナリオ別・地域別情報も整理されている。

気候変動情報に合わせて、その影響に関わる知見も充実されつつある。その影響は地域によって違いがあるものの、自然環境や生態系だけでなく社会や経済の分野においても様々な影響が既に生じており、将来、悪影響がさらに拡大することが懸念されている。将来予測に関して、農業分野における新たな影響評価項目の拡充、水環境・水資源分野における河川水質・河川流況情報の予測、自然生態系では生態系サービスに及ぶ影響評価項目の拡充、自然災害・沿岸域では適応策を視野に入れた影響予測の実施、産業・経済活動及び国民生活・都市生活分野では、海外での気候変動影響が国内産業に影響を及ぼす可能性等、最新の知

見が整理されている。また、気候変動リスクの負の側面のみにとらわれず、その変化を積極的に生かすという考え方も必要であるが、本レポートでは、気候の変動を踏まえた新たな産業活動への展開例も記載されている。

気候変動の進行を食い止めるために温室効果ガスの削減(緩和)を実施することが、最も重要な対策であるが、緩和を推進しても気候変動の影響が避けられない場合、その影響に対して損害を和らげ、回避し、または有益な機会を活かすために、自然や人間社会のあり方を調整していくことが「適応」である。このような適応を推進するためには、平成27年閣議決定「気候変動の影響への適応計画」の5つの基本戦略の一つに示されているように、「科学的知見の充実」が重要である。科学的知見は、気候変動に対する国内でも一様ではない脆弱性や影響の度合いを明らかにし、各地域の特徴を適切に評価するために不可欠である。また、長期的な視点に立ち、脆弱性を低減して、強靭性を確保していくために、様々なシナリオ下における気候変動とその将来リスク情報の提供が求められている。このような情報が不十分な予測であれば、適応の失敗をもたらす可能性がある。

今後日本においては、2015年に初めて策定された国の適応計画に続き、2018年に制定が期待されている気候変動適応に関する法制度に基づき、様々な主体(自治体、民間、個人)における適応計画の策定や適応行動実施の推進が大きく期待される。我が国における適応への取り組みはまだスタートラインに立ったばかりであるが、防災、農業、健康など、様々な分野において国民の生活を守るための対策が講じられてきた長い歴史に裏付けられた経験、技術、知恵に基づき、気候変動に関わる最新の科学的知見を統合することで、安心・安全な社会の未来に進んでいくことを切に願っており、本レポートがその一助となれば幸いである。

気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート専門家委員会 委員長
肱岡 靖明

³ 気象庁ホームページ http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/an_kakutei.html

第1章 気候変動のメカニズム

本章では、気候変動対策を考えるにあたって必要となる基本的な用語や概念、及び近年の気候変動の要因について解説する。

1.1. 気候変動とその要因

1.1.1. 気候とは

気候とは、一般に「十分に長い時間について平均した大気の状態」のことをいう。一方、気象とは、「大気の状態や大気中で起こる全ての現象」のことをいう。気候は、平均によって短期間の変動が取り除かれるため、それぞれの場所で現れやすい気象の状態と考えることができる。具体的には、ある期間における気温や降水量等の平均値や変動の幅によって表される。

気候の地域性や時間的変化を解析する際の基準としてしばしば用いられる平年値は、世界気象機関（WMO⁴、以下「WMO」という）により30年間の平均値として定義されている。30年が使われているのは、「1世代30年」と言われるように社会の変化の時間スケールが30年程度であるためである。我が国の気象庁では、平年値を10年ごとに更新しており、2011年より1981～2010年の平均を用いている。

平均期間より長い時間で見ると、気候は必ずしも定常的なものではなく、様々な変動や変化をしている。このような変動や変化を広く「気候変動」と呼ぶ。

と呼ぶ。本レポートでは、基本的に人為的要因によると推定される長期的な変動や変化を対象として「気候変動」の語を用いるが、自然変動を含む気候の変化や変動を「気候変動」と記述しているところもある。

1.1.2. 気候を決める要因と気候システム

気候は大気の平均的な状態を示すものであるが、大気や水の循環には海洋、陸面、雪氷が深くかかわっている。このため、大気と海洋・陸面・雪氷を相互に関連する一つのシステムとして捉えて「気候システム」と呼ぶ。

地球規模の気候は、気候システムに外部から強制力が加わることで変化する。外部強制力には自然起源の要因によるものと人為起源の要因によるものがある。自然起源の要因としては、太陽活動の変化や、火山噴火による大気中の微粒子「エアロゾル⁵」の増加等があり、人為起源の要因としては、人間活動に伴う化石燃料の燃焼や土地利用の変化等による温室効果ガスの増加やエアロゾルの増加等が挙げられる（表 1.1.1）。一方、気候は外部強制力を受けなくとも気候システム内部の要因によっても変動する（内部的な自然変動）。内部の要因とは、大気・海洋・陸面が自然法則に従って相互作用することであり、これによる自然変動の代表的な例にはエルニーニョ／ラニーニャ現象がある。

表 1.1.1 地球規模の気候変動をもたらす主な要因

| | | | | |
|--------------------------------|--|--------------------------------|------------------------------------|-------------------|
| 気候システム 外部からの 影響 (強制力) | 主な自然起源 の要因 | 太陽活動の変化 | ➡ | 大気上端で受け取る太陽放射量の変化 |
| | | 地球の公転軌道の変動 | ➡ | |
| | | 火山の噴火によるエアロゾルの増加 | ➡ | |
| | 主な人為起源 の要因 (人間活動の 影響) | 化石燃料等を起源とする温室効果ガスの排出による大気組成の変化 | ➡ | 地表面に到達する赤外線量の量の変化 |
| 森林伐採や土地利用の変化 | | ➡ | 地表面の反射率の変化、二酸化炭素吸収源の変化など | |
| 大気汚染物質（硫酸塩エアロゾルや黒色炭素など）の排出 | | ➡ | 地表で受け取る日射量の変化、雲粒径や雲量の変化による雲の反射率の変化 | |
| 気候システム 内部の影響 | 熱帯太平洋の海面水温が数年規模で変動するエルニーニョ／ラニーニャ現象や、太平洋十年規模振動などをもたらす、大気-海洋相互作用など | | | |

⁴ WMO: World Meteorological Organization

⁵ エアロゾル: 大気中に浮遊する固体または液体の微粒子。エアロゾルともいう。

気候変動は、地球に入ってくるエネルギー（太陽放射）と地球から出ていくエネルギー（外向きの長波放射）のバランスに影響される。気候システムは、太陽光入射（短波長放射（SWR⁶、以下「SWR」という）によってエネルギーを与えられる（図 1.1.1）。大気上端に入射した SWR のうち約半分は地表面で吸収され、約 20%は大気に吸収される（図 1.1.2）。残りの約 30%は、雲やエアロゾルに反射されて、宇宙に放出される。地上、大気で吸収されたエネルギーは、長波長放射（LWR⁷、以下「LWR」という）として放出される。地表面から放出された LWR は、大気中で水蒸気、二酸化炭素等の温室効果ガス、エアロゾル

等に吸収され、気温を変化させて、全方向に LWR を再放出する。下向きに放出された LWR は大気下層と地表面を加熱する。LWR の放出、吸収を繰り返し、温室効果ガスが無い場合より地表と対流圏の温度が高い状態で、宇宙に放射される長波長放射（OLR⁸、以下「OLR」という）の量が、大気・地表に吸収された SWR と釣り合うことで、気候システムのエネルギーバランスが維持される（温室効果）。急速な人為起源の温室効果ガスの増加により、現在は太陽光入射と OLR がわずかにバランスしておらず、約 0.6W/m² の入射超過になっており、気候システムが温暖化している。

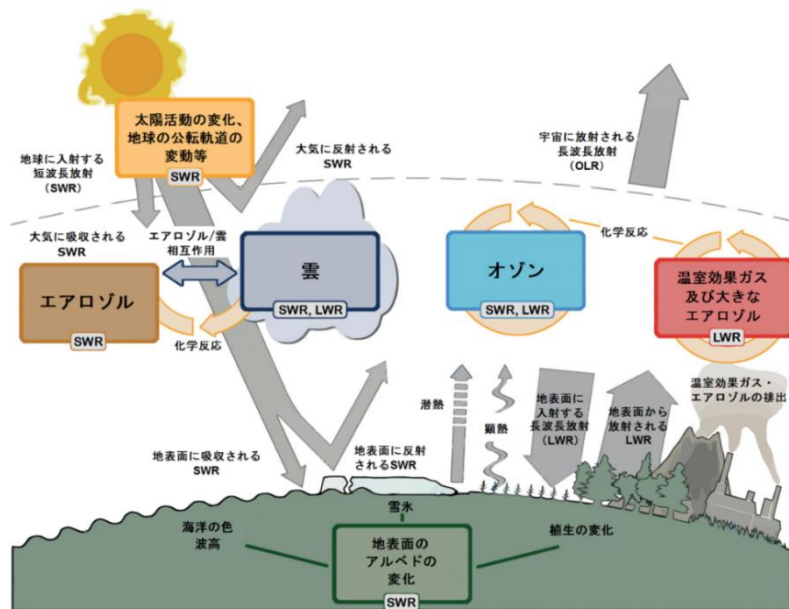


図 1.1.1 気候変動の主な要因

太陽からの短波長放射（SWR）の入射量と宇宙に放射される長波長放射（OLR）の量の収支（放射収支）は様々な気候変動要因に影響される。太陽放射の自然変動（太陽活動の変化や地球の公転軌道の変動等）はエネルギー収支を変化させる可能性がある。人間活動に伴う様々なガスやエアロゾルの排出量の変動（大気中での化学反応を含む）は、大気中のオゾンやエアロゾルの量を変化させる。オゾンとエアロゾル粒子は SWR を吸収・散乱・反射させエネルギー収支を変化させる。雲の凝結核となるエアロゾルは、雲粒の性質を変化させて、降水にも影響を与える。雲と SWR 及び長波長放射（LWR）との相互作用が大きいいため、雲の性質のわずかな変化でも放射収支に密接に関係する。温室効果ガスと大きなエアロゾル（外径 2.5μm 超）の量が人為的に変化すると、これらが地表面から放射される LWR を吸収し、低温下でより少ないエネルギーを再放出することで、OLR の量が変化する。地表面のアルベド（反射率）は、植生あるいは陸面の状態、雪氷の被覆率、海洋の色の変化により変化する。これらの変化は自然の季節的变化と日変化（積雪等）だけでなく、人為的影響（植生の改変等）によっても引き起こされる。出典：IPCC（2013a）Figure1.1 を改変、加筆

⁶ SWR: Shortwave radiation
⁷ LWR: Longwave radiation
⁸ OLR: Outgoing Longwave Radiation

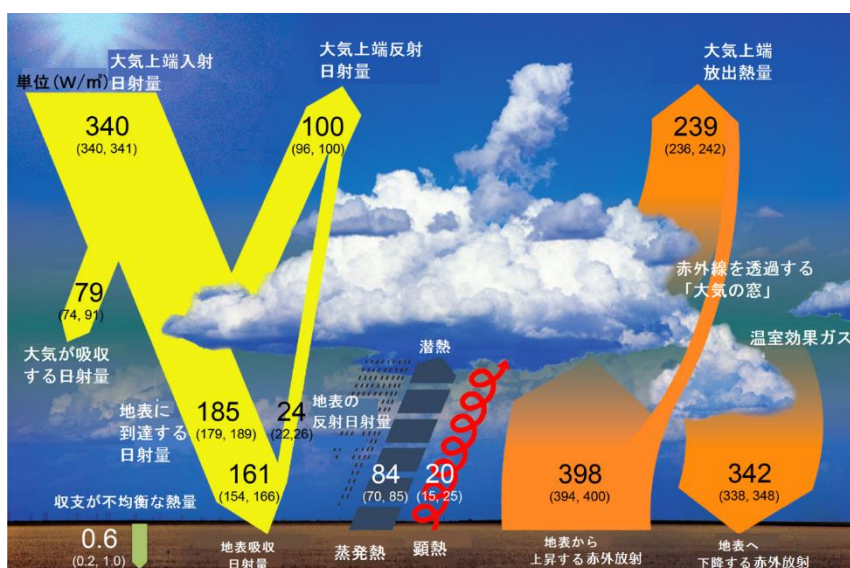


図 1.1.2 現状の気候の状態における世界平均のエネルギー収支

数値は、不確実性を考慮して収支が釣り合うように計算された、それぞれのエネルギーフラックスの強度を示す (単位: W/m^2)。カッコ内の数値は観測の制約による値の幅を表している。黄色は日射量 (短波長放射)、橙色は赤外線による熱量 (長波長放射) を表す。出典: IPCC (2013a) Figure2.11 を改変、加筆

1.2. 放射強制力

放射強制力⁹は、気候に与える影響力を定量的に評価し比較するための物差しとなるもので、地球のエネルギー収支のバランスを変化させる様々な人為起源及び自然起源の要因の影響を示す。正の放射強制力は地表面 (本レポートでは「地球の表面」を指し、地面や海水面を含む) を加熱し、負の放射強制力は冷却する。

IPCC AR5 によれば、放射強制力の合計は正であり、その結果、気候システムによるエネルギーの吸収をもたらしている。1750 年を基準とした 2011 年の人為起源の放射強制力は、総計すると $2.29 (1.13 \sim 3.33) W/m^2$ であり (図 1.2.1)、1970 年以降はそれ以前の数十年間に比べて急速に増加している。2011 年における合計人為起源放射強制力の最良推定値は、IPCC 第 4 次評価報告書 (AR4¹⁰、以下「AR4」という) で報告された 2005 年における値よりも 43% 大きい。これは、大半の温室効果ガスの濃度が継続して増加したことと、エアロゾルの放射強制力の見積もりが改善され、従来よりも正味の冷却効果 (負の放射強制力) が

弱いことが示されたことの両方が原因である。¹⁹⁴⁾

合計放射強制力に最大の寄与をしているのは、二酸化炭素濃度の増加である。二酸化炭素の排出は単独で $1.68 (1.33 \sim 2.03) W/m^2$ の放射強制力をもたらしている。他の炭素含有ガスの排出も二酸化炭素の濃度の増加に寄与し、それらを含めると二酸化炭素の放射強制力は $1.82 (1.46 \sim 2.18) W/m^2$ となる。¹⁹⁴⁾

一方、負の放射強制力は、主に人為起源のエアロゾル (硫酸塩等) によりもたらされている。エアロゾルは、直接太陽放射を散乱・吸収して日射を減衰させる (日傘効果)。また、雲の凝結核となることから雲粒径や雲量の変化を通じて間接的に雲アルベド (反射率) を増加させ、地表面に届く日射を減少させる。

⁹ 放射強制力: IPCC 第 1 次評価報告書で、「対流圏の上端 (圏界面) における平均的な正味の放射の変化」と定義されている。平衡状態にある大気と地表面とのエネルギーのバランスが様々な要因によって変化した際の変化量を圏界面における単位面積あたりの放射量の変化 (W/m^2) で表した指標である。

¹⁰ AR4: Fourth Assessment Report: Climate Change 2007

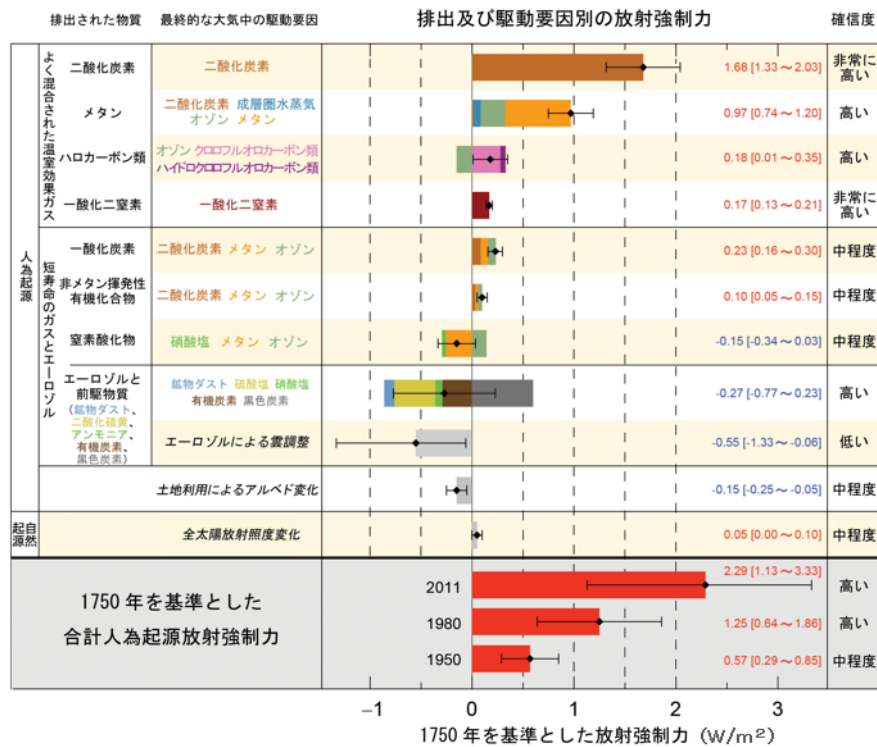


図 1.2.1 2011年時点で世界平均した放射強制力の推定値（1750年を基準）

気候変動をもたらす主な駆動要因の、1750年を基準とした2011年における放射強制力の推定値と要因ごとに集計された不確実性。値は世界平均の放射強制力で、排出時の組成あるいは過程で区分されており、結果として駆動要因の組み合わせとして表されている。正味の放射強制力の最良推定値は、対応する不確実性の幅とともに黒の菱形のマークで示され、その数値は正味の強制力におけるその確信度とともに図の右側に示してある。人為起源放射強制力の合計は、1750年を基準とした3つの異なる期間について示している。出典：IPCC (2013d) 図SPM.5

【コラム 1】 温室効果ガスの種類

地球の大気には二酸化炭素等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地表面温度はおよそ 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、地表面ひいては地上気温が高くなる。

代表的な温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素等がある。なお、水蒸気は最も大きな温室効果を持つが、水蒸気の大気中の濃度は人間活動に直接左右されないため、人為起源温室効果ガスとは区別して扱う。

- ◆ 二酸化炭素：放射強制力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、森林減少等の土地利用の変化、セメント生産等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約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、海洋や陸域生態系に蓄積されている。二酸化炭素は、長寿命の温室効果ガス¹¹に分類されるが、時間スケールの異なる様々な過程で海洋や陸域に取り込まれるため、大気中の寿命を1つの値で表すことはできない（IPCC, 2013）。
- ◆ メタン：二酸化炭素について放射強制力が大きな温室効果ガスである。大気中に放出されるメタンの約40%は自然起源（湿地やシロアリ等）であり、人間活動（反芻動物、稲作、化石燃料採掘、埋め立て、バイオマス燃焼等）によるものは約60%である（WMO, 2016）。メタンは、主に大気中のヒドロキシル（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）と反応して消失し、大気中の寿命¹²は12.4年である。
- ◆ 一酸化二窒素：1分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約300倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が121年と長い気体である。大気中への放出は海洋や土壌等の自然起源のものと、窒素肥料の使用や工業活動等による人為起源のものがあり、これらは成層圏において主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

出典：気象庁（2017e）、気象庁ホームページ d

¹¹ 大気中の寿命が数年程度より長い温室効果ガス。二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類が含まれる。長寿命のため対流圏内で比較的均一に混合され「よく混合された温室効果ガス」とも呼ばれる。

¹² ここでの大気中の寿命は、IPCC AR5 による応答時間（一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間）である。滞留時間（気体総量／大気中からの除去速度）を大気中の寿命とする場合もある。

1.3. 温室効果ガス濃度の変化

1.3.1. 世界の温室効果ガス

大気中の二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の濃度は、少なくとも過去 80 万年間において前例のない水準まで増加している。¹⁹⁴⁾

人口の増加、農業の集約化、土地利用及び森林伐採の増加、工業化及び関連する化石燃料資源からのエネルギー利用、これらは全て 1750 年に始まる工業化以降の温室効果ガスの大気中濃度の増加に寄与している。²²⁵⁾

WMO の全球大気監視 (GAW¹³、以下「GAW」という) 計画 (1.3.3 項を参照) から得られた観測結果の最新の解析によると、2016 年の二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素の地上での世界平均濃度は、それぞれ 403.3ppm¹⁴、1,853ppb¹⁵、328.9ppb となり、解析開始以来の最高値を更新した (図 1.3.1、表 1.3.1)。これらの値は、工業化以前の、それぞれ 145%、257%、122%である。二酸化炭素の 2015~2016 年までの濃度増加量 (3.3ppm) は、これまでの記録であった 2012~2013 年までの増加量や最近 10 年間の平均年増加量を上回り、解析開始以降で最大となった。²²⁵⁾

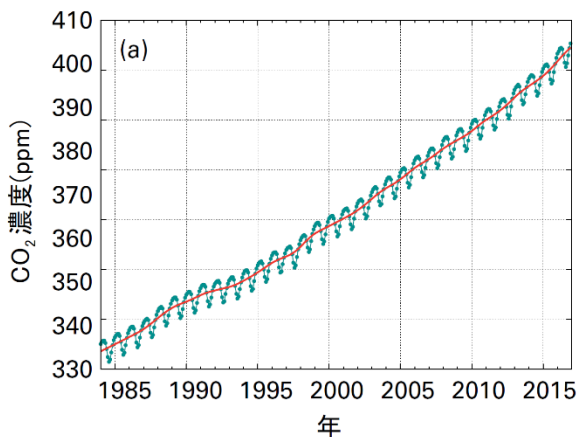


図 1.3.1 大気中の二酸化炭素 (CO₂) の世界平均濃度の変化

赤線は季節変動を除いた月平均値、線で結んだ青点は月平均値を表す。この解析に使用した観測点は 123 地点。出典：WMO (2017b) 図 3 (a)

表 1.3.1 主な温室効果ガスの世界平均濃度 (2016 年)

| | CO ₂ | CH ₄ | N ₂ O |
|------------------------|-----------------|-----------------|------------------|
| 世界平均濃度 (2016 年) | 403.3±0.1 ppm | 1853±2 ppb | 328.9±0.1 ppb |
| 1750 年と比較した存在比 | 145% | 257% | 122% |
| 2015 年から 2016 年までの増加量 | 3.3 ppm | 9 ppb | 0.8 ppb |
| 2015 年からの増加分の比率 | 0.83% | 0.49% | 0.24% |
| 世界平均濃度の最近 10 年間の平均年増加量 | 2.21 ppm/年 | 6.8 ppb/年 | 0.90 ppb/年 |

1750 年の濃度を、二酸化炭素 (CO₂) は 278 ppm、メタン (CH₄) は 722 ppb、一酸化二窒素 (N₂O) は 270 ppb と仮定。本解析に使用した観測点数は、二酸化炭素 (123 地点)、メタン (125 地点)、一酸化二窒素 (33 地点)。出典：WMO (2017b) 表 1

大気中の二酸化炭素濃度の緯度帯別の経年変化図によると (図 1.3.2)、経年的な増加の他に、季節変動や緯度帯による濃度変化が見られる。季節変動は主として植物の活動によって生じており、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優勢となって濃度が上昇する。緯度帯による濃度差は、人間活動による二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在することにより主に生じており、相対的に北半球の中・高緯度帯で濃度が高く、南半球で濃度が低い。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。

このような時空間的な濃度変化は、世界各地で観測された二酸化炭素濃度データをもとに数値シミュレーションにより推定した二酸化炭素濃度の分布からも見ることができる。4 月は北半球全体で南半球に比べ濃度が高く、特に東アジア、北アメリカ、ヨーロッパ等で濃度が高い。一方、8 月は北半球の大陸を中心に濃度が低い (図 1.3.3)。

¹³ GAW: Global Atmosphere Watch

¹⁴ 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 (大気分子 100 万個中に 1 個)。

¹⁵ ppb (parts per billion) は 10⁻⁹ (大気分子 10 億個中に 1 個)。

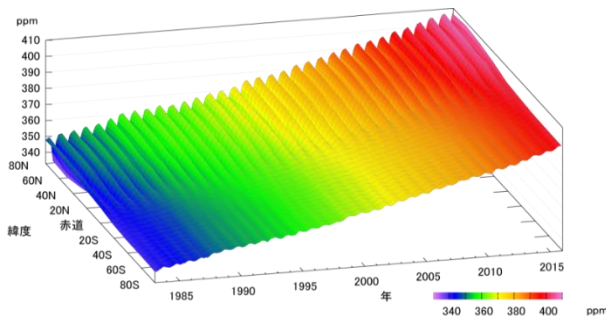


図 1.3.2 温室効果ガス世界資料センターが解析した緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化
出典：気象庁（2017a）

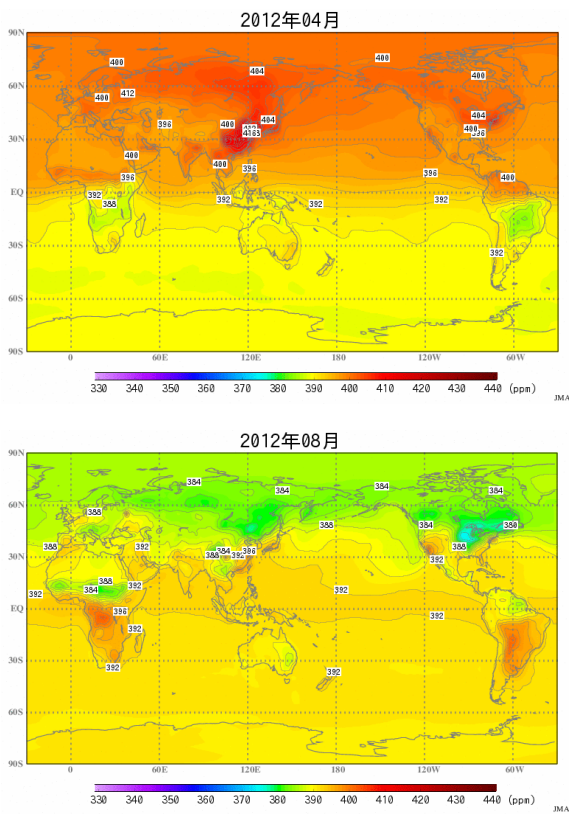


図 1.3.3 数値シミュレーションにより推定した4月（上）と8月（下）の二酸化炭素濃度の分布（2012年の例）
出典：気象庁（2017j）

1.3.2. 日本の温室効果ガス

温室効果ガス濃度は、20世紀後半以降、世界各地でモニタリングされるようになった。日本でも、1987年以降、気象庁が綾里（岩手県）、南鳥島（東京都）、与那国島（沖縄県）において、国立環境研究所が落石岬（北海道）、波照間島（沖縄県）において二酸化炭素等の温室効果ガスの観測を継続的に行っている。

気象庁の観測地点である綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素濃度と、その時系列データから、季節変動や、それより短い周期成分を取り除いた濃度及び濃度年増加量の経年変化を図に示す（図 1.3.4）。

いずれの観測地点においても、季節変動を繰り返しながら二酸化炭素濃度は増加し続けている。3地点のうち最も北に位置する綾里では植生の豊富なアジア大陸の北方の大気が流入しやすいため、与那国島や南鳥島に比べて季節変動の振幅が大きくなっている。一方、ほぼ同緯度に位置する与那国島と南鳥島での二酸化炭素濃度を比べると、夏季には同程度である一方、冬季には与那国島の方が高くなっている。これは、夏季に海洋上のよく混合された大気が両地点に流入するのに対し、冬季には人為起源排出や植物の呼吸・分解活動によって二酸化炭素濃度が高くなったアジア大陸の大気が季節風によって与那国島に流入しやすいためである。2016年の年平均濃度は、綾里で407.2ppm、南鳥島で404.9ppm、与那国島では407.1ppmで、前年に比べていずれも増加している⁴⁴⁾。

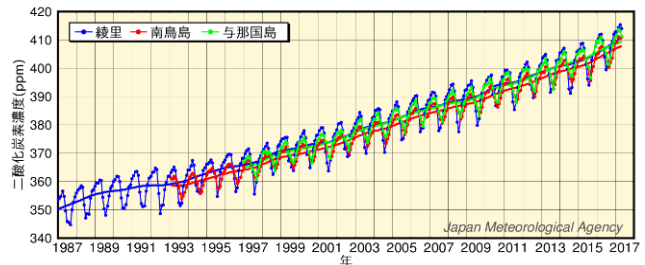


図 1.3.4 日本における大気中の二酸化炭素平均濃度の経年変化
気象庁（2017f）

【コラム 2】 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因

二酸化炭素濃度は、緯度帯によって異なる（北半球中高緯度で高く、南半球で低い）が、年増加量はいずれの緯度帯でも似たような年々変動を示している（図 1）。この年々変動の要因の一つとしてエルニーニョ／ラニーニャ現象が関係しており、概ねエルニーニョ現象の発生時期には年増加量が大きく、ラニーニャ現象の発生時期には小さくなる傾向が見られる。例えば、1997～1998 年、2002～2003 年、2009～2010 年はエルニーニョ現象の発生時期にあたり、全球的に大きな年増加量が見られた。

このような関係性は次のように説明される。エルニーニョ現象が発生すると、陸上生物圏では熱帯域を中心に高温・乾燥化することにより、植物の呼吸や土壌有機物の分解による二酸化炭素の放出の強化と光合成による吸収の抑制が起こる（Keeling et al., 1995）。また、その高温・乾燥化は森林火災を発生させやすくなり、二酸化炭素の放出が強まることも知られている。一方、海洋においては、太平洋赤道域の東部から放出される二酸化炭素の量が減少するが、これは陸上生物圏による放出の増分より小さい。結果的に二酸化炭素濃度の年増加量は増大する傾向となる。

ただし例外もある。例えば 1991～1992 年は、エルニーニョ現象が発生したにもかかわらず、濃度年増加量が小さかった。これは、1991 年 6 月のピナトゥボ火山の噴火が世界規模で異常低温をもたらしたためとされている。

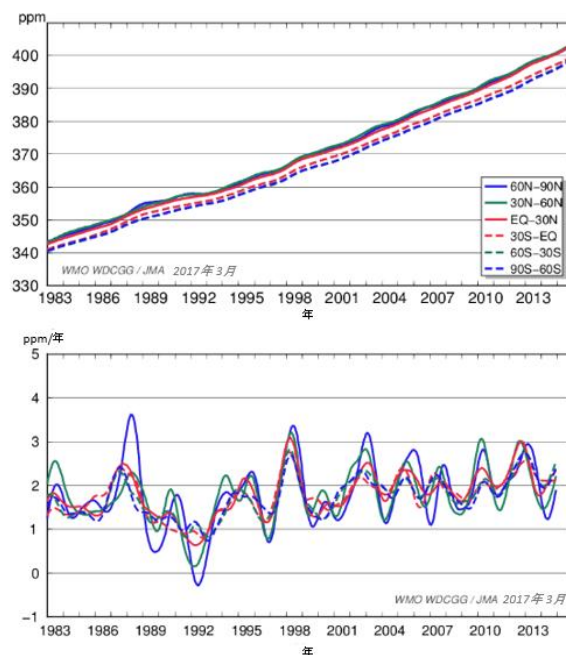


図 1 緯度帯 30 度ごとの、季節変動成分を取り除いた二酸化炭素濃度（上）及び年増加量（下）の経年変化

出典：気象庁ホームページ i

エルニーニョ／ラニーニャ現象の発生によって、植物の光合成／呼吸や土壌有機物の分解等、陸上生物圏の活動が大きく変化する。陸上生物圏による二酸化炭素の全球の吸収量や放出量を直接計測することは非常に難しいが、正味の吸収量を間接的に推定する手法の一つとして、人為起源放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というものがある（Le Quéré et al., 2016）。

図 2 に、そのようにして推定した陸上生物圏による正味の吸収量の、1990～2015 年の経年変化を示す。桃色及び水色の背景の箇所はそれぞれエルニーニョ、ラニーニャ現象発生時期に相当する。また、エラーバーは推定値の不確かさ（信頼区間 68%の範囲）を表す。

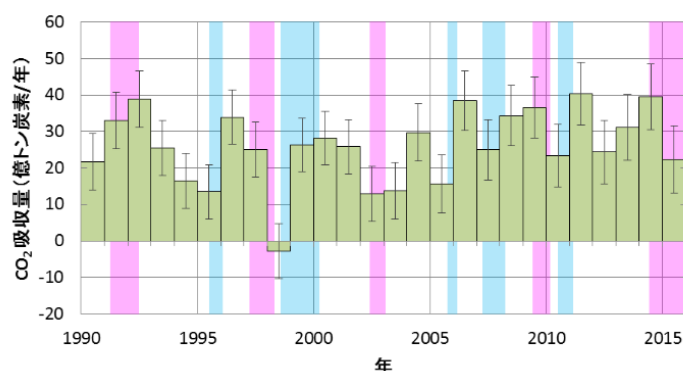


図 2 陸上生物圏による正味の吸収量の 1990～2015 年の経年変化の推定

出典：気象庁ホームページ

上で述べたように、エルニーニョ現象が発生すると陸上生物圏による二酸化炭素の吸収量が減少する傾向があるが、この解析では確かにそのような傾向が見られる。例えば、2015 年にはエルニーニョ現象の発生に呼応するように吸収量の減少が見られる（WMO, 2016）。この年の吸収量は年間 22±9 億トン炭素¹⁶で、これは前の 10 年間（2006～2015 年）の平均（32±9 億トン炭素）よりも小さい。同様に 1997～1998 年、2002～2003 年及び 2009～2010 年に陸上生物圏による吸収量が減少している。特に 1998 年は、陸上生物圏による正味の吸収量が 1990 年以降で最も小さく、ほぼゼロであった。

陸上生物圏は、1990～2015 年の平均で年間 26±8 億トン炭素の二酸化炭素を正味で吸収している。陸上生物圏の吸収・放出量については年々変動が大きいいため、1990～2015 年の期間においてその明確な長期変化傾向は見られない。しかしながら、今後、地球温暖化がさらに進行すると陸上生物圏の吸収が抑制され、大気中の二酸化炭素濃度増加が加速することが懸念されており（IPCC, 2013）、引き続きその長期変化傾向について監視していく必要がある。

出典：気象庁ホームページ g、気象庁ホームページ i、気象庁ホームページ k

¹⁶ トン炭素：炭素の重さに換算した二酸化炭素の量。1 トン炭素（tC）は、二酸化炭素を構成する炭素が 1 トンあることを表す。二酸化炭素で温室効果ガスの排出量・吸収量を換算する場合、トン CO₂（tCO₂）が用いられる。1 トン炭素は 3.667 トン CO₂に相当する。

1.3.3. 温室効果ガス濃度の観測の取組

地球温暖化は全球規模の現象であり、その現状把握のために気候変動枠組条約（UNFCCC¹⁷）では調査、組織的観測に関する条項が定められている（第5条）。この条約に基づいた組織的観測については全球気候観測システム（GCOS¹⁸）が推進しており、その中で温室効果ガス等の大気成分の観測はWMOのGAW計画が担当している。

WMO/GAWは、各国で行っている大気成分の定常観測を統一し、組織化したものとするための仕組みであり、世界中の加盟国の気象機関や研究機関が行っている温室効果ガス観測について、その観測結果を比較可能にするための「調整」を目的の一つとして行っている。

また、地球環境の変化は長期にわたってゆっくり進むものも多く、その監視には広域にわたる長期間の観測データを必要とする。WMO/GAWの定常観測によって50年以上にわたって蓄積されたデータもあり、WMO/GAWの規定に沿った一定品質の長期にわたる温室効果ガス観測データによって、地球環境変動の把握のための現在と過去の観測データの比較等の研究も可能になっている。

気象庁をはじめとする各国の気象機関やGAW計画に参加する研究機関は、WMO/GAWを通して温室効果ガスの全球規模の観測の一翼をそれぞれ担っている。さらに衛星や航空機、船舶を使って、定常的な地上観測では網羅できない空白域の観測がカバーされている。

(1) 温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」(GOSAT) シリーズ

温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」(GOSAT¹⁹、以下「GOSAT」という)は、主要な温室効果ガスである二酸化炭素とメタン等の気柱平均濃度を宇宙から観測することを主目的とした世界初の人工衛星であり、環境省、国立環境研究所、宇宙航空研究開発機構（JAXA²⁰）が共同で開発・運用している。2009年1月23日に打ち上げられ、2018年2月現在も順調に観測を

行っている。GOSATは、全球の温室効果ガス濃度分布とその変化を測定し、温室効果ガスの吸排出量の推定精度を高めるために必要な全球観測を行っており、二酸化炭素及びメタンの全球の濃度分布、その季節変動を明らかにし、全球における月別及び地域別（亜大陸規模）の二酸化炭素及びメタンの吸排出量の推定結果や、二酸化炭素濃度の三次元分布推定結果、地球の全大気中の二酸化炭素平均濃度を一般公開する等の成果を上げている。また、GOSATの観測データを解析した結果、「パリ協定」に基づき世界各国の報告が義務付けられた温室効果ガス排出インベントリの検証ツールとしての利用可能性が示された。さらに、観測精度の一層の向上を目指した後継機である「いぶき2号」(GOSAT-2)の開発に2012年度から着手しており、2018年度の打ち上げを予定している（図1.3.5）。GOSAT-2によって、より高精度に温室効果ガスの多点観測データを提供し、気候変動の科学、地球環境の観測、気候変動関連施策に貢献すると同時に、航空機や船舶、地上計測機器等の観測網との協力により、大都市単位あるいは大規模排出源単位での二酸化炭素等の排出量把握を行う。



図 1.3.5 「いぶき2号」(GOSAT-2)の外観図
提供：JAXA

¹⁷ UNFCCC: United Nations Framework Convention on Climate Change

¹⁸ GCOS: Global Climate Observing System

¹⁹ GOSAT: Greenhouse gases Observing SATellite

²⁰ JAXA: Japan Aerospace eXploration Agency

(2) 航空機を使った二酸化炭素濃度の観測

大気中の二酸化炭素測定のはほとんどは地上で行われており、上空の測定は極めて限られている。航空機は上空約 10km までの高さ方向の分布を精度よく測定することができるが、チャーター機では観測の回数や範囲が限られてしまう。民間航空機に観測装置の搭載が可能になれば上空の測定値を飛躍的に増やすことができる。世界初の民間航空機による離陸から着陸までの二酸化炭素濃度の連続観測が、日本航空 (JAL)、(公財) JAL 財団、国立環境研究所、気象庁気象研究所、(株) ジャムコが参加する共同研究プロジェクト (CONTRAIL²¹) により、JAL の路線網を活用して 2005 年から行われている。2017 年 2 月までに延べ約 17,000 フライト、世界 81 空港 27,000 件以上の鉛直分布データが取得された (図 1.3.6)。これらの観測データは世界中で活用され、地球上の炭素循環の解明のみならず、大気輸送メカニズムの解明、3 次元モデルの検証、衛星観測データの検証等に活かされている。

気象庁では、地上及び海洋における観測網をさらに強化して上空大気中の温室効果ガスの濃度変化を把握するため、防衛省の協力の下、2011 年から厚木航空基地 (神奈川県綾瀬市) ~南鳥島間の輸送機による二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素及び一酸化炭素の濃度観測を行っている (201, 227)。上空約 6km、北緯約 34~25 度の航路上で月 1 回 24 本の大気試料を採取し、これらを分析することで、対流圏中層における温室効果ガスの状況を精度よく把握できている。観測結果からは、高度 6km 付近の二酸化炭素濃度が地上観測値とほぼ同様な季節変動を示しながら増加していること、冬~春では地上に比べ上空が低濃度を示す傾向があることが認められる (図 1.3.7)。



図 1.3.6 CONTRAIL プロジェクトで利用しているボーイング 777-200ER 型機と 2 つの観測装置 (上)、二酸化炭素観測を実施した飛行ルート及び飛行先の空港コードと鉛直分布観測回数 (下)

提供: CONTRAIL チーム (機体の写真は日本航空提供)

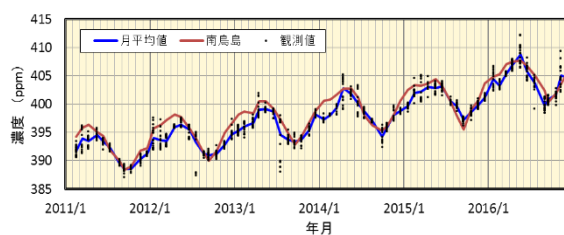


図 1.3.7 厚木航空基地~南鳥島間の航空機観測による高度 6km 付近の二酸化炭素濃度観測値 (黒点) とその平均値 (青線) 及び南鳥島の二酸化炭素濃度月平均値 (赤線) の経年変化

出典: 気象庁 (2017e) 図 3.1-12

²¹ CONTRAIL: Comprehensive Observation Network for TRace gases by AirLiner

(3) 船舶による二酸化炭素の観測

気象庁では、地球温暖化の予測精度向上につながる海水中及び大気中の二酸化炭素の観測を1989年から継続している。また、海洋の長期的な変動をとらえ気候変動との関係等を調べるために、北西太平洋及び日本周辺海域に観測定線を設け、凌風丸及び啓風丸の2隻の海洋気象観測船によって定期的に海洋観測を実施している（図1.3.8）。

定線の中でも、東経137度線での観測は、1967年から現在に至り長期間継続的に行われている。取得された観測データは世界でも類がなく、海洋の長期変動や炭素循環を把握するうえで非常に重要なデータとなっている。

表面海水中及び大気中の二酸化炭素の観測結果から、北西太平洋では、緯度が高いほど1年あたりの表面海水中の二酸化炭素分圧の増加率が大きくなっていることが示される。また、北西太平洋の亜熱帯域（北緯10～30度付近）では、大気中の二酸化炭素分圧が海水中の二酸化炭素分圧より大きく、海洋が大気中の二酸化炭素を吸収していることが認められる（図1.3.9）。

また、国立環境研究所では、太平洋を運航している貨物船に二酸化炭素の観測装置を搭載して、洋上大気と表層海水の観測を実施している。日本－北米間、日本－オセアニア間の貨物船では洋上大気と表層海水の観測を、東南アジア域を航行する貨物船では洋上大気の観測を実施している。このような観測は篤志観測船（Voluntary Observing Ship）観測と呼ばれおり、これらの観測によって、大気と海洋間の二酸化炭素交換量や海洋二酸化炭素循環像の理解が進むとともに、地球温暖化と二酸化炭素濃度上昇の海洋への影響が評価されている。⁹⁴⁾

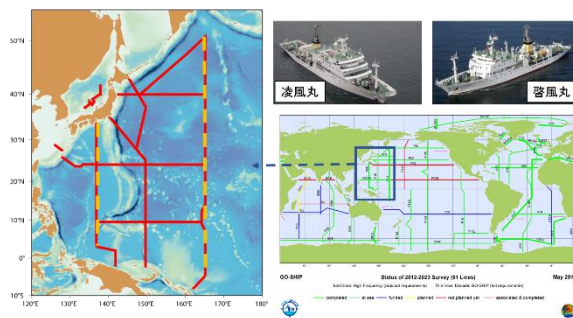


図 1.3.8 気象庁の海洋気象観測船（右上）と主要な観測定線（左、右）
提供：気象庁、右下図の出典：JCOMM

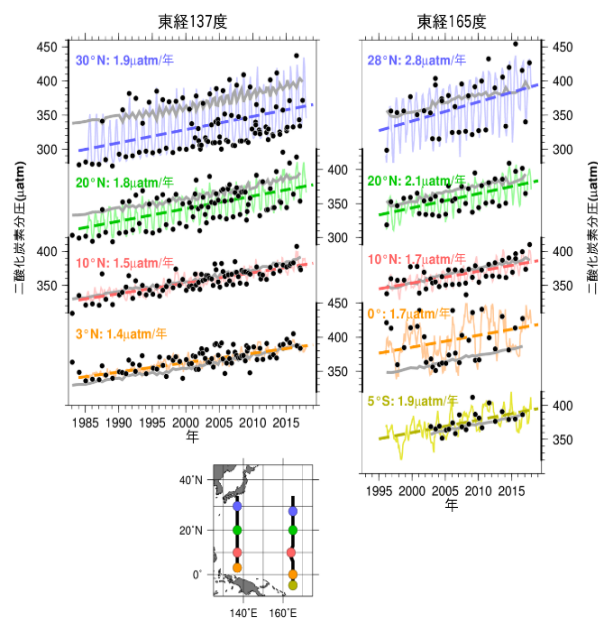


図 1.3.9 東経137度線（左）及び東経165度線（右）における表面海水中と大気中の二酸化炭素分圧の長期変化

表面海水中の二酸化炭素分圧の観測値（●）及び解析によって得られた推定値（細線）と長期変化傾向（破線）並びに大気中の二酸化炭素分圧（灰色の実線）を示す。提供：気象庁

(4) 観測データベースの整備・提供

WMO/GAW の中では、観測データの利用・交換を目的としてデータセンターが設けられており、その中で温室効果ガス世界資料センター (WDCGG²²、以下「WDCGG」という) は、気象庁が運営している。WDCGG は世界各地で定常的に観測された温室効果ガスのデータを一元的に収集・管理しており、そのデータはデータベース化されてインターネットを通して利用者に提供されている (図 1.3.10)。収集した温室効果ガスデータは、世界中で研究に用いられているほか、WDCGG でも温室効果ガスの世界平均濃度等の解析等を行っており、その結果は WMO の温室効果ガス年報に記載されて世界中に公表されている (図 1.3.11)。

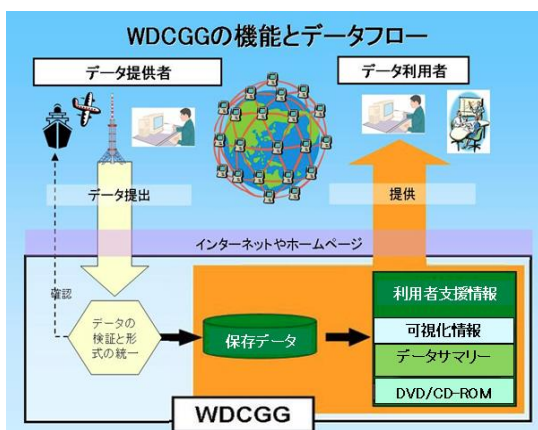


図 1.3.10 WDCGG の機能とデータフロー
出典：WDCGG ホームページ

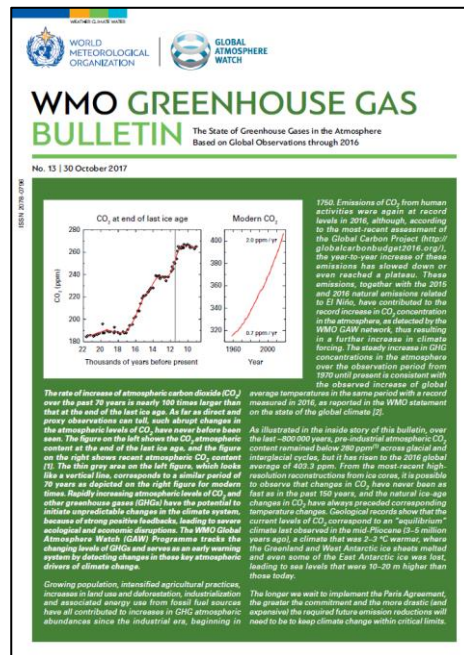


図 1.3.11 WMO 温室効果ガス年報
出典：WMO (2017a)

²² WDCGG: World Data Centre for Greenhouse Gases

第2章 気候変動の観測結果と将来予測

本章では、気候変動の観測結果と将来予測について説明する。2.1 節では観測技術について、2.2 節では将来予測技術について、2.3 節以降では気候の要素ごとの最新の観測結果と将来予測について、特に日本の状況を中心に説明する。

2.1. 気候変動の観測技術

気候の理解・監視の改善のためには多様な観測が必要であり、これまで様々な技術が導入されてきた(図 2.1.1 上)。観測の多様性の変化・増大は一貫した気候記録を得るための課題となっている。気象の観測の継続とともに、過去の観測値を計算機で読める形にすること(デジタル化)が重要であり、20 世紀後半以前の地上観測点の歴史的観測値をデジタル化する努力も行われている(同、左下)。また、再解析は、気候モデルの助けを借りて、利用可能な全ての観測を同化することによって気候監視のためのグリッド(格子状)化された過去数十年間以上にわたる均質・高品質な気候データセットを作成する方法である。過去の観測値に加えて、観測データの偏在の問題のない衛星データが近年再解析で利用されて気候システムのより良い理解に貢献している(同、右下)。

191)

日本国内でも、様々な観測機器を用いた気象の観測やその解析が行われている。

気候研究や季節予報、異常気象分析、気候監視等においては、過去と現在の気候を定量的に評価することが求められるため、長期間にわたって高品質で均質な観測データや解析データが不可欠となる⁵³⁾。気象庁では、全国約 60 ヶ所の気象台・測候所及び全国約 90 ヶ所の特別地域気象観測所で、気温、湿度、降水量、積雪の深さ等の気象観測を行っており、これらの観測データは、気候変動の把握にも活用されている⁵²⁾。また、1974 年に運用が開始された地域気象観測システム(アメダス)では、雨等の気象状況を時間的、地域的に細かく監視するため、降水量等の観測が自動的に行われており、全国に 1,300 ヶ所整備されている⁵⁰⁾。その他、高層気象観測や、海洋気象観測船に

よる観測等も気候変動の監視に役立てられている。

さらに、宇宙空間からは、静止気象衛星「ひまわり」による雲や水蒸気、海面水温等の観測が実施されている。2017 年 12 月 23 日には、地球の気候形成に影響を及ぼす種々の物理量の観測を目的とした気候変動観測衛星「しきさい」(GCOM-C²³⁾が打上げられ、運用を開始している。また、気象レーダーによる降水分布の観測も、今後の気候変動監視への活用を期待されている。

過去の観測値のデジタル化について日本では、19 世紀末からなされてきた多くの観測データをデジタル化する努力も進められている。また、再解析では気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)プロジェクト等を実施してきている⁴⁸⁾。

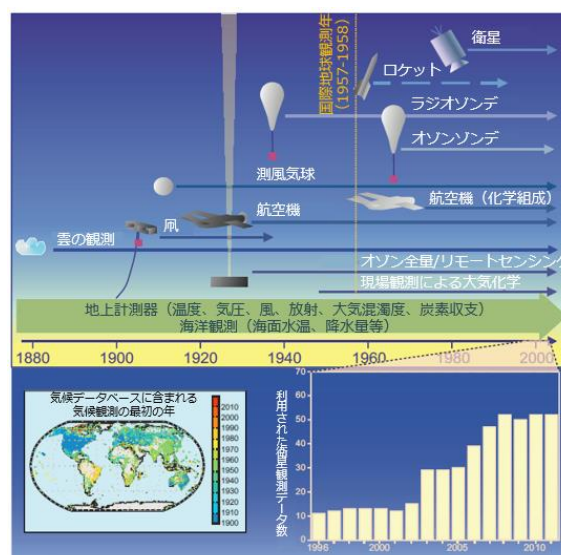


図 2.1.1 観測技術の発展

図は観測技術の発展過程を示しており、地球環境の観測に使用されている手法の歴史を見ることができる。左下図は米国で編集された歴史気候データベースに含まれる気温観測の最初の年を示している。日本を含む世界中の多くの地域では 19 世紀後半～20 世紀前半に観測が開始されているが、デジタル化されたデータベースには北米や欧州等では 1900 年代から、日本を含むアジア、南米、アフリカでは 1950 年以降のデータのみが含まれており、未だにデジタル化されたデータが無い地域もある。右下図はヨーロッパ中期気象予報センターでモデルへのデータ同化に使われている衛星観測データの数の推移を示している。1996 年と 2010 年を比べると 5 倍に増えている。出典：IPCC (2013a) Figure1.12 を改変、加筆

²³ GCOM-C: Global Change Observation Mission-Climate "SHIKISAI"

【コラム 3】気候変動観測衛星「しきさい」(GCOM-C)

GCOMとは、宇宙から地球の環境変動を長期間に渡って、グローバルに観測することを目的としたJAXAの人工衛星プロジェクトであり、地球環境変動観測ミッション(Global Change Observation Mission)を意味している。このミッションは2機の衛星から成り、気候(Climate)に関わる観測を気候変動観測衛星「しきさい」(GCOM-C)(2017年12月打上げ、運用中)が、水循環(Water)に関わる観測を水循環変動観測衛星「しずく」(GCOM-W)(2012年5月打上げ、運用中)が担う。

GCOM-Cに搭載されている観測装置の「多波長光学放射計」(SGLI²⁴)は、地上からの光を、近紫外線から可視光線、赤外線まで19の領域に分けて観測する。目的に応じて領域を選択することで、陸域から、大気、海洋、雪氷まで様々な対象を観測することができる。

GCOM-Cは、将来の気温上昇量の正確な予測に必要なながらも、科学的な理解が不足しているエアロゾルが地表面へ届く日射量に与える影響や生物による二酸化炭素の吸収能力をはじめとした、地球の気候形成に影響を及ぼしている様々な物理量を観測する。これらを長期的に観測して、科学的理解を深めることで、将来の気候変動予測の精度を高めることを目的にしている。

提供：文部科学省

【コラム 4】全球地球観測システム(GEOSS)

人類が直面している重大な問題である気候変動には地球規模の様々なシステムが関連しあっていることから、その解決には国際協力が必要である。国際協力に基づく大規模な観測枠組としては、全球地球観測システム(GEOSS²⁵、以下「GEOSS」という)が挙げられる。

GEOSSは、大気、海洋、陸域、生態系等に関する現場、衛星、航空機等の複数の観測システムを統合した包括的な地球観測システムと、これらの観測データ等を管理するシステムからなる。GEOSSは国際的に共通な利用ニーズとして8つの社会利益分野(生物多様性・生態系の持続性、災害強靱性、エネルギー・鉱物資源管理、食料安全保障・持続可能な農業、インフラ・交通管理、公衆衛生監視、持続可能な都市開発、水資源管理)とこれらに横断的な分野として気候変動を設定し、政策決定者等の利用ニーズ主導のシステムとして構築された。GEOSSを推進する地球観測に関する政府間会合(GEO²⁶、以下「GEO」という)については、現在、我が国を含む100以上の国と100以上の国際機関が参加している。

我が国からの貢献として、文部科学省が開発した「データ統合・解析システム(DIAS²⁷、以下「DIAS」という)」がGEOに参加する世界各国のデータセンターとの接続を実現している。

提供：文部科学省

²⁴ SGLI: Second-generation Global Imager

²⁵ GEOSS: Global Earth Observation System of Systems

²⁶ GEO: Group on Earth Observations

²⁷ DIAS: Data Integration and Analysis System

2.2. 気候変動の将来予測

2.2.1. 気候モデル

将来の気候の変化の予測には、気候システムを再現することができる「気候モデル」を使用する。気候モデルとは、気候システムを構成する大気、海洋、陸面、氷床等を物理法則（流体力学や放射による加熱・冷却等）に従い定式化し、スーパーコンピューター等の計算機によって擬似的な地球を再現しようとする計算プログラムである。気候モデルでは、世界全体をグリッドに区切り、そのグリッドごとに気温、風量、水蒸気等の時間変化を物理法則に従って計算することにより、将来の気候変化を予測する。日々の天気も基本的には同じ方法で予測されるが、気候の将来予測は、100年を超える長期間を対象とするため、熱を長期間蓄積する海洋の流れや、海洋と大気の熱や水等のやりとりが重要になる。このため、これらをうまくコンピューターにより再現することが重要となるが、現在の気候モデルは現実の大気や海洋の運動を完全に再現できるものではなく、計算技術上の様々な仮定や近似を含むモデルであるので、計算結果には気候モデル特有のバイアスが含まれるほか、予測の不確実性（計算結果のばらつき）が現れる³²⁾。このため、気候モデルの計算結果を観測データと比較して、再現性を把握した上で予測結果を用いる必要がある。

これまで、各国の研究機関が様々な気候モデルを開発し、将来予測を行ってきた。そのような気候モデルの出力結果を相互比較する枠組みとして、世界気候研究計画（WCRP²⁸⁾）が主導している結合モデル相互比較プロジェクト（CMIP²⁹⁾、以下「CMIP」という）がある。各研究機関の気候モデルの出力結果は CMIP に登録され、研究者等は各気候モデルにおける気温、降水量等の変化やその影響等を相互評価している。

自然変動、すなわち、発生頻度の低い異常天候や極端気象に伴う不確実性を評価するためには、多数の実験例（アンサンブル）を活用することが重要になる。文部科学省の気候変動リスク情報創生プログラムでは、高解像度全球大気モデル及び

高解像度領域大気モデルを用い、これまでにない多数（最大 100 メンバー³⁰⁾）のアンサンブル実験を行うことによって、確率密度分布の裾野にあたる極端気象の再現と変化について、十分な議論ができる「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（d4PDF³¹⁾、以下「d4PDF」という）」を作成している（コラム 6 参照）。¹⁷⁴⁾

2.2.2. 気候モデルの開発・発展の変遷

前述のように、気候モデルは、明日の天気ではなく、より長期間にわたる天候の再現を目指して作られた数値モデルである。この目的にかなうように、時間スケールの長いプロセスの要素を強化したものとなっている。このモデルシステムのうち、大気の流れ場を表現する部分は「力学フレーム」と呼ばれるが、ここは基本的に物理学の流体力学にならったものである。ただし、自転している地上の現象のため回転系のものとなる。大気モデルは、地球上を格子に区切り、その単位で将来予測を行う。この際、格子のスケールでは捉えきれない細かな現象である地上付近の大気の動き、個々の雲の内部で生じている種々のプロセス、大気中の埃の影響等はパラメタライズという手法でその効果を格子にとりこむ。また、大気の下側にある陸上、海洋はしばしば大気自体より長いメモリー効果を持つため、気候のような長期間にわたる予測には重要な要素である。したがって、陸面プロセスモデル・海洋モデルは気候モデルの重要な構成要素になる。また、気候モデルの構成要素のうち力学フレーム以外の種々の要素モデルはモデルごとに個性が大きく、これが世界の多様なモデル間の性格の違いをもたらしている。

近年、研究の発展と計算機的能力向上によって気候モデルの能力も向上しており（図 2.2.1）、図中の (a) 87.5km メッシュと (b) 30.0km メッシュの違いからも水平・垂直方向の解像度の向上が示されている。特に放射、エアロゾルと雲の相互作用等の広範を網羅し、炭素循環や窒素の影響、成層圏等も多くのモデルで考慮されつつある。モデル比較の取組はモデルの分析・開発を推進し、

²⁸⁾ WCRP: World Climate Research Programme

²⁹⁾ CMIP: Coupled Model Intercomparison Project

³⁰⁾ 複数の予測の一つひとつを「メンバー」という。「アンサンブルメンバー」とも呼ばれる。

³¹⁾ d4PDF: Database for Policy Decision making for Future climate change

IPCC AR5 において重要な役割を果たした第 5 次 CMIP (CMIP5、以下「CMIP5」という) は気候変動への理解を進展させる多数のデータセットを提供した。地球システムモデル (ESM³²、以下「ESM」という) の開発等も引き続き取り組

まれており、氷床ダイナミクス、地表水文、農業と都市環境の影響等に関連した研究・開発が進行中である。¹⁹⁾

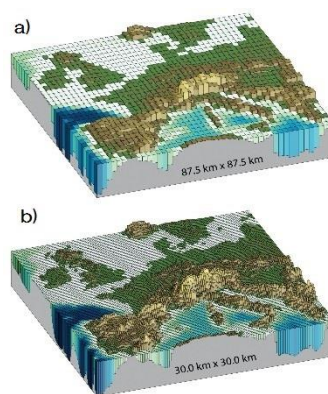
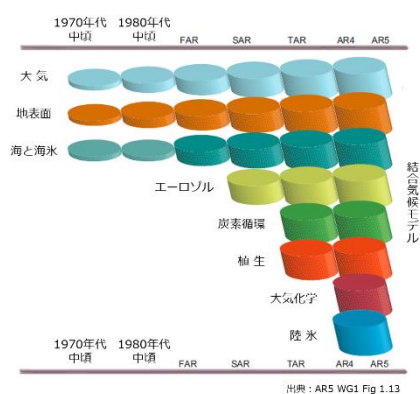


図 2.2.1 1970 年代半ば以降の気候モデルの開発・発展の変遷 (左) と気候モデルの解像度 (右)

左: 1970 年代半ば以降開発された気候モデルについて構成要素間の統合過程を表している。各要素(「大気」等)において複雑さとプロセスの範囲が次第に増大している(円柱の大きさの変化で表している)。右: (a) 高解像度モデル(空間メッシュ 87.5km × 87.5km) と、(b) 超高解像度モデル(空間メッシュ 30.0km × 30.0km) によってヨーロッパの地形を表した例。出典: IPCC (2013a) Figure 1.13 を改変、加筆(左)、Figure 1.14 (右)

地球規模の気候変化予測には、従来から大気大循環モデル (AGCM³³、以下「AGCM」という) あるいは大気海洋結合大循環モデル (AOGCM³⁴、以下「AOGCM」という) が用いられてきた。AGCM や AOGCM が表現する大気・海洋の物理過程に加え、現在では、大気中のエアロゾルやオゾン等の化学過程を伴う物質循環、さらに植生や海洋の生態系を含む炭素循環等、気候の変化に関係があると考えられるほとんどの過程を組み込んだ ESM による予測も行われている。

日本では、気象庁気象研究所が開発した大気海洋結合モデル MRI³⁵-CGCM や MRI-ESM、東京大学大気海洋研究所・国立環境研究所・海洋研究開発機構が共同で開発した MIROC³⁶や MIROC-ESM 等の気候モデルや ESM があり、CMIP5 に気候予測等の結果を提供している。また、気象庁気象研究所で開発された高解像度の全球大気モデル MRI-AGCM は降水分布の再現性が世界的

に見て最も高く、d4PDF の作成にも使用された。その他に、東京大学大気海洋研究所・海洋研究開発機構・理化学研究所計算科学研究機構が共同で開発した全球雲解像度モデル NICAM³⁷も存在する。これらの気候予測等には膨大な計算資源が要求されるため、文部科学省の「気候変動リスク情報創生プログラム」(2012～2016 年度) 及び「統合的気候モデル高度化研究プログラム」(2017 年度～) 等の事業(コラム 5 参照)のほか、気象庁気象研究所によって、地球シミュレータ等のスーパーコンピュータ上で計算が実施されている。

前述のとおり、気候モデルの発展とともに高解像度化が進んでいるが、日本での気候変動に対するきめ細かな対策を行うためには、より細かい解像度で地域ごとの気候変動を詳細に予測する必要がある。このため、全球気候モデルによる予測結果から、より細かい空間分布の予測結果を求める「ダウンスケーリング」が行われる。ダウンス

³² ESM: Earth System Model

³³ AGCM: Atmospheric General Circulation Model

³⁴ AOGCM: Atmosphere-Ocean General Circulation Model

³⁵ MRI: Meteorological Research Institute

³⁶ MIROC: Model for Interdisciplinary Research on Climate

³⁷ NICAM: Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model

ケーリングには、「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種類の手法があり、それぞれに長所と短所が存在する。

力学的ダウンスケーリングは、特定の領域における詳細な気候変動予測を、物理法則に基づいて行う手法である。全球気候モデルの計算結果を境界条件とし、より細かい空間分解能で計算が可能な地域気候モデルでさらに計算し、より空間解像度の高い地形、土地利用等の情報を与えることによって実施されるため、地形性降水等、元の全球気候モデルでは再現しきれなかった時空間スケールの小さな現象についても、物理的に整合性のとれた形で表現可能となる。具体的には、地形効果で局所的に発生する大雨やフェーン現象等で引き起こされる顕著な高温といった現象に利点がある。ただし、計算コストと開発コストが大きくかかるという点が課題である。日本では、力学的ダウンスケーリングを行う地域気候モデルとして、気象庁気象研究所が日本付近の詳細な予測を行うことを目的に開発している解像度5km・2kmの非静力学地域気候モデル(NHRCM³⁸)が存在する(図2.2.2)。

統計的ダウンスケーリングは、任意の地点における観測データと、気候モデルによる現在気候の再現結果から得られるその地点周辺の大気場との間に統計的な関係式を検出し、それに基づいて

全球気候モデルでの予測結果を空間的に詳細化する手法である。またより簡便な方法として、全球気候モデルの大気場を用いず、ターゲットとする地上気象要素のみの出力について、気候モデルの現在気候と観測データとの間の平均値、分散あるいは累積分布関数等の相違を、全球気候モデルの将来出力気候について補正する、いわゆるバイアス補正法も広く行われている。いずれも、観測データがあれば比較的少ない計算機資源や計算時間で利用可能である。これらは、少数の気象要素を対象にした場合には比較的再現性の高い値を得ることができる一方で、元の全球気候モデルでは再現されていない小さなスケールの現象を作り出すことは難しいという問題点があり、例えば自然災害に関係する極端降水の表現については上手くいかない場合が多い。また、現在気候において検出した統計的な関係を将来に外挿して対象地点の予測を行うため、独立した期間や地点で統計的な関係を検証し、極端な外挿にならないようにする等の注意が必要である。さらに、複数の要素を同時にバイアス補正した場合、要素間の物理的な整合性を失う可能性があり、ターゲット要素に対し、複数のバイアス補正法と統計的ダウンスケーリング手法を用いて相互比較する必要が指摘されている。¹⁸⁰⁾

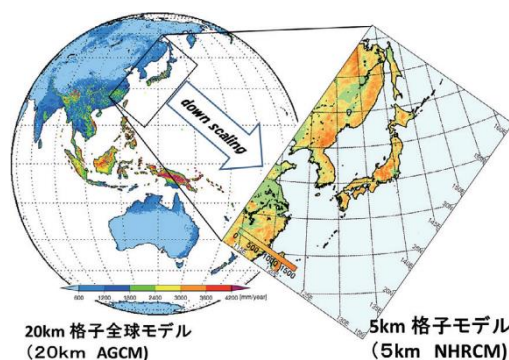


図 2.2.2 全球気候モデル MRI-AGCM による 20km 格子間隔の予測結果から、地域気候モデル NHRCM による力学的ダウンスケーリングを行い 5km 格子間隔の予測情報を作成するイメージ

20km 程度の格子間隔で地球全体の気候の変化を再現/予測する全球気候モデルを地球シミュレータ上で動作させ、現在気候 20 年、将来気候 20 年のデータセットを作成している。この全球を覆うデータから、さらに地域スケールまで範囲を絞り込み、5km の格子間隔でその地域特有の気象をシミュレーションする地域気候モデルを動作させる高解像度化(ダウンスケーリング)システムを地球シミュレータ上に構築している。出典: 文部科学省 (2014)

³⁸ NHRCM: Non-Hydrostatic Regional Climate Model

【コラム5】「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」

文部科学省では、「人・自然・地球共生プロジェクト」（2002～2006年度）、「21世紀気候変動予測革新プログラム」（2007～2011年度）、そして「気候変動リスク情報創生プログラム」（2012～2016年度）（以下、「創生プログラム」という）へと、世界最高水準のスーパーコンピューターである「地球シミュレータ」の能力を最大限に活用しながら、気候モデルの開発、気候変動予測情報の計算を進め、長年の気候モデル開発により可能となった気候変動リスク情報の創出を行ってきた。

2017年度から開始された「統合的気候モデル高度化研究プログラム」においては、「創生プログラム」の成果を発展的に継承しながら、気候モデルの高度化を含む世界最高水準の気候変動予測に関する研究を、4つの研究領域テーマ（A.「全球規模の気候変動予測と基盤的モデル開発」、B.「炭素循環・気候感度・ティッピングエレメント等の解明」、C.「統合的気候変動予測」、D.「統合的ハザード予測」）を連携させ統合的な研究体制を構築しながら実施している。本事業で開発されている気候モデルによる成果は、CMIP実験の実施等を通じてIPCCの次期報告書である第6次評価報告書の科学的知見として活用されるだけでなく、詳細な気候変動予測等を通じて国内外における気候変動対策にも貢献することになる。

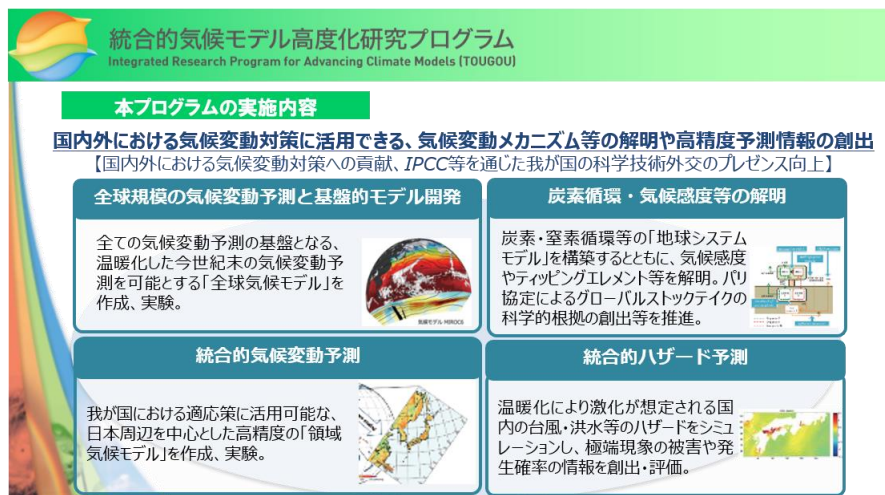


図1 統合的気候モデル高度化研究プログラムの実施内容

提供：文部科学省

【コラム 6】 d4PDF: database for Policy Decision making for Future climate change
(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、予測計算で生じる不確実性のうち、CMIP5 モデルによる将来の海面水温変化の不確実性と自然変動による不確実性を取り入れた、これまでに類の無い数のアンサンブル数（過去再現のべ 6000 年、将来予測のべ 5400 年）を持つ気候変動評価データベースであり、創生プログラム下の合同プロジェクトにより、気象庁気象研究所、東京大学大気海洋研究所、京都大学防災研究所、国立環境研究所、海洋研究開発機構、筑波大学によって、地球シミュレータを用いて作成された。d4PDF を用いることにより、社会的に強く求められるようになってきている熱波、豪雨、高潮等の甚大な自然災害をもたらす極端現象の将来変化について統計的に信頼性の高い情報を得ることができる。d4PDF を活用することにより 100 年に一度発生する事例の再帰確率等、これまで極値統計モデルに依存することなしには推定することができなかつた量を求めることができるようになった。

図 1 は福岡における年最大日降水量の頻度の現在と将来分布を示したものである。観測データだけでは、図示したような滑らかな過去の頻度分布図を得ることはできない。ここには d4PDF から推定した 30 年確率日降水量も縦線で示されている。モデルが再現した現在の 30 年確率日降水量（灰色縦点線）が、観測データから求めたもの（▲）と極めてよく対応していることが分かる。このように、対象地域を限って極端な大気現象に注目するユーザにとって、d4PDF は有用なものと期待される。

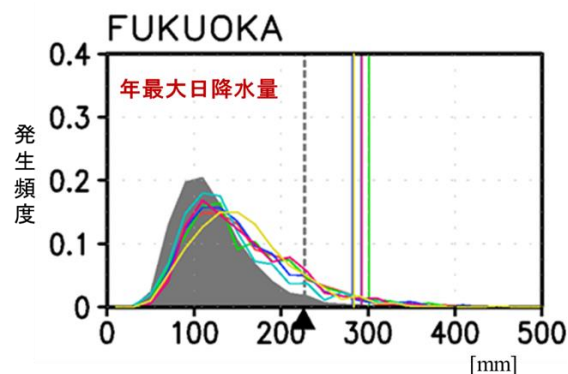


図 1 福岡における過去実験と将来実験における年最大日降水量の発生頻度分布

横軸は降水量、縦軸が発生頻度。灰色陰影と色付きの曲線がそれぞれ現在気候、将来気候。モデルに与えた 6 種類の温暖化状態についての結果を色別で示してあり、降水量と発生頻度のそれぞれの色は対応している。色付きの縦線はモデルが推定した将来の 30 年確率日降水量で、▲は観測データ（1901～2006 年）に基づく 30 年確率日降水量（Gumbel 分布、気象庁・異常気象リスクマップ）である。灰色の縦点線はモデルが再現した現在の 30 年確率降水量で、現在 220mm の 30 年確率日降水量が、将来は 300mm 近くまで増大するという推定になっている。（図：地球シミュレータ特別推進課題成果報告書より）

提供：気象庁気象研究所

2.2.3. RCP シナリオ

気候変動予測では、気候モデルに与える人為起源による放射強制力の変化の仮定（シナリオ）が必要になる。放射強制力として影響の最も大きい温室効果ガス濃度を知るためには、その排出量の予測値が必要であるが、これは今後の経済成長や人口増加、エネルギー需給、科学技術の発展・普及等により異なるため、これら社会的・経済的な将来像を検討しなければならない。しかし個々の将来予測研究で様々な将来像に基づいて放射強制力を与えると、予測結果を互いに比較することが困難となる。このため、将来像について典型的なパターンをいくつか用意し、統一的な排出量の道筋を排出シナリオとして定めている。³⁹⁾

IPCC が 2007 年の AR4 まで用いてきた「排出シナリオに関する特別報告（SRES³⁹⁾、以下「SRES」という）」シナリオでは、世界の将来像を二つの軸を用いて表している。軸の一つは、経済発展を重視した世界（A）と経済発展と環境との調和を図る世界（B）という、経済発展の将来像の二つの方向性を示す。もう一つの軸は、地域格差が縮小し国際化が進む世界（1）と各地域の独自性が強まる多元的社会（2）という、グローバル化の将来像の二つの方向性を示す。これらの組み合わせにより仮定した将来像から導かれる温室効果ガスの排出量により、簡易炭素循環モデルを用いて温室効果ガスの濃度を求め、放射強制力に換算し気候モデルに与えて、地球温暖化予測が行われてきた。

IPCC AR5 では、政策的な緩和策を前提として、将来、温室効果ガスをどのような濃度に安定化させるかという考え方から、その「代表的濃度経路（RCP⁴⁰⁾、以下「RCP」という）」を示している。予測結果の相互比較を容易にするために統一的なシナリオが必要であることは SRES シナリオと同様であるが、SRES シナリオでは社会的・経済的な将来像ごとに排出量、放射強制力、気候予測が 1 つずつ対応するのに対して、RCP シナリオでは社会的・経済的な将来像を仮定せず、将来予測される多様な放射強制力の経路の中から代

表的なものを選択し、これに基づき気候予測が行われる。

RCP シナリオは、2100 年における単位面積あたりの放射強制力の増加量（W/m²）をもとに 4 つのシナリオが存在する。4 つのシナリオには、放射強制力の大きさの違いに応じて、2100 年以降も放射強制力の上昇が続く「高位参照シナリオ」（RCP8.5 シナリオ。8.5W/m² の増加を意味する。）、2100 年までにピークを迎えその後減少する「低位安定化シナリオ」（RCP2.6 シナリオ）、これらの上に位置して 2100 年以降に安定化する「高位安定化シナリオ」（RCP6.0 シナリオ）及び「中位安定化シナリオ」（RCP4.5 シナリオ）が選択されている（図 2.2.3）。

なお、各 RCP シナリオによる二酸化炭素排出量の累積値と、世界平均地上気温の応答には、ほぼ比例関係があることも示されている（図 2.2.4）。

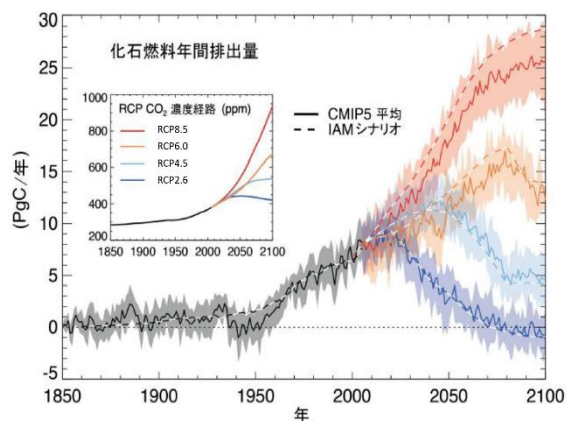


図 2.2.3 RCP シナリオに基づく放射強制力と RCP シナリオに対応する化石燃料起源二酸化炭素排出量

CMIP5 モデルによって推定された 4 つの RCP シナリオに適合する化石燃料排出量。年間排出量（1 年あたり PgC⁴¹⁾ の時系列。破線は RCP シナリオの策定に用いられた統合評価モデル（IAM）によって計算された過去の排出量と RCP に対する排出量を表し、実線と陰影部分は CMIP5 地球システムモデル（ESM、モデル平均、陰影部分は標準偏差の 1 倍）を示す。出典：IPCC（2013c）図 TS.19

³⁹⁾ SRES: Special Report on Emissions Scenarios

⁴⁰⁾ RCP: Representative Concentration Pathways

⁴¹⁾ PgC: 炭素の重さに換算した二酸化炭素の量。1 ペタグラム炭素（PgC）は、二酸化炭素を構成する炭素が 1 ギガトン（10 億トン）あることを表す。

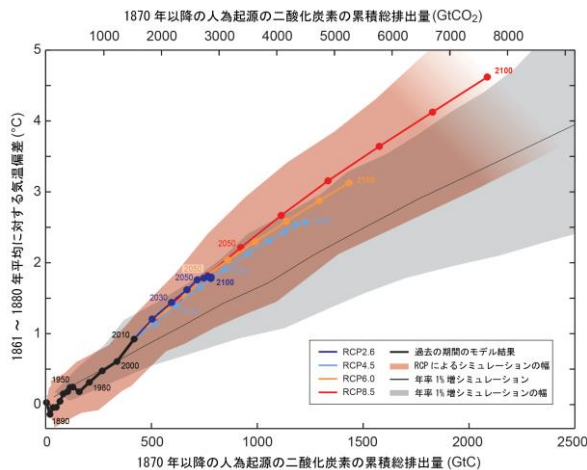


図 2.2.4 RCP シナリオ、大気中の二酸化炭素累積排出量、世界平均地上気温上昇量の関係

世界全体の二酸化炭素の累積総排出量の関数として示した、様々な一連の証拠による世界平均地上気温の上昇量。2100年までの各 RCP シナリオについて様々な階層の気候-炭素循環モデルから得られた複数モデルの結果を、色付きの線と 10 年平均 (点) で示している。明確にするため、いくつかの 10 年平均にその年を示している (例えば、2050 は 2040~2049 年の 10 年平均を示す)。過去の期間 (1860~2010 年) のモデル結果は黒で示されている。着色されたブルーム状部分は 4 つの RCP シナリオにわたる複数モデルの幅を表しており、RCP8.5 シナリオにおいて利用できるモデルの数が減少すると共に陰影を薄くしてある。二酸化炭素を 1 年あたり 1% ずつ増加させた場合 (1%/年 CO₂ シミュレーション) の強制力による、CMIP5 モデルのシミュレーションにより予測された結果の複数モデル平均とその範囲は、細い黒線と灰色の陰影域で示されている。累積二酸化炭素排出量の特定の値に対して、二酸化炭素を 1 年あたり 1% ずつ増加させたシミュレーションの結果は、二酸化炭素以外の追加的強制力を含んでいる RCP シナリオにより駆動されるものよりも低い温暖化を示している。気温は 1861~1880 年の期間平均を基準としており、排出量は 1870 年を基準としている。各 10 年平均は直線で結んである。出典：IPCC (2013d) 図 SPM.10

また、IPCC 第 6 次評価報告書に向けて、第 6 次 CMIP (CMIP6、以下「CMIP6」という) が開始されている。CMIP6 では、土地利用変化等の社会経済的要素の違いを放射強制力等の計算条件に取り入れて、気候影響や緩和策と統合的な影響評価を行うことを目的に、RCP と「共有社会経済経路 (SSP⁴²、以下「SSP」という)」を組み合わせたシナリオに基づく気候予測が行われる見込みである。SSP シナリオは、人口、ガバナンス、公平性、社会経済開発、技術、環境等の共通に社会像の諸条件を示す定量・定性的な要素からなり、気候変動影響評価と緩和・適応政策分析の前提条件として利用できる。各 SSP シナリオの差異は、緩和の困難度と適応の困難度の大きさにより特徴づけられており、SSP1~SSP5 の 5 種類が想定されている (図 2.2.5)。¹⁸⁾

なお、SRES と RCP 及び SSP の各シナリオの関係について、SRES と SSP の社会経済発展のシナリオの比較、SRES と RCP の放射強制力・気候特性の比較を行い、SRES シナリオが当てはまる RCP シナリオと SSP シナリオの最適な組み合わせを示した研究がある。これによれば、概略の傾向としてはあるものの、SRES A2 シナリオが RCP8.5 シナリオ及び SSP3 シナリオ、SRES B2 (もしくは A1B) シナリオが RCP6.0 シナリオ及び SSP2 シナリオ、SRES B1 シナリオが RCP4.5 シナリオ及び SSP1 シナリオ、SRES A1FI シナリオが RCP8.5 シナリオ及び SSP5 シナリオのそれぞれの組合せに相当する (RCP2.6 シナリオに相当する SRES シナリオはなし) との見方が示されている。¹⁸⁴⁾

⁴² SSP: Shared Socioeconomic Pathways

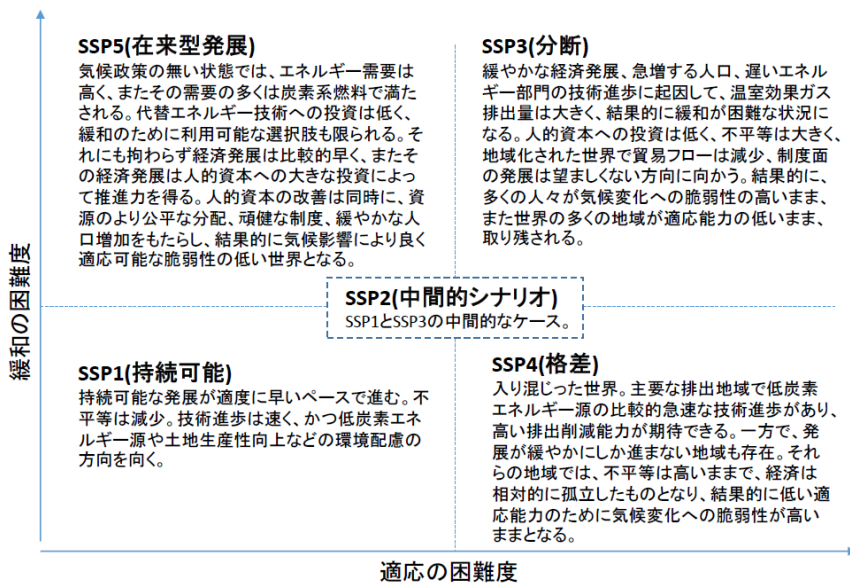


図 2.2.5 SSP1~5 のシナリオのコンセプト

緩和策と適応策の困難性の二軸で5つのシナリオが表される。例えば、右上の SSP3 シナリオは気候変動に対する緩和策、適応策がともに難しい世界を表している。出典：環境省（2015）

2.3. 気温

世界の年平均気温は 19 世紀後半以降 100 年あたり 0.72℃の割合で上昇している。21 世紀末には、RCP2.6 シナリオで 0.3～1.7℃、RCP8.5 シナリオで 2.6～4.8℃上昇すると予測されている。

日本の気温上昇は世界の平均より早い速度で上昇しており、100 年あたり 1.19℃の割合で上昇している。21 世紀末には、RCP2.6 シナリオで 0.5～1.7℃、RCP8.5 シナリオで 3.4～5.4℃上昇すると予測され、低緯度より高緯度の方が、気温上昇が大きい傾向が見られる。

2.3.1. 観測事実

(1) 世界

地球表面の 7 割は海洋が占めるため、世界の平均気温は陸上の観測のみならず、海面水温のデータを併せて解析している。機器を用いた観測が広く開始された 19 世紀後半以降、世界の年平均気温は変動を繰り返しながら上昇しており、長期的には 100 年あたり 0.72℃の割合で上昇している（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.3.1）。世界の年平均気温の経年変化には、二酸化炭素等、温室効果ガスの大気中濃度の増加による地球温暖化の影響に、数年～数十年程度で繰り返される自然変動が重なって現れていると考えられる。特に、2014～2016 年においては、世界の平均気温の記録が 3 年連続で更新されており、2016 年には 1981～2010 年平均よりも 0.45℃高くなった。

気温の上昇傾向は世界的に一様ではなく、地域による違いが現れている。図 2.3.2 のように、海上より陸上の方が大きく、また、北半球の緯度の高い地域で大きくなっている。⁴⁰⁾

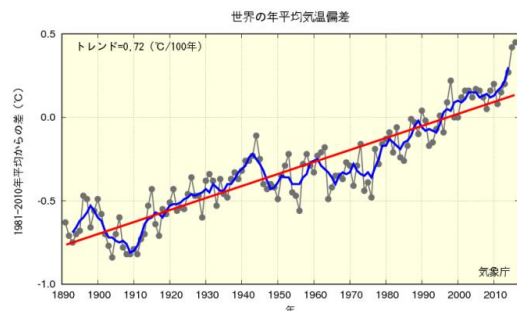


図 2.3.1 世界の年平均気温の経年変化

観測機器によって得られた資料に基づく、1891～2016 年の世界全体の年平均気温偏差の推移。黒線は各年の平均気温の基準値からの偏差、青線は偏差の 5 年移動平均、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。出典：気象庁（2017e）図 2.1-1（左上）

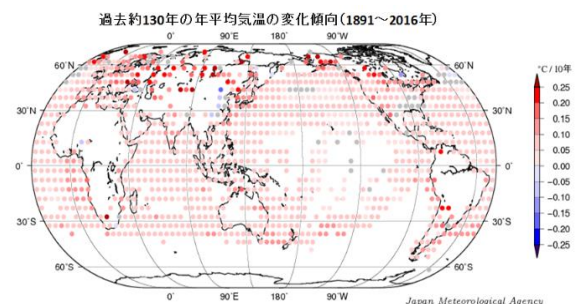


図 2.3.2 世界の年平均気温の変化傾向

図中の丸印は、5° × 5° 格子で平均した 1891～2016 年の期間の変化傾向（10 年あたりの変化量）を示す。灰色は、信頼度水準 90%で統計的に有意でない格子を示す。出典：気象庁（2017e）図 2.1-2（上）

【コラム 7】ハイエイタスとは？

1997/98年の記録的なエルニーニョ現象以降の15年以上にわたる世界平均気温上昇の停滞傾向は、英語で「停滞」を意味する「ハイエイタス」現象とも呼ばれ、その原因究明は科学的・社会的に大きな話題となってきた。

ハイエイタスは、全球地上気温の時系列で見ることができる。1970年代から上昇を続けてきた全球地上気温は、2000年頃からほとんど上昇しておらず、2001～2010年の昇温率は10年あたり0.03℃に過ぎない。一方、温暖化予測計算をアーカイブしている第3次CMIP (CMIP3)及びCMIP5の気候モデルは、全体として1991年のピナトゥボ噴火以降停滞することなく気温上昇を示しており、ハイエイタスらしきものは再現されていない。

気温は自然の変動（エルニーニョ現象等）に加え、火山活動の影響や二酸化炭素等の外部要因によって変動するが、これらが複雑に絡み合っているため、温暖化していく途中においても、気温が時間とともに単純に上昇していくわけではなく、気温があまり上がらない期間や大きく上がる期間を繰り返しながら、長期的に見ると上昇していく。IPCC AR5では、2000年前後～2012年頃において、主に表層下への熱の吸収、ほかに太陽活動の低下や火山活動の影響等も受けて、このような気温上昇の停滞が生じたと考えられている。

なお、近年はまた気温が大きく上昇を始めており、2014年以降3年連続で世界の年平均気温が更新されている。

全球気候モデルによるシミュレーションにより、2000年以降の地球全体の気温上昇の停滞状態の再現に成功した研究によれば、地球全体の気温変化における自然変動の寄与は、人為起源の温暖化が顕著になるにつれて減少しており、今後温暖化が進めば、この割合はさらに小さくなることが示唆されている（図1）。

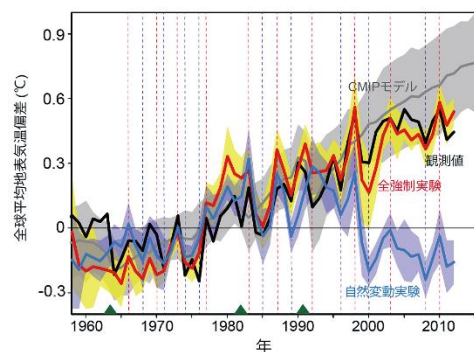


図1 過去55年の全球平均地上気温の変化

1961～1990年平均からのずれを示す。黒線は観測値、赤線と黄色の陰影は、気候モデルMIROC5による過去再現シミュレーション（全強制実験）の結果を示す。この実験では、熱帯海洋上の風応力偏差を客観解析値で置き換えることで、ハイエイタスの再現に成功している。また、青線と陰影は、同様のシミュレーションを、外部強制のみ産業革命前の状態に固定した場合（自然変動実験）で、気候再現シミュレーションの温暖化傾向がなくなっている。灰色の線と陰影で表されるCMIPの気候モデル群によるシミュレーションの結果（平均値とそのばらつき）は、本研究で行ったシミュレーションと異なり、ハイエイタスを再現できていない。

出典：文部科学省（2017）、環境省（2017）

(2) 日本

気象庁では日本の陸上気温の変化傾向を、観測データの均質性が長期間維持され、かつ都市化の影響が比較的小さいと見られる気象庁の15観測地点（日最高気温・日最低気温については13観測地点）のデータから求めている。

① 平均気温

日本の年平均気温も世界の年平均気温と同様、変動を繰り返しながら上昇しており、長期的には100年あたり1.19℃の割合で上昇している（信頼度水準99%で統計的に有意）（図2.3.3）。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年頃を中心とした高温の時期、それ以降1980年代半ばまでのやや低温の時期を経て、1980年代後半から急速に気温が上昇した。顕著な高温を記録した年は、概ね1990年代以降に集中している。これは世界の平均気温と同様に、温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年～数十年程度で繰り返される自然変動が重なって現れているためと考えられる。⁴⁰⁾

また、IPCC AR5によると、世界の年平均気温は、線形の変化傾向から計算すると、1880～2012年の133年間で0.85℃上昇している¹⁹⁴⁾。日本の気温上昇は世界の平均よりも早い速度で上昇しており、その理由の一つとしては、気温上昇率が比較的大きい北半球の中緯度に日本が位置していることが考えられる（2.3.1(1)項参照）⁵⁵⁾。

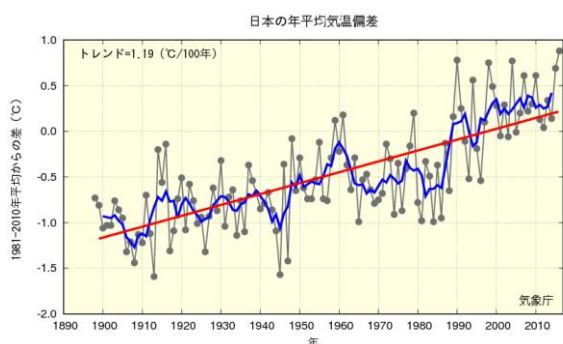


図 2.3.3 日本の年平均気温の経年変化 (1898～2016年)

黒線は、国内15観測地点での年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示す。青線は偏差の5年移動平均を示し、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。基準値は1981～2010年の平均値。出典：気象庁（2017e）図2.1-3

② 異常高温・異常低温

異常高温⁴³⁾の出現数は増加しており、一方、異常低温⁴⁴⁾の出現数は減少している（いずれも信頼度水準99%で統計的に有意）（図2.3.4）。

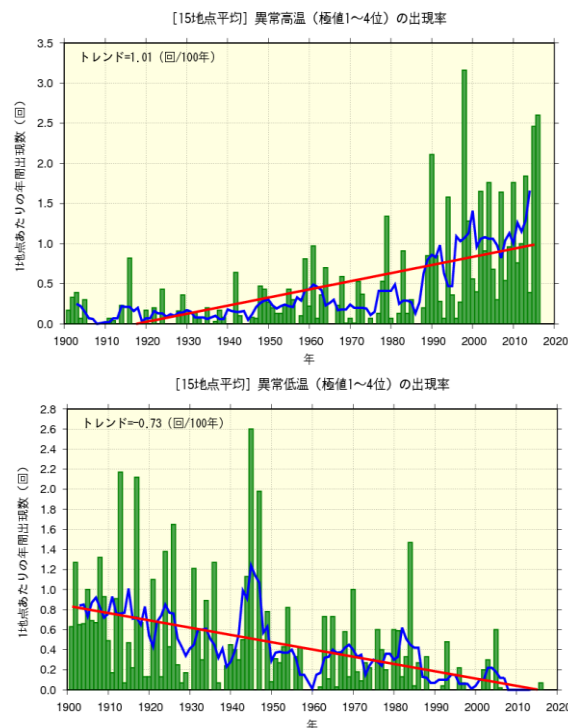


図 2.3.4 月平均気温の高い方から1～4位（異常高温、上）と低い方から1～4位（異常低温、下）の年間出現数の経年変化

1901～2016年の月平均気温の各月における異常高温と異常低温の年間出現数。年々の値はその年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1地点あたりの出現数を意味する。青線は5年移動平均、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁（2017e）図2.1-4

⁴³⁾ 異常高温：1901～2016年の116年間で各月における月平均気温の高い方から1～4位の値と定義している。

⁴⁴⁾ 異常低温：1901～2016年の116年間で各月における月平均気温の低い方から1～4位の値と定義している。

③ 真夏日・猛暑日

真夏日⁴⁵、猛暑日⁴⁶のいずれの年間日数も、統計期間 1931～2016 年で増加傾向が現れており、猛暑日は 10 年あたり 0.2 日の割合で増加している（それぞれ信頼度水準 90%、99%で統計的に有意）（図 2.3.5）。

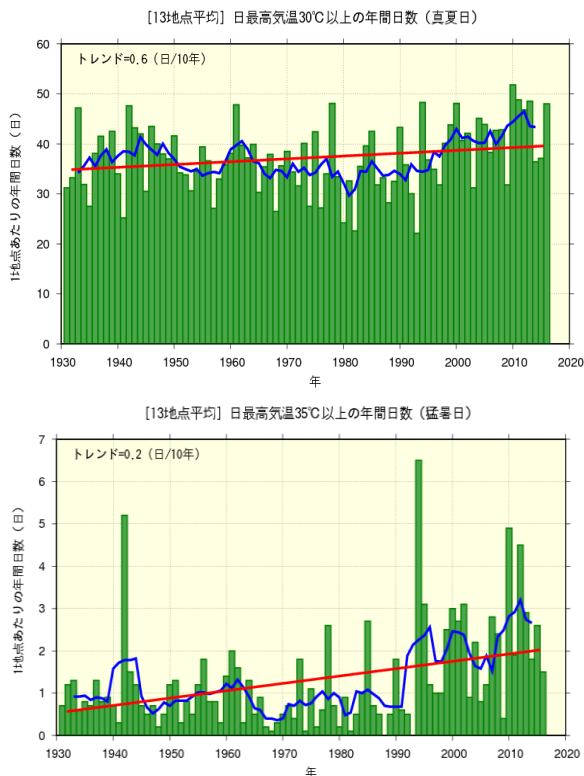


図 2.3.5 日最高気温 30℃以上（真夏日、上）、日最高気温 35℃以上（猛暑日、下）の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁（2017e）図 2.1-5

④ 熱帯夜

熱帯夜⁴⁷の日数は、統計期間 1931～2016 年で 10 年あたり 1.7 日の割合で増加している（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.3.6）。

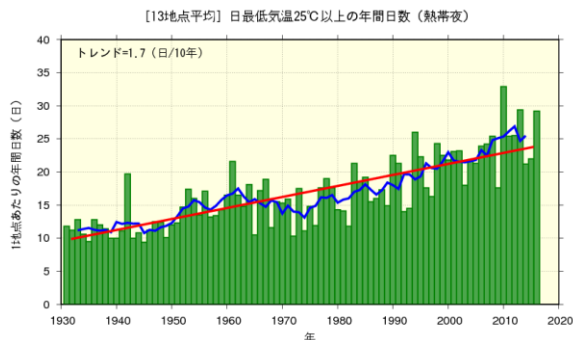


図 2.3.6 日最低気温 25℃以上（熱帯夜）の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁（2017e）図 2.1-6（右）

⑤ 冬日

冬日⁴⁸の日数は、統計期間 1931～2016 年で減少している（信頼水準 99%で統計的に有意）（図 2.3.7）。

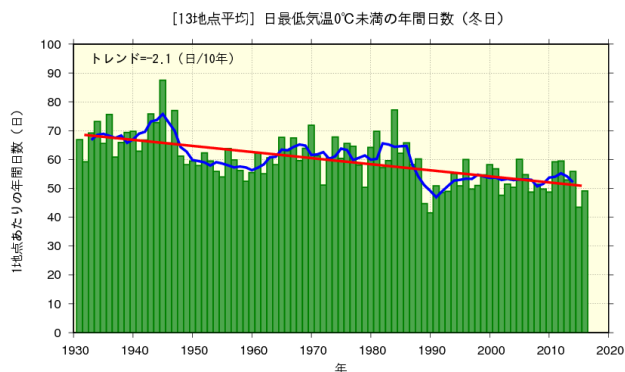


図 2.3.7 日最低気温 0℃未満（冬日）の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁（2017e）図 2.1-6（左）

⁴⁵ 真夏日：日最高気温が 30℃以上の日

⁴⁶ 猛暑日：日最高気温が 35℃以上の日

⁴⁷ 熱帯夜：熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼ぶ。

⁴⁸ 冬日：日最低気温が 0℃未満の日

【コラム 8】異常気象とイベント・アトリビューション

気象庁では、「ある場所（地域）、ある時期（週、日、季節）において 30 年に 1 回以下で発生する」まれな現象・状態のことを異常気象としている。異常気象は気候システムの「ゆらぎ」としてごく自然に発生するもので、それ自体は異常ではない。このことは、ピンボールゲームに例えることができ、上から落とすボールの数（観測数）を増やしていくと、冷夏や暑夏等の珍しい夏も稀に発生する。地球温暖化は、このピンボール台を右に傾けることに相当し、これにより通常の場合に比べ暑夏の頻度が増加し、場合によっては、これまで経験したことのないような猛暑が発生するリスクを増やす可能性がある（図 1「異常気象の概念図」）。また、たとえ温暖化した世界であっても、頻度は減少するが、時々冷夏が発生する。このように、地球温暖化は異常気象の発生頻度や強さを変えるように働く。

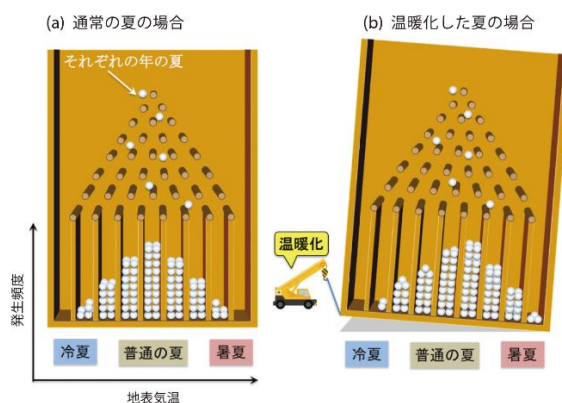


図 1 異常気象の概念図

白いボール 1 つ 1 つが各年の夏に対応し、ボードの横軸が気温に対応する。

異常気象は、人為影響の有無に関わらず気候システムの中で自然に生じ得るため、ある年にある場所で起きた猛暑や寒波等の特定の気象イベントの発生が決定論的に人間活動に起因すると判断することはできない。ただし、人間活動（人為強制）によってイベントの発生確率がどの程度変化したのかを定量化することは可能で、このような取組は、イベント・アトリビューション（EA⁴⁹、以下「EA」という）と呼ばれる。

具体的には、まず、自然強制と人為強制、ならびにそのイベントが発生していたときの海面水温を気候モデルに与え、観測されたイベントの再現実験を行う。その際、異なる初期値から多数のアンサンブルで計算を行うことで、実際に観測されたイベントの発生確率が推定できる（図 2「EA 実験の概念図」の赤い部分の面積）。次に、温暖化による昇温分を取り除いた海面水温場と自然強制のみをモデルに与えたアンサンブル実験（非温暖化実験）を行い、温暖化が無かった世界でのイベントの発生確率を求める（図 2「EA 実験の概念図」の青い部分の面積）。最後に両実験におけるイベントの発生確率を比べることで「X 年に発生した猛暑のリスクは温暖化によって〇%増大（あるいは減少）していた」と言うことができる。

⁴⁹ EA: Event Attribution

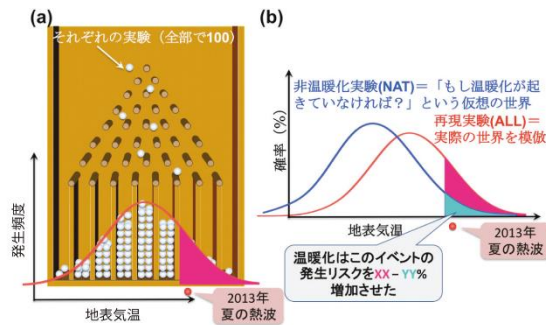


図2 EA実験の概念図

(a) ある年のシミュレーション（再現実験）を100回以上等多数回繰り返すことで確率分布を求め（赤線）、イベントの発生確率（赤い部分の面積）を推定する。白いボールの1つ1つが各実験（アンサンブルメンバー）に対応する。(b) 同様の計算を温暖化が無かった条件で100回繰り返す（非温暖化実験）、この条件下でのイベントの発生確率（青い部分の面積）を推定する。

2013年の夏に西日本で発生した記録的な猛暑にEAを適応した例を図3（「2013年夏季に発生した猛暑のEA」）に示す。この年は、西日本では夏の平均気温が統計を開始して以来、最も高くなり、高知県の四万十市で日最高気温の記録を更新した（41.0℃）。温暖化していない世界ではこの猛暑の発生確率は1.7%に過ぎないが、温暖化している実際の場合には12.4%と見積もられ、温暖化によって猛暑になるリスクが10%ほど増大していたことが明らかになった。この他にも、近年、世界各国で発生している猛暑、干ばつ等の事例で、温暖化によって異常気象のリスクが増大していたことが明らかになってきている。EAによる要因分析は、異常気象のメカニズム解明に貢献するだけでなく、温暖化の影響を定量化することで広く一般社会の疑問に答えることになる。そのため、社会が温暖化を正しく実感することに非常に重要な取組とも言える。

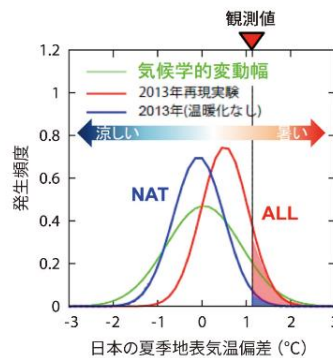


図3 2013年夏季に発生した猛暑のEA

再現実験（赤線）と非温暖化実験（青線）による日本付近の地上気温偏差の確率密度関数の比較。
 緑は、より長期の再現実験による気候学的な確率密度関数。

なお、最新のEAに関する研究では、2016年、世界の平均気温は過去最高値を記録し、アジア地域では、3～5月にインドを襲った大規模な熱波により580人の犠牲者が生じたが、これらは人為起源による温暖化がなければ起こり得なかったと報告されている（Y. Imada et al. (2018)）。

出典：文部科学省（2017）、気象庁（2017e）

2.3.2. 将来予測

(1) 世界

21 世紀末における世界平均地上気温の変化は、RCP2.6 シナリオを除く全ての RCP シナリオで 1850～1900 年の平均に対して 1.5℃を上回る可能性が高いと予測されている。RCP6.0 シナリオと RCP8.5 シナリオでは 2℃を上回る可能性が高く、RCP4.5 シナリオではどちらかと言えば 2℃を上回る。RCP2.6 シナリオを除く全ての

RCP シナリオで、気温上昇は 2100 年を越えて持続し、気温上昇は年～十年規模の変動性を示し続け、地域的に一様ではないだろうと予測されている。2081～2100 年の世界平均気温は、1986～2005 年平均と比較して、RCP2.6 シナリオで 0.3～1.7℃、RCP4.5 シナリオで 1.1～2.6℃、RCP6.0 シナリオで 1.4～3.1℃、RCP8.5 シナリオで 2.6～4.8℃の範囲に入る可能性が高いと予測されている (図 2.3.8、表 2.3.1)。¹⁹⁴⁾

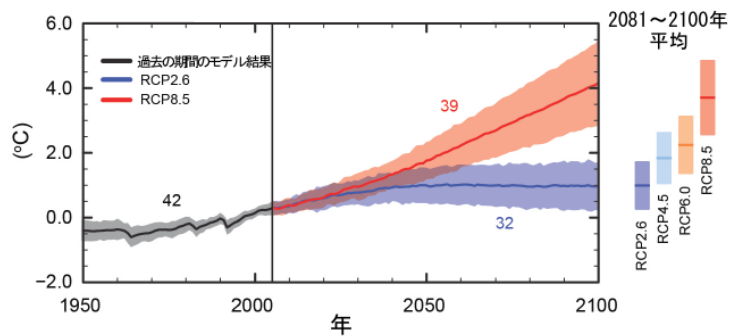


図 2.3.8 世界平均気温の変化

CMIP5 の複数のモデルによりシミュレーションされた、1986～2005 年平均に対する 1950～2100 年の世界平均気温の変化。予測と不確実性の幅 (陰影) の時系列を、RCP2.6 (青) と RCP8.5 (赤) のシナリオについて示した。黒 (と灰色の陰影) は、復元された過去の強制力を用いてモデルにより再現した過去の推移である。全ての RCP シナリオに対し、2081～2100 年の平均値と不確実性の幅を彩色した縦帯で示している。数値は、複数モデルの平均を算出するために使用した CMIP5 のモデルの数を示している。出典：IPCC (2013d) 図 SPM.7 (a)

表 2.3.1 1986～2005 年平均を基準とした、21 世紀中頃と 21 世紀末における、世界平均気温の変化予測

| | | 2046～2065年 | | 2081～2100年 | |
|---------------------|--------|------------|---------|--------------|---------|
| | | シナリオ | 平均 | 可能性が高い予測幅(b) | 平均 |
| 世界平均 地上気温の変化(°C) | RCP2.6 | 1.0 | 0.4～1.6 | 1.0 | 0.3～1.7 |
| | RCP4.5 | 1.4 | 0.9～2.0 | 1.8 | 1.1～2.6 |
| | RCP6.0 | 1.3 | 0.8～1.8 | 2.2 | 1.4～3.1 |
| | RCP8.5 | 2.0 | 1.4～2.6 | 3.7 | 2.6～4.8 |

(a) CMIP5 アンサンブル平均に基づく。偏差は 1986～2005 年平均に対して求めた。HadCRUT4 (英国の温度記録データセット) とその不確実性の評価結果 (5～95%の信頼区間) によると、基準期間である 1986～2005 年に観測された温度上昇は、1850～1900 年平均と比べて 0.61 [0.55～0.67]℃、1980～1999 年 (IPCC AR4 の予測で用いられた基準期間) 平均と比べて 0.11 [0.09～0.13]℃であった。以前の基準期間 (1850～1900 年平均及び 1980～1999 年平均) に対する可能性が高い予測幅は評価していない。これは、モデルと観測のそれぞれの不確実性を組み合わせるために一般的に利用可能な手法が文献から得られないためである。予測された変化と観測された変化を足し合わせるだけでは、観測と比較したときのモデルバイアスの潜在的な効果や、観測の基準期間における自然起源の内部変動性は説明されない。

(b) モデル予測の 5～95%の信頼幅から計算した。これらの幅は、さらにモデルに含まれる追加の不確実性や確信度のさまざまなレベルを考慮した上で、可能性が高い予測幅と評価されている。自然起源の内部変動性が相対的に大きく、また温室効果ガス以外による強制力や応答の不確実性が 2081～2100 年に比べると大きいと、2046～2065 年の世界平均地上気温の変化予測の確信度は中程度である。2046～2065 年の可能性が高い予測幅の評価には、近未来 (2016～2035 年) の世界平均地上気温変化においてモデルによる 5～95%の範囲を下回る評価幅とした要因の影響は考慮していない。これは科学的理解が不十分なために、これらの要因がより長期の予測に及ぼす影響が定量化されていないためである。

出典：IPCC (2013d) 表 SPM.2 の一部を改変、加筆

【コラム 9】 気候モデルの不確実性とその結果の活用

気候モデルは、地球の気候システムに関する科学的な理解をもとに、大気、海洋、陸面、雪氷をはじめとする複雑な相互作用を、可能な限り忠実に再現する、極めて高性能なコンピュータプログラムである。気候モデルを用いた気候の将来予測における不確実性には次の3つの要因があると言われている。

- ① 気候シナリオの不確実性：将来の社会経済予測に関わる温室効果ガス排出シナリオの不確実性
- ② 気候の内部変動の不確実性：気候システムが本来持っている不確実性
- ③ 気候モデルの不確実性：与えられた温室効果ガス排出シナリオに対する気候モデルの応答の不確実性

大まかに言って、予測結果の不確実性に対する寄与は予測の初期段階では②が最大で、時間の経過により③の方が大きくなる。しかし、21世紀後半以降の遠い将来を予測する際に効いてくるのは、将来の社会経済予測に関わる温室効果ガス排出シナリオの取り得る幅の広さから、やはり①である。

このうち、気候モデルの信頼性は、気候モデルが、広く受け入れられた物理法則に基づいて構築されていることと、現在の気候と過去の気候変化の観測結果を再現することができることにより担保されている。

気候モデルは、気候を再現し気候のメカニズムを理解するための極めて重要な手段であり、特に将来の大規模（大陸規模以上）な気候変化についての気候モデルによる定量的な評価は一定の信頼性がある。

新たな物理過程の追加等により気候モデルが改善・高度化され気候の再現性の向上が進むとともに、利用できる観測データの増大により、現在では気候モデルをより詳しく評価することが可能となっている。このため、より正確な予測結果を得ることができるようになった。気候モデルや観測・解析の改善に伴って、気温だけでなく降水パターンの変化等、様々な気候変動の予測において過去の再現も含めてより正確な予測が可能となってきている。

このように気候モデルは改善が進んでいるものの、依然「気候モデルの不確実性」が存在する。それは、現段階で全球モデルが表現できないプロセスの仮定等、現実の模倣には限界があることが主な要因である。代表的なものは雲の再現や大気境界層の再現である。こういった違いが、地球温暖化の将来予測を行う際に、その結果の違いとなって表れる。

気候の将来予測を利用する場合、上記のように気候モデルは様々な不確実性を有することを把握した上で、その結果が示す科学的な意味を正しく理解し、それに基づき正しく使いこなしていくことにより、意味ある結果を提示することが望まれる。意味ある結果を社会に還元していくためには、気候研究者と影響予測・評価研究者の相互理解と協働が欠かせない。

出典：日本気象学会（2014）、IPCC（2007）、IPCC（2013b）

(2) 日本

日本の気候予測結果について、本レポートでは基本的に 4 つのシナリオを用いて予測計算を行っている「21 世紀末における日本の気候」(環境省・気象庁、2015 年) の予測結果を示すとともに、同予測では扱われていないが「地球温暖化予測情報第 9 巻」(気象庁、2017 年) あるいはそれ以前の地球温暖化予測情報で扱われている項目はそれらの予測結果を示すこととしている。

「21 世紀末における日本の気候」では、気象庁気象研究所が開発した全球気候モデル (MRI-AGCM3.2H) と地域気候モデル (MRI-NHRCM20) を使い、RCP2.6 シナリオ、RCP4.5 シナリオ、RCP6.0 シナリオ、RCP8.5 シナリオ

で計算している。「地球温暖化予測情報第 9 巻」では、気象庁気象研究所が開発した全球大気モデル (MRI-AGCM3.2S) と地域気候モデル (NHRCM05) を使い、RCP8.5 でシナリオ計算している。予測条件の詳細については、予測結果の図表の注において説明している。また、予測結果は、図 2.3.9 に示すように、日本列島の気候特性と行政界を考慮して設定された 7 つの地域区分 (北日本日本海側、東日本日本海側、東日本太平洋側、西日本日本海側、西日本太平洋側、沖縄・奄美) ごとに統計した結果として示す。予測として示している数値は、各地域区分内での平均または積算であり、特定の地点を代表するものではないことに留意が必要である。

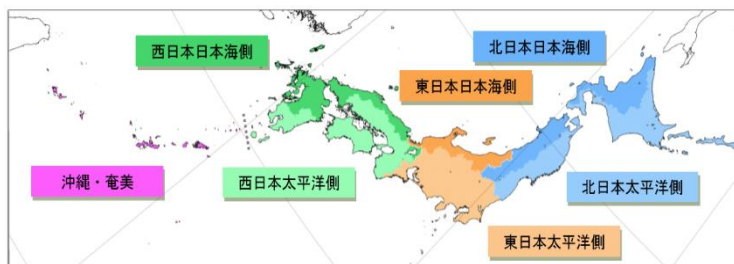


図 2.3.9 予測データの解析に用いる地域区分

出典：気象庁 (2017h) 図 1.3-1

【コラム 10】キャリブレーションの必要性

気候変動を予測し、その結果を地域にダウンスケールする数値モデルは基本的には日々の天気予報を支援している数値モデルと同じものである。天気予報は、数値モデルによる計算結果を、これまでの観測データに基づいて地域ごとの特性に合わせて補正 (キャリブレート) し、それらをさらに社会が求める情報に焼き直すことにより出している。温暖化予測の場合でも、モデルの役目はほぼ同様である。全球的な気候場の変化のみを見ている段階ではキャリブレーションの必要性はなかったが、地域ごとの絶対値、例えば夏日・真夏日・冬日等の社会が関心を持つようなデータの創出にはデータのキャリブレーションが必要となる。

キャリブレーションは、モデルの地点ごとに現在気候再現結果を観測値と比較することで行う。ここで得られた関係性を将来予測値にも適用することで予測精度を上げる。幸いなことに日本国内では稠密な観測網 (アメダス) が展開しており、これらを用いることにより精度の高いキャリブレーションが可能である。本レポートでは、気温・降水量の絶対値の評価にキャリブレーションが用いられている。

提供：気象庁気象研究所

① 気温

4つのRCPシナリオを用いた予測では、日本の21世紀末の年平均気温は全国的に上昇すると予測されている(図2.3.10)。21世紀末には、RCP2.6シナリオで0.5~1.7℃、RCP8.5シナリオで3.4~5.4℃上昇すると予測され、低緯度より高緯度の方が、気温上昇が大きい傾向が見られる。(表2.3.2)。

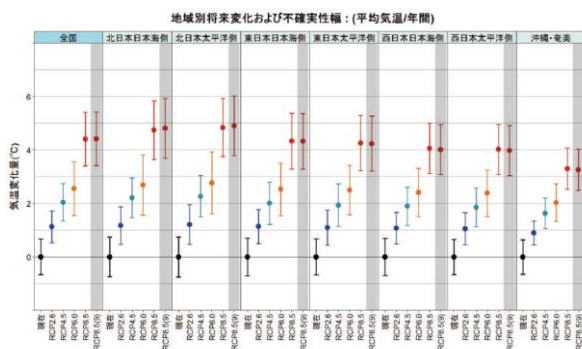


図 2.3.10 地域別の平均気温(年間)の変化

全球気候モデル(MRI-AGCM3.2H)と地域気候モデル(MRI-NHRCM20)を使用。グラフでは、点で複数ケースの平均値を、実線で年々変動を含む全体の不確実性幅を表示している。横軸の現在は現在気候、RCP2.6~RCP8.5はRCPの各シナリオによる21世紀末の結果で、3ケースの結果を用いた不確実性幅を示している。参考として、RCP8.5(9)に9ケースの結果を用いた不確実性幅を示しているが、同数値は他シナリオとの比較ができないことに注意が必要。出典：環境省・気象庁(2015)

表 2.3.2 地域別の平均気温(年間)の変化

| (℃) | 全国 | 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 |
|-----------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|------------------|
| RCP2.6 | 1.1 (0.5~1.7) | 1.2 (0.5~1.9) | 1.2 (0.5~2.0) | 1.1 (0.5~1.8) | 1.1 (0.4~1.8) | 1.1 (0.5~1.7) | 1.1 (0.5~1.7) | 0.9 (0.4~1.3) |
| RCP4.5 | 2.0 (1.3~2.7) | 2.2 (1.5~3.0) | 2.3 (1.5~3.0) | 2.0 (1.2~2.8) | 1.9 (1.1~2.7) | 1.9 (1.2~2.6) | 1.9 (1.1~2.6) | 1.6 (1.1~2.2) |
| RCP6.0 | 2.6 (1.6~3.6) | 2.7 (1.6~3.8) | 2.8 (1.6~3.9) | 2.5 (1.5~3.5) | 2.5 (1.6~3.4) | 2.4 (1.5~3.3) | 2.4 (1.5~3.3) | 2.0 (1.3~2.7) |
| RCP8.5 | 4.4 (3.4~5.4) | 4.7 (3.6~5.8) | 4.8 (3.8~5.9) | 4.3 (3.3~5.4) | 4.3 (3.2~5.3) | 4.1 (3.1~5.0) | 4.0 (3.1~5.0) | 3.3 (2.5~4.1) |
| (9ケースの 不確実性) | 4.4 (3.4~5.4) | 4.8 (3.7~5.9) | 4.9 (3.8~6.0) | 4.3 (3.3~5.4) | 4.2 (3.2~5.3) | 4.0 (3.1~4.9) | 4.0 (3.0~4.9) | 3.3 (2.5~4.0) |
| 参考都市例 | - | 札幌 | 釧路 | 新潟 | 東京 | 福岡 | 大阪 | 那覇 |
| 上記都市の 平年値 | - | 8.9 | 6.2 | 13.9 | 15.4 | 17.0 | 16.9 | 23.1 |

全球気候モデル(MRI-AGCM3.2H)と地域気候モデル(MRI-NHRCM20)を使用。表中の数字は各シナリオの3ケースの平均値を示し、カッコ内に不確実性幅を示している(RCP8.5シナリオのみ全9ケースの平均値と不確実性幅を併記)。参考までに各地域の都市における平年値(1981~2010年平均)も例示している。出典：環境省・気象庁(2015)

② 真夏日・猛暑日

4つのRCPシナリオを用いた予測では、日本の21世紀末の真夏日の年間日数も全国的に増加すると予測されている。地域別に見ると、西日本や沖縄・奄美で大きく増加すると予測されている(表2.3.3)。

表 2.3.3 地域別の真夏日(年間日数)の変化

| (日) | 全国 | 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 |
|--------------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------|
| RCP2.6 | 12.4 | 5.5 | 5.0 | 13.9 | 13.1 | 19.9 | 19.8 | 26.8 |
| RCP4.5 | 23.5 | 13.7 | 12.4 | 25.6 | 25.3 | 33.6 | 33.8 | 45.8 |
| RCP6.0 | 30.0 | 17.7 | 16.4 | 33.0 | 33.0 | 42.1 | 42.4 | 57.5 |
| RCP8.5 | 52.8 | 39.7 | 33.9 | 57.9 | 56.9 | 66.7 | 67.8 | 86.7 |
| 参考都市例 | - | 札幌 | 釧路 | 新潟 | 東京 | 福岡 | 大阪 | 那覇 |
| 上記都市の 平年値 | - | 8.0 | 0.1 | 33.5 | 46.4 | 57.1 | 73.2 | 96.0 |

全球気候モデル(MRI-AGCM3.2H)と地域気候モデル(MRI-NHRCM20)を使用。各シナリオにおける全ケースの平均値を示す(キャリブレーション済み)。参考までに各地域の都市における平年値(1981~2010年平均)も例示している。出典：環境省・気象庁(2015)

RCP8.5シナリオを用いた予測では、日本の21世紀末の猛暑日の年間日数も全国的に有意に増加すると予測されている。特に沖縄・奄美では、年間で54日程度増加すると予測されている(図2.3.11)

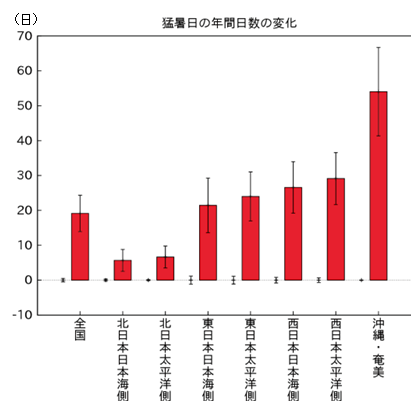


図 2.3.11 地域別の猛暑日日数の変化
(単位：日)

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度5km)による地域別の猛暑日の年間日数の変化予測(キャリブレーション済み)。棒グラフは1980~1999年平均と2076~2095年の日数の差を表わし、縦棒は年々変動の標準偏差(左：1980~1999年、右：2076~2095年)を示す。いずれもRCP8.5シナリオによる予測結果に基づく。出典：気象庁(2017h)図2.4-2

③ 熱帯夜

RCP8.5 シナリオを用いた予測では、日本の 21 世紀末の熱帯夜の年間日数は全国的に有意に増加すると予測されている。特に沖縄・奄美では年間で 91 日程度増加すると予測されている（図 2.3.12）。

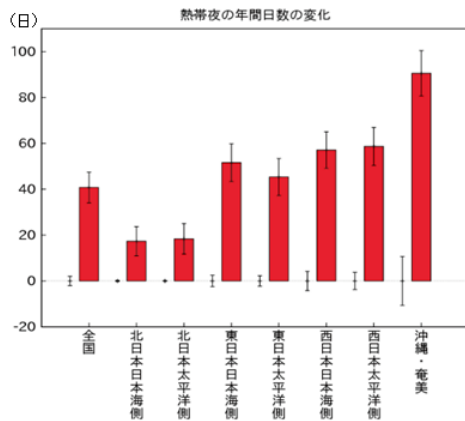


図 2.3.12 地域別の熱帯夜日数の変化
(単位: 日)

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km)による地域別の熱帯夜の年間日数の変化予測 (キャリブレーション済み)。棒グラフは 1980~1999 年平均と 2076~2095 年平均の日数の差を表わし、縦棒は年々変動の標準偏差 (左: 1980~1999 年、右: 2076~2095 年) を示す。いずれも RCP8.5 シナリオによる予測結果に基づく。熱帯夜は夜間の最低気温が 25℃以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼ぶ。出典: 気象庁 (2017h) 図 2.7-2

④ 冬日

RCP8.5 シナリオを用いた予測では、冬日の年間日数は、沖縄・奄美を除いて全国的に有意に減少すると予測されている。年間の減少量は北日本日本海側で 65 日程度、西日本太平洋側で 32 日程度になると予測されている（図 2.3.13）。

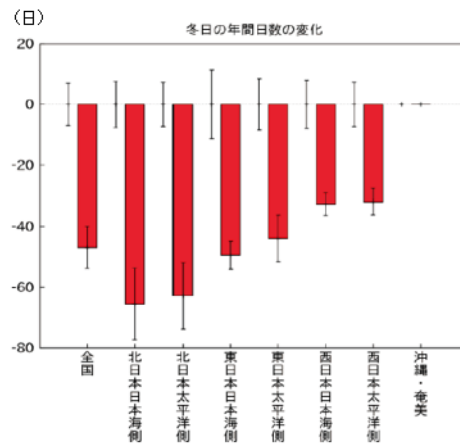


図 2.3.13 地域別の冬日日数の変化
(単位: 日)

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km)による地域別の冬日の年間日数の変化予測 (キャリブレーション済み)。棒グラフは 1980~1999 年平均と 2076~2095 年平均の日数の差を表わし、縦棒は年々変動の標準偏差 (左: 1980~1999 年、右: 2076~2095 年) を示す。いずれも RCP8.5 シナリオによる予測結果に基づく。出典: 気象庁 (2017h) 図 2.8-2

2.4. 降水量

世界の年降水量は全球で一様な変化傾向はなく、将来は湿潤地域と乾燥地域、湿潤な季節と乾燥した季節の間での降水量の差が増加すると予測されている。

日本では、年降水量は 1970 年代以降年ごとの変動が大きくなっており、短時間強雨や大雨の発生が増加している一方で、降水日数が減少する傾向が見られる。21 世紀末には、短時間強雨の発生回数が全ての地域及び季節で増加し、大雨による降水量も約 10% (RCP2.6 シナリオ) ~25% (RCP8.5 シナリオ) 増加することが予測される一方、無降水日も全国的に増加すると予測されている。

2.4.1. 観測事実

(1) 世界

降水量は気温と異なり、世界（陸域）の年降水量の変化は、全球で一様な変化傾向はなく、地域によって年降水量が増加する地域と減少する地域がある。1901 年以降、北半球中緯度地域である北アメリカやヨーロッパでは降水量が増加する傾向を示している（図 2.4.1）。

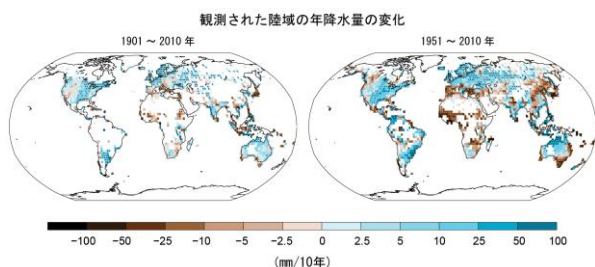


図 2.4.1 世界（陸域）の年降水量の変化の分布

1901~2010 年、1951~2010 年の期間に観測された年降水量変化の分布（10 年あたりの変化量：mm）。白色の領域はデータが不十分な地域。出典：IPCC（2013d）図 SPM.2

(2) 日本

① 年降水量

日本の年降水量は、観測データの均質性が長期間維持されている気象庁の 51 観測地点のデータから求めている。その変化を見ると、1920 年代半ばまでと 1950 年代頃に多雨期が見られ、1970 年代以降は年ごとの変動が大きくなっている（図 2.4.2）。

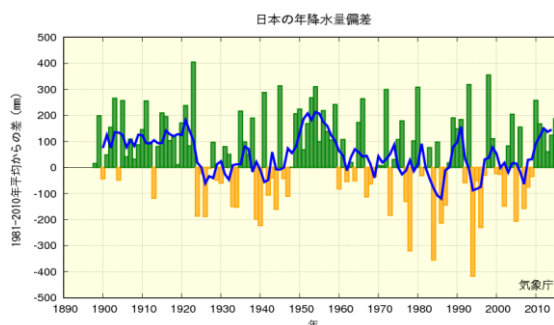


図 2.4.2 日本の年平均降水量の経年変化

国内 51 地点の 1898~2016 年の年降水量の推移。棒グラフは各年の年降水量の年差（平年値からの差）、青線は 5 年移動平均を示す。平年値は 1981~2010 年の 30 年平均値。出典：気象庁（2017e）図 2.2-2

② 短時間強雨

現在、気象庁では、全国約 1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）（气象台、測候所、特別地域気象観測所を含む）において、降水量の観測を行っている。観測開始年は地点により異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始めており、40 年間程度のデータが利用可能となっている。气象台や測候所等における約 100 年間の観測データと比べるとアメダスの約 40 年間は短い、アメダスの地点数は气象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が可能であることから、短時間強雨等は比較的よく捉えることができる。

このようにアメダスの観測期間は比較的短期間であるものの、1 時間降水量（毎正時間 1 時間降水量）50mm 及び 80mm 以上の短時間強雨の発生回数の 40 年余りの変化傾向をみると、い

れも 1976～2016 年の期間において増加している (信頼度水準 99%で統計的に有意) (図 2.4.3)。

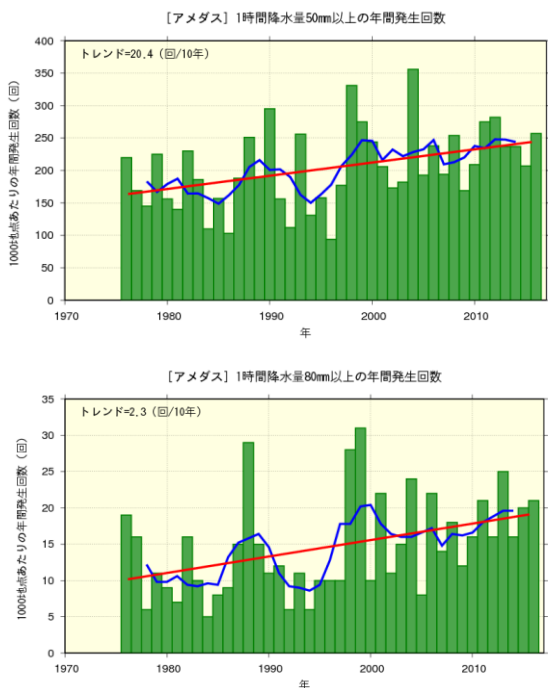


図 2.4.3 アメダス地点で 1 時間降水量が 50mm 以上 (上)、80mm 以上 (下) となった年間発生回数の経年変化 (1,000 地点あたりの回数に換算)

棒グラフは各年の値 (1976～2016 年)、青線は 5 年移動平均、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁 (2017e) 図 2.2-7

③ 大雨

日降水量 100mm 以上及び日降水量 200mm 以上⁵⁰の日数の変化傾向をみると、いずれも 1901～2016 年の期間において増加しており (前者は信頼度水準 99%で、後者は信頼度水準 95%で統計的に有意)、長期的にはそれぞれ 100 年あたり 0.26 日、0.04 日の割合で増加している (図 2.4.4)。

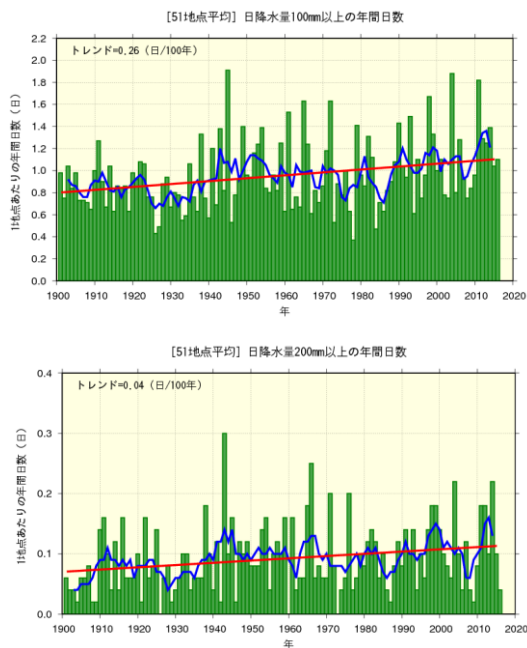


図 2.4.4 日降水量 100mm 以上 (上)、200mm 以上 (下) の年間日数の経年変化

国内 51 地点の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数 (1901～2016 年)。棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁 (2017e) 図 2.2-5

④ 無降水日

日降水量 1.0mm 以上の日数は減少しており (信頼度水準 99%で統計的に有意)、無降水日⁵¹が増加していることが分かる。大雨の頻度が増加している一方で、降水日数は減少する傾向が見られる (図 2.4.5)。

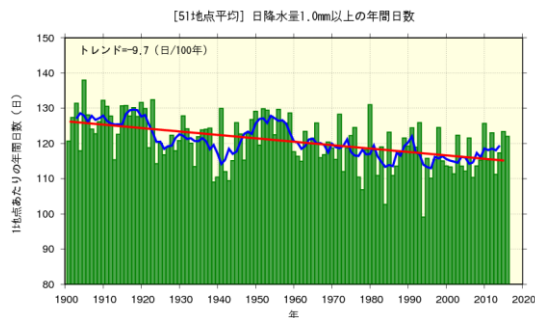


図 2.4.5 日降水量 1.0mm 以上の年間日数の経年変化

国内 51 地点の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数 (1901～2016 年)。棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁 (2017e) 図 2.2-6

⁵⁰ ここでは日降水量 100mm 以上及び日降水量 200mm 以上の降水を便宜的に「大雨」と呼ぶ

⁵¹ 無降水日：ここでは日降水量 1.0mm 未満の日を無降水日と定義する。

2.4.2. 将来予測

(1) 世界

大気中の温室効果ガス濃度の増加に伴って地球上のほぼ全ての地域で気温が上昇するのに対し、降水量は増加する地域と減少する地域がある。

21世紀にわたる温暖化に対する世界の水循環の変化は一様ではなく、地域的な例外があるかもしれないが、湿潤地域と乾燥地域、湿潤な季節と乾燥した季節の間での降水量の差が増加すると予測されている。例えば、RCP8.5シナリオでは、高緯度・太平洋赤道、多くの中緯度の湿潤地域で年平均降水量が増加する可能性が高い一方、中緯度と亜熱帯の乾燥地域の多くでは減少する可能性が高いと予測されている（図2.4.6）。¹⁹⁴

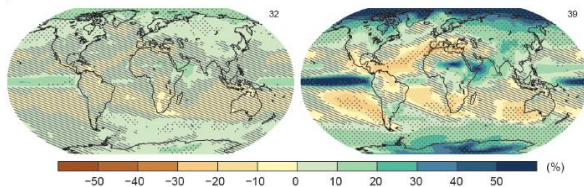


図 2.4.6 RCP2.6シナリオ（左）及び RCP8.5シナリオ（右）の年平均降水量変化（1986～2005年平均と2081～2100年平均の差）

RCP2.6、RCP8.5シナリオのCMIP5における複数の気候モデルの平均。それぞれの図の右上隅の数値はCMIP5のモデルの数である。斜線の地域は、複数の気候モデルの平均の変化量が小さいことを示す。また点描の地域は、90%以上のモデルで同じ変化の符号が一致している地域。出典：IPCC（2013d）図SPM.8（b）

(2) 日本

① 年降水量

4つのRCPシナリオを用いた予測では、日本の21世紀末の年降水量は、増加するケースと減少するケースがあり、有意な傾向は見られない。また、沖縄・奄美地方では将来の予測の幅が他の地域に比べかなり大きくなっている（図2.4.7）。

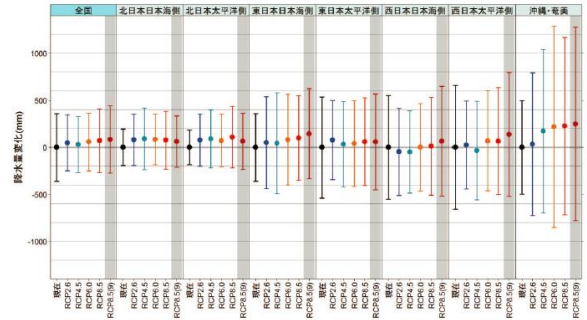


図 2.4.7 年降水量の地域別将来変化及び不確実性幅（降水量・年間）

全球気候モデル（MRI-AGCM3.2H）と地域気候モデル（MRI-NHRCM20）を使用。グラフでは、点で複数ケースの平均値を、実線で年々変動を含む全体の不確実性幅を表示している。横軸の現在は現在気候、RCP2.6～RCP8.5はRCPの各シナリオによる21世紀末の結果で、3ケースの結果を用いた不確実性幅を示している。参考として、RCP8.5(9)に9ケースの結果を用いた不確実性幅を示しているが、同数値は他シナリオとの比較ができないことに注意が必要。出典：環境省・気象庁（2015）

【コラム 11】地球温暖化による梅雨期～夏期の降水

梅雨期～夏期（6～8月）は、豪雨が全国的に多発する季節であるため、この時期の降水が温暖化によってどう変化するかを明らかにすることは、気象災害の影響を評価する上では大事な点である。MRI-AGCM（RCP8.5シナリオ）のアンサンブル実験データを利用した研究では、温暖化すると梅雨前線の北上が遅れ、6月は太平洋側～西日本では日平均降水量が減少し、7月には日本列島で日平均降水量が増加するという傾向が見られている。ところが、このように日平均降水量の減少が見られる6月の西日本において日降水量の頻度分布を調べると、平均としては降水量が減るものの、日降水量200mmを超えるような極端な降水は反対に増えると予測された。このように、温暖化による降水の変化を評価する際には、平均的な降水量の変化だけでなく、極端な降水の変化についても把握することが重要となる。梅雨に関する将来予測は、まだ不確実性が大きく、今後さらに研究が必要である。

さらに、災害をもたらす豪雨には、このような梅雨期において起こる集中豪雨（100km程度の範囲で6時間～半日程度継続）だけでなく、台風による豪雨（1,000km程度の範囲で一日～数日程度継続）や、局地的大雨（数km程度の範囲で1時間程度継続）等、様々なスケールが存在する。これらの豪雨それぞれについて温暖化による変化を評価することも重要である。

出典：文部科学省（2017）

② 短時間強雨

RCP8.5シナリオを用いた予測では、日本の21世紀末における1時間降水量30mm以上の短時間強雨（バケツをひっくり返したように降る雨）及び1時間降水量50mm以上の短時間強雨（滝

のように降る雨）の発生回数は、全ての地域及び季節で有意に増加すると予測されている（図2.4.8）。

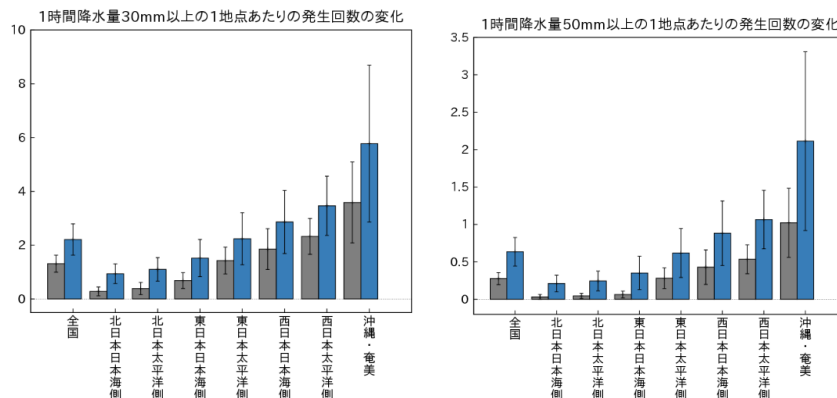


図 2.4.8 地域別の1時間降水量30mm以上（左）、1時間降水量50mm以上（右）の年間発生回数の変化

非静力学的地域気候モデル（NHRCM05、解像度5km）による地域別の1時間降水量30mm以上（左）、1時間降水量50mm以上（右）の年間発生回数の変化予測（キャリブレーション済み）。棒グラフは1地点あたりの年間発生回数を表し（灰色：現在気候、青色：将来気候）、縦棒は年々変動の標準偏差（左：1980～1999年、右：2076～2095年）を示す。現在気候は観測値とは異なることに注意。RCP8.5シナリオによる予測に基づく。出典：気象庁（2017h）図3.3-2

③ 大雨

4つのRCPシナリオを用いた予測では、日本の21世紀末における大雨による降水量⁵²は全国的に増加し、RCP2.6シナリオで約10%、RCP8.5シナリオでは約25%増加する可能性があるとして予測されている。また、RCP2.6シナリオ、RCP4.5シナリオの中には、沖縄・奄美で減少するケースもある(表2.4.1)。

④ 無降水日

4つのRCPシナリオを用いた予測では、日本の21世紀末の無降水日、全国的に増加し、RCP8.5シナリオでは約10日間増加することが予測されている。また、RCP2.6シナリオの中には、北日本日本海側や北日本太平洋側で減少するケースもある(表2.4.2)。

表 2.4.1 大雨による降水量の将来予測

| (%) | 全国 | 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 |
|-------------------------|--------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------|
| RCP2.6 | 10.3 | 7.8 | 11.3 | 8.5 | 10.9 | 7.5 | 12.4 | -4.5 |
| RCP4.5 | 13.2 | 13.0 | 16.4 | 11.1 | 12.7 | 12.6 | 12.7 | 8.0 |
| RCP6.0 | 16.0 | 18.1 | 18.2 | 19.0 | 14.7 | 13.2 | 16.5 | 8.4 |
| RCP8.5 | 25.5 | 28.9 | 25.7 | 29.9 | 22.4 | 24.0 | 27.2 | 25.2 |
| ※地域ごとの日降水量の発生頻度分布をもとに算出 | | | | | | | | |
| 地域平均 | 40~ | 20~ | 20~ | 40~ | 40~ | 40~ | 60~ | 80~ |
| 上位5% 日降水量 | 60(mm) | 40(mm) | 40(mm) | 60(mm) | 60(mm) | 60(mm) | 80(mm) | 100(mm) |

全球気候モデル(MRI-AGCM3.2H)と地域気候モデル(MRI-NHRCM20)を使用。各シナリオにおける全ケースの平均値を示している(キャリブレーション済み)。出典: 環境省・気象庁(2015)

表 2.4.2 無降水日数の変化の将来予測

| (日) | 全国 | 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 |
|--------------|------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-----------|
| RCP2.6 | 1.1 | -2.9 | -1.3 | 1.6 | 0.5 | 5.7 | 4.0 | 0.7 |
| RCP4.5 | 4.2 | 1.0 | 0.9 | 5.6 | 4.2 | 8.3 | 6.9 | 1.2 |
| RCP6.0 | 5.0 | 3.7 | 2.7 | 8.6 | 4.5 | 8.5 | 5.4 | 1.9 |
| RCP8.5 | 10.7 | 15.4 | 8.9 | 16.6 | 8.5 | 11.7 | 8.9 | 9.7 |
| 参考都市例 | - | 札幌 | 釧路 | 新潟 | 東京 | 福岡 | 大阪 | 那覇 |
| 上記都市の 平年値 | ▪ | 225.5 | 276.7 | 192.8 | 263.6 | 253.7 | 266.8 | 243.1 |

全球気候モデル(MRI-AGCM3.2H)と地域気候モデル(MRI-NHRCM20)を使用。各シナリオにおける全ケースの平均値を示している(キャリブレーション済み)。出典: 環境省・気象庁(2015)

⁵² 大雨による降水量: ここでは上位5%の降水イベントによる日降水量を大雨による降水量と定義する。

2.5. 積雪・降雪

日本における年最深積雪は、東日本日本海側で 10 年あたり 12.3%、西日本日本海側で 10 年あたり 14.6%減少しており、21 世紀末には特に本州日本海側で年最深積雪・年降雪量の大きな減少が予測されている。一方で、本州や北海道の内陸部では 10 年に一度しか発生しない豪雪が現在より高頻度で現れるとの予測も報告されている。

2.5.1. 観測事実

(1) 日本

日本の積雪量の変化傾向を、北日本日本海側・東日本日本海側・西日本日本海側について、気象庁のそれぞれ 12・7・11 観測地点のデータから求めている。1962～2016 年の期間の年最深積雪は、東日本の日本海側と西日本の日本海側で減少し

ている（前者は信頼度水準 99%で、後者は信頼度水準 95%で統計的に有意）。減少率は東日本の日本海側で 10 年あたり 12.3%、西日本の日本海側で 10 年あたり 14.6%となっている（図 2.5.1）。

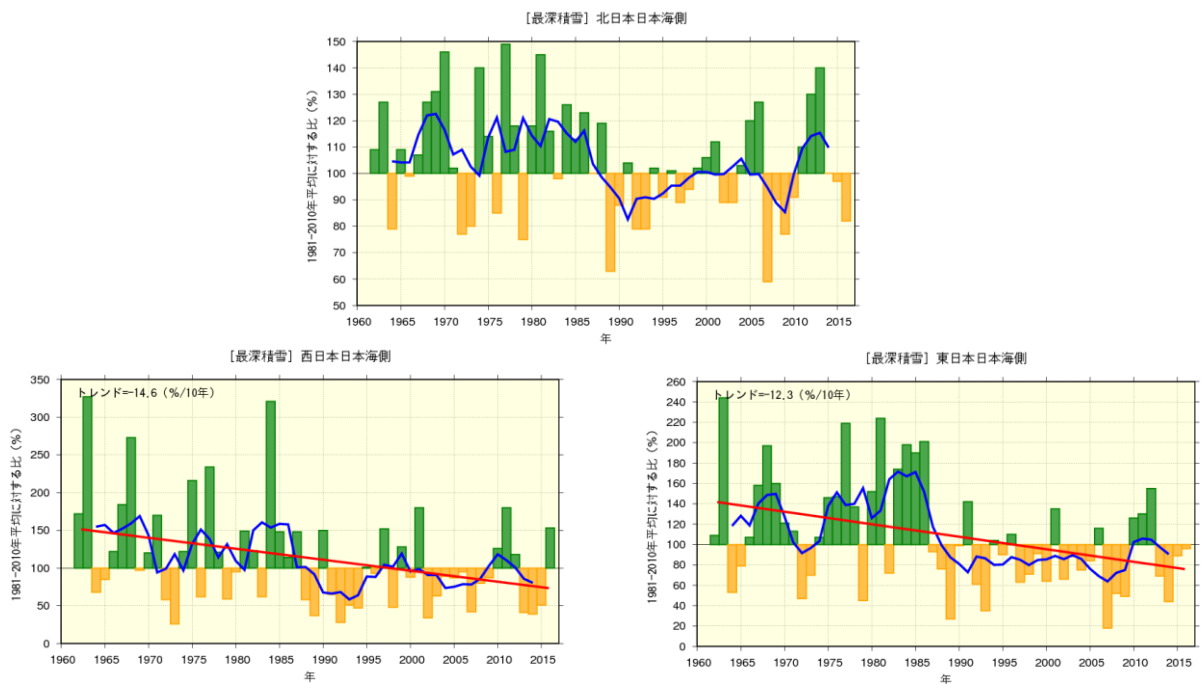


図 2.5.1 日本における年最深積雪の経年変化

上は北日本日本海側、右下は東日本日本海側、左下は西日本日本海側。棒グラフは、気象庁の観測点における各年の年最深積雪の基準値（1981～2010 年平均値）に対する比を各領域で平均した値を示し、緑（黄）の棒グラフは基準値から増えている（減っている）ことを表している。折れ線は比の 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁（2017e）図 2.2-3

2.5.2. 将来予測

(1) 日本

RCP8.5 シナリオを用いた予測では、年最深積雪は北海道内陸の一部地域を除いて全国的に有意に減少しており、特に本州日本海側で大きな減少が予測されている。(図 2.5.2 上)。また、年降雪量は、北海道内陸の一部地域を除いて全国的に有意に減少しており、特に本州日本海側で大きな減少が予測されている(図 2.5.2 下)。

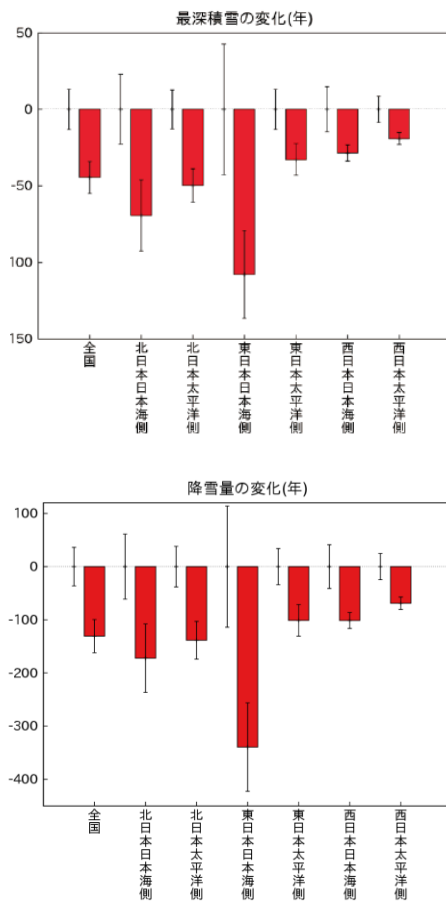


図 2.5.2 全国の最深積雪の変化(上)、降雪量の変化(下)(単位: cm)

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km)による地域別の年間の最深積雪・降雪量の変化予測。棒グラフは 1980~1999 年平均と 2076~2095 年平均の日数の差を表わし、縦棒は年々変動の標準偏差(左: 1980~1999 年, 右: 2076~2095 年)を示す。いずれも RCP8.5 シナリオによる予測結果に基づく。出典: 気象庁(2017h) 図 4.1-2 (a)、図 4.2-2 (a)

上記のほか、降雪・積雪に関する高精度な予測の研究事例の成果を 2 つ紹介する。

従来の研究では、気候変動の進行とともに総降雪量が減少することは確認されていたが、豪雪については、大気中の水蒸気量とともに増大するのか、温暖化による気温上昇により減少するのか、既存の気候シミュレーションデータベースで精度の良い結論を導き出すのが困難であった。これを解決するため、d4PDF を活用して日本及び周辺域における将来の日別降雪量の将来変化を高精度で求める研究が実施された。その結果、21 世紀末(RCP8.5 シナリオ)には、日本の降雪は北海道山岳部を除き減少するが、気温が 0°C 以下となる本州や北海道の内陸部では、大気中の水蒸気の増加等により、10 年に一度の大雪のような災害を起こしかねない極端な降雪が増大すると予測された(図 2.5.3)。⁶⁰⁾

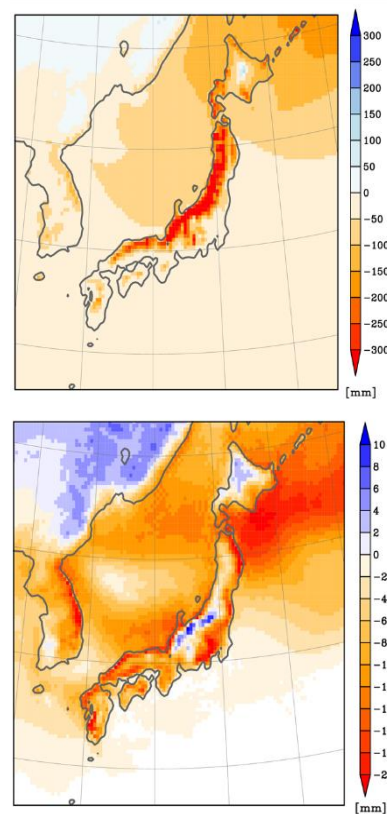
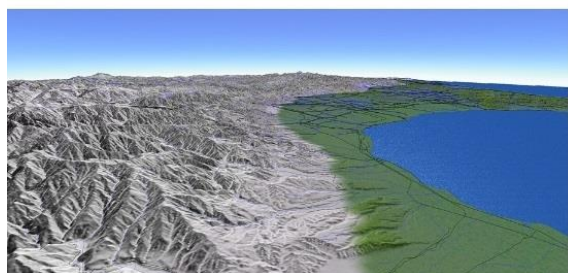
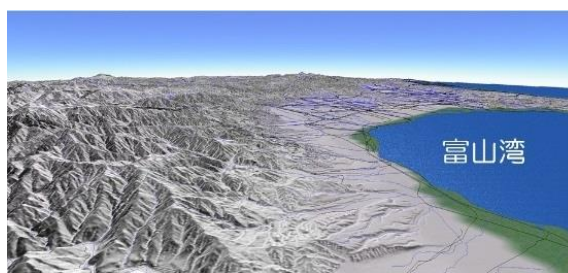


図 2.5.3 冬季(11~3月)の総降雪量の変化(上)、10年に一度の大雪(日降雪量)の変化(下)

d4PDF、RCP8.5 シナリオを使用。日本及び日本周辺域における降雪の将来変化の特徴を示している。青い領域で降雪が増加。降雪量は水換算したもの。出典: H. Kawase et al. (2016)

Reprinted by permission from Springer Customer Service Centre GmbH: Springer Nature, Climatic Change, Enhancement of heavy daily snowfall in central Japan due to global warming as projected by large ensemble of regional climate simulations, Hiroaki Kawase, Akihiko Murata, Ryo Mizuta et al. © Springer Science+Business Media Dordrecht 2016

また、山岳地形の影響を予測に反映できる例として、地域気候モデルでダウンスケーリングした、2030年代における日本海側の積雪の予測事例を示す(図2.5.4)。3月の平均的な積雪分布はこの30年間に大きく変化し、富山県周辺の標高100m以下の低地における年間積雪量は、2030年代には現在の6割程度にまで減少すると予測されている。これは、気温の上昇とともに平野部では降雨の頻度が増加し降雪量が減少するためである。ただし気温だけでなく日本海の海面水温の上昇により降水量自体は増加すると考えられるため、山間部においては必ずしも豪雪頻度が減少するとは限らない。このように、地域性が大きい豪雪の将来予測には、標高による地域性だけでなく自然変動に由来する不確実性もかなり大きい。これに気候モデルに由来する不確実性も加わるため、ダウンスケーリングによる豪雪の将来予測の精度向上が求められる。¹⁴⁷⁾



地形情報出典
カシミール3D
国土地理院 数値地図50m(標高)
国土交通省 国土数値情報(流路)

図2.5.4 富山県周辺の積雪分布の予測
(上：2000年代、下：2030年代)

将来予測はCMIP3のSRES A1Bシナリオの下での全球気候モデル(MIROCm)予測に基づく擬似温暖化手法(Sato et al., 2006)による。4.5km格子で地形を表現する地域気候モデルWRF3.2.1でダウンスケーリングしている。提供：気象庁気象研究所

2.6. 海水温

過去 40 年間で地球上のエネルギー増加の 90%以上が海洋に蓄えられたとの評価があり、世界の年平均海面水温は 100 年あたり 0.53℃の割合で上昇している。21 世紀末までの海面～水深 100m までにおける温度上昇は約 0.6℃ (RCP2.6 シナリオ) ～2.0℃ (RCP8.5 シナリオ) と予測されている。

日本近海でも世界の上昇率を超える 100 年あたり 1.09℃の海面水温の上昇が確認されている。21 世紀末までの海面水温は、RCP8.5 シナリオの場合、現在よりも上昇することが予測されている。

2.6.1. 観測事実

(1) 世界

IPCC AR5 によれば、海洋の温暖化は、気候システムに蓄積されたエネルギーの増加量において卓越しており、1971～2010 年の間に蓄積されたエネルギーの 90%以上を占める¹⁹⁴⁾。世界全体の年平均海面水温は、1891～2016 年において 100 年あたり 0.53℃の割合で上昇している (図 2.6.1)³⁸⁾。2016 年の年平均海面水温は平年と比べて 0.33℃高く、統計を開始した 1891 年以降最も高い値となった。

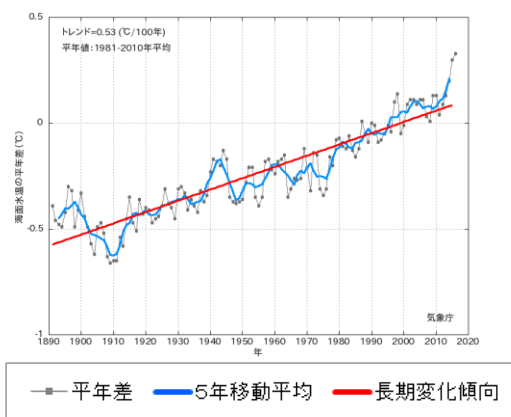


図 2.6.1 世界全体の年平均海面水温の経年変化

観測船の観測等により得られた資料に基づく、1891～2016 年の世界全体の年平均海面水温の推移。黒線は各年の平均海面水温の平年差 (平年値との差)、青線は 5 年移動平均、赤線は長期変化傾向を示す。平年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。出典：気象庁 (2017c)

(2) 日本

日本近海における 1908～2016 年までの期間における海域平均海面水温 (年平均) の上昇率は、100 年あたり 1.09℃であった (図 2.6.2)。この上昇率は、世界全体の年平均海面水温の上昇率 (図 2.6.1) より大きな値となっている。海域別にみると、海面水温の上昇率は、黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖、釧路沖では日本の気温の上昇率と同程度、三陸沖、関東の東、関東の南、沖縄の東及び先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部では日本の気温の上昇率よりも大きくなっている。³⁹⁾

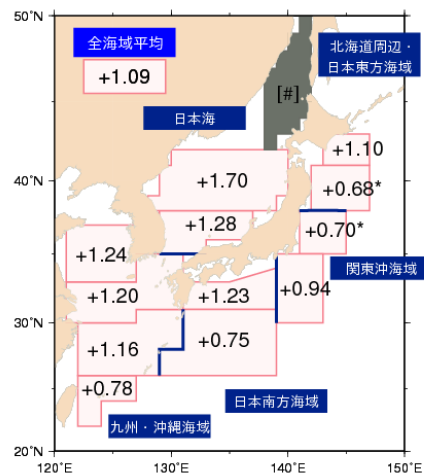


図 2.6.2 日本付近の海面水温の変化

1908～2016 年の年平均海面水温の長期変化傾向 (100 年あたりの変化率: °C) を、無印は信頼度 99%、*付は信頼度 95% で統計的に有意、[#]は変化傾向が明確に見出せないことを示す。出典：気象庁 (2017d)

【コラム 12】 全球海洋表層の貯熱量 (Ocean Heat Content: OHC)

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いため、わずかな水温の変化でも大量の熱を大気とやり取りすることになり、気候に大きな影響を与える。IPCC AR5 は、1971～2010 年の 40 年間で気温の上昇や氷の融解等を含む地球上のエネルギー増加量の 60%以上が海洋の表層（ここでは海面～深さ 700m までを指す）に、およそ 30%は海洋の 700 m よりも深いところに蓄えられたと評価している。このように海洋が熱を蓄えると、海水が熱膨張して海面水位が上昇する等の影響がある。

Ishii and Kimoto (2009) の手法を用いて解析した海洋表層の全球貯熱量の経年変化を図 1 に示す。1950 年以降、海洋表層の貯熱量は上昇と下降を繰り返しつつも増加しており、増加率は 10 年あたり 2.22×10^{22} J である（信頼度水準 99%で統計的に有意）。近年では 1990 年代中頃～2000 年代初めに顕著に増加した。2000 年代中頃からは世界の平均気温や平均海面水温と同様に一旦傾きが緩やかになったものの海洋表層の貯熱量は引き続き増加している。この貯熱量の増加に対応して、海洋表層の水温は全球で 1950～2016 年の間に 10 年あたり 0.023°C 上昇していた。IPCC AR5 は、1970 年代以降の海洋の表層水温上昇に、人間活動による寄与がかなりあった可能性が非常に高いとしている。

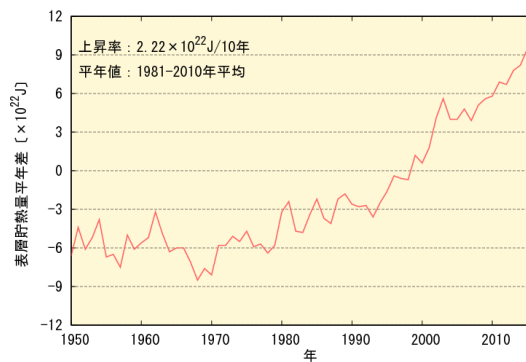


図 1 海洋表層 (0～700m) の全球貯熱量の経年変化

出典：気象庁 (2017e)

2.6.2. 将来予測

(1) 世界

21 世紀の間、世界全体で海洋は昇温し続けると予測されている。21 世紀末までの海面～水深 100m までにおける温度上昇の最良推定値は約 0.6°C (RCP2.6 シナリオ) ～約 2.0°C (RCP8.5 シナリオ) と予測されている。¹⁹⁴⁾

また、2016～2035 年の予測においても、世界の海面水温は上昇すると予測されている (図 2.6.4)。¹⁹⁴⁾

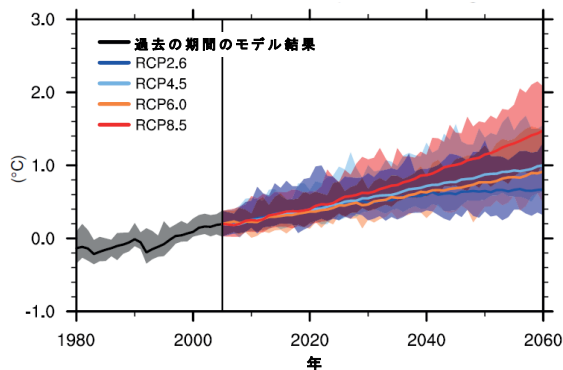


図 2.6.3 世界の海面水温の変化

CMIP5 の複数モデル (12 モデル) により、海面水温の世界平均の年平均を各 RCP シナリオについて予測。陰影は予測結果の 90% が該当する範囲を示す。予測結果は、1986～2005 年平均に対する将来の海面水温の変化で示す。出典：IPCC (2013a) Figure 11.19 を加筆、改変

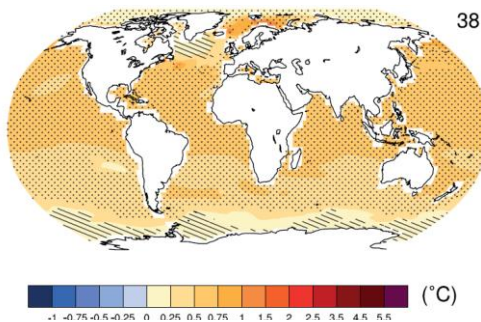


図 2.6.4 世界の海面水温の変化

1986～2005 年平均に対する 2016～2035 年平均の海面水温の変化。RCP4.5 シナリオに基づく CMIP5 の複数モデル (38 モデル) による予測の平均値。斜線部は、複数モデル平均の変化量が自然起源の内部変動性に比べ小さい (つまり、20 年間の自然起源の内部変動性の 1 標準偏差未満) であることを示す。また点描影は、自然起源の内部変動性に比べ大きく (つまり、20 年間の自然起源の内部変動性の 2 標準偏差以上) かつ少なくとも 90% のモデルが同じ符号の変化をしている領域を示す。出典：IPCC (2013a) Figure 11.20 を加筆、改変

(2) 日本

21 世紀末までの日本付近の海面水温は、RCP8.5 シナリオの場合、現在よりも上昇すると予測されている (図 2.6.5)。

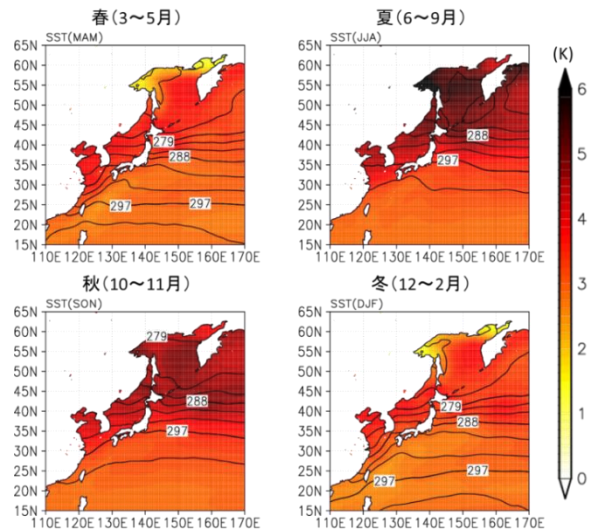


図 2.6.5 海面水温の変化

等値線は 1980～1999 年平均の海面水温 (3K)、陰影は 1980～1999 年平均に対する 2076～2095 年平均の海面水温の変化 (K) を示す。RCP8.5 シナリオに基づく CMIP5 の複数モデル (28 モデル) による平均値。気象庁地球温暖化予測情報第 9 巻 (気象庁、2017) の作成に用いた予測値を計算する際に、全球大気モデル (MRI-AGCM3.2S) の境界条件として与えた海面水温の変化量の 1 つ。提供：気象庁

2.7. 海面水位

世界平均海面水位の上昇率は 20 世紀初頭以降増加し続けている可能性が高く、21 世紀末の年平均の世界平均海面水位の上昇は RCP2.6 シナリオで 0.26~0.55m の上昇、RCP8.5 シナリオで 0.45~0.82m の上昇の範囲となる可能性が高い。

日本沿岸の海面水位は、明瞭な上昇傾向は見られず、海洋の十年規模の変動等、様々な要因で変動しているため、気候変動の影響については明らかではない。

2.7.1. 観測事実

(1) 世界

海面水位の代替データと測器によるデータは、19 世紀末~20 世紀初頭では、過去 2 千年にわたる比較的小さな平均上昇率から、より高い上昇率に移行したことを示している。世界平均海面水位の上昇率は 20 世紀初頭以降増加し続けている可能性が高い。世界平均海面水位の平均上昇率は、1901~2010 年の期間で 1 年あたり 1.7 (1.5~1.9) mm、1971~2010 年の期間で 1 年あたり 2.0 (1.7~2.3) mm、1993~2010 年の期間で 1 年あたり 3.2 (2.8~3.6) mm であった可能性が非常に高い (図 2.7.1)。¹⁹¹⁾

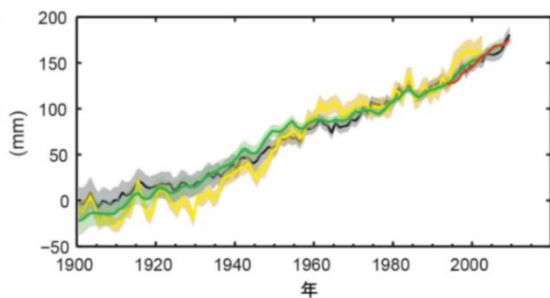


図 2.7.1 世界平均海面水位の経年変化

最も長期間連続するデータセットの 1900~1905 年平均を基準とした世界平均海面水位 (全データは、衛星高度計データの始めの年である 1993 年で同じ値になるように合わせてある)。すべての時系列 (色つきの線はそれぞれ異なるデータセットを示す) は年平均値を示し、不確実性の評価結果がある場合は色つきの陰影によって示している。出典: IPCC (2013d) 図 SPM.3 (d)

(2) 日本

日本沿岸の海面水位は、1906~2016 年の期間を通して、10~20 年周期の変動があり、1950 年頃に極大が見られ、1980 年代以降、上昇傾向が

見られる (図 2.7.2)。日本沿岸の海面水位は 1906~2016 年の期間では明瞭な上昇傾向は見られず、海洋の十年規模の変動等、様々な要因により変動しているため、地球温暖化の影響がどの程度現れているのかは明らかでない。

また、長い期間 (40 年間を目安として、1970 年以前~2009 年) のデータを活用できる潮位観測施設の地盤変動を除去して潮位の変化傾向を調べた結果によると、1980 年以降は多くの観測施設において年 3mm に近い上昇が現れている。上昇の発現が地点により差があるものの、海面上昇の影響が今後生じることは否めず適応施策を検討する必要がある (図 2.7.3)。

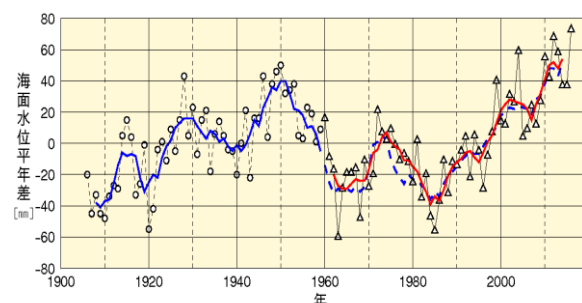


図 2.7.2 日本沿岸域の海面水位の経年変化

地盤変動の影響が小さい観測所の観測結果に基づく、各年の年平均海面水位年差 (1906~2016 年) の時系列。年差は 1981~2010 年の期間の平均値。1906~1959 年は 4 地点 (忍路、輪島、浜田、細島) での年差を平均した値。1960 年以降は変動パターンが類似している 4 海域 (北海道・東北地方の沿岸、関東・東海地方の沿岸、近畿太平洋側~九州太平洋側の沿岸、北陸地方~九州東シナ海側) の海域ごとに求めた年差を平均した値。青線は 4 地点平均の年差の 5 年移動平均値、赤線は 4 海域平均の年差の 5 年移動平均値を示す。青点線は、参考のために 4 地点平均の年差の 5 年移動平均を期間後半について示したものの。出典: 気象庁 (2017e) 図 2.8-1

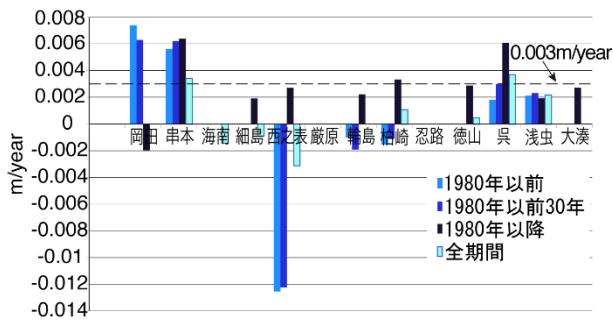


図 2.7.3 40 年間のデータが解析可能な潮位観測施設の海面水位の変化傾向

海岸昇降検知センターから定期的に発行されている「験潮場取付水準測量成果集」から、験潮データに含まれる観測基準面の地盤変動を推定し除去し、有意な変化傾向が検知された期間のみを有効として示した。最近値は 2009 年である。1980 年以降では串本と呉で大幅に全球平均 3mm/年を上回るとともに細島、西之表、輪島、柏崎、徳山、大湊では 2mm/年を越えている。また、1980 年以前については、岡田、串本、呉、浅虫において上昇している。
出典：国土技術政策総合研究所（2017）

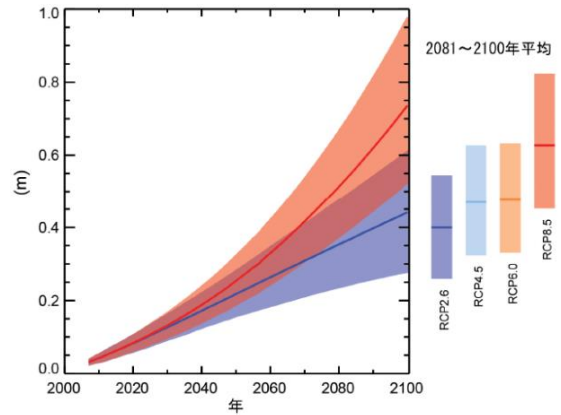


図 2.7.4 世界平均海面水位上昇

21 世紀にわたる世界平均海面水位の上昇予測（1986～2005 年平均との比較）。CMIP5 と諸過程に基づくモデルの組み合わせによる予測を RCP2.6 シナリオ、RCP8.5 シナリオについて示す。陰影部分は可能性が高い幅を表しており、右側にある縦帯は全ての RCP シナリオに対し、2081～2100 年の平均について可能性が高い予測幅を示している。また、水平線は対応する中央値である。出典：IPCC（2013d）図 SPM.9

2.7.2. 将来予測

(1) 世界

21 世紀の間、世界平均海面水位は上昇を続けると予測されており、海洋の温暖化が強まることと、氷河と氷床の質量損失が増加することにより、全ての RCP シナリオで海面水位の上昇率は 1971～2010 年の期間に観測された上昇率を超える可能性が非常に高い(図 2.7.4)。1986～2005 年平均を基準とした、2081～2100 年平均の世界平均海面水位の上昇は RCP2.6 シナリオで 0.26～0.55 m、RCP4.5 シナリオで 0.32～0.63m、RCP6.0 シナリオで 0.33～0.63m、RCP8.5 シナリオで 0.45～0.82m の範囲となる可能性が高い。

194)

2.8. 海水

北極域の海氷域面積は 1979 年以降、有意に減少しており、21 世紀中には 1 年を通じて減少し、厚さが薄くなりつづける可能性があるとして予測され、21 世紀末には 43% (RCP2.6 シナリオ) ~ 94% (RCP8.5 シナリオ) の減少が予測されている。

オホーツク海の最大海氷域面積は年ごとに大きく変動しているものの、長期的には減少しており、10 年あたりで、オホーツク海の全面積の約 4.4% に相当する面積が減少している。

2.8.1. 観測事実

(1) 世界

北極域の海氷域面積は、1979 年以降、有意に減少している (図 2.8.1)。特に年最小値の減少は顕著で、1979~2017 年の 1 年あたりの減少率は 9.0 (7.5~10.6) 万 km² となっている。これは、北海道の面積 (8.3 万 km²) にほぼ匹敵する。⁴⁶⁾

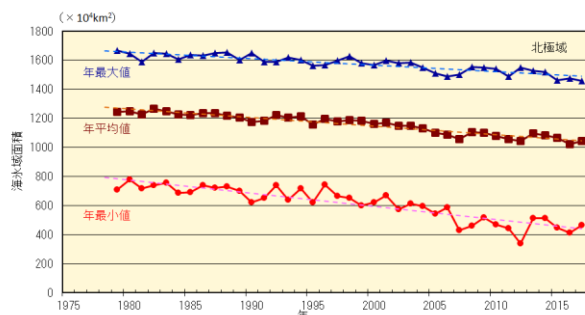


図 2.8.1 北極域の海氷域面積の経年変化 (1979~2017 年)

折れ線は 1979~2017 年の海氷域面積 (上から順に年最大値、年平均値、年最小値) の観測値、破線は長期変化傾向を示す。出典：気象庁 (2018a)

(2) 日本

オホーツク海の海水の変化は、北海道沿岸の気候や親潮の水質等にも影響を及ぼす。オホーツク海の最大海氷域面積 (海氷域が年間で最も拡大した半旬の海氷域面積) は年ごとに大きく変動しているものの、長期的には有意に減少しており、10 年あたり 6.9 (3.6~10.2) 万 km² の割合で減少している (図 2.8.2)。これは、オホーツク海の全面積の 4.4 (2.3~6.5) % に相当する。また、2015 の最大海氷域面積は 67.48 万 km² で、1971 年以降最も小さい記録となった。³⁷⁾

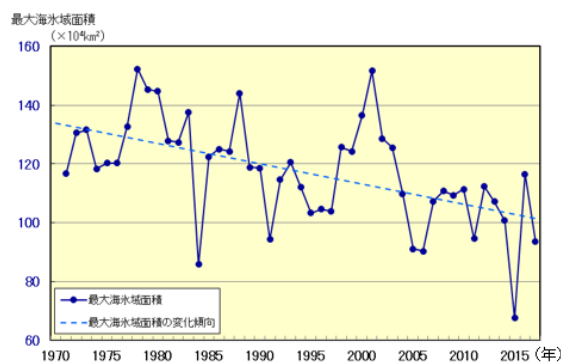


図 2.8.2 オホーツク海の海氷域面積の変化
折れ線は 1971~2017 年の海氷域面積、破線は長期変化傾向を示す。出典：気象庁 (2017b)

【コラム 13】 温暖化しているのに南極の氷が増えている？

北極域の海氷域面積は、本文で述べたとおり 1979 年以降、長期的に減少している。

一方、南極域における海氷域面積の年最大値と年平均値は、1979 年以降、長期的に増加している。2017 年の海氷域面積は、年最大値・年平均値・年最小値のいずれもそれぞれの平年値を下回り、年平均値と年最小値は統計開始以降最小を記録したが、1979～2017 年までの 1 年あたりの海氷域面積の増加率は、年最大値が 2.3 (1.0～3.5) 万 km²、年平均値が 1.5 (0.0～3.0) 万 km² となっている。

しかし、IPCC AR5 WG1 報告書によれば、南極域のこの変化の傾向には地域差がある。ベリングスハウゼン海とアムンゼン海では海氷面積の減少が見られるが、ロス海では大きな増加があり、この増加が全体の変化傾向を決めている。南極大陸周辺では、年によっても場所によっても海氷面積のばらつきが大きいので、南極域の海氷面積が全体として小さいながらも増加していることが、気候の指標として意味を持つかどうかについてははっきりしない。氷の厚さと体積についてのより良い推定値がなければ、南極域の海氷面積が気候変動にどう応答しているのか、あるいはどの気候パラメータが最も大きな影響を与えているのかを特徴づけることは難しく、南極域で氷の微増が観測されていることをもって、即、温暖化を否定することはできないと考えられている。

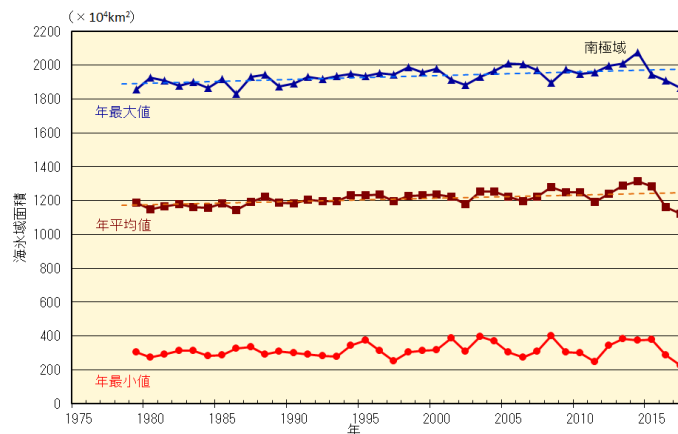


図 1 南極域の海氷域面積の経年変化 (1979～2017 年)

出典：気象庁 (2018a)、IPCC (2013b)

2.8.2. 将来予測

(1) 世界

世界平均地上気温の上昇に伴い、21 世紀中には北極域の海氷の面積が 1 年を通じて減少し、厚さが薄くなり続ける可能性が非常に高いと予測されている。1986～2005 年と比較した 2081～

2100 年における北極域の 9 月の海氷域面積は、RCP2.6 シナリオで 43%、RCP8.5 シナリオで 94%減少すると予測されている。特に、RCP8.5 シナリオでは、21 世紀半ばまでに、北極海の氷が 9 月にほぼなくなる可能性が高いとされている (図 2.8.3)。¹⁹³⁾

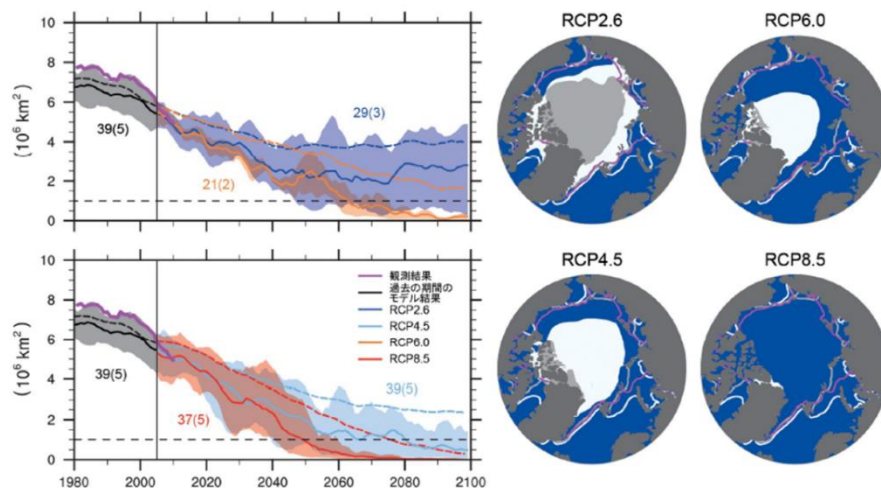


図 2.8.3 北半球の海水域面積 (9 月) の変化

20 世紀末～21 世紀全体にわたる北半球の 9 月の海水域面積。RCP2.6 シナリオ、RCP4.5 シナリオ、RCP6.0 シナリオ、RCP8.5 シナリオの各シナリオに対する CMIP5 モデルの結果と、それに対応する 2081～2100 年の北半球の 9 月の海水域面積の複数モデル結果を示した分布図。時系列には、複数モデル平均の計算に用いた CMIP5 モデルの数を表示している (カッコ内はサブセット)。時系列は 5 年移動平均で示してある。予測されている平均海水域面積は、北極域の海氷の気候学的な平均状態と 1979～2012 年の変化傾向を最も現実に近く再現したモデルのサブセットによるものを示しており (実線)、サブセットの最小と最大の範囲は陰影で表している。黒 (と灰色の陰影) は、復元された過去の強制力を用いてモデルにより再現した過去の推移である。CMIP5 の複数モデル平均は破線で示されている。分布図では、CMIP5 の複数モデル平均は白、サブセットの結果は灰色で表されている。塗りつぶされた部分は 2081～2100 年の平均を、線は 1986～2005 年について平均した海水域の広がり (外縁) を示している。観測された海水域面積は時系列ではピンクで示され、分布図では 1986～2005 年の平均としてピンクの線で示されている。関連する図 SPM.7b 及び図 SPM.8c に関するさらなる詳細は、技術要約の補足資料に示されている。出典:IPCC (2013c) 図 TS.17

2.9. 海洋酸性化

北西太平洋では、表面海水中の水素イオン濃度指数の低下が確認されている。海洋のさらなる炭素吸収により、海洋酸性化の世界的な進行が予測されている。

2.9.1. 観測事実

(1) 日本

海洋は二酸化炭素の大きな吸収源となる反面、二酸化炭素を吸収し内部に蓄積することで海水の化学的性質に変化が生じている。特に、「海洋酸性化」として知られている海水中の水素イオン濃度指数 (pH) の低下は懸念すべき問題となっている⁴⁰⁾。気象庁の海洋気象観測船による観測データによると、北西太平洋の北緯 35 度以南における表面海水中の水素イオン濃度指数 (pH) は、東経 137 度線では、1985～2017 年までの約 30 年間で 10 年あたり平均 0.018、東経 165 度線では、1996～2017 年までの約 20 年間で 10 年あたり平均 0.020 の割合で pH が低下している (図 2.9.1)⁴⁷⁾。

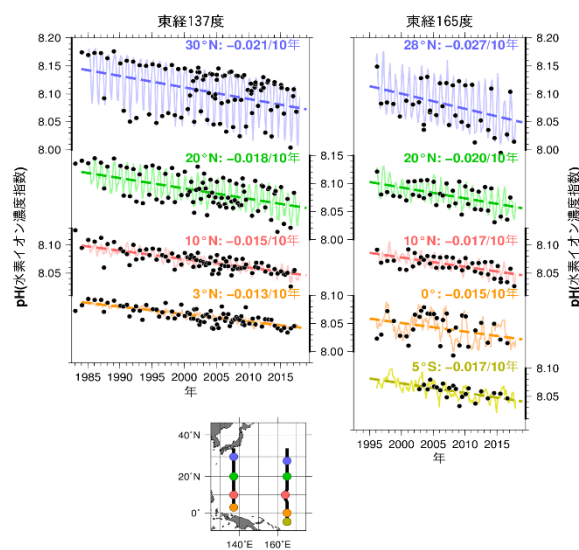


図 2.9.1 東経 137 度線、東経 165 度線の各緯度における表面海水中の水素イオン濃度指数 (pH) の長期変化

左図は東経 137 度線、右図は東経 165 度線の各緯度における表面海水中の pH を示す。黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年あたりの変化率を示す。提供：気象庁 (2018b)

2.9.2. 将来予測

(1) 世界

海洋による炭素貯蔵の増大により、全世界で海洋酸性化の進行が予測されている (図 2.9.2)。21 世紀末までに生じる海面付近の水素イオン濃度指数 (pH) の低下は、RCP2.6 シナリオで 0.065 (0.06～0.07)、RCP8.5 シナリオで 0.31 (0.30～0.32) と予測されている (図 2.9.3)。¹⁹³⁾

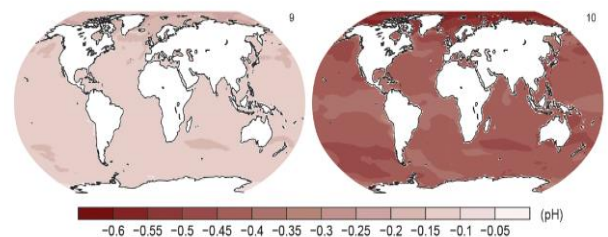


図 2.9.2 海面の水素イオン濃度指数 (pH) の変化 (左：RCP2.6 シナリオ、右：RCP8.5 シナリオ)

2081～2100 年における RCP2.6 シナリオと RCP8.5 シナリオの各シナリオによる CMIP5 複数モデル平均の分布図。1986～2005 年平均からの偏差を示す。それぞれの図の右上隅の数値は、複数モデル平均を算出するために使用した CMIP5 のモデルの数である。出典：IPCC (2013d) 図 SPM.8 (d)

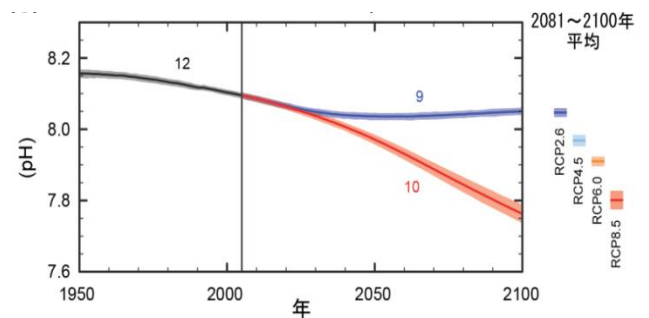


図 2.9.3 海面水素イオン濃度指数 (pH) の変化

CMIP5 の複数のモデルによりシミュレーションされた時系列 (1950～2100 年)。世界平均の海面における pH。予測と不確実性の幅 (陰影) の時系列を、RCP2.6 シナリオ (青) と RCP8.5 シナリオ (赤) の各シナリオについて示した。黒 (と灰色の陰影) は、復元された過去の強制力を用いてモデルにより再現した過去の推移である。全ての RCP シナリオに対し、2081～2100 年の平均値と不確実性の幅を彩色した縦帯で示している。数値は、複数モデルの平均を算出するために使用した CMIP5 のモデルの数を示している。出典：IPCC (2013d) 図 SPM.7 (c)

2.10. 台風

熱帯低気圧の活動度の長期変化は確信度が低いですが、北大西洋における低気圧の頻度と強度が増加していることはほぼ確実であるとされている。将来、地球全体での熱帯低気圧の発生頻度は減少するか変わらない可能性が高く、地球全体で平均した熱帯低気圧の最大風速及び降雨量は増加する可能性が高いが、地域別の予測の確信度は低い。

2.10.1. 観測事実

(1) 世界

台風、ハリケーン、サイクロンはそれぞれの地域に存在する熱帯低気圧を強さによって分類している用語の一つであり、このうち台風は、東経180度より西の北西太平洋及び南シナ海に存在する熱帯低気圧の中で最大風速が約17m/秒以上になったものを指す⁴⁹⁾。

IPCC AR5 では、熱帯低気圧の変化を極端現象の一つとして分析しており、それによれば、熱帯低気圧の活動度の長期変化（百年規模）は、観測能力の過去の変化を考慮すれば引き続き確信度が低いとされている。しかし、1970年代以降の期間については、北大西洋における低気圧の頻度と強度が増加していることはほぼ確実であるとされている。¹⁹³⁾

(2) 日本

2016年の台風の発生数は26個（平年値25.6個）で、平年並であった。1990年代後半以降はそれ以前に比べて発生数が少ない年が多くなっている（図2.10.1上）ものの、1951～2016年の統計期間では長期変化傾向は見られない。「強い（最大風速33m/秒以上）」以上の台風の発生数や発生割合の変動については、統計期間を台風の中心付近の最大風速（10分間平均風速の最大値）データが揃っている1977年以降とする。「強い」以上の勢力となった台風の発生数は、1977～2016年の統計期間では変化傾向は見られない（図2.10.1下）。⁴⁰⁾

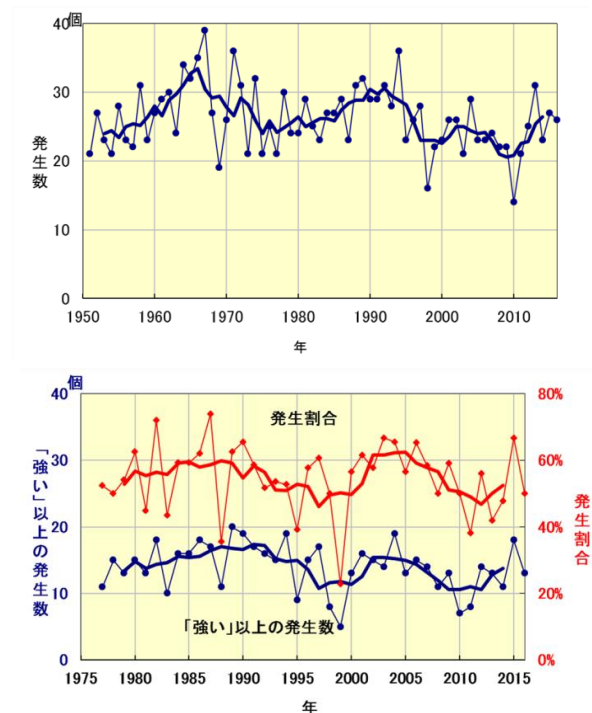


図 2.10.1 台風の発生数の経年変化（上）、
「強い」以上の勢力となった台風の発生数と
全発生数に対する割合の経年変化（下）

上：細い実線は年々の値を、太い実線は5年移動平均を示す。
下：細い実線は「強い」以上の勢力となった台風の発生数（青：左軸）と全台風に対する割合（赤：右軸）の経年変化。太い実線はそれぞれの5年移動平均を示す。出典：気象庁（2017e）
図 2.4-1、図 2.4-2

2.10.2. 将来予測

(1) 世界

IPCC AR5によれば、21世紀中頃までに熱帯低気圧の強度と頻度が変化するかどうか海域規模で行った予測は、全ての海域について確信度が低い。この確信度の低さは、近未来の熱帯低気圧活動を調べた研究の数が少ないこと、熱帯低気圧活動について発表されている予測間に差異があること、自然変動の役割が大きいことによるとされている。¹⁹³⁾

また、同報告書の21世紀の予測によると、地球全体での熱帯低気圧の発生頻度は減少するか、又は基本的に変わらない可能性が高く、それと同時に地球全体で平均した熱帯低気圧の最大風速及び降雨量は増加する可能性が高いとされている。将来の気候変動が熱帯低気圧に及ぼす影響は地域によって異なる可能性が高いが、地域別の予測の確信度は低い。一部の海域では、最も強い熱帯低気圧の発生頻度がどちらかと言えば増加するだろうとも言われており、北・中央アメリカ、東アフリカ、西・東・南・東南アジアでは、オーストラリア及び多くの太平洋諸島と同様に、上陸する熱帯低気圧の中心付近で降水がより極端になることが中程度の確信度で予測されている。

¹⁹³⁾

(2) 日本

地球温暖化により北西太平洋での台風発生数は全般的に減少すること、さらに最も発生数の多い海域が現在のフィリピン近海から将来はその東方に移ることにより、日本への台風接近数が減る傾向や経路の変化が予測されている¹⁴⁷⁾。IPCC AR5以降の結果では、台風の通過頻度はその強度如何によらず北西太平洋で減少傾向が予測されている^{204, 208, 209, 220)}。ただし、以下に説明するようにそれらの不確実性は現状では小さくない。

気候モデルにおける熱帯低気圧の評価は、モデルの解像度に応じたキャリブレーションを行うことで全球発生数を合わせてから将来変化を予測しているが、そのため頻度の過去再現性は地域

ごとには補正を要する。また、台風の強度は頻度よりも予測が難しい。それは、台風がメソスケールの(比較的小さい)現象であり、その発達メカニズムを再現するためには雲微物理プロセスを表現できる5 km格子以下の非常に精細なモデルが必要となるからである。この場合、粗い解像度の全球モデルを用いた気候計算では絶対的な強度の統計的な評価には限界があり、現時点では高解像度の地域気候モデルを用いた予測計算が将来変化の評価の主力となっている。

以下に、近年における台風の将来変化予測の研究例を紹介する。

<研究例1：極端に強い台風の強度の変化>

台風強度予測の確度を上げるために、高解像度の雲解像モデルによりダウンスケーリングを実施して評価を試みた研究例である。

極端に強い台風の強度の将来予測は、日本を含む東アジア地域にとっても大きな関心事である。台風を構成する積乱雲一つひとつを表現し、雲の複雑な形成過程を計算する雲解像モデルによってスーパー台風⁵³⁾の強度の将来予測を行った結果、予測された将来の最も強いスーパー台風は最大強度が風速85~90m/秒、最低中心気圧860 hPa程度に達した。また、同研究では、北西太平洋地域における12のスーパー台風のうち6つの台風が、将来、緯度30度付近を超えてなお強度を維持することが示されている(図2.10.2)。

このように、極端に強い台風の最大強度が顕著に増加し、その強度を維持した状態で日本等の中緯度帯にまで到達する可能性があることを示唆する予測結果がある。^{143, 202)}

⁵³⁾スーパー台風：この研究では1分平均風速で67 m/秒を超える最大地上風速を持つ台風をスーパー台風と定義している。米国の合同台風警報センター(JTWC)の台風の階級の最も低いもので、ハリケーンのカテゴリー5(最強クラス)に相当する。日本で用いる10分平均風速では59 m/秒以上の最大地上風速を持つ台風。

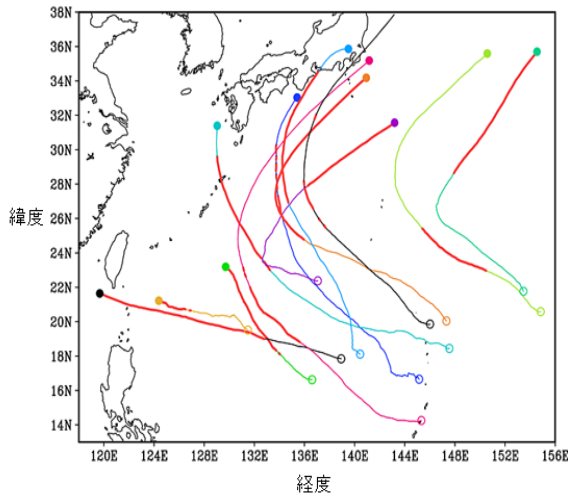


図 2.10.2 将来気候における極端に強い台風の経路

MRI-AGCM3.1、SRES A1B シナリオを使用。極端に強い台風の経路は将来気候のダウンスケーリング実験によるもの。赤い線の大部分は、地上付近の最大風速が 66.9m/秒より大きい部分を示す。また、丸印はそれぞれの実験結果における台風の発生と消滅の位置を表す。出典：K. Tsuboki et al. (2015)

< 研究例 2：過去の強い台風の気候変動下での強度 >

強度変化の確度を上げるべく雲解像モデルを用い、疑似温暖化手法により将来の台風の強度変化を事例解析した研究例である。

過去に日本に上陸して甚大な被害をもたらした台風の代表的なものに、1959 年の伊勢湾台風（最低中心気圧 895hPa）がある。本研究では、将来の気候変動下で、仮に伊勢湾台風が太平洋上で発達したとしたら、どの程度強大になるかを予測している。4 つの雲解像モデルを用いて「21 世紀末（2075～2099 年）の気候変動下での伊勢湾台風」の最低中心気圧を予測した結果（図 2.10.3）によれば、各モデルで再現された最低中心気圧（図中の青丸）には 901～928hPa と幅があるものの、全ての数値モデル・全ての将来気候実験（図中の赤マーク）で、伊勢湾台風がもし 21 世紀末に発生したら、現在気候のときより 10～25 hPa 程度、最低中心気圧が低くなるとの結果が示されている。176, 213)

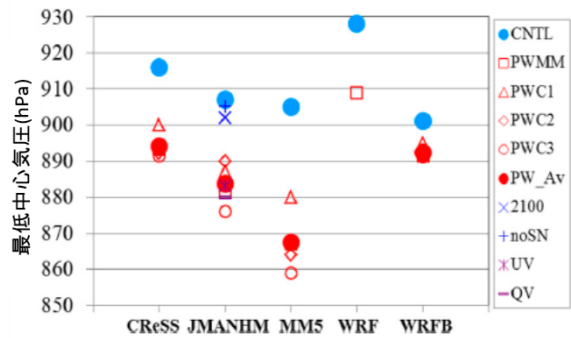


図 2.10.3 伊勢湾台風のシミュレーションにおける最低中心気圧

雲解像モデル CReSS、気象庁非静力学モデル JMANHM、米国の非静力学モデル MM5、地域気候モデル WRF（2 種類）による伊勢湾台風のシミュレーションにおける最低中心気圧。青丸（CNTL）は現在気圧、赤い四角・三角・ダイヤモンド・米印（PW）は 4 種類の海面水温の将来気候実験、赤丸（PW_Av）はそれらの平均の最低中心気圧（MCP）を示す。出典：S. Kanada et al. (2017)

Kanada S, Takemi T, Kato M, Yamasaki S, Fudeyasu H, Tsuboki K, Arakawa O, Takayabu I. A Multimodel Intercomparison of an Intense Typhoon in Future, Warmer Climates by Four 5-km-Mesh Models, Journal of Climate, 2017, 30, 6017-6036. ©American Meteorological Society. Used with permission.

< 研究例 3：強い台風の数の変化 >

全球的に熱帯低気圧の頻度変化を、多数アンサンブル実験である d4PDF の 4℃上昇実験を用いて調べた研究例である。

世界の予測の項で述べたように、IPCC AR5 では、温暖化の進行とともに地球全体での台風の発生数が減少または実質的に変化しないことと、個々の台風の最大風速や降水量が強まる可能性が高いことが示されている一方で、強い台風の数は、地球全体で数が増加するのか減少するのか、また、海域ごとにどのような変化傾向があるのか精度の良い結論を導き出すのが困難であった。これに対し、本研究は、d4PDF を活用して台風の将来変化をより精度よく見積もろうとしたものである。61)

当該研究で、現在と将来の気候状態で熱帯低気圧が地球上で年間何個発生するか確率分布を示したのが図 2.10.4 である。観測の場合は限られた年数（当該研究では 32 年間）のデータしかないため凸凹の大きい粗い確率分布になる（黒実線）が、d4PDF の現在気候を再現した実験では観測の 100 倍程度のデータがあり非常に詳細で滑らかな確率分布が描かれている（青実線）。将来予測の確率分布も同様である（赤実線）。結果的に

気候変動が進行した状態において台風の地球全体の発生数は現在気候より 33%程度減少すると予測された。また、地球上の各地点で台風がどれだけ通過したかについて、まず全ての台風に着目すると、従来指摘されてきたとおり地球全体で減少するとともに、ハワイを中心とした東部～中部北太平洋域では増加する（図 2.10.5 上）。一方、猛烈な台風⁵⁴（最大風速が 59 m/秒以上）に着目すると地球全体では減少するが、日本の南海上～ハワイ付近及びメキシコの西海上では猛烈な台風の通過が増加する可能性が高いとの結果が得られた（図 2.10.5 下）。

このように、猛烈な台風といった強い台風の数が増加するのか減少するのか、依然として不確実性が大きいものの、いずれの研究においても、将来、総数に対する強い台風の割合は増すと予測されている点は留意すべきである。

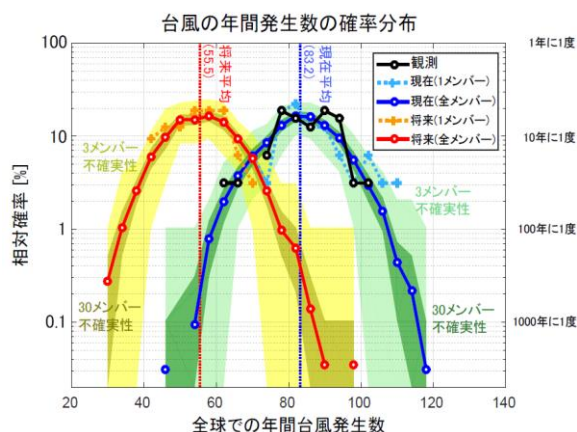


図 2.10.4 全球における台風の年間発生数の確率分布

現在気候再現と将来気候予測における地球全体での熱帯低気圧の年間発生数の確率分布。RCP8.5 シナリオを使用。多数のシミュレーションにより、現在再現と将来予測の両方で熱帯低気圧の発生数について滑らかなで詳細な確率分布が得られた。出典：気象庁気象研究所報道発表資料「地球温暖化で猛烈な熱帯低気圧（台風）の頻度が日本の南海上で高まる～多数の高解像度温暖化シミュレーションによる予測～」

（2017年）出典：気象庁気象研究所（2017）（原著文献：K. Yoshida et al. (2017)）

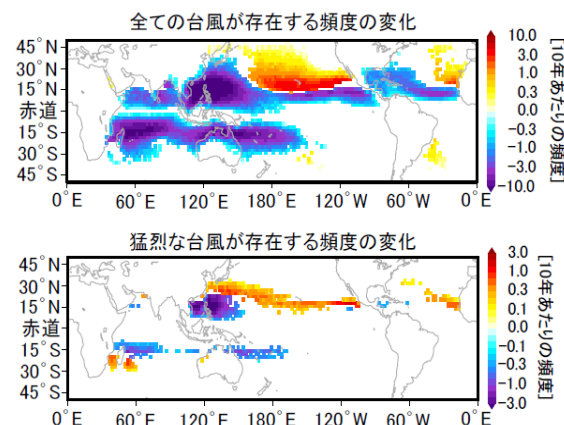


図 2.10.5 台風の出現頻度の将来予測

緯度経度 2.25 度×2.25 度格子で見た熱帯低気圧の存在頻度の将来変化で赤い領域で頻度が増加する。統計的に有意な変化をしている領域のみ描いている。（上）すべての強度の熱帯低気圧（下）最大風速が 59 m/秒を超える猛烈な熱帯低気圧（台風）の頻度が日本の南海上で高まる～多数の高解像度温暖化シミュレーションによる予測～」（2017年）出典：気象庁気象研究所（2017）（原著文献：K. Yoshida et al. (2017)）

<研究例 4：台風の中心気圧の変化>

日本付近の台風の強度変化を、同じく多数アンサンブル実験である d4PDF の 4°C 上昇実験により調べた研究例である。

世界の各海域及び日本周辺を対象に台風の中心気圧の将来変化を定量的な不確実性評価と併せて解析した結果、北西太平洋をはじめとする各海域で台風の中心気圧は将来顕著に低下し、特に日本周辺の将来変化は全球平均より大きくなること示されている（図 2.10.6）。¹⁷⁰⁾

⁵⁴ 猛烈な台風：この研究では、世界の熱帯低気圧研究で広く使われている Saffir-Simpson Hurricane wind scale において、カテゴリ 4 以上（最大風速 59 m/秒以上）の台風を「猛烈な台風」と定義している。米国海洋大気庁 National Hurricane Center のウェブページ (<http://www.nhc.noaa.gov/aboutsshws.php>) によると、カテゴリ 4 では壊滅的 (catastrophic) な被害が発生する。なお、気象庁における台風の強さの階級では最大風速 54 m/秒以上が「猛烈な」台風に相当。

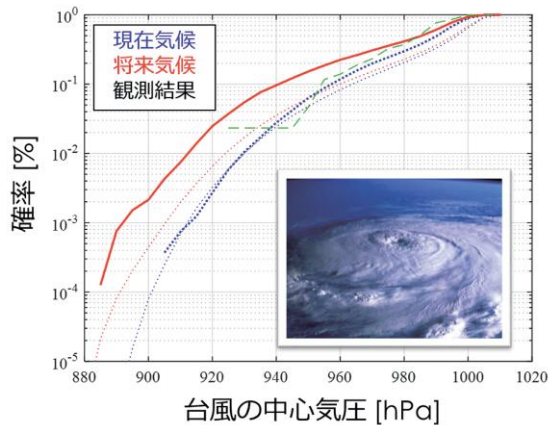


図 2.10.6 台風の中心気圧の将来変化

d4PDF(MRI-AGCM3.2を用いた全球気候実験とNHRCMを用いた領域ダウンスケール実験により構成される)を使用。RCP8.5シナリオ(2090年の値)を使用し、全球平均気温が4℃となるよう調整している。太線：日本周辺海域、細線：全球平均、赤：将来気候条件、青：現在気候条件、緑破線：観測 出典：文部科学省(2017)(原著文献：森ら(2016))

【コラム 14】データ統合・解析システム(Data Integration and Analysis System: DIAS)

文部科学省は、地球観測衛星や陸域・海洋観測によって得られる地球観測データ、気候変動予測データ、社会経済データ等を統合・解析し、新たに有用な情報を創出することが可能な情報基盤としてDIASを開発し、これまでに国内外の研究開発を支えつつ水循環、防災分野を中心に成果を創出してきた。2016年度からは「地球環境情報プラットフォーム構築推進プログラム」として、企業も含めた国内外の多くのユーザに長期的・安定的に利用されるための運営体制の整備をするとともに、防災、エネルギー、農業等、様々な分野の社会的課題の解決に資する共通基盤技術の開発を推進している。

また、GEOSSに参加する世界各国のデータセンターと接続しており、GEOSSへの国際貢献としても位置付けられている。



図 1 DIAS

出典：文部科学省

第3章 気候変動による影響

本章では、気候変動がもたらす世界及び日本への影響の全体像や、各分野での影響について説明する。影響の予測結果は、予測に用いた気候モデルや排出／濃度シナリオによって異なるため、これらの予測条件も図表の解説においてできるだけ示すこととしている。また、予測結果を見る際には、気候予測や影響評価自体の不確実性があることに留意する必要がある。

なる。2°C未満の気温上昇を達成するためには、2050年までに全世界の年間温室効果ガス排出量を2010年比で約40～70%削減し、2100年には排出水準をほぼゼロまたはそれ以下にする必要がある。

3.1. 気候変動の分野別影響（世界）

気候変動の影響は、世界の様々な場所で、水環境・水資源、災害、自然生態系、食料、健康、経済等、複数の分野に現れる。IPCC AR5では、ここ数十年で観測された気候変動に起因する影響の世界的な分布を図3.1.1のようにまとめている。

ここ数十年の間に、すべての大陸と海洋において、気候変動が自然や人間社会に影響を及ぼしていること、また、気候変動の影響は、自然システムにおいて最も強くかつ包括的に現れていることが指摘されている。

また、IPCC AR5では、世界の平均気温上昇量が人為起源二酸化炭素の累積排出量にほぼ比例することが示された。図3.1.2は、気候変動によるリスク（左：A）、気温変化と累積二酸化炭素排出量の関係（右上：B）、シナリオごとの累積二酸化炭素排出量と2050年までの年間温室効果ガス排出量（%）の関係（右下：C）を示したものである。21世紀の間、気温上昇量を2°C未満に留めると、気候変動リスクは「中程度」か「高い」の水準に留まる。人為起源の気温上昇を、66%を超える確率で1861～1880年平均を基準として2°C未満に抑えるためには、1870年以降の全ての人為起源発生源からの二酸化炭素累積排出量を約2,900GtCO₂⁵⁵未満に抑えることを要する。1870～2011年までに既に約1,890 GtCO₂排出しているため、残された排出量の枠は約1,010 GtCO₂となる。2012年の世界の二酸化炭素の年間排出量は約36.5 GtCO₂であるため、このまま排出が続けば30年程度でこの上限を超えてしまうことに

⁵⁵ GtCO₂：二酸化炭素に換算した温室効果ガスの排出量・吸収量。1ギガトンCO₂（1GtCO₂）は10億トンCO₂に値する。

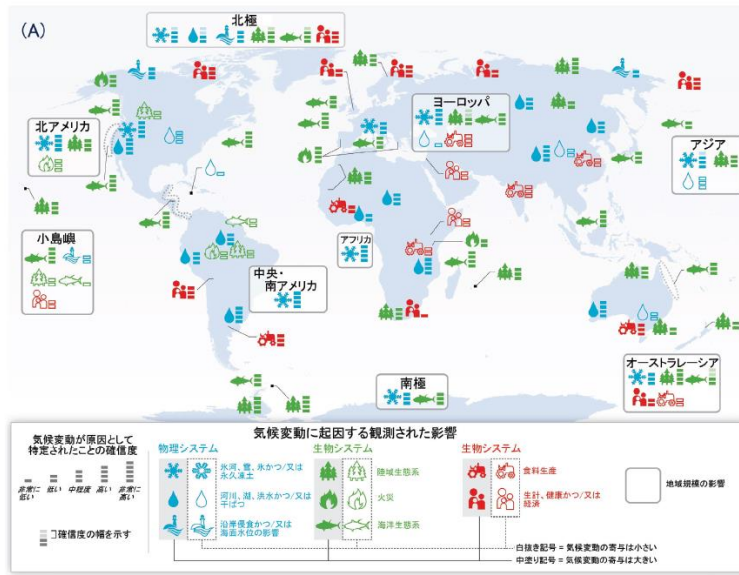


図 3.1.1 気候変動に起因する観測された影響の世界分布

影響は様々な地理的規模で示されている。記号は、気候変動に起因する影響の項目を示しており、観測された影響に対する気候変動の相対的寄与度（大もしくは小）及び気候変動を原因として特定した確信度を示す。出典：IPCC（2014b）図 SPM.2（A）

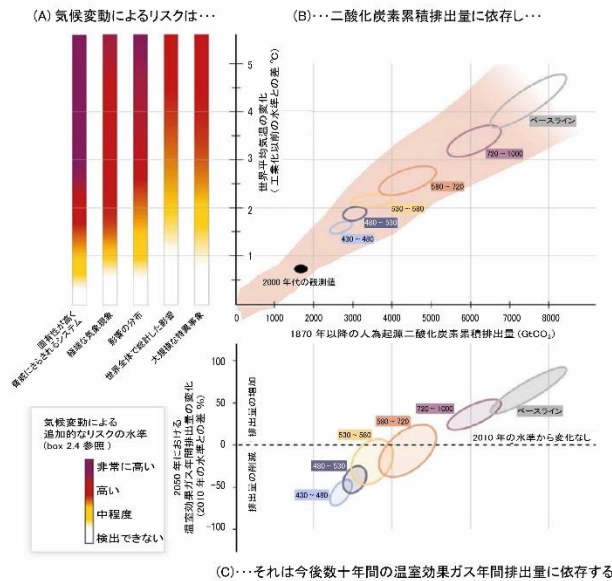


図 3.1.2 気候変動によるリスク（左:A）、気温の変化・二酸化炭素累積排出量（右上：B）及び 2050 年までの温室効果ガス年間排出量変化の間の関係（右下：C）

懸念材料におけるリスク（A）を抑えることは、将来の二酸化炭素累積排出量を抑え（B）、これから先数十年にわたる温室効果ガスの年間排出量を抑制する（C）ことを意味する。（B）は、気温の変化を 1870 年以降の二酸化炭素累積排出量（単位：GtCO₂）と関係づけている。この関係は、CMIP5 シミュレーション（ピンクのブルーム）及びベースラインと 5 つの緩和シナリオ区分（6 つの楕円）に対する簡易気候モデル（2100 年時点の気候応答の中央値）に基づく。（C）はシナリオ区分ごとの二酸化炭素累積排出量（GtCO₂）とそれらに対応する 2050 年までの温室効果ガス年間排出量の 2010 年水準を基準としたパーセントの変化（GtCO₂ 換算/年でのパーセント）との関係である。楕円は（B）と同じシナリオ区分に対応し、同じ手法で作成されている。出典：IPCC（2014c）図 SPM.10

【コラム 15】 リスクに関する概念

気候変動リスクの大小は、気候関連のハザード（災害外力）、曝露、脆弱性の3つの要素によって決まる。気候関連のハザードとは、例えば、極端に暑い日、強い台風、豪雨の頻度等を指す。一方で曝露は、ハザードの大きな場所に人や資産の存在していることを、脆弱性はハザードに対する感受性の高さや適応能力の低さを指す。緩和策はハザードの制御（気候変化の抑制）のために、適応策は曝露・脆弱性の制御のために実施される。

気候変動による気象災害リスクの変化を検討する場合、強い台風の上陸数や豪雨頻度等の「ハザード」の変化、すなわち気候の変化のみに注目しがちになる。しかし、気象災害リスクの大小は、「ハザード」の大小だけでは決まらず、人口や建造物の数といった「曝露」の大きさにも依存する。また、リスクの大小は、防災インフラの整備を実施するための経済力や技術力、あるいは過去の被災経験といった諸条件に基づく「脆弱性」にも依存する。

例えば、人口が密集する地域（曝露：大）で豪雨の頻度が高く（ハザード：大）なれば、被害を受ける可能性のある人や資産が増えるため、この場合は気候変動リスクが大きくなる。これが、堤防やダム、下水処理施設等のインフラ整備が進んでいない（脆弱性：大）途上国であれば、さらにリスクは大きくなる。

気候変動リスク管理に際しては、緩和策によるハザード軽減に取り組むとともに、適応策により曝露・脆弱性を減らすことで、許容可能な範囲にリスクを抑えることが大事になる。

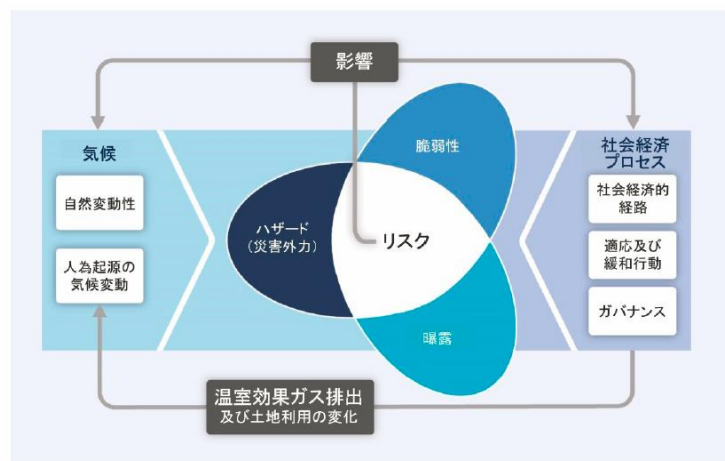


図1 気候変動リスクとそれを構成する要素

ハザード：人、生物、資産等に悪影響を及ぼし得る、気候関連の物理現象やその変化傾向、曝露：悪影響を受けうる場所や現状に、人、生物、資産等が存在すること、脆弱性：悪影響の受けやすさ（ハザードに対する感受性や適応能力等）

出典：IPCC（2014b）図 SPM.1

【コラム 16】 地球規模の気候変動リスク管理戦略の構築に関する総合的研究

環境省環境研究総合推進費 S-10「地球規模の気候変動リスク管理戦略の構築に関する総合的研究」は、2012～2016年の5年間で実施された研究プロジェクトで、長期を見据え、不確実性のある気候変動リスクに対応する合理的な気候変動リスク管理戦略の構築を目的としたものである。具体的には、工業化以前からの世界平均気温の上昇を66%程度の確率で1.5℃、2.0℃、2.5℃以下に抑えるための排出経路を緩和目標として掲げることを、それぞれT15、T20、T25という3つの「戦略」として設定した。その上で、影響評価と対策評価の両面から、不確実性を考慮しつつ、地球規

模における各「戦略」の帰結を比較することを試みている。以下は、プロジェクトにより得られた結論である。

◆ 影響評価

- ✓ 地球規模リスクの観点からは、1.5°C、2.0°C、2.5°Cのいずれを目指すかという選択よりもむしろ、大きな方向性としてそのいずれかに確実に向かっていくこと、及び気候不確実性への対処を考えることが重要であるという示唆が得られた。
- ✓ ただし、本研究では影響評価項目の包括性に限界がある上に、市場価値のような統合指標への換算ができておらず、項目間の比較や対策評価との比較にも限界があることに注意を要する。また、特定地域における特定項目の影響では「戦略」間の差が小さいとはいえない可能性がある。
- ✓ さらに、ティッピングエレメントに注目すると、「戦略」間の差が重要な意味を持つ可能性がある。本研究では、既存の知見を基に簡便な仮定を置いて、グリーンランド氷床融解の不安定化と北極海の夏季海氷の消滅について、閾値（ティッピングポイント）を超える確率を「戦略」ごとに試算した。T15では、2100年までに閾値を超える確率がT20に比較して半分前後に抑えられる結果となり、閾値現象を考慮することにより「戦略」間に顕著な帰結の違いが認識される可能性が示唆された。

◆ 対策評価

- ✓ 各「戦略」の緩和目標を達成するために必要な緩和策及び経済損失等を、複数の統合評価モデルを用いて見積もった結果、「戦略」間の差は顕著であった。特にT15は、本研究で用いた対策評価モデルの範囲では、よほど楽観的な条件の下でないと実現しないか、モデルによっては実行可能解が得られなかった。
- ✓ また、社会経済発展経路としてSSP1シナリオ（持続可能社会）、SSP2シナリオ（中庸）、SSP3シナリオ（分断社会）のそれぞれを用いた場合の結果を比較すると、SSP2シナリオ、SSP3シナリオと社会経済発展経路が持続可能性から遠ざかるにつれ、「戦略」が必要とする排出削減によって生ずる経済損失は明瞭に拡大した。T15については、SSP1シナリオではどのモデルでも実行可能解を描きうるが、SSP3シナリオでは実行可能解を示せないモデルが増えた。
- ✓ これらの「戦略」の緩和目標を達成するための技術オプションの選択は、モデルによって大きく異なり、原子力の大規模な導入により達成する方法も、再生可能エネルギーの大規模な導入により達成する方法もあることが示された。
- ✓ 一方で、二酸化炭素 隔離貯留（CCS⁵⁶）はどのモデルに従ってもある程度大規模な導入が必須である。なお、バイオマスエネルギーに大きく依存する対策を想定した場合、大規模バイオマス生産のための農地需要により、食料生産との競合、水資源の逼迫、生態系サービスの損失といった波及的な影響も懸念されることが、食料・水資源・生態系モデルを用いた追加分析により示唆された。
- ✓ 一般に、統合評価モデル分析では、世界全体での経済合理的な最適行動を前提としているため、コスト等の見積りが楽観的になる傾向がある。しかし一方で、技術体系や社会経済体系を大きく変えるような未知のイノベーションを表現することはできないため、現実より悲観的な面があると見ることもできる点に注意を要する。

出典：国立環境研究所ホームページ

⁵⁶ CCS: Carbon dioxide Capture and Strage

3.2. 気候変動の分野別影響（日本）

気候変動の影響は、日本でも既に現れ始めており、今後様々な分野で拡大すると見られている。ここでは、各分野における気候変動の影響の現状と将来予測についての知見を示す。

【コラム 17】 政府適応計画の閣議決定

前節までで示されたように、気候変動の影響はすでに世界の様々な地域・分野で現れており、今後、温暖化の程度が増大すると、深刻で広範囲にわたる不可逆的な影響が生じる可能性が高まることが指摘されている。このため、気候変動の影響への対処として、温室効果ガスの排出の抑制等を行う「緩和」だけでなく、すでに現れている影響や中長期的に避けられない影響に対して「適応」を進めることが求められている。

我が国では、これまでに進められてきた気候変動とその影響に関する観測・監視や予測・評価、調査研究等の科学的知見を活用し、中央環境審議会において、幅広い分野の専門家の参加の下、気候変動の影響の評価が行われ、2015年3月に「日本における気候変動による影響の評価に関する報告と今後の課題について」として環境大臣に意見具申がなされた。

意見具申では、我が国で、気温の上昇や大雨の頻度の増加等により、農作物の品質低下、動植物の分布域の変化等、気候変動の影響がすでに顕在化していることが示された。また、将来は、さらなる気温の上昇や大雨の頻度の増加、海面水温の上昇に加え、台風の最大強度の増加、海面の上昇等が生じ、農業、林業、水産業、水環境、水資源、自然生態系、自然災害、健康等の様々な面で多様な影響が生じる可能性があることが明らかとなった。これらの影響は、7つの分野、30の大項目、56の小項目に整理され、500点を超える文献等を活用して、重大性（影響の程度、可能性等）、緊急性（影響の発現時期や適応の着手・重要な意思決定が必要な時期）及び確信度（情報の確からしさ）の観点から評価が行われた。

このような気候変動による様々な影響に対し、政府全体として整合のとれた取組を計画的かつ総合的に推進するため、2015年11月、政府として初の気候変動の影響への適応計画が閣議決定された。

適応計画では、目指すべき社会の姿等の基本的な方針、基本的な進め方、分野別施策の基本的方向、基盤的・国際的施策等が示されている。例えば基本的な方針では、「政府施策への適応の組み込み」「科学的知見の充実」「気候リスク情報等の共有と提供を通じた理解と協力の促進」「地域での適応の推進」「国際協力・貢献の推進」の5つの基本戦略が掲げられ、これらに基づき、現在、各種の具体的な取組が進められつつある。

出典：気候変動の影響への適応計画（平成27年11月27日閣議決定）

【コラム 18】政府適応計画に基づく基盤的施策

(1) 気候変動適応情報プラットフォーム

政府は、適応計画に基づき、気候変動影響や適応に関する情報基盤である「気候変動適応情報プラットフォーム」を2016年に立ち上げ、国立環境研究所が運営している。同プラットフォームは、気候変動影響に関する様々な情報を集約し、わかりやすく提供することで、国、地方公共団体、民間事業者、国民等による適応の取組を推進している。



図1 気候変動適応情報プラットフォームのトップ画面

(2) 地域適応コンソーシアム事業

環境省、農林水産省、国土交通省・気象庁、文部科学省は、2017年度より、連携・協力し、地域適応コンソーシアム事業を開始している。本事業では、全国を6ブロックに分割し、国の地方支分部局、地方公共団体、大学等の研究機関が参加する地域協議会を設置し、それぞれの適応の取組を共有するとともに、気候変動影響に関する調査を通して、科学的知見に基づく適応策について検討している。



図2 地域適応コンソーシアム事業

(3) 気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)

今後、「気候変動の影響への適応計画」の基本戦略の一つが「地域における適応の推進」であることを背景に、地域がそれぞれ気候変動への適応策を講じることが本格化してくることが考えられる。その際には、これまでの気候変動研究の蓄積を活かし、地域のニーズを踏まえた、地域の適応策の策定に資する共通基盤的技術を整備することが求められる。これを実現するために、文部科学省では、「気候変動適応研究推進プログラム (RECCA)」(2010～2014 年度) から引き続き、「気候変動適応技術社会実装プログラム (SI-CAT)」を 2015 年より実施しており、気候変動研究の成果を社会実装につなげる取組を行っている。

提供：環境省・文部科学省

3.2.1 農業、森林・林業、水産業

気候変動が農業、森林・林業、水産業に及ぼす影響は、地域や品目によって様々である。気温の上昇による作物の品質の低下、栽培適地の変化等が懸念されている一方で、新たな作物の導入に取り組む動きも見られる。また、近年、異常な豪雨が頻繁に発生するようになり、森林の有する山地災害防止機能の限界を超えて山腹崩壊等が発生する等、山地における災害発生リスクも高まっている。

最近の新たな知見として、現状については野菜の生育障害、果実の食味の変化、ノリ養殖の収穫量の減少等が、予測についてはワイン用ぶどうの栽培適地の拡大、トウモロコシの二期作適地の拡大、各種の病害虫の分布の拡大等が報告されている。また、水稲について、大気中の二酸化炭素濃度の上昇が収量を高める一方、高温・高二酸化炭素濃度による品質低下の可能性が指摘されている。

(1) 農業

① 水稲

○ 現状

コメは、出穂後約 20 日間（登熟期間）の日平均気温が 26～27℃以上で白未熟粒（高温等の障害によりデンプンが十分に詰まらず白く濁ること）の発生割合が増加し、出穂後 10 日間の最高気温が 32℃以上で胴割粒（高温等により亀裂が生じること）の発生割合が増加する等、登熟期間の気温によって大きな影響を受けることが知られている（図 3.2.1）¹⁵⁵⁾。既に全国でこのような気温の上昇による品質の低下が確認されている。また、一部の地域や極端な高温年には収量の減少も見られる¹²⁷⁾。

○ 将来

多数の気候モデルと温室効果ガス排出シナリオを用いて、コメ収量を予測した研究によれば、全国的に 2061～2080 年頃までは全体として増加傾向にあるものの、21 世紀末までには減少に転じるほか、品質に関して高温リスクを受けやすいコメの割合が、特に温室効果ガス排出が多い RCP8.5 シナリオで著しく増加することが予測されている（図 3.2.2）²²⁸⁾。また、その高温リスクを受けにくい（相対的に品質が高い）コメの収量の変化を地域別に見た場合、近未来期間（2031～2050 年）及び 21 世紀末には、北日本や中部以西の中山間地等、その収量の増加する地域と、関東・北陸以西の平野部等、収量が減少する地域の偏りが大きくなる可能性が示されている（図 3.2.3）。さらに、大気二酸化炭素濃度を高めた屋外水田でイネを栽培する実験（FACE 実験）では、

コメの品質の重要な指標である整粒率（未熟米、割米等を除いた、整った米粒の割合）が、高温・高二酸化炭素濃度によって低下するとの結果が得られている（図 3.2.4）⁹⁷⁾。

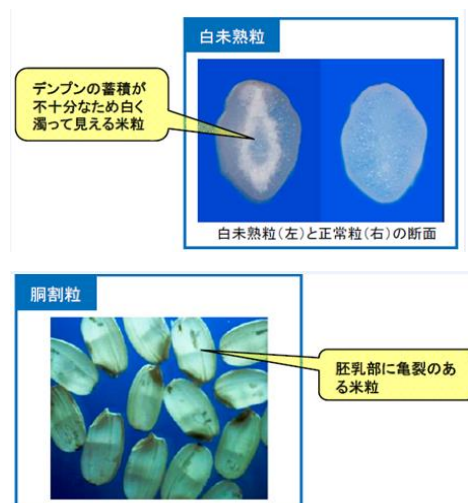


図 3.2.1 白未熟粒（上）、胴割粒（下）

出典：農林水産省（2016a）

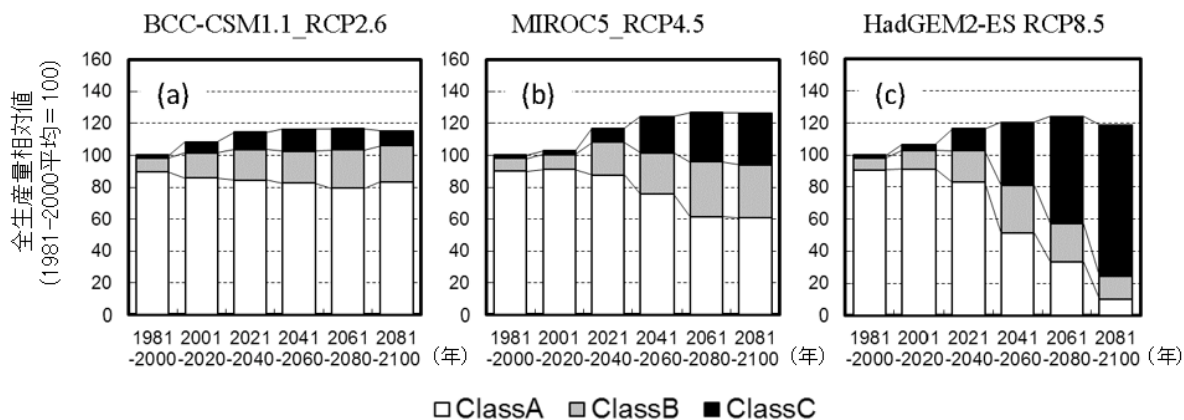


図 3.2.2 3つの気候シナリオによる全国平均コメ収量と登熟期の高温リスクにより区分された収量割合の変化予測

棒グラフは収量、ClassA-Cは品質に関して高温リスクを受けやすいコメの割合を表す。ClassA-Cは、出穂後20日間について、日平均気温が26°Cを超過した値を積算した暑熱指数（積算気温、°C・日）により区分されたカテゴリーで、それぞれA（20°C・日以下）、B（同20～40°C・日）及びC（同40°C・日以上）である。ClassCになるほどリスクが高い。出典：Y. Ishigooka et al. (2017)

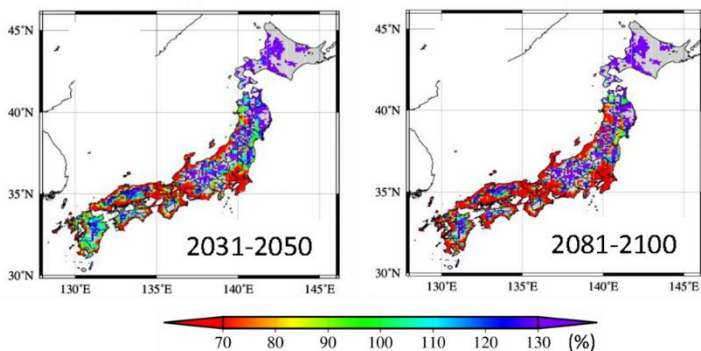


図 3.2.3 登熟期の高温リスクが小さいコメ (Class A) の収量の変化率分布 (適応策をとらない場合の20年平均)

全球気候モデル MIROC5 で比較的中庸な RCP4.5 シナリオを使用し、1981～2000年におけるコメ全収量の平均値を100とした場合の、当該期間におけるClassAのコメ収量の平均値の相対値。出典：Y. Ishigooka et al. (2017)

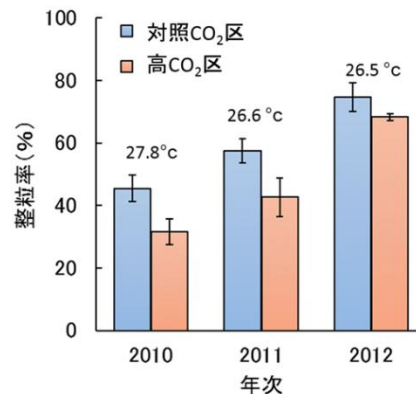


図 3.2.4 3か年のFACE実験におけるコシヒカリの整粒率

赤は高二酸化炭素区、青は対照区、図中の温度は出穂後20日間の平均気温を示す。整粒率は高温であった2010年の方が、比較的低温であった2011、2012年に比べて低いこと、いずれの年次も高二酸化炭素区で低いが、対照二酸化炭素区との差は高温年でより大きくなることがわかった。出典：Y. Usui et al. (2016) を改変（論文の概要は国立研究開発法人農業環境技術研究所(2016)の平成27年度研究成果情報で紹介）

【コラム 19】 農業分野の適応策

農業分野では、温暖化による影響を軽減するための適応策が、すでに多くの作物について実施されている。

水稲については、高温適応技術として、高温登熟回避のための移植時期の繰り下げや水管理、肥培管理の徹底等が多くの都道府県で継続的に進められており、白未熟粒の抑制等に一定の効果が上がっている。さらに、これらの要素技術を、気象予測と組み合わせ、適切な栽培管理技術の判断を行う「気象対応型栽培法」の取組が始まっている。図1は「気象対応型栽培法」の概要を示したもので、農家は、ウェブ等で配信される気象予報とそれに対応した適切な栽培管理方法の情報をもとに、適切な稲作管理の判断を行う。例えば、猛暑が予測された場合は、その障害を軽減するために追肥の量を増やし、水田の水を排水する中干しの期間を短縮する。逆に、日照不足が予測された場合は、追肥の量を減らし、中干しの期間を長くする。このようなウェブでの情報配信による気象を先取りした細かな対応により、異常天候による影響を軽減する対策は今後多くの農家に普及することが期待されている。

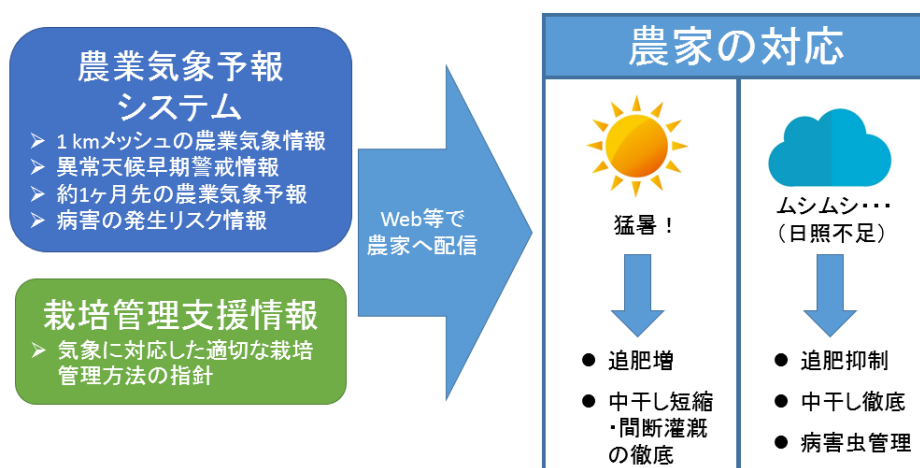


図1 「気象対応型栽培法」の概要

出典：日本学術会議農学委員会（2014）図4を改変

また、白未熟粒の多発を抑制するため、「きぬむすめ」、「つや姫」等の高温耐性品種の作付面積が年々増加しており、2016年は約9万1千ha（対前年比105%、2010年と比べて約2.4倍の水準）であった（表1）。

表 1 水稻の高温耐性品種の作付状況

| 品種名 | 作付面積 (ha) | | | | | | | 作付けの多い上位3県 |
|-------|-----------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|-------------|
| | 2010 | 2011 | 2012 | 2013 | 2014 | 2015 | 2016 | |
| きぬむすめ | 4,866 | 5,545 | 6,957 | 9,534 | 11,808 | 13,909 | 14,980 | 島根県、鳥取県、岡山県 |
| つや姫 | 2,537 | 3,648 | 8,560 | 9,831 | 10,227 | 12,007 | 13,980 | 山形県、宮城県、島根県 |
| ふさこがね | 7,368 | 8,154 | 7,986 | 8,280 | 8,280 | 8,280 | 8,336 | 千葉県 |
| にこまる | 2,303 | 2,934 | 4,084 | 5,489 | 7,105 | 7,901 | 6,958 | 長崎県、愛媛県、岡山県 |
| ふさおとめ | 6,140 | 6,584 | 6,357 | 6,493 | 7,043 | 7,043 | 6,821 | 千葉県 |
| その他 | 14,513 | 19,168 | 21,842 | 26,448 | 33,011 | 38,250 | 40,310 | |
| 計 | 37,700 | 46,000 | 55,800 | 66,100 | 77,500 | 87,400 | 91,400 | |

出典：農林水産省（2017）を一部改変

出典：日本学術会議農学委員会（2014）、農林水産省（2017）

② 野菜

○ 現状

過去の調査で、40以上の都道府県において、既に気候変動の影響が現れていると報告されており、全国的に気候変動の影響が現れている（ただし、品種改良等で長期間の影響を継続的に把握することが困難な場合、短期的な気候の影響で判断していることがあることに注意が必要である）¹²⁷⁾。露地野菜では、高温により、収穫期の早期化、

生育障害の発生頻度の増加が生じている¹⁵⁴⁾。施設野菜でも、高温により、トマトの着果不良や裂果・着色不良、いちごの炭そ病（病原菌による病害）等の病害が生じている（図 3.2.5）^{154, 155)}。



図 3.2.5 裂果したトマト（左）、着色不良のトマト（中央）、炭そ病のいちご（右）

出典：農林水産省（2015b）、農林水産省（2016a）

③ 果樹

○ 現状

夏季の高温・少雨が果樹生産に及ぼす影響として、強い日射と高温による日焼け果の発生、高温が続くことによる着色不良等が知られている。ぶどう、りんご、かき、うんしゅうみかんでこのような影響が報告されている（図 3.2.6）。¹⁵⁵⁾

また、ももでは、特に高温になりやすく降雨の多い西日本のもも産地を中心に、外見からは区別がつかず、果実内部に「水浸状果肉褐変症」及び「赤肉症」と呼ばれる果肉障害が発生し、品質の不安定化、生産者の収益の低下が懸念されている（図 3.2.6 右下）。そのため、高温に伴う果実温度の上昇及び水分を制御できる対策を中心に果肉障害軽減技術の構築や熟期・着果を制御することによる軽減技術等が検討されている。¹⁵⁶⁾



図 3.2.6 ぶどう（ピオーネ）の着色不良（左上）、りんご（ふじ）の日焼け果（右上）、りんごの着色不良（左下）、ももの水浸状果肉褐変症（右下）

出典：農林水産省（2016a）、農林水産省（2016b）、農林水産省（2017）

りんごでは、過去 30～40 年にわたるりんごの品質データの分析により、温暖化に伴ってりんごの食味が変化していることが明らかとなった。酸含量が徐々に減る一方、糖含量はやや増加してお

り、その結果、りんごが甘く感じられるようになってきている（図 3.2.7）。これまで、温暖化が原因で作物の収量や収穫日が変化していることは知られていたが、青果物の味が変化している知見が示されたのは世界で初めてのことである。このような変化が起きた原因は、春先の温度上昇で発芽や開花が早期化し、果実の生育期間が長くなる傾向にあることと、果実の成熟期の温度が高くなり酸含量の減少が進みやすくなることにあると考えられている。¹⁴⁸⁾

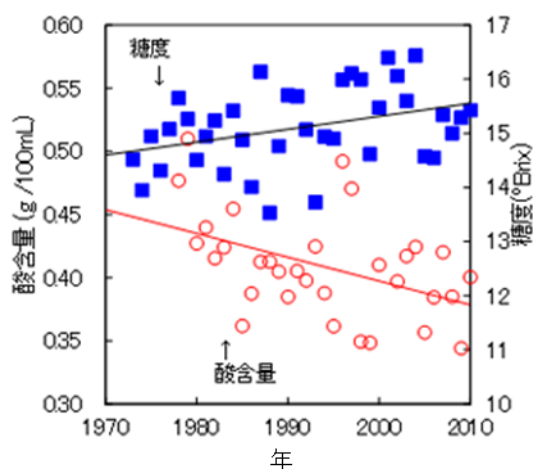


図 3.2.7 りんご（ふじ）の酸含量と糖度の変化（11月1日時点、長野）

出典：農業・食品産業技術総合研究機構（2013）（原著文献：Sugiura et al. (2013)）

【コラム 20】 温暖化に対応した取組

農業の分野では、気温の上昇によって新たに栽培できるようになる亜熱帯・熱帯作物の導入や転換、産地の形成等、温暖化に対応した取組が始まりつつある。

例えば、愛媛県では、県南予地域において平均気温の上昇によるうんしゅうみかんの高温障害の多発を受けて、県みかん研究所、普及機関、JA、生産者、企業等の関係機関が連携して、夏場の高温にも強いブラッドオレンジの一つである「タロッコ」を導入した。2008年に栽培面積が7.9ha、生産量が2.1tであったが、2013年には栽培面積が約24ha、生産量は140～150tに拡大し、市場で高い評価を受けている。今後も関係機関が一体となり、さらなる栽培・貯蔵・加工技術の確立や販促活動に取り組むこととしている。

その他、愛媛県松山市の島しょ部や海岸部では、アボカドを導入している地域もある。



図1 愛媛県におけるタロッコの導入（左）、アボカドの導入（右）

出典：農林水産省（2014b）、農林水産省（2016a）

○ 将来

うんしゅうみかんやぶどう等について、将来の栽培適地の変化が予測されている。

うんしゅうみかんについて気候モデルを用いて温暖化による栽培適地の変化を予測した研究によれば、うんしゅうみかんの栽培に有利な年平均気温は15～18℃であるが、2060年代には現在の主力産地の多くが現在よりも栽培しにくい気候となる可能性が示唆されるとともに、西南暖地（九州南部等の比較的温暖な地域）の内陸部、日本海及び南東北の沿岸部等、現在、栽培に不向きな地域で栽培が可能になることが予測されている（図3.2.8左）¹²³⁾。一方、亜熱帯性柑橘であるたんかんの栽培適地は北上し、現在のうんしゅうみかん産地のうちの沿岸部が2050年までにたんかん生産の適地になるとの予測も示されている（図3.2.8右）²¹⁸⁾。

また、気候モデルを用い、北海道におけるワイン用ぶどう生産の適地の変化を予測した研究によれば、全球の地上気温の平均が1990年代と比較して2℃上昇した場合、北海道の標高の低い地域で栽培適地が広がる可能性があることが予測されている（図3.2.9）。²⁰⁷⁾

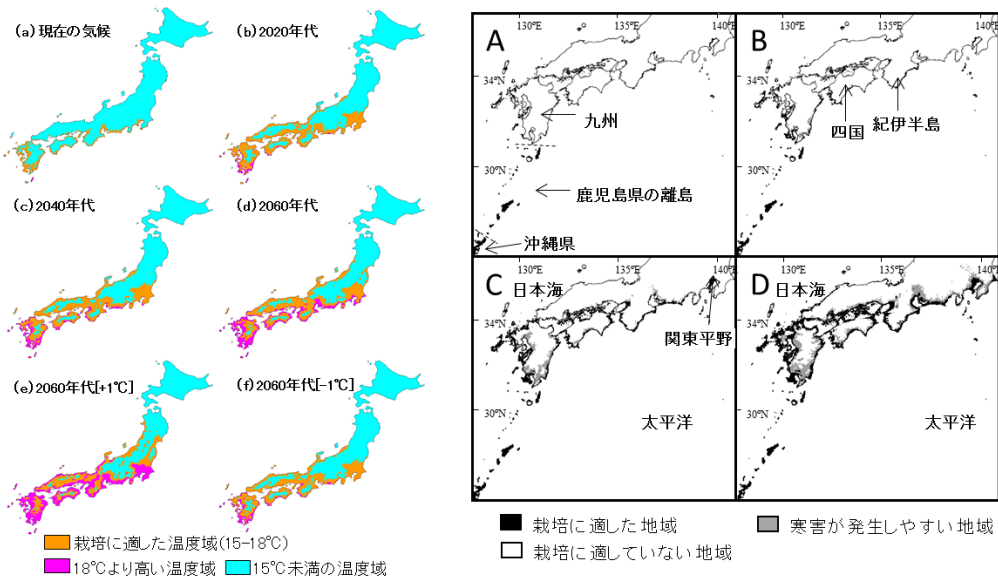


図 3.2.8 うんしゅうみかん栽培適地の予測 (左)、たんかん栽培適地の予測 (右)
 左 : (a) 現在気候 (1971~2000 年)、(b) 2020 年代、(c) 2040 年代、(d) 2060 年代、(e) (d) よりも 1°C 高いケース、(f) (d) よりも 1°C 低いケース。MIROC3.2-HiRes モデル、SRES A1B シナリオを使用した予測。右 : A 現在気候 (1981~2000 年)、B 2011~2030 年、C 2031~2050 年、D 2051~2070 年。出典 : (左) 杉浦ら (2004)、(右) T. Sugiura et al. (2014)

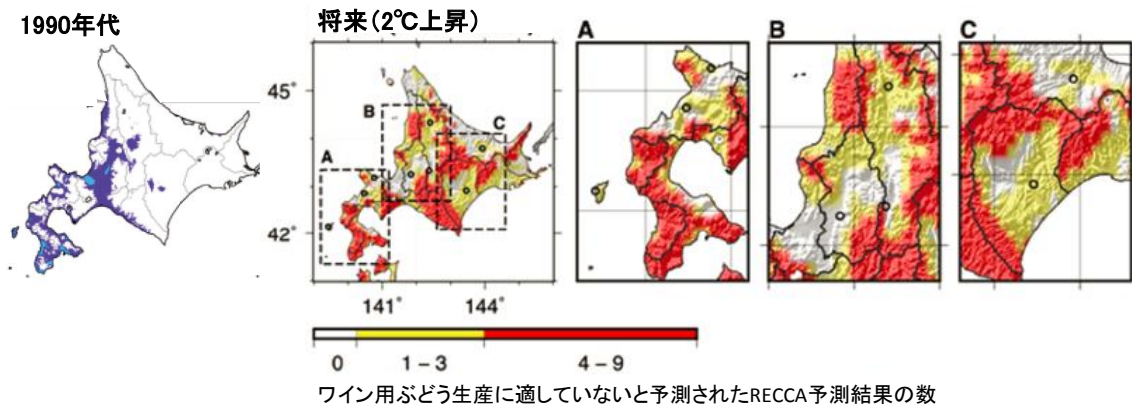


図 3.2.9 ワイン用ぶどうの栽培適地 (1990 年代と予測)
 1990 年代の栽培適地は、夏季の気温と降水量の条件、及び冬季気温条件を満たした地域が青色と紫色で示されている。「将来 (2°C 上昇)」とは、各全球気候モデル結果において、1990 年代と比較して 2 °C 上昇した時期の 10 年間を指す。RECCA (文部科学省による「気候変動適応研究推進プログラム」) で作成されたデータセットを使用した 9 つの予測結果のうち、生産に適していないとされた予測結果の数を白~黄~赤の色で示している (生産に適していないとされた予測結果の数が白色は 0、黄色は 1~3、赤色は 4~9)。出典 : M. Nemoto et al. (2016)

④ 麦、大豆、飼料作物等

○ 現状

麦類では、冬期の高温で茎立期が前進することによる凍霜害、多雨による湿害等が報告されている。豆類では、開花期以降の高温・少雨による着莢数の低下や、生育期間中の高温・少雨による青立ちの発生等が報告されている。また、飼料作物では、高温・少雨による牧草の夏枯れ(図 3.2.10)、秋期の高温による牧草での虫害の多発等が報告されている。¹⁵⁵⁾

ジャガイモやトウモロコシ等の作物への影響の一例として、北海道における野良イモの発生が挙げられる。北海道の十勝地方では、近年、初冬に早く雪が積もり、雪の断熱作用によって土壌の凍結深が浅くなっていることから、前年の収穫時にこぼれた小イモが越冬して翌年に芽を出し雑草化して、野良イモが発生するようになっている(図 3.2.11)¹⁶³⁾。野良イモの防除作業は人手で実施せざるを得ず、十勝地方においてはこれが深刻な労働負担となっている¹⁵⁵⁾。



図 3.2.10 牧草の夏枯れ
出典：農林水産省 (2015b)



図 3.2.11 野良イモの例
(トウモロコシ畑、十勝地方)
出典：廣田 (2010)

○ 将来

小麦については、気温上昇が秋播き小麦の収量構成要素に与える影響を分析した研究において、生育期間の気温は、小麦の茎や穂の長さ、千粒重(子実千粒の重量を示したもの)と負の相関関係にあること(図 3.2.12)、将来気温の上昇が続けば小麦の減収につながる可能性があることが示されている。²³¹⁾

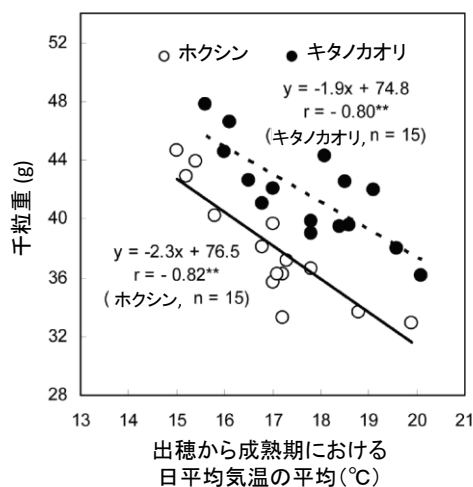


図 3.2.12 秋播き小麦(ホクシン、キタノカオリ)の千粒重と出穂から成熟期における日平均気温の平均との関係

北海道で栽培された秋播き小麦(ホクシン、キタノカオリ)の1997~2011年における千粒重と出穂から成熟期までの日平均気温の平均との関係。決定係数の「**」印は、1%水準で有意であることを示す。出典：Z. Nishio et al. (2013)
Republished with permission of Crop Science Society of America, from Influence of Higher Growing-season Temperatures on Yield Components of Winter Wheat (*Triticum aestivum* L.), Nishio Z, Ito M, Tabiki T, Nagasawa K, Yamauchi H, Hirota T. 53, March-April, 2013

トウモロコシについては、サイレージ用トウモロコシの二期作に適した土地の変化に関して、関東地域を対象に予測した研究において、気温上昇により二期作に適した土地が将来広がることが示されている(図 3.2.13)。²⁷⁾

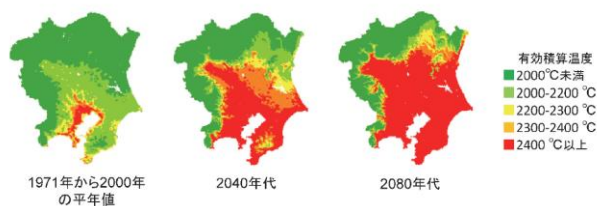


図 3.2.13 関東地域における有効積算温度の分布状況（橙・赤の地域はトウモロコシの二期作適地を表す。）

「1971～2000 年の平均値」は、関東地域における 1971～2000 年の平年値データを用いた年間の 10℃基準の有効積算温度。「2040 年代」及び「2080 年代」は、MRI モデルにより予測された 2040 年代及び 2080 年代の 10℃基準の有効積算温度（A1B シナリオを使用）。この研究では 10℃基準の有効積算温度で 2,300℃以上（橙と赤）を二期作の適地としている。出典：菅野ら（2014）

⑤ 畜産

○ 現状

夏期の高温による家畜への影響が各地で報告されている。乳用牛では、乳量・乳成分の低下、繁殖成績の低下、斃死等が報告されている。肉用牛や豚では、増体・肉質の低下、繁殖成績の低下、斃死が報告されている（表 3.2.1）。採卵鶏では、産卵率・卵重の低下や斃死、肉用鶏では、増体量の低下、斃死が報告されている。¹⁶⁰⁾

○ 将来

家畜への影響の程度は、育種や飼養形態により異なると考えられるが、温暖化とともに、肥育去勢豚、肉用鶏の成長への影響が大きくなることが予測されており、成長の低下が発生する地域が拡大し、低下の程度も大きくなると予測されている。¹²⁷⁾

また、乳用牛については、気温の上昇により乳量の低下が認められ、送風や散水等の対策による影響の低減は可能であるが、温暖化とともに生産性が低下することが予測される（表 3.2.2）。¹²⁸⁾

表 3.2.1 温暖化による主な影響の発生状況（豚）

| 主な現象 | 2012 (県) | 2013 (県) | 2014 (県) | 2015 (県) | 2016 (県) | 2016における発生の 主な原因 (障害発生時期) | 主な影響 |
|----------------|-------------|-------------|-------------|-------------|-------------|---------------------------------|---------------|
| 繁殖成績の低下 | 11 | 8 | 9 | 10 | 8 | 夏期の高温 | 生産量の低下 |
| 体重増加・ 肉質の低下 | 10 | 8 | 5 | 8 | 7 | 夏期の高温 | 生産量・品質の 低下 |
| 斃死 | 5 | 6 | 5 | 5 | 10 | 夏期の高温 | 生産量の低下 |

出典：農林水産省（2017）を一部改変

表 3.2.2 乳量に及ぼす気温、相対湿度及び風速の影響

| 温度 (℃) | 相対湿度 (%) | | 風速 (m/秒) | | |
|-----------|----------|-----|----------|------|------|
| | 60 | 80 | 0.18 | 2.24 | 4.02 |
| 適温 | 100 | 100 | 100 | 100 | 100 |
| 21 | - | - | - | - | - |
| 24 | 93 | 93 | - | - | - |
| 27 | 94 | 83 | 85 | 95 | 95 |
| 30 | 71 | 58 | - | - | - |
| 35 | - | - | 63 | 79 | 79 |

※1：数値は最適温度の範囲における乳量を 100 とした時の値 (%)

※2：風速の影響を見た時の相対湿度は 60～70%

※3：湿度：Johnson and Vanjonack

※4：風速：柴田ら

出典：中央畜産会（2017）を一部改変

⑥ 病害虫・雑草

○ 現状

イネの害虫であるミナミアオカメムシ（図 3.2.14）の分布域が、西南暖地（九州南部等の比較的温暖な地域）の一部～関東の一部（2015年：神奈川県、2016年：東京都）にまで拡大しており、気温上昇の影響が指摘されている（図 3.2.15）^{11, 130, 154}。一方、病害については、明確に気候変動により増加した事例は見当たらないとされている¹²⁷。



図 3.2.14 ミナミアオカメムシ

出典：農林水産省（2015b）

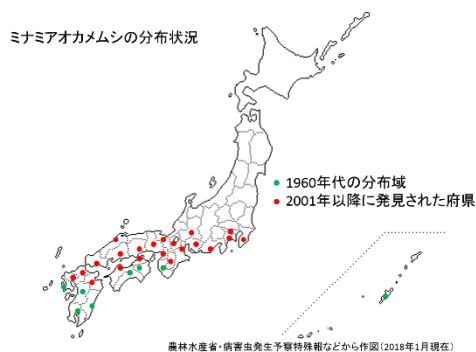


図 3.2.15 ミナミアオカメムシの分布状況

出典：農林水産省（2015b）

○ 将来

害虫については、気温上昇により寄生性天敵、一部の捕食者や害虫の年間世代数（1年間に卵から親までを繰り返す回数）が増加することから、害虫・天敵の構成が変化することが予想されている。

温暖化による水稻の害虫の存在量変化を予測した研究において、2031～2050年にはニカメイ

ガとツマグロヨコバイの存在量が全国的に増大し、ヒメトビウンカは特に日本海側で増大することが示されている（図 3.2.16）²⁰³。

また、気温・降水量の変化によるトウモロコシの害虫の生息域や被害域を予測した研究によれば、フタテンチビヨコバイの生息域が拡大し、ワラビー萎縮症（フタテンチビヨコバイがトウモロコシの葉を吸汁することで葉の成長が抑制され、節間が著しく萎縮することで、草丈の伸長が抑制される生育障害）の被害域が拡大する可能性が示されている。さらに、ワラビー萎縮症への耐性をもつトウモロコシであっても、フタテンチビヨコバイが多いと被害は出てくることから、そのような耐性をもつトウモロコシの有用性も、2060年代には九州、四国、本州南西部で低減する可能性が示されている（図 3.2.17）¹⁹⁹。

病害については、高温条件下で多発する病害として知られるイネ紋枯病の将来の発生リスクを予測した研究において、イネ紋枯病が問題になりつつある東北地方において、2090年には被害度が2010年の約1.8倍となることが予測されている（図 3.2.18）¹⁵⁷。

雑草については、一部の種類において、気温の上昇により定着可能域の拡大や北上の可能性が指摘されている¹²⁷。

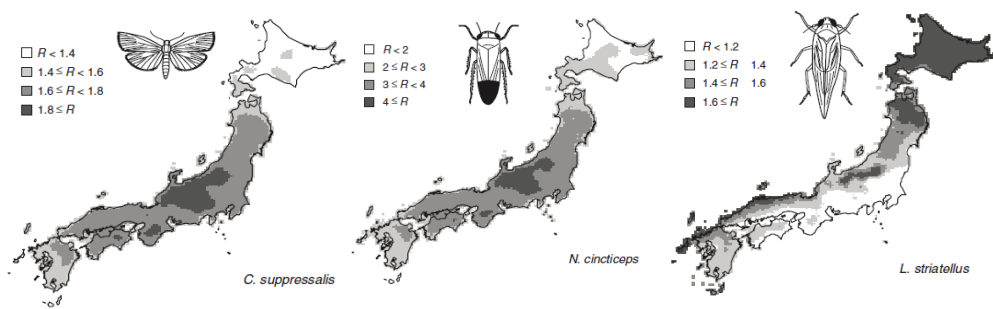


図 3.2.16 ニカメイガ (左)、ツマグロヨコバイ (中央)、ヒメトビウンカ (右) の個体数の変化予測

地球温暖化による害虫個体数の変化予測 (R は、2031~2050 年におけるライトトラップ調査での捕獲個体数 (予測) を 1981~2000 年における同調査での捕獲個体数で割った値)。出典: K. Yamamura et al. (2006)

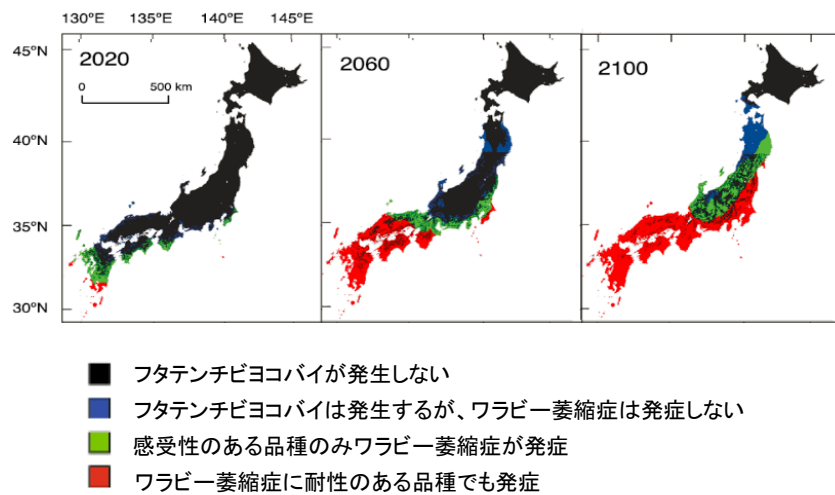


図 3.2.17 フタテンチビヨコバイの発生、トウモロコシ品種のワラビー萎縮症の発症の予測
出典: K. Matsukura et al. (2016) を改変

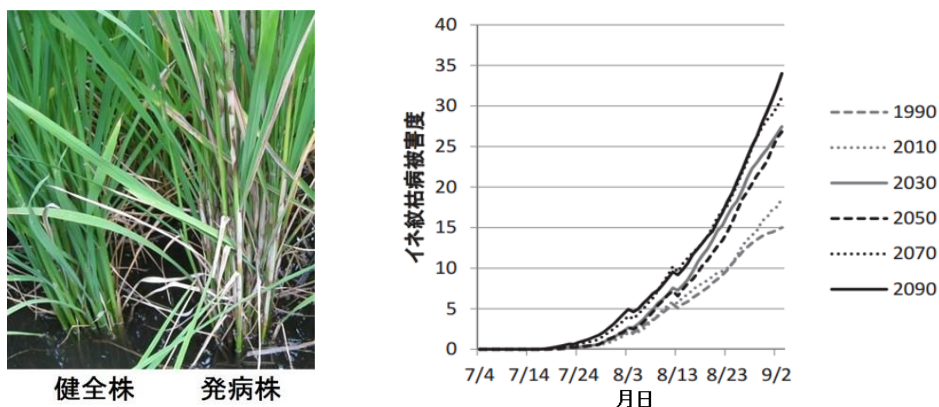


図 3.2.18 将来のイネ紋枯病の被害度の発生変動予測 (秋田県大仙市)

MIROC-H による大曲アメダスポイントのイネ紋枯病の被害度の発生変動予測 (シナリオ A1B を使用)。出典: 農林水産省 (2015b)、農林水産省 (2016c)

⑦ 農業生産基盤

○ 現状

2.4 節で述べたように、日本の年降水量は、1970 年代以降、年ごとの変動が大きくなっている⁴⁰⁾。短期間に強く降る傾向が見られる一方、弱い降水も含めた降水の日数は減少しており⁴⁰⁾、これらは農業生産基盤（農業用水等）に影響を及ぼす。また、コメの品質低下等の高温障害への対応として、田植え時期や用水時期の変更、掛け流し灌漑の実施等、水資源の利用方法に影響が生じている¹²⁷⁾。

○ 将来

水資源の不足、融雪の早期化等による農業生産基盤への影響については、気温上昇により融雪流出量が減少し、用水路等の農業水利施設における取水に影響を与えることが予測されている。一方で、降雨強度の増加による洪水の農業生産基盤への影響については、低標高の水田で湛水時間が長くなることで農地湛水被害のリスクが増加することが予測されている。¹²⁷⁾

地域の自然条件、農業水利用の多様性を考慮し、全国を対象に農業水利用に対する気候変動の影響を評価した研究によれば、代かき期の北日本（東北、北陸地域）で利用可能な水量の減少が予測されている。また、梅雨期や台風期にあたる 6～10 月では、全国的に洪水リスクが増加することが予測されている（図 3.2.19）^{64, 211)}。



図 3.2.19 農業水利に対する全国影響評価マップ

気候シナリオには 5 つの GCM（地球気候システムの数値モデル）から出力された、11 通りのシナリオを用いている。図は、RCP4.5 シナリオの結果を示す。変化率＝将来の河川流量／現在の河川流量。対象期間は、現在気候が 1981～2000 年、将来気候が 2081～2100 年。10 年確率渇水流量は、稲の各生育期間における半旬（5 日）単位の移動平均流量を求め、その年最小値を 20 年間分抽出し、小さいほうから 2 番目の値を 10 年確率値としている。一方、洪水の指標は、梅雨期や台風期等に発生する豪雨に伴う洪水に絞るため、6～10 月の日流量から 10 年確率日流量を算出。出典：農業・食品産業技術総合研究機構ホームページ

(2) 森林・林業

① 山地災害

○ 現状

我が国は、急峻な地形、脆弱な地質、台風の常襲地帯といった自然条件に加え、山麓部の扇状地や沖積地を中心とする狭いエリアに集落や経済インフラが密集していることから、潜在的に山地災害の発生リスクを有する立地条件にある。¹⁰⁸⁾

近年では、気候変動の影響により過去の観測記録を上回るような異常な豪雨が頻繁に発生するようになり、その度に全国各地で激甚な山地災害に見舞われている(図 3.2.20)。このような中で、異常な豪雨による多量の雨水が、地形・地質の影響により土壌の深い部分まで浸透することで、立木の根系が及ぶ範囲より深い部分で表層崩壊が発生する等、森林の有する山地災害防止機能の限界を超えて山腹崩壊等が発生しており、成熟した森林が失われるリスクも高まっている¹⁷⁹⁾。また、これに伴い、山腹崩壊地に生育していた立木と崩壊土砂が、溪流周辺の立木や土砂を巻き込みながら流下し、大量の流木が発生するといった流木災害が顕在化している¹⁷⁹⁾。「3.2.4 自然災害・沿岸域」の「(2) 土砂災害」の項も参照)



図 3.2.20 台風による山地災害の例

上は 2016 年台風第 9 号による被害状況(北海道羅臼町)、
下は 2016 年台風第 16 号による被害状況(鹿児島県鹿屋市)。提供: 林野庁

○ 将来

将来、年最大日雨量や年最大時間雨量が現在よりも増加するとの予測があり、降雨条件が厳しくなるという前提の下では、集中的な山腹崩壊・土石流等が頻発し、山地や斜面周辺地域の社会生活に与える影響が増大することが予測される。¹⁵³⁾

② 林業

○ 現状

気温上昇や降水量の減少により病害虫の被害地域が拡大している可能性が報告されているが、気温以外の要因も被害に影響を与えるため、現状影響に関しても慎重な検証が必要である。¹⁵³⁾

例えば、東北地方では、マツ材線虫病(図 3.2.21)^{115-1, 115-2)}による枯死木の分布が拡大し、青森県や岩手県内陸にまで及んでいるとの報告¹³⁴⁾があるが、気温上昇等、気候変動との関連性は明らかではない。

特用林産物については、シイタケ栽培において、夏場の気温上昇と病原菌の発生やシイタケの子実体(きのこ)の発生量の減少等との関係を指摘する報告がなされている(図 3.2.22)^{114, 154)}が、データの蓄積が十分でなく、今後さらに研究を進める必要があるとの指摘もある¹²⁷⁾。



図 3.2.21 病虫害によるマツの被害（左）とマツ材線虫病（右）
出典：森林総合研究所林木育種センター（2014）、森林総合研究所林木育種センター（2015）

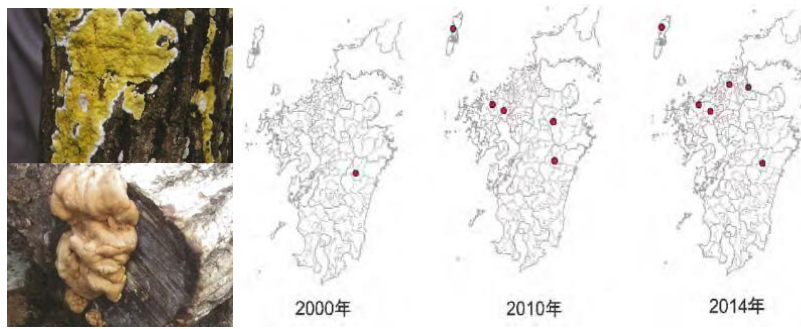


図 3.2.22 病原菌に感染したほど木（左写真）、九州でのヒポクレア属菌による被害報告の増加
出典：農林水産省（2015b）、森林総合研究所九州支所（2015）

○ 将来

病虫害については、主要な林業害虫であるトドマツオオアブラムシ、ヤツバキクイムシ、スギカミキリ、ムラサキアツバの年間世代数や発生回数の増加等による被害拡大、キオビエダシヤクの越冬可能域の拡大、林業病害である南根腐病の分布拡大を予測した研究事例がある¹⁵⁸⁾。例えば、トドマツオオアブラムシでは、1~2℃程度の気温上昇でも被害許容限界以上の危険地帯の大幅な拡大が予測されている(図 3.2.23)¹⁵⁸⁾。このように、気温の上昇等により、病虫害の危険度が増加し被害の拡大が懸念される等の報告があるが、被害の正確な予測のためには、今後さらに研究を進めていく必要がある¹⁵³⁾。

特用林産物についても、しいたけの原木栽培における夏場の気温上昇と病原菌の発生あるいはしいたけの子実体の発生量の減少との関連、冬場の気温上昇によるしいたけ原木栽培への影響について、正確な予測のためさらに研究を進めていく必要がある。¹⁵³⁾

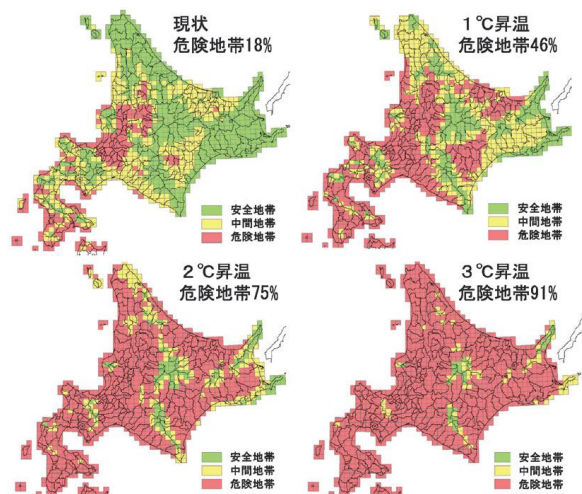


図 3.2.23 トドマツオオアブラムシの被害拡大予測
出典：農林水産省農林水産技術会議事務局（2016a）

(3) 水産業

① 回遊性魚介類（魚類等の生態）

○ 現状

海水温の変化に伴う海洋生物の分布域の変化が世界中で報告されており、日本周辺域の回遊性魚介類においても、一部の魚種について、高水温が要因とされる分布・回遊域の変化が日本海を中心に報告され、漁獲量が減少している地域もある¹²⁷⁾。例えば、近年、スルメイカは、水温の高い海域・季節を中心に漁獲量が大きく減少しており（図 3.2.24）、その背景には、水温上昇による分布の北偏化、沖合化による漁期・漁場の変化が関与していると考えられている¹²⁷⁾。水温の 1℃または 2℃程度の変化でもスルメイカの漁期の経過が大きく変化すると解析結果も得られている¹⁵¹⁾。一方で、高水温が漁獲量の増加の一要因と考えられている魚種もある。例えば、1990 年代以降、ブリの資源量・漁獲量は高い水準にあり（図 3.2.25）、その要因として、温暖レジームにおいて高い水温が継続していることにより、加入量⁵⁷⁾が増大したことや、分布回遊範囲の変化が生じ漁場が形成されやすくなったことが挙げられている¹²¹⁾。

このような漁獲量の変化には、資源管理方策等の気候変動以外の要因も関連していることに注意が必要である。

○ 将来

回遊性魚介類については、分布回遊範囲及び体のサイズの変化に関する影響予測が報告されている¹²⁷⁾。日本海におけるスルメイカの温暖化による分布状況の変化を予測した研究によれば、将来の水温上昇により、2050 年には本州北部沿岸域、2100 年には北海道沿岸域でスルメイカの分布密度が低い海域が拡大することが予測されている（図 3.2.26）¹²⁷⁾。

また、サンマについては、1995～2001 年までの 7 年についてサンマ来遊予測モデルに水温予測結果を組み込んで解析した結果から、温暖化によりサンマの南下が遅くなる可能性が指摘されている。具体的には、道東海域では来遊資源量のピークが 10 月上旬～11 月上旬に、三陸海域で 11

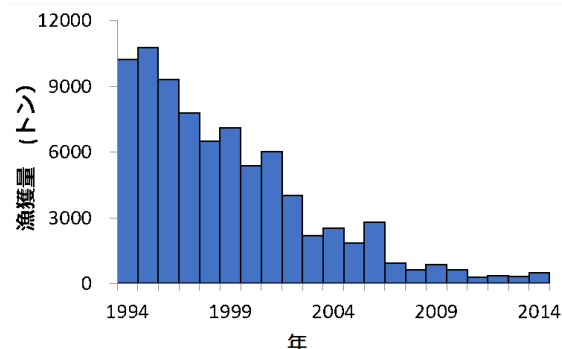


図 3.2.24 日本海沿岸域（秋田県～山口県）における 8～11 月のスルメイカ漁獲量の変化
注：漁獲量の変化には、地球温暖化以外の要因も考えられる。
出典：農林水産省（2015b）

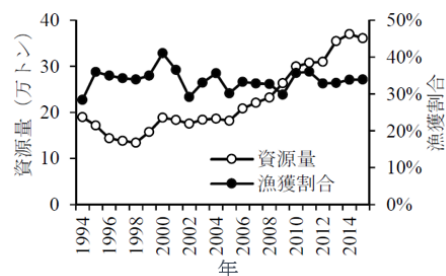


図 3.2.25 ブリの資源量と漁獲割合の推移
出典：水産庁（2017c）

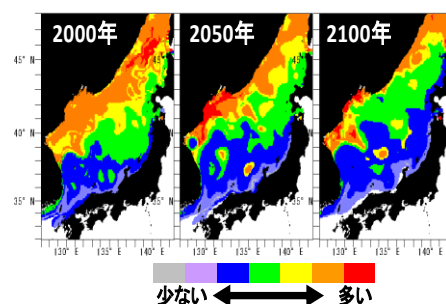


図 3.2.26 温暖化による水温予測結果を用いた 7 月の日本海におけるスルメイカの分布密度予測図

MIROC モデル、SRES A1B シナリオを使用。出典：農林水産省 農林水産技術会議事務局（2011）

⁵⁷⁾ 加入量：漁獲開始年齢に達した資源量のこと。

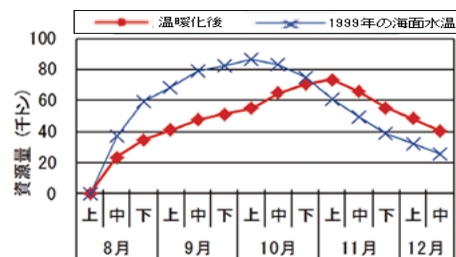
月中旬～12月中旬以降に、常磐海域では12月中旬以降に遅れることが予測されている。さらに、温暖化に伴い、サンマの来遊サンマの来遊時期が遅くなると水揚げされるサンマの体重が徐々に減少する可能性等が指摘されている。(図 3.2.27)。¹⁵⁹⁾

他にも、将来の水温予測を用いた漁獲可能域分布の予測は、ヒラメ、マダイ等で行われており、ヒラメでは北日本での漁獲の増加が、マダイでは東北太平洋沿岸域での漁獲の増加が見込まれている。ただし、漁獲量の変化や分布域の変化は、気候変動以外の様々な要因が関連することから、これらの予測には不確実性を伴う点に注意が必要である。¹²²⁾

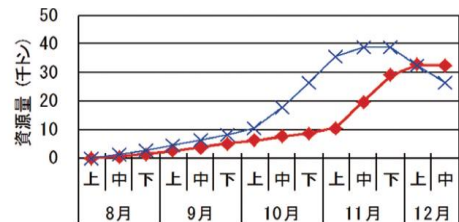
② 増養殖等

○ 現状

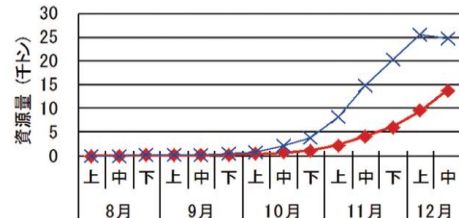
海水温の上昇の影響と考えられる、ホタテガイの大量斃死やカキの斃死率の上昇、生産量の変化等が各地で報告されている。養殖ノリの生産には一定以下の低温条件が必要になるが、秋季の高水温による生産開始時期の遅延やノリ芽への生理的障害等が、生産量の不安定化の一因になっている可能性がある(図 3.2.28)¹⁵⁴⁾。ただし、生産開始日の遅れや収穫量の変化には、気候変動による水温上昇以外にも様々な要因が考えられる点に注意が必要である。



道東海域来遊資源量



三陸海域来遊資源量



常磐海域来遊資源量

図 3.2.27 サンマの海域別資源量推定値の変化
(1999年の海面水温を用いた例)

MIROC モデルを使用。出典：農林水産省農林水産技術会議事務局(2016b)を改変

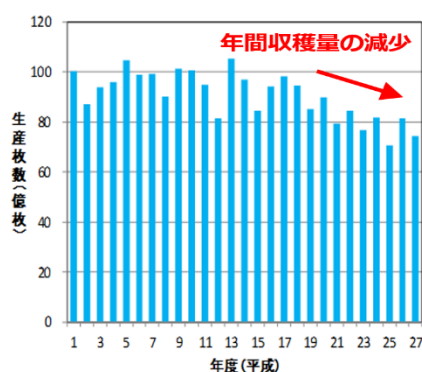
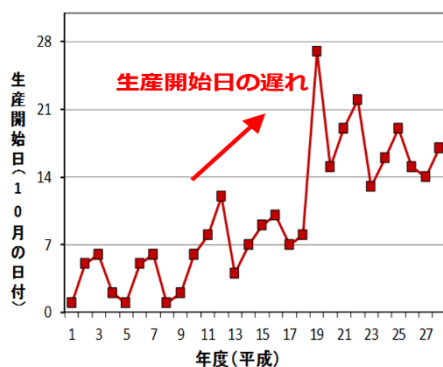


図 3.2.28 秋季の高水温による養殖ノリの生産開始の遅延(左)、
生産量の不安定化(右)

注：生産開始日の遅れ及び収穫量の変化には、気候変動による水温上昇以外の様々な要因も考えられる。出典：農林水産省(2015b)

3.2.2. 水環境・水資源

気候変動が水環境・水資源に及ぼす影響として、気温の上昇を一因とする公共用水域の水温の上昇、渇水による上水道の減断水等が確認されている。最近の新たな知見として、降水特性の変化による河川水質の変化（浮遊砂の増加）や河川流況の変化（日本海側多雪地帯の河川流況の大きな変化）等の予測が報告されている。

(1) 水環境

○ 現状

全国の公共用水域（河川・湖沼・海域）における過去約30年間の水温変化の調査結果によれば、4,477観測点のうち、夏季は3,244地点（72%）、冬季は3,654地点（82%）で水温の上昇傾向が認められている。水温変化は、様々な自然的・人為的要因が関係するが、気温変化もその一因であると考えられる。¹⁶⁾

水温の上昇に伴う水質の変化も指摘されている。例えば、年平均気温が10℃を超えるとアオコの発生確率が高くなる傾向があることが報告されており⁶³⁾、水環境や水資源に悪影響を及ぼすと考えられている。また、湖等の循環への影響も指摘されている¹⁴²⁾。滋賀県の琵琶湖では、冬季には通常表層水の冷却と融雪水の流入によって湖水の全循環が起これ、深層にも酸素が供給される。しかし、暖冬となった2007年は、例年2月頃に起こる全循環が3月下旬まで起こらず、湖底付近まで十分な酸素が届かない状態が長く継続した。溶存酸素濃度が低いと、富栄養化の原因となるリンが湖底から溶出しやすい状態となるため、水質が悪化したり、湖内の生態系にも悪影響を及ぼす恐れが指摘されている（図3.2.29）。

（淡水生態系への影響については、「3.2.3 自然生態系」の「(2) 淡水生態系・沿岸生態系・海洋生態系」の項も参照。）

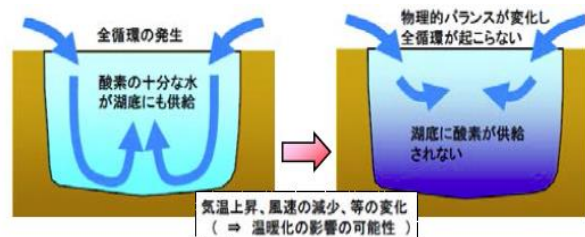


図3.2.29 湖における全循環とその変化

出典：国土交通省（2008b）を元に作成

○ 将来

気候変動は、気温の上昇を通じて湖沼や河川、沿岸域等の水温を上昇させる可能性があるほか、降水量の変化を通じて浮遊砂（SS⁵⁸、以下「SS」という）の量等、水質の変化をもたらす可能性もある。¹²⁷⁾

気候変動による水資源の水量と水質の変化を予測するとともに、それが上水道や工業用水等に及ぼす影響を評価するため、アメダスの現状のデータと気候モデルの将来予測を使い、将来における全国一級河川の月別SS生産量を推定した研究がある。これによれば、SS生産量は特に9月の台風シーズンにおいて大きく増加することが予測されている（図3.2.30）。また、2090年代においては、降雨量の増加に対してSS生産量が線形的に増加しているとの結果も得られており、将来の降雨量の増加が河川水中のSSの増加をもたらす可能性が示唆されている。¹⁷⁾

さらに、4つのダムにおけるケーススタディにより、RCPシナリオを用いて貯水池の水質を予測した研究によれば、水温上昇や降雨の変化等に伴って、ダム貯水池での藻類増殖や底層水質悪化、濁度上昇の影響が出る可能性が予測されている。

⁹¹⁾

⁵⁸ SS: Suspended Sediment

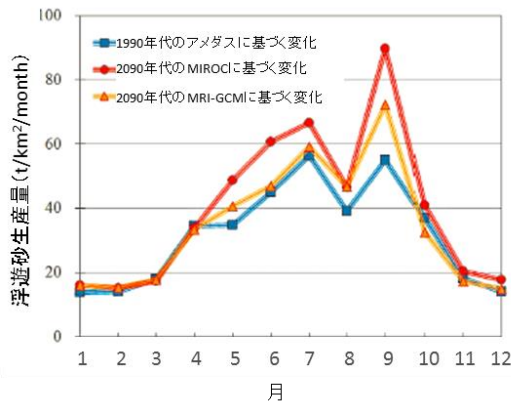


図 3.2.30 全国の一級河川における SS 生産量の月別変化の予測

全国 109 の一級河川を対象に、アメダス、MIROC 及び MRI-GCM に基づく SS 生産量の月別の変化を示している。青色：1990 年代のアメダスに基づく変化、赤色：2090 年代の MIROC に基づく変化、黄色：2090 年代の MRI-GCM に基づく変化を示す。出典：環境省（2014）

(2) 水資源

○ 現状

第 2 章でも述べたように、近年、短時間強雨や大雨が発生する一方、年間の降水の日数は逆に減少しており、毎年のように取水が制限される渇水が生じている。将来も無降水日数の増加や積雪量の減少による渇水の増加が予測されており、気候変動により渇水が頻発化、長期化、深刻化し、さらなる渇水被害が発生することが懸念されている。農業分野では、高温による水稲の品質低下等への対応として、田植え時期や用水管理の変更等、水資源の利用方法に影響が見られる。また、気温の上昇によって農業用水の需要に影響を与えることが予想されている。⁷⁵⁾（農業水利への影響については、「3.2.1 農業・林業・水産業」の「(1) 農業 ⑦ 農業生産基盤」の項を参照）

さらに「水道水」という観点で見ると、渇水による水源水量の減少、集中豪雨に伴う急激な濁度上昇による取水停止、湖沼やダム湖等の水温上昇に伴う富栄養化による異臭味被害等が想定されており、平均気温が 20℃を超えるとアオコが大量に発生する傾向にあると報告されている。また、気候変動によるダム湖への影響としてダム湖の水温成層の長期化が挙げられ、水温成層によりダ

ム湖内の鉛直混合が阻害される結果、下層における貧酸素水塊の発生、嫌気化によるリン等の溶出等、水質悪化が懸念される¹⁴⁾。これらの影響は、ひいては国民生活や産業活動にも影響を与えると考えられる。最近 30 年間における渇水に伴う上水道の減断水の発生状況を見ると、四国、東海、関東地方で渇水が多発している（図 3.2.31）。（産業や生活への様々な影響については、「3.2.6 産業・経済活動、国民生活・都市生活」の項を参照）

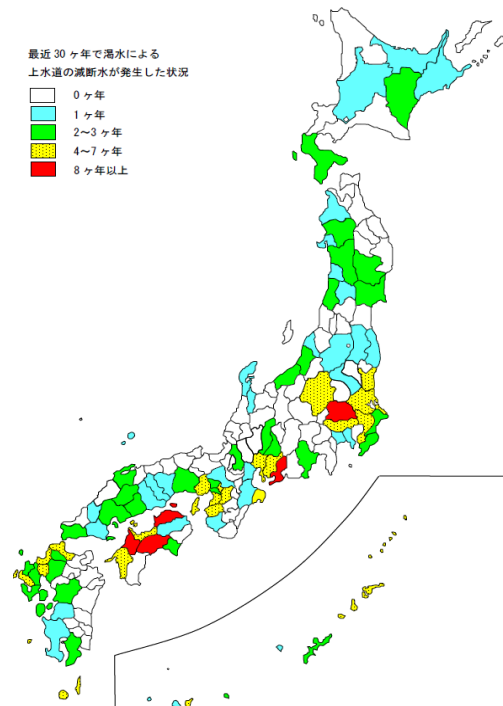


図 3.2.31 最近 30 か年で渇水による上水道の減断水が発生した状況

国土交通省水資源部調べ。1986～2015 年の 30 年間で、上水道について減断水のあった年数を図示したもの。出典：国土交通省（2017c）

○ 将来

気候変動によって、雨の量や降り方が変化するとともに、これまで雪だったものが雨に変わる可能性も出てくる。山地の多い日本において、こうした変化は河川の流況⁵⁹⁾を大きく変えると予想される。そこで、稲の成長、陸面、灌漑、河川流下、ダム操作の 5 つの要素を考慮した日本全域を対象とする水資源モデルを用いて、全国の河川流況の将来変化を評価した研究がある。近未来、21

⁵⁹⁾ 流況：一年を通じた川の流量の特徴のこと。豊水、平水、低水、渇水流量等を指標とする

世紀末のそれぞれの気候下で河川流量計算を行った結果、日本海側北部の多雪地帯に位置する河川で現在と 21 世紀末の気候下の河川流量を比較すると、将来は 12～3 月で流量増加、4～5 月では流量減少が予測された。また、このような河川流量の季節性の変化度合いを検出したところ、日本海側の多雪地帯において河川流況が大きく変化することが予測されている（図 3.2.32）。¹⁷⁶⁾

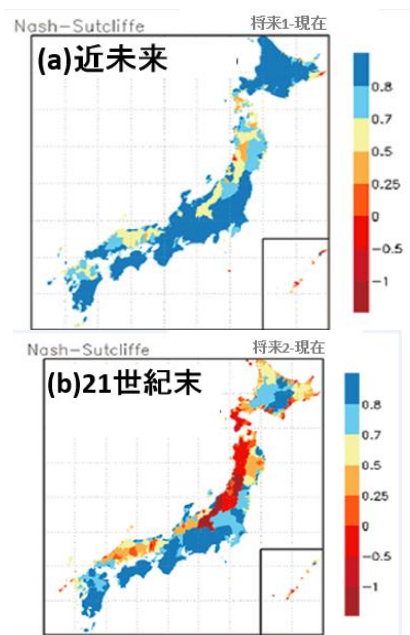


図 3.2.32 気候変動に伴う日本各地の河川流況の変化（近未来：上、21 世紀末：下）

上は近未来と現在気候下の月流量気候値から算出した Nash 係数⁶⁰、下は 21 世紀末と現在気候下の月流量気候値から算出した Nash 係数をそれぞれ示す。暖色は将来にかけて観測値よりも河川の流況が大きく変化することを意味する。出典：文部科学省（2017）

⁶⁰ Nash 係数：水文モデルのモデルの適合性を示す指標として用いられる。近未来・21 世紀末気候下の河川流量を現在気候下の河川流量と比較することで、流量季節性の変化度合いを反映できる。

3.2.3. 自然生態系

気候変動が自然生態系に及ぼす影響として、植生や野生生物の分布の変化等が既に確認されており、将来もそのような影響がさらに進行することが予測されている。最近の新たな知見として、風等の大気条件の変化が渡り鳥の飛来経路に与える影響や、里山を代表する竹林の分布の拡大、河川の水温の変化がアユの遡上に与える影響等が報告されている。また、沿岸域の藻場への影響、さらにはこうした変化による生態系サービスの低下が人間生活に与える影響等についても報告されている。

(1) 陸域生態系

○ 現状

<高山植物の変化>

気候変動による気温の上昇、降水量の変化、積雪環境の変化は、生育環境の改変に伴う直接的な植生応答、生物間相互作用に伴う間接的な影響、攪乱による植生崩壊といった高山植生の変化をもたらす。大雪山国立公園は日本最大の国立公園で、豊富な積雪がつくり出す融雪時期の違いが高山生態系の生物多様性を生み出しているが、近年、大雪山五色ヶ原では、湿生お花畑の消失とチシマザサの拡大が進行しており、その原因として融雪時期の早期化と土壌の乾燥化が指摘されている（図 3.2.33）。また、集中豪雨の頻発に伴う土壌浸食や流失による植生崩壊も、人為的影響により加速する可能性があり、注意が必要とされている。

12)



図 3.2.33 大雪山五色ヶ原（標高 1,750m）の湿生草原の植生変化（左）と集中豪雨による土壌崩壊（右）

（左）1990年代前半まではエゾノハクサンイチゲの群生地であったが、その後エゾノハクサンイチゲ個体群は衰退し、イネ科植物が優占する草原へと変化した。（右）集中豪雨によりブロック状に土壌崩壊が起こり、急速な植生破壊が進行している大雪山の登山道。出典：川合ら（2014）

<里山の変化>

気候変動は、高山帯だけでなく身近な里山の森林にも変化をもたらしている可能性がある。筑波山の森林は、神社所有林で過去に伐採をほとんど受けておらず、南斜面に老齢天然林が残存している。標高 700m 以上にはブナ等の落葉広葉樹林が、標高が下がるとアカガシ等の常緑広葉樹が生育している。この筑波山の常緑広葉樹の分布について、過去～現在（1961、1975、1986、2005 年）までの空中写真から樹冠分布図を作成し、比較・分析した研究がある。これによれば、1961～2005 年では各標高における常緑広葉樹の樹冠面積は増加し、過去 44 年で常緑広葉樹が増加していたことが示された（図 3.2.34）。筑波山の過去 100 年間の気候変化と常緑広葉樹の分布変化の関係からは、常緑広葉樹や落葉広葉樹の気候的な分布限界の閾値の変化と実際の落葉広葉樹の分布変化が対応しており、過去の常緑広葉樹の増加が、植生遷移より温暖化の影響が大きいことが示唆されている。¹⁵⁸⁾

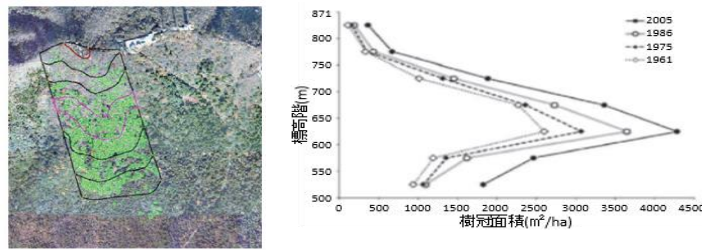


図 3.2.34 筑波山における樹冠面積の標高別年次変化

(左) 空中写真から作成された 20 ha の樹冠分布図。(右) 樹冠分布図に基づき樹冠面積を標高クラスごとに集計した結果。
出典：農林水産省農林水産技術会議事務局（2016a）

○ 将来

<高山帯・高山生物の生息環境の変化>

気候変動による気温上昇等の変化は、特に高緯度・高標高域の生態系には影響が大きいと考えられている。現在の気候や地形等から高木限界⁶¹の分布条件に関するモデルを構築し、これと気候モデルを用いて高山植物が生育可能な地域（高山帯相当域）の将来変化を評価した研究がある。これによれば、21 世紀末には RCP2.6 シナリオにおいて、東北地方すべて、中部山岳域のほとんどの高山帯に相当する環境を持つ地域が消失すると予測されている（図 3.2.35）。¹⁷⁵⁾

高山帯においてのみ生息が可能な生物も、今後、気候変動が進めば生息域が狭まって絶滅する可

能性が高いと考えられている。例えば、日本アルプスに生息するライチョウについて、年平均気温 1℃の上昇で森林限界が 154 m 上昇し、それ以下の標高の縄ばりりは消滅すると仮定して、気候変動がその生息個体数に与える影響を試算した研究がある。これによると、年平均気温が 1℃上昇すると生息個体数は約 10%、2℃上昇では約 50%、3℃上昇では約 80%減少すると推定されている。気温が 3℃上昇した場合には、御嶽山と乗鞍岳のライチョウは絶滅し、南アルプスの集団も激減する等、絶滅に近い状態になると予測されている（図 3.2.36）。¹⁶²⁾

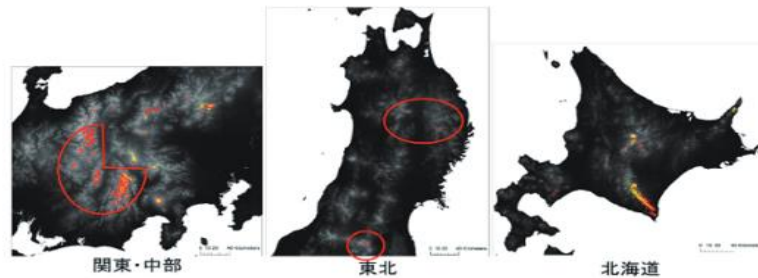


図 3.2.35 過去と将来の高山帯相当域の比較

MRI-CGCM3、RCP2.6 シナリオを使用。赤色：高山帯消失、黄色：高山帯維持、緑色：高山帯出現を表す。出典：文部科学省（2017）

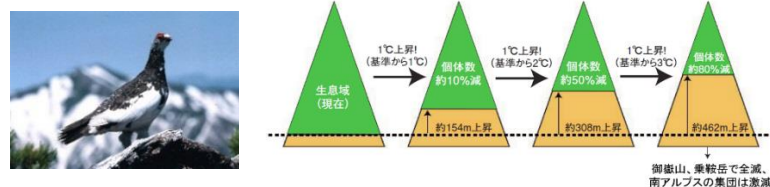


図 3.2.36 温暖化に伴う日本アルプスのライチョウ個体数の減少過程

年平均気温が 1℃上昇した場合、森林限界が 154 m 上昇すると仮定した。写真提供：環境省、右図の出典：樋口ら（2009）

⁶¹ 高木限界：高木が生育する限界の標高で、高山帯と亜高山針葉樹林との境界

＜樹種の潜在生育域の変化＞

我が国では自然保護区によって生態系が保護されているが、気候変動に伴い植物種の潜在生育域は変化していく可能性があるため、気候変動後の生育域と自然保護区との関係を把握して適切な対応を検討していく上で、代表的な植物種の潜在生育域の予測を行うことが重要になる。日本の気候帯の優占樹種として、高山帯のハイマツ、亜寒帯のシラビソ、冷温帯のブナ、暖温帯のアカガシに着目し、4つの気候モデル及び3つのRCPシナリオを用いて、21世紀末における将来の各樹種の潜在生育域を予測した研究がある。予測結果は、図3.2.37に示すとおりであり、ハイマツ、シラビソ、ブナの3種類はいずれも潜在生育域がRCP2.6シナリオ、RCP4.5シナリオ、RCP8.5シナリオの順に大きく減少するが、暖温帯のアカガシのみ潜在生育域が増加することが予測されている。^{17, 22)}

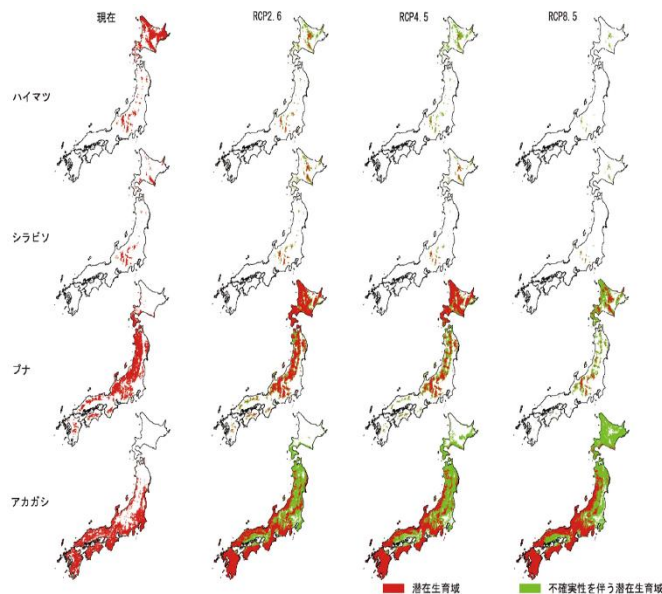


図 3.2.37 ハイマツ、シラビソ、ブナ、アカガシの潜在生育域の将来変化

4つの気候モデル (MIROC5、MRI-CGCM3、GFDL-CM3、HADGEM2-ES)、RCP2.6シナリオ、RCP4.5シナリオ、RCP8.5シナリオを使用。潜在生育域は、2081～2100年の各RCPシナリオにおける4つのGCMに基づく分布確率の中央値により特定した。不確実性を伴う潜在生育域は、4つのGCMのいずれかで潜在生育域になると予測された地域を示す。出典：環境省 (2014)

＜ブナ林－世界遺産への影響＞

ブナ林は日本の代表的な天然林のタイプの一つである。このブナ林の分布に気候変動が与える影響を評価するため、気候モデルを用いて全国及び各地域を対象にブナ林の将来の適域⁶²⁾の予測を行った研究がある。これによると、青森県と秋田県にまたがる世界遺産の白神山地においては、現在の気候条件下ではブナ林の成立に適した適域は現在の世界遺産地域の95%を占めるが、将来の気候下では適域が消滅すると予測された (図3.2.38)。ブナの寿命は200～400年であり、気候変動によりブナ林がすぐに衰退する可能性は低いが、ブナの老齢木の枯死後に高木種の交代が順調に進行するかどうか等について注視が必要である。¹⁶⁵⁾

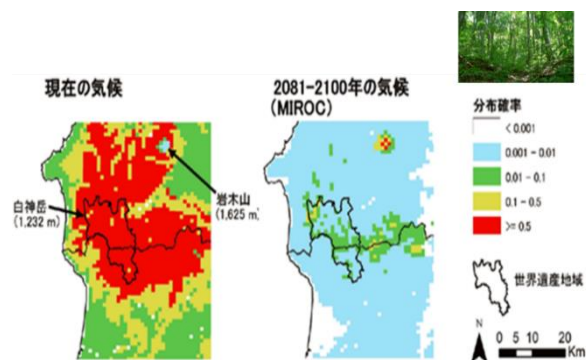


図 3.2.38 白神山地世界遺産地域とその周辺におけるブナ林の分布確率の変化予測

MIROCを使用。(左)現在の気候下での分布確率、(右)将来(2081～2100年)の分布確率。ブナ林の適域は、分布確率0.5以上(赤色)の地域である。写真提供：環境省、図の出典：松井ら (2009)

⁶²⁾ 適域：種の生存に適しており、分布頻度または優占度が高くなりうる環境条件を備えた地域

< 里山の変化 >

気候変動は、身近な里山にも変化をもたらす可能性がある。モウソウチクをはじめとするマダケ属のタケは、古くから伝統的な食料や竹材として利用されてきたが、1970年代以降にはタケノコの輸入自由化や農家の高齢化に伴い竹林の管理放棄が進んだ。放棄竹林は年に最大3~4mの速さで拡大し、周りの植生を飲み込んでいくことから、里地里山管理の上で最大の問題とも言われている。現在、マダケ属は、生態系被害防止外来種リストで産業管理外来種（産業または公益的に役割において重要だが、利用上の留意事項が求められるもの）に指定されている。マダケ属は暖かい地域が原産と考えられており、放棄竹林は現在では主に西日本で問題となっているが、気候変動が進むと、東日本や北日本でも竹林が定着し、分布地域が拡大することで地域の生態系・生物多様性や里山管理に悪影響を及ぼす可能性がある。

年平均気温・日射量や土地利用からモウソウチク・マダケの生育に適した環境を推定し、21世紀末の分布変化を予測した研究がある。これによれば、現在は東日本でモウソウチクとマダケの生育に適した土地の割合は35%であるのに対し、2℃上昇で51~54%、4℃上昇で77~83%まで増加し、北限は最大500km進んで稚内に到達すると予測された（図3.2.39）。¹³³⁾

< 渡り鳥の飛来経路の変化 >

気候変動による風等の大気条件の変化は、渡り鳥の飛来経路に影響を与える可能性がある。日本で繁殖する猛禽類の一種であるハチクマは、秋に日本列島を西に進み、五島列島周辺~東シナ海を横断して中国に移動する。気候モデルを用いてハチクマの渡りの経路の将来変化を評価した研究がある。これによれば、ハチクマにとって追い風となる東シナ海を吹く北東風の変化により、RCP4.5及びRCP8.5シナリオにおいて、21世紀半ば（2046~2055年）にはハチクマの渡りに適している空域の多くが秋の東シナ海から失われ、21世紀末（2091~2100年）には東シナ海が渡りに適した空域から外れることが予測されている（図3.2.40）。^{141, 185)}

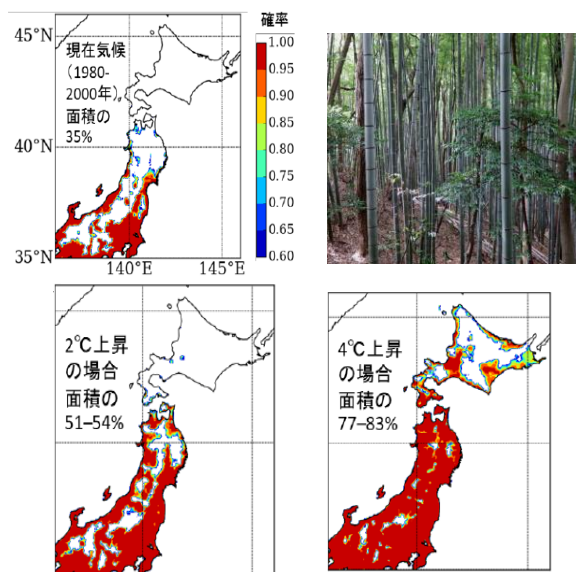


図 3.2.39 竹林の生育に適した環境と予測された地域と里山の雑木林に侵入していく竹林（神奈川県足子市）

MRI-AGCM、RCP8.5シナリオを使用。出典：東北大学（2017）
（原著論文：K. Takenaka et al.（2017））

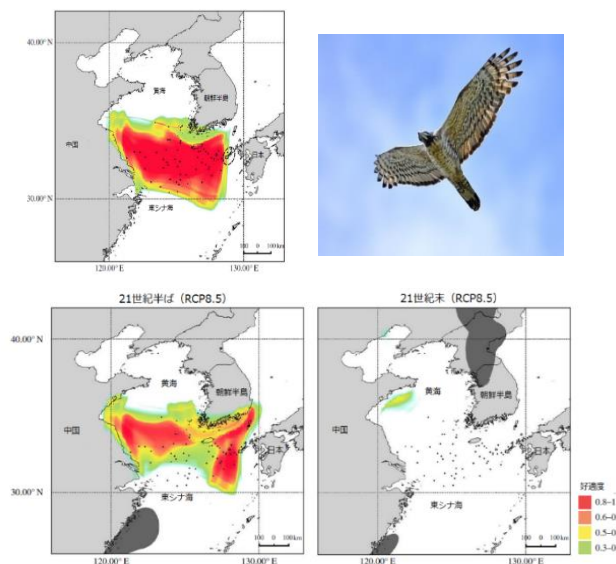


図 3.2.40 ハチクマの秋の渡りの経路：現状（左上）、将来（下）とハチクマ（右上）

黒い点は現状ハチクマが実際に飛来した地点、ハチクマの渡りに適していると推定される空域は緑色~赤色で示されている。赤色になると好適度が高い。濃いグレーは推定不能であった空域を示している。出典：E. Nourani et al.（2017）

Nourani E, Yamaguchi NM, Higuchi H. Climate change alters the optimal wind-dependent flight routes of an avian migrant. Proceedings B. 2017; 284, 1854, by permission of the Royal Society.

(2) 淡水生態系・沿岸生態系・海洋生態系

○ 現状

<淡水魚の遡上の変化>

気候変動は、気温の上昇により、湖沼や河川等の淡水域の水温の上昇や水質の変化をもたらす可能性がある。

国内のアユ資源は近年減少傾向にあり、海産稚アユの採捕量、河川産アユの採捕量は 1970～1980 年頃から急激に下降しており、アユ漁獲量についても 1992 年以降減少を続けている。大阪湾・淀川の環境要因がアユの遡上に与える影響を検討した研究では、冬季の大阪湾の水温上昇が遡上数の減少要因となることが報告されている。気候変動を考慮して淀川流域圏の流出解析・水温解析を行った結果、淀川河口水温は 21 世紀末に 1.43～1.99 °C 上昇し、淀川のアユ遡上数が減少することが予測されている (図 3.2.41)。⁷⁾



図 3.2.41 遡上するアユ

<沿岸域の生物分布の変化>

2.6 節で述べたとおり、日本近海における海面水温は上昇傾向にあり、これに伴うものと見られる生物の分布域の変化が実際に確認されている。寒冷な環境を好む種 (北方系) が減少し、温暖な環境を好む種 (南方系) の増加・分布拡大が報告されている。

例えば、東京湾では、東南アジア原産である南方系のミドリイガイの越冬事例が確認されている (図 3.2.42 上)¹³²⁾。また、同じく東京湾で、以前は夏にしか見られなかった南方系のチョウ

チョウウオが秋以降まで見られるようになる等の変化が生じている (図 3.2.42 下)¹²⁶⁾。



図 3.2.42 東京湾で確認されている南方系のミドリイガイ (上)、チョウチョウウオ (下)

(上) 2012 年 12 月にお台場で採集したミドリイガイ。(下) チョウチョウウオ。出典: (上) 東京都島しょ農林水産総合センターホームページ、(下) 環境省ホームページ d

<サンゴの白化・死滅>

サンゴ礁は、土砂の流入や海水の富栄養化等の環境ストレスに加え、気候変動による海水温の上昇や海面上昇等で起こる環境ストレスにも曝されており、危機的な状況にある。サンゴの白化は、高い海水温が継続するとサンゴに共生している褐虫藻が体内から消失し、サンゴ自体の骨格が透けて白く見える現象である。この状態が長く続くと、サンゴは褐虫藻から栄養を受け取ることができず、やがて死滅する (図 3.2.43)。¹¹⁷⁾

気候変動により、高水温の発生する頻度が高くなり、白化も頻繁に起こるようになったと考えられている。世界全体では、1998 年、2016 年と約 20 年ごとに、日本の南西諸島では、1998 年、2007 年、2016 年と約 10 年ごとに大規模白化が発生し、サンゴ被度⁶³⁾が大幅に減少している。

特に、2016 年夏には、奄美群島～八重山諸島の広い海域において、夏季の高水温が主な原因と

⁶³⁾ サンゴ被度：サンゴが海底面を覆う割合

考えられる大規模なサンゴの白化現象が発生した。日本最大のサンゴ礁海域である石西礁湖では、90%以上のサンゴが白化し、その多くが死滅する等、1998年に発生した大規模白化現象以降最も深刻な状態となり、極めて憂慮すべき事態とされている¹⁰⁷⁾。

＜藻場の衰退、消失＞

気候変動による海水温の上昇により、沖合・沿岸域では水産生物の産卵場・索餌場・回遊経路が変化して分布に直接影響を及ぼすことが考えられる。また、浅場では、藻場・干潟の分布域や構成種の減少等による生息環境の変化、成層化や海流の変化等の海洋構造の変化により栄養塩やプランクトンの分布が変化し、餌料面から影響を及ぼすことが考えられる。

海水温上昇に伴う藻場植生の変化について、九州西岸や宇和海沿岸域における現地調査の結果では、温帯性の藻場は水温の上昇とともに、まずはクロメ等の温帯性コンブ目が消失し、ノコギリモクやヤツマタモク等のホンダワラ類の藻場が形成される。その後さらに水温が上昇するとホンダワラ類も消失し、マクサ等の小型の紅藻類が優占する。さらに水温が上昇するとマクサも消失し、磯焼けとなることが示唆されている(図3.2.44)。¹¹⁸⁾

2013年には、九州北部～山口県に至る約200kmの海岸線沿いでアラメ・カジメ場の大規模な衰退現象が発生した。高水温が原因と考えられ、おそらく本邦初の大規模かつ急激な藻場の衰退事例である(図3.2.45)。¹¹⁸⁾



図 3. 2. 43 サンゴの白化現象
出典：水産庁（2015b）



図 3. 2. 45 海岸に大量に打ち上がった藻体（2013年）
出典：水産庁（2017b）

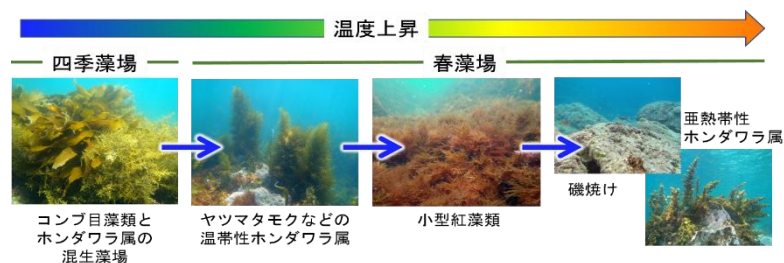


図 3. 2. 44 水温上昇に伴う藻場植生の変化

葉部が消失し茎だけになったカジメ群落は、植食性魚類による食害が原因である。
出典：水産庁（2017a）

【コラム 21】なぜ、モニタリングが重要なのか？

気候変動による生物多様性への影響を特定することは難しい。これは、人間活動や開発、外来種による生物多様性への影響とも結びつき、複合的に作用する特殊性があることに起因する。そのため、生物多様性の監視体制（モニタリング）の充実化を図り、影響が深刻化する前の段階から調査研究に着手することが重要である。現在、以下に示すようなモニタリングの仕組みを通じて、気候変動の影響と生態系応答の調査研究が行われている。

◆ モニタリングサイト 1000

日本列島の多様な生態系のそれぞれについて、1,000ヶ所程度のモニタリングサイトを設置し、基礎的な環境情報の収集を長期にわたって継続し、日本の自然環境の質的・量的な劣化を早期に把握することを目的としている。2003年から環境省自然環境局生物多様性センターが中心となって開始しており、大学・研究機関・専門家・地域のNPO・ボランティア等の協力によるネットワークを構築している。これまでに、常緑樹が落葉樹林内で増加している等、温暖化の影響を示す結果が得られている。

出典：環境省生物多様性センターホームページ

◆ アジア太平洋地域生物多様性観測ネットワーク（AP-BON）

アジア太平洋地域生物多様性観測ネットワーク（AP-BON⁶⁴）は、GEOの生物多様性観測ネットワーク（GEO BON⁶⁵）の国際的な地域活動として開始された。これまでにアジア太平洋地域の多くの国からの参画を得て、生物多様性の全てのレベル・地域に存在する全ての生態系タイプの観測をカバーしている。リモートセンシング、生態学的な調査研究、種／遺伝子レベルの調査研究という3つのレベルで観測を行い、それらのデータを共有化し、生物多様性保全に関する政策決定に役立てることを目指している。

出典：アジア太平洋地域生物多様性観測ネットワークホームページ

参考：文部科学省・気象庁・環境省（2013）

⁶⁴ AP-BON: Asia-Pacific Biodiversity Observation Network

⁶⁵ GEO BON: Group on Earth Observations Biodiversity Observation Network

○ 将来

＜栄養塩循環の変化＞

淡水、沿岸、海洋生態系における栄養塩は、生物の基礎生産、多様な生態系サービスを支える上で重要であり、その多くは陸域生態系から供給されている。北海道北部の天塩川集水域における研究では、将来の気候変動及び土地利用変化の影響により、陸域生態系からの窒素やリンの栄養塩供給が増加することが予測されている（図 3.2.46）²⁰⁵⁾。気候変動による生態系内部での植生や微生物の栄養塩代謝速度の変化が関与しており、陸域生態系の栄養塩供給サービスや水質調整サービスへの影響は大きいことが示唆されている²⁰⁶⁾。一方、地球温暖化によって冬季の積雪減少が生じた場合には、積雪による断熱効果が低下し、土壌中の熱・水動態が変化することが懸念されている。陸域集水域の最上流域に位置する森林域での野外観測や操作実験により、積雪寒冷地域における土壌の凍結・融解サイクルの増幅の影響によって、土壌微生物による窒素代謝速度、土壌からの栄養塩溶脱速度が大きく変化すること（アンモニウム態窒素が増加、硝酸態窒素が減少する等）が予測されている。^{187, 212)}

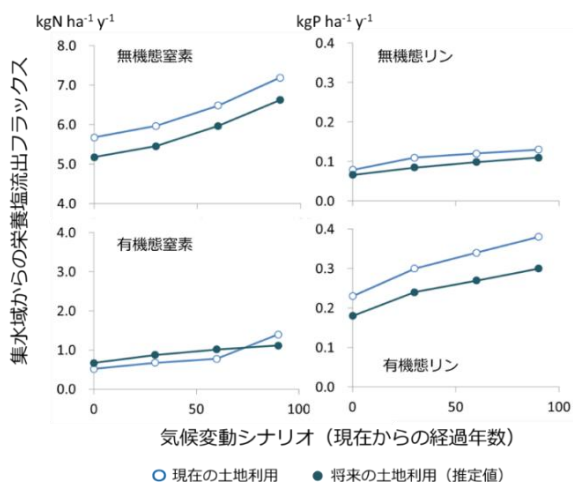


図 3.2.46 北海道北部の天塩川集水域における将来の気候変動、土地利用シナリオに応じた流域からの窒素やリンの栄養塩供給変化の予測。現在と将来（予測値）での土地利用下でのシミュレーション

出典：M. Fan et al. (2015) より作図

＜サンゴの白化・死滅＞

沿岸・海洋生態系においては、海水温の上昇や海面上昇が、生物の生育や分布、生態系に影響を及ぼすと考えられている。中でもサンゴは、海水温が上昇すると分布域の北上や白化現象による死滅の可能性があるほか、サンゴ礁に依存する多くの生物・生態系にも影響を及ぼすことが懸念される。¹²⁷⁾

サンゴの白化と死滅に関するしきい値として DHM (Degree Heating Month) という高温ストレスを表す指標がある。この指標の値が 1 以上でサンゴの白化、5 以上で重大な死滅に至る白化を引き起こすとされている。世界の 6 つのサンゴ生育域で、DHM が 1 以上、5 以上となる区画の比率を 4 つの RCP シナリオ別に予測した研究がある。西太平洋の結果をみると、将来しきい値 1 を超える区画の比率が増加すると予測され、シナリオ・時期によっては、しきい値 5 を超える区画の比率も増加すると予測されている（図 3.2.47）。¹⁹⁵⁾

＜海洋酸性化も考慮したサンゴの分布変化＞

海洋生態系においては、海水温の上昇に加え、海洋酸性化の影響にも留意が必要である。大気中の二酸化炭素濃度が上昇すると、海水に溶け込む二酸化炭素の量が増え、海洋の酸性化を引き起こし、カルサイトやアラゴナイト等炭酸カルシウムの殻等を形成する生物による影響を及ぼす。中でも pH の低下によって、より溶解しやすいアラゴナイトの殻を作るサンゴ等への成長阻害が懸念されている。¹⁷²⁾

海水温の上昇と海洋酸性化を考慮して、日本近海のサンゴの分布変化を予測した研究がある。これによれば（図 3.2.48）、熱帯・亜熱帯性サンゴ（緑線）は、高排出シナリオでは 2030 年代以降、低排出シナリオでは 2040 年代以降に日本近海における分布域が消滅することが示されている。また、温帯性サンゴ（オレンジ線）は、高排出シナリオでは 2080 年代以降に消滅し、低排出シナリオでは 2070 年代以降ほぼ変化しないと予測されている。低排出シナリオであってもサンゴの分布域は縮小するが、その程度は高排出シナリオに比べて小さいこと等が示唆される。²³⁰⁾

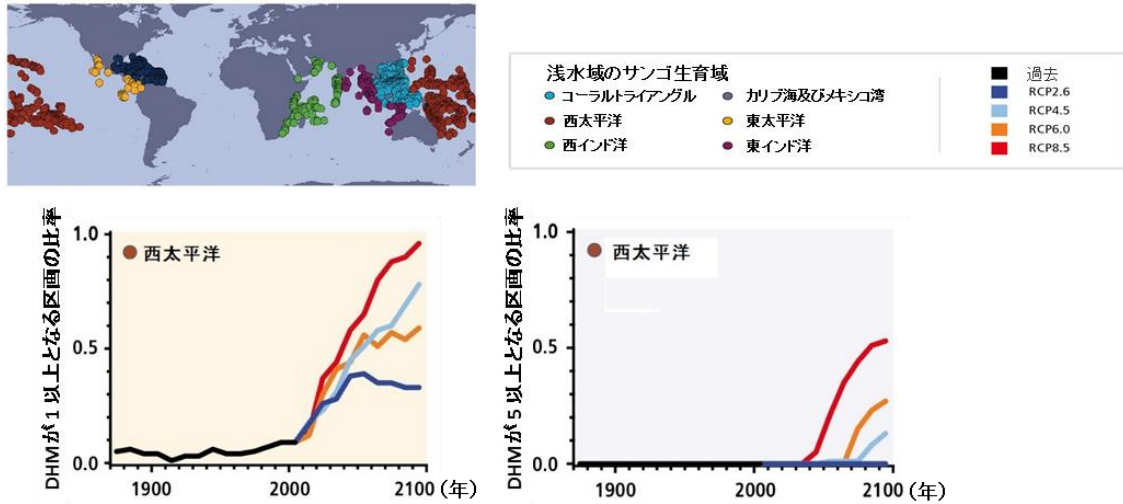
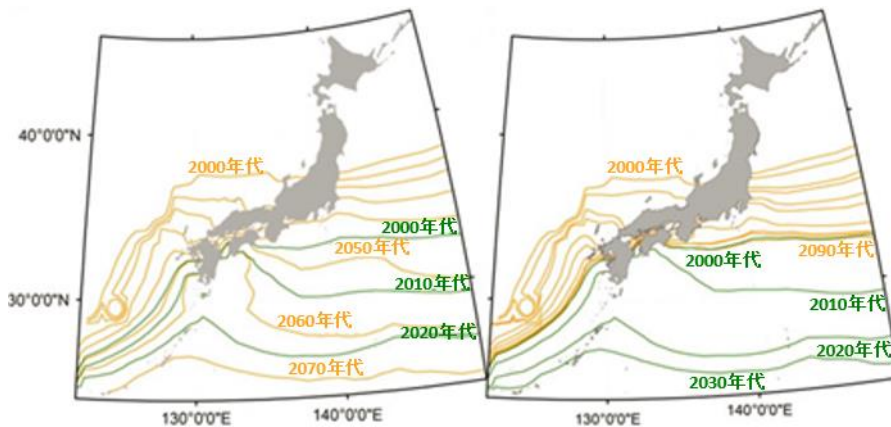


図 3.2.47 水温上昇によるサンゴ礁の白化、死滅のリスク

左上図の6つのサンゴ生育域のうち、下に西太平洋の予測結果のみを示す。左下図は DHM が 1 以上、右下図は DHM が 5 以上となる区画の比率（各 10 年の中で最大比率となる年の値）。DHM は Degree Heating Month の略で、サンゴの水温上昇影響を月平均海面水温から評価する簡易的な指標。1 DHM (°C month) は、月平均海面水温が最暖月海面水温の気候値より 1°C 高い状態を表す。黒線は、1870~2009 年の 10 年間ごとに年間比率の最大値を示す。2010 年以降は CMIP5 のデータを用いて 4 つの RCP シナリオについて予測。月ごとの海面水温の偏差の算出に用いる最暖月海面水温には、1985~2000 年の月平均の最大値を使用。出典：IPCC (2014a) Figure30-10 を改変、加筆



高排出シナリオ (SRES A2 シナリオ)

低排出シナリオ (SRES B1 シナリオ)

図 3.2.48 熱帯/亜熱帯性サンゴ及び温帯性サンゴの北限の将来変化

(左) SRES A2 シナリオ。(右) SRES B1 シナリオ。緑線は熱帯/亜熱帯性サンゴの北限を、オレンジ線は温帯性サンゴの北限を、年代ごと (2000 年代~2070 年代) に示している。出典：Y. Yara et al. (2016)

Reprinted by permission from Springer Customer Service Centre GmbH: Springer Nature, Aquatic Biodiversity Conservation and Ecosystem Services, Potential Future Coral Habitats Around Japan Depend Strongly on Anthropogenic CO₂ Emissions, Yumiko Yara, Hiroya Yamano, Marco Steinacher et al. © Springer Science+Business Media Singapore 2016

＜藻場の代表種カジメの分布変化＞

気候変動に伴う水温上昇が、藻場を形成する代表種であるカジメの分布に及ぼす影響を予測した研究がある。カジメは、多年生のコンブ類海藻であり、南日本の藻場を形成する代表種で、アワビやウニ等の水産有用生物の重要な餌資源となる(図 3.2.49)。この研究によれば、RCP2.6 シナリオでは、海水温上昇によるカジメの潜在的生育域の北上・縮小は一定程度抑制されるが、カジメの生育域が藻類を食べる魚のアイゴによる通年食害域となるため、対策が必要となると予測されている。一方、RCP8.5 シナリオでは、海水温上昇によるカジメの分布域の北上が起きるが、分布北限の北上速度よりも分布南限の北上速度が速いため、結果的に生育域は減少することが予測されている(図 3.2.50)²¹⁴⁾。すなわち、本州～九州

沿岸のカジメでは、水温上昇によってカジメ自体が直接的なストレスを受けることと、カジメを摂餌するアイゴの捕食圧が強まること、その両方の影響を受けて生息不適域が拡大する可能性が示唆されている¹¹⁸⁾。



図 3.2.49 カジメ群落

出典：水産庁(2015a)

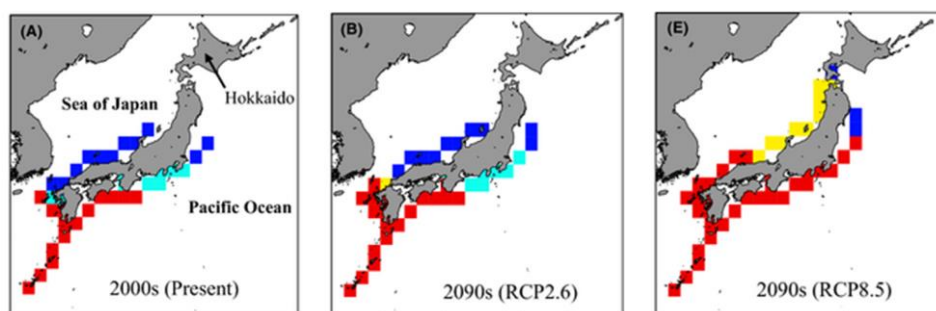


図 3.2.50 カジメの分布の将来変化

カジメの潜在的生育域を CMIP5 マルチモデルの月平均海面水温を利用して予測した。左は 2000 年代、中央は RCP2.6 シナリオの 2090 年代の分布、右は RCP8.5 シナリオの 2090 年代の分布を示している。2000 年代の結果は、2000～2005 年の過去のシミュレーションと 2006～2009 年の 4 つの RCP シナリオのシミュレーションの平均により計算。青色：カジメの潜在的生育域内における安全域、水色：潜在的生育域内におけるアイゴの通年摂食域、黄色：水温上昇に起因する生息不適域、赤色：水温上昇とアイゴの通年摂食に起因する生育不適域。出典：S. Takao et al. (2015)

3.2.4. 自然災害・沿岸域

気候変動が自然災害・沿岸域に及ぼす影響として、短時間強雨や大雨の強度・頻度の増加による河川の洪水、土砂災害、台風の強度の増加による高潮災害等が挙げられる。最近の新たな知見として、河川整備必要労力等の治水施策に直接関わる指標を加味した予測（適応策を視野に入れた検討）、台風特性の変化とその不確実性を考慮した高潮の将来変化予測、さらに、近年各地で頻発している過去に例のない甚大な水害・土砂災害の特徴への考察等が報告されている。

(1) 河川

① 洪水

○ 現状

2.4 節でも述べたように、近年、大雨や短時間強雨の増加傾向が明瞭であり、このような雨に伴う水害被害が各地で発生している。2015 年は、茨城県における鬼怒川の堤防の決壊（台風第 18 号）や徳島県における那賀川の氾濫（台風第 11 号）等の影響で、水害被害額が全国で約 3,900 億円となり、過去 10 年間（2006～2015 年）で 3 番目に大きい被害額となった（図 3.2.51）⁷⁴⁾。さらに、2016 年は、岩手県における多量の土砂や流木を含む洪水による浸水被害や北海道における石狩川水系空知川の堤防の決壊（台風第 10 号）、熊本県における梅雨前線豪雨に伴う土石流等の影響により、水害被害額は全国で約 4,620 億円となり、過去 10 年間（2007～2016 年）で 2 番目に大きい被害額となっている⁷⁸⁾。2017 年には、九州北部豪雨により、大量の土砂や流木を伴う洪水が発生し、甚大な被害が発生した。

○ 将来

気候変動による流域スケールでの短時間強雨の変化は、洪水流量の変化を伴うことになる。このため、気候変動は、現在の河川整備基本方針や河川整備計画において設定されている目標治水安全度に影響を及ぼす可能性がある。

気候変動による降雨変化に関する検討結果の一例を図 3.2.52 に示す。本図は、相対的な豪雨頻度の変化を推計することを目的として、気候モデルによる予測の結果から、東京付近約 100 km 四方の領域に一律に雨が降るという前提のもと一日あたりの最大降水量を「XX 年に一度の豪雨」として推計したものである。青線で示す 20 世紀中の推計による 100 年に一度の降水量（77.7 mm/日）に比べ、赤線の 21 世紀中の推計では約 1 割、降水強度が増加（84.1 mm/日）する。この 1 割増加した降水強度を 20 世紀中の推計に置き換えると、およそ 300 年に一度の豪雨に相当する。20 世紀中では「300 年に一度の豪雨」が、21 世紀には「100 年に一度の豪雨」として発生することを意味している¹³⁹⁾。河川の治水安全度は、被害を発生させずに安全に流せる洪水の発生する確率で評価される。豪雨の生起確率が変化すると、洪水の生起確率も変わるため、治水安全度が変化することになる。

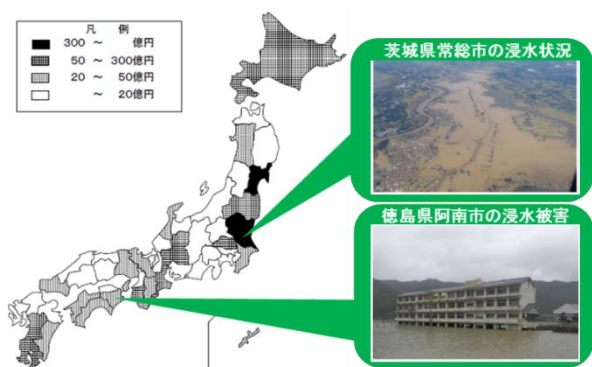


図 3.2.51 都道府県別水害被害額（暫定値）と浸水被害状況（2015 年）

出典：国土交通省（2017a）

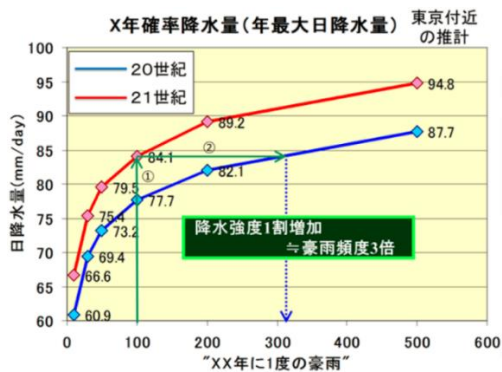


図 3.2.52 東京付近における X 年確率降水量の推計

出典：内閣府（2016）（原著論文：T. Oki. (2015)）

豪雨量が河川流域スケールにおいても増大すると、従来の計画の目標治水安全度（一級水系では 1/100～1/200 の超過確率）に相当する流量を超える洪水外力（超過洪水）の発生頻度が高まり、目標治水安全度が低下する。加えて我が国の多くの河川において、現状の治水整備レベルは目標治水安全度に到達していないため、この低下は目標治水安全度への到達を遅らせる、あるいは難しくすることを意味する。気候変動による洪水流量の増加に適応し、現在と同等の治水安全度を確保するためには、現在の計画にどの程度追加して河川整備（治水施策）を行う必要があるのか、あるいは、その追加の治水施策を実施しなければどの程度洪水氾濫被害の発生リスクが高まるのかについて検討した研究がある。

気象庁気象研究所の 4 モデルによる SRES A1B シナリオの下での気候変動予測データを用いて、全国の 109 ある一級水系流域を対象に治水計画の目標安全度レベルの流域平均降雨量の将来変化倍率 (A) を整理している。図 3.2.53 はその中の 1 モデルの例である。全モデルを通じて概ね全国的に増加傾向であり、モデル間でばらつきがあるが、北海道～東北日本において大きめの値になる点は共通している。さらに、その降雨変化倍率 (A) が我が国の治水に与える影響を調べるために、治水基準地点における目標安全度レベルの洪水流量の変化倍率 (B)、それによる超過洪水（氾濫）発生可能性の変化倍率 (C)、氾濫リスクを吸収するために必要となる河川整備必要労力の変化倍率 (D)、の 3 つの指標にどのように

影響するかの連鎖状況（図 3.2.54）をマクロに調べた例を示す。なお、河川整備必要労力とは、今後必要な治水整備規模を簡易的に表すために定義された指標である。降雨量に対する気候変動影響予測の不確実性を考慮すると、個別流域ごとの数値を定量的に議論することには現時点ではまだ限界があることに注意が必要であるが、下記の結論が得られている。

1) 温暖化による降水量増加の与える影響が、治水計画の目標となる洪水流量の増加、河川整備必要労力や氾濫可能性へと治水施策に直接関わる指標に向かって伝播していく際に、全体平均としてそれらの増加率が増幅していく傾向がある。

2) 但し、それらの指標値のもととなっている降雨量倍率 (A) について、4 モデル間でばらつきが見られ、その不確実性は治水施策に直接関わる指標に向かって同様に増幅される結果となっている。このことは、適応策検討の前提となる気候変動影響について相当の不確実性を見込む必要があることを示す。

3) 治水施策に直接関わる指標値 (C,D) は、降雨量倍率 (A) のみならず、個別の河川の降雨～流出特性や河川整備レベルの実態によっても、水系ごとに大きく異なる結果となっている。

以上の議論を踏まえ、この研究は、気候変動下での豪雨の激甚化に対応した適応策を立案・実施する上で、以下のような視点を踏まえて検討していくことが重要になると指摘している。

i) 適応策検討を行うにあたっては、河川流域ごとの自然（降雨、洪水流出）及び社会（人口・資産分布等）に加えて、治水インフラの特性を併せて包括的に理解した上で、水害リスクへの気候変動影響を見極める必要がある。

ii) 治水安全度を向上させ無被害で済む可能性を拡大するためのハード整備を着実に進めることが引き続き重要であることに変わりはないが、同時に、気候変動影響への感度にも着目した上で、その整備水準を超えるハザード（超過外力）が発生した場合でも被害をできるだけ抑制するためのハード整備・運用や、効果発揮の確実性は低いコスト・労力の小さいソフト施策に

についても、多重的に組み合わせて展開することが、不確実性の大きい気候変動影響への適応に有効と期待される。

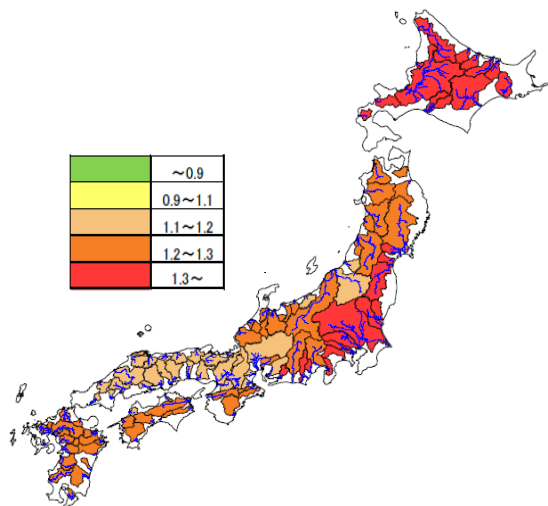


図 3.2.53 全国一級水系における現在気候(1979~2003年)に対する将来気候(2075~2099年)での治水計画規模降雨量の比 SRES A1B シナリオ、21 世紀気候変動予測革新プログラム後期における気象庁気象研究所 RCM5 による降雨量予測データに基づく。出典：国土技術政策総合研究所 (2013b)

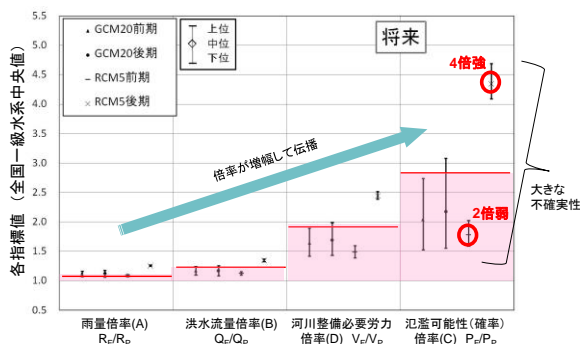


図 3.2.54 全国一級水系における現在気候(1979~2003年)に対する将来気候(2075~2099年)での治水計画規模降雨量、洪水流量、河川整備必要労力、氾濫可能性の比 それぞれの指標に対し、各黒丸と黒縦線は気象研 4 モデルごとの 109 水系中央値と 95%信頼区間を示し、赤横線は、4 モデル平均値を示す。出典：国土技術政策総合研究所 (2017)

近年の研究の進展により、台風による被害予測については、「台風ボーガス手法」により、経路が変わった場合に生じる大雨・強風の定量的な評価が可能となった。また、擬似温暖化実験により、伊勢湾台風といった過去最大クラスの台風が温暖化でどのような影響を受けるのか評価することも可能となった。

これらの研究結果から、1) 実際の伊勢湾台風は、淀川流域の洪水発生について(実際の経路から西 180km~東 480km 程度の範囲内で東西にずらした仮想を含めた 17 経路中で)最悪の経路を通過していたこと、2) 伊勢湾台風の擬似温暖化実験では河川流量の最大値は 20%程度増加すること(但し最悪経路は東側に移動)、等が予測された(図 3.2.55)。一方、2013 年の台風第 18 号による降雨を伊勢湾台風発生時のダム建設状況を想定して流出解析を行うと、上記の伊勢湾台風擬似温暖化実験に匹敵する試算結果が得られた。これらを考慮すると、疑似温暖化実験+コースをずらして得られるシナリオ群による河川流量算定値は、現実に生起し得る範囲内にある算定値であり、将来の最大クラスの台風被害を検討するにあたって想定に入れる必要のある算定値であることがわかる。

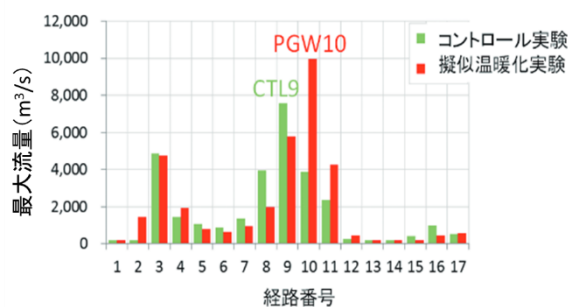


図 3.2.55 台風コースごとに計算された淀川流域の治水計画基準点(枚方地点)での最大流量

台風が発生した場合、気象庁からは 3 時間ごとに最新の台風の位置や強さ、大きさ等が発表される(日本に接近した場合等は 1 時間ごと)。その時に発表されている台風情報は速報値であるため、のちに事後解析を終え、確定値として最終解析結果が発表された値をベストトラックという。伊勢湾台風のベストトラックは、コントロール実験の経路 No.9 (CTL9) に近いものであった。出典：文部科学省 (2016)

(2) 土砂災害

① 斜面崩壊・土石流災害

○ 現状

最近の大規模土砂災害の事例を振り返りながら土砂災害の現状について整理する。2011年9月、台風第12号により紀伊半島の広い範囲で総雨量1,000mmを超える大雨が降り、一部では総降雨量が2,000mmを超えた。新宮川水系では我が国観測史上最大の流量(約24,000m³/秒)¹¹¹⁾を記録するとともに、深層崩壊が多発(奈良県、和歌山県、三重県で72箇所)¹³⁷⁾し、奈良県、和歌山県内の河川では17箇所の河道閉塞⁶⁸⁾が生じた。これにより死者・行方不明者98名、被災建物棟数約30,000棟等の被害となった。2013年10月には、台風第26号により伊豆大島で最大時間雨量が110mmを超え、時間降雨量が80mmを超える強い雨が約4時間にわたって継続し、連続雨量が800mmを超える大雨が降った。その結果、広範囲に表層崩壊、斜面侵食が発生し⁴⁾、大規模な土石流が流域界を超えて流下するとともに、大量に発生した土砂と流木により洪水氾濫や家屋被害が拡大し、死者数が36名に至った。2014年8月には、広島市でバックビルディング現象⁶⁶⁾により線状降水帯が形成され、3時間で217mmの降雨量を記録し、市街地山麓に開発された住宅地に土石流等が流下し、死者77名¹¹²⁾の甚大な被害となった(図3.2.56)。2016年8月には、台風第10号により岩手県、北海道で甚大な被害が発生した。北海道では、台風接近に伴い流入した暖湿気により日高山脈を中心に連続雨量500mm以上の北海道としては記録のない大雨がもたらされた結果、甚大な水害・土砂災害となり、死者4名、住宅全壊29棟等の被害が発生した。加えて、道路、鉄道、電気、水道等のライフラインや基幹産業の農業をはじめとする幅広い産業にも影響は及び、総額2,803億円と北海道での過去最高規模の被害となった。なお、同年の北海道への3つの台風の上陸、東北地方太平洋側への台風の上陸は、気象庁の統計開始以来、初めてのことである^{88, 136)}。



図 3.2.56 2014年8月豪雨による土砂災害(広島県広島市)

提供: 国土地理院

2017年7月には、対馬海峡付近に停滞した梅雨前線に向かって暖かく非常に湿った空気が流れ込んだ影響等により線状降水帯が形成され、同じ場所に猛烈な雨を継続して降らせたことから九州北部で記録的な大雨となった。最大時間雨量(毎正時)は寺内ダム管理事務所¹⁶⁷⁾で145mm(7月5日14~15時)、最大日降雨量(7月5日)803mm(北小路公民館)¹⁶⁷⁾であり、福岡県朝倉市や大分県日田市で24時間降雨量の値が観測史上1位を更新した⁴²⁾。これにより、筑後川右岸流域において極めて多数の斜面崩壊、土石流が発生し、大量の土砂と流木が筑後川本川及び有明海まで流下して甚大な水害・土砂災害となり⁷⁹⁾、福岡県及び大分県で死者40名、住家全壊322棟¹¹³⁾等の被害が発生した(図3.2.57)⁷⁷⁾。



図 3.2.57 2017年の九州北部豪雨による被害福岡県朝倉市の赤谷川、小河内川、乙石川合流点付近における流木による被害(7月8日撮影)出典: 国土交通省(2017d)

⁶⁶⁾ バックビルディング現象: 積乱雲が風上(西側)で繰り返し発生し、風下で雨が降り続ける現象

近年、総降雨量の大きい豪雨や数時間続く高降雨強度の豪雨の発生頻度の増加傾向が明瞭であり、このような豪雨の増加に伴って土砂災害の激甚化が進んでいることは、以上のような最近の土砂災害を振り返れば推察される。また、発生件数の統計資料から最近 10 年（2006～2015 年）の土砂災害（土石流等、地すべり、がけ崩れ）の件数をみると、年間平均は 1,046 であるのに対し、2016 年の発生件数はそれを超える 1,492 件のぼると報告されている（図 3.2.58）⁸⁷⁾。

○ 将来

降水量や地盤情報より斜面崩壊発生確率を推計するモデルを作成し、このモデルを用いて将来の日降水量（年最大日降水量）における斜面崩壊発生確率を複数の気候モデル・シナリオ別に算定した研究がある²⁹⁾。これによれば、21 世紀末の RCP8.5 シナリオにおける斜面崩壊は、都市近郊の丘陵地に大きな被害をもたらすと予測されている（図 3.2.59）¹⁷⁾。

砂防学会の「気候変化が土砂災害に及ぼす影響に関する研究委員会」が取りまとめた報告書では、検討成果として、以下の影響がまとめられている²⁸⁾。

降雨強度が 1.2 倍程度になった場合、一定区域内での斜面崩壊数は 1.8 倍程度に増加し、崩壊発生のタイミングも早くなる。また、累積雨量が 400 mm を超過するケースが増えると、地下水位

上昇の影響を受けて深層崩壊発生の危険度が高まることが指摘されている。土砂生産の素因や長期土砂流出傾向に関しては、現象をより激しくする作用と抑制する作用の両者が複雑に影響するため、定量的な評価は困難であるが、降雨規模の増大に応じて崩壊規模・頻度も大きくなることと、危険性の高い地域が現状とは異なってくる可能性があることに注意を要する。

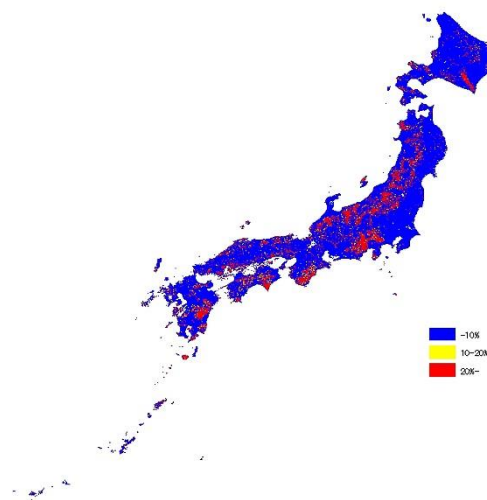


図 3.2.59 斜面崩壊発生確率
(2081～2100 年)

MIROC5、RCP8.5 シナリオを使用。本モデルは、一地域の降雨状況と災害実績に基づき作成されたもので、今後広域に対する降雨状況と災害実績の検証を行う必要がある。出典：環境省（2014）

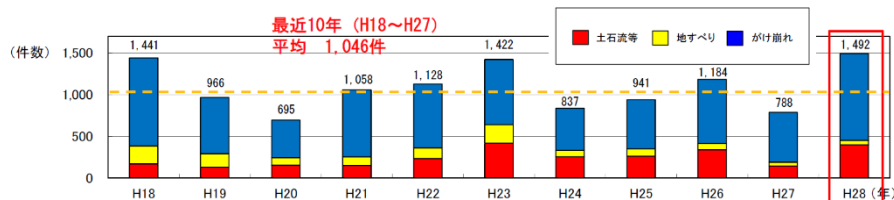


図 3.2.58 近年の土砂災害発生件数

出典：国土交通省ホームページ i

② 流域の複合的な水害・土砂災害

○ 現況

1995年の関川・姫川「7.11水害」では、梅雨前線の停滞に総降雨量 300 mm を超える集中豪雨により、山地域では多数の斜面崩壊・土石流が発生し、河川では大洪水が流下した。このときの河川災害のプロセスの研究¹⁶¹⁾によると、洪水の前半に大洪水による河床低下による橋梁の流失等の河川災害が発生し、洪水後半に多量の土砂流出により河川の被災箇所が埋め戻されるという現象が起こったと推察されている。2011年の紀伊半島大水害では、深層崩壊の崩土によって天然ダムが形成され、決壊による大洪水が下流域の脅威となった⁸⁹⁾。また、大量の崩壊土砂は河床上昇を引き起こし⁷²⁾、二次災害や下流の貯水池堆砂の急速な進行をもたらした^{70,71)}。一方、和歌山県日高川の貯水池の下流域では河床低下が顕著になった箇所も見られ、ダム直下の区間では砂礫が流出した結果河床の露岩化が見られた¹⁰⁴⁾。2017年の九州北部豪雨災害では広範囲にわたる斜面崩壊や土石流が直接的な災害の原因となったが、それに伴う多量の土砂が下流域に流出し、河川を埋め尽くすような河床上昇を引き起こし、甚大な洪水氾濫を助長する原因となった⁷⁹⁾。このような崩壊・土石流等を起因とする洪水氾濫災害は流域規模で発生する土砂災害の一つの形態といえる。また、崩壊によって発生した多量の流木は、溪岸や河岸の樹木の流木化と合わさって、下流域の被害を拡大化させた¹⁰⁵⁾。

○ 将来

総降雨量の大きい豪雨や数時間続く高降雨強度の豪雨の発生頻度に増加傾向が見られ、このような豪雨による土砂災害の激甚化が予想され、また、土砂災害の形態・様相そのものの変化も懸念されている。例えば、これまで我が国では、土砂災害は深層崩壊によるものも発生しているが表層崩壊によるものが多かった。しかし、今後、総降雨量の大きな降雨頻度の増大により深層崩壊が増えると大規模な崩壊による被害に加え、それが河川を堰き止め天然ダムを形成し、その後決壊すると下流に甚大な洪水災害をもたらす。また、広範囲に同時多発する表層崩壊・土石流の発生頻度の増加も予想される。これらの崩壊により供給

された大量の土砂は河床上昇を引き起こし、二次災害や下流の貯水池堆砂の急速な進行をもたらす。さらに、深層・表層崩壊の増加にともない流木量が増加し、家屋等への直接的被害、橋梁部等への集積・閉塞が洪水氾濫の新たな原因となる可能性がある(図 3.2.60)。³⁾

総降雨量が大きい豪雨の時河川では大洪水が発生しており、貯水池の下流や山地からの土砂流出のタイミングによっては非常に大きな河床低下が生じる可能性もある。したがって、表層崩壊、深層崩壊、流木、河床上昇に加えて河床低下が複合的または連鎖的に発生し、流域の洪水災害や土砂災害の激甚化につながる事が予想される。流域規模の視点から複合的な土砂災害・水害について特に注視する必要がある。

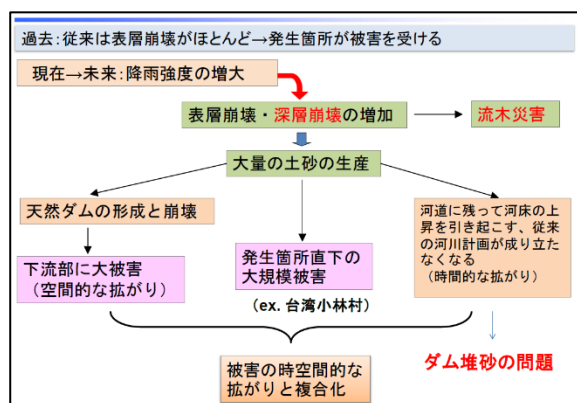


図 3.2.60 将来の水害・土砂災害の形態・様相
出典:小松(2015)

(3) 沿岸

① 高潮災害

○ 現状

2.10節で述べたように、気候変動は台風の数、強度、経路等の特性を変化させる可能性があり、その予測にはまだ不確実性があるものの、そうした台風の特性が将来変化すれば、沿岸域における高潮の発生動向にも影響を及ぼすと考えられている。

高潮の発達には、主に二つのメカニズムがある(図 3.2.61)。大気圧の低下に伴い、海面が吸い上げられるように上昇する「吸い上げ」と、湾口から湾奥に向けて強風が吹き続けることにより、湾の奥に海水が吹き寄せられて海水面が上昇す

る「吹き寄せ」である。この「吹き寄せ」による海水面の上昇は、風速が速いほど、湾の長さが長いほど、湾の水深が浅いほど大きくなる。台風が北上する日本では、南に開いた長い湾、特に湾内の水深が浅い場合に、高潮の水位上昇量が大きくなる。⁸⁴⁾

日本でもこれまでに台風によって甚大な高潮被害が発生している。2004年の台風第16号は、瀬戸内地方に高潮による大きな被害をもたらしたが、これは、年間で最も潮位が高くなる時期の満潮と台風の襲来的一致、気圧低下の吸い上げ効果による海面上昇、強い風による吹き寄せという3つの条件が重なったことによるものであった。特に被害が大きかったのは香川県高松市で、沿岸部の冠水とともに、河川沿いに海水が逆流して海水が沿岸から2km離れた場所まで達した。最終的に市内1万5,000戸以上、980haが浸水し、水没した乗用車内や自宅の居間で水死した人も出た(図3.2.62)。⁶⁵⁾

日本は、三大湾(東京湾・伊勢湾・大阪湾)をはじめ、浸水リスクの高いゼロメートル地帯に人口・資産が集積している。気候変動により平均海面水位が上昇し、台風が強大化して高潮による水位上昇量が増加すると、さらに高潮災害のリスクが高まる懸念される。⁶⁶⁾

近年は、海外でも、極端に強い台風やハリケーンによって甚大な被害が発生している。

2003年にアメリカに上陸したハリケーン「カトリーナ」は、死者1,800人以上、約960億ドル

の膨大な被害をもたらし、ニューオーリンズ市は約8割が水没したとされている。⁸⁵⁾

また、2013年11月にフィリピンに上陸した台風「ハイエン」は、最低中心気圧895hPa、最大瞬間風速90m/秒を超え、過去30年で北太平洋西部の主な島に上陸した台風で最も強大であった。死亡者は5,982人、行方不明者は1,799人、負傷者は27,022人にのぼり、さらにインフラや農業に大きな経済的損害が発生し、損害額は8億USドルと推計されている²¹⁰⁾。現在、このような極端に強い台風と気候変動との関係性を探る研究が進められている(コラム22参照)。

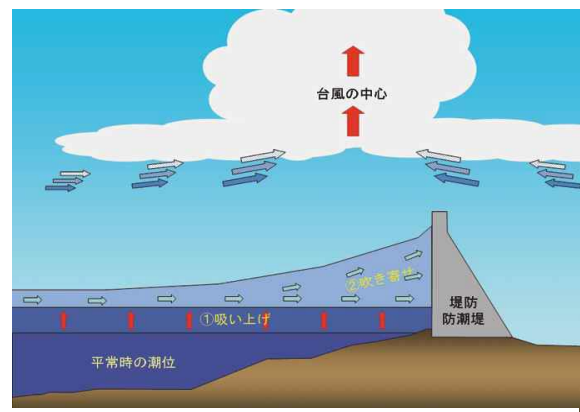


図 3.2.61 高潮発生メカニズム

出典：気象庁(2015b)

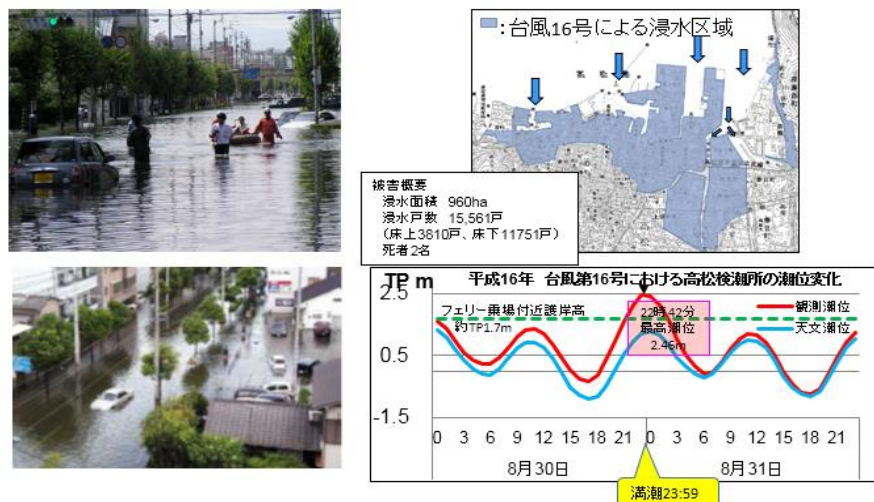


図 3.2.62 2004年台風第16号による高松市内の浸水被害状況

出典：国土交通省ホームページ

【コラム 22】 温暖化によって高潮はどれだけ高くなったか

—2013 年台風第 30 号（ハイエン）の場合—

2013 年 11 月にフィリピンに上陸した台風「ハイエン」は、中心付近の最大風速が秒速 64.8 m にも達した過去 100 年で最も強い台風の一つである。フィリピン・レイテ島の北東にある都市タクロバンでは、台風に伴う高潮の影響で通常より 5~6m 水位が上昇した。高潮や暴風による建物の倒壊等により、フィリピン全土で死亡者は 5,982 人、行方不明者は 1,799 人に達した（図 1）。²¹⁰⁾



図 1 2013 年 11 月のハイエンによる被害

出典：社会資本整備審議会（2015）

人間活動による過去 150 年間の海面水温上昇と大気成層の変化が、台風ハイエンの強度や高潮に与えた影響を調べた研究がある。この研究では、まず、数値モデルで台風ハイエンが再現されることを確認した（現在再現実験）。スーパー台風は、眼の壁雲をよく表現しないとその発達を表現できないことが知られており、1km 解像度までダウンスケール実験を行って壁雲を表現できることを確認した。次に、海面水温と大気成層状態を変化させ、工業化以降現在までの 150 年間の人間活動の影響を取り除いた実験（自然条件実験）を行い現在再現実験と比較した。その結果、16 例中 15 例において現在再現実験の方が台風はより強く発達した。最大風速は平均で秒速 3m ほど速くなった。さらに、16 例の中から、ハイエンにより高潮の被害を受けたタクロバンに大きな高潮をもたらすコースを通った 10 例について、高潮の計算を行ったところ、タクロバンの高潮は、現在再現実験で最大 4.27m、自然条件実験で最大 3.80m となり、過去の海水温上昇による高潮の増加は平均で約 20%であった（図 2）。

このように、過去 150 年間の人間活動の影響による海面水温上昇の効果が、スーパー台風における高潮に影響を及ぼしていることが示唆された。ただし、ハイエンのようなスーパー台風の発生頻度がどう変化するかについては、今後の研究課題である。⁵⁹⁾

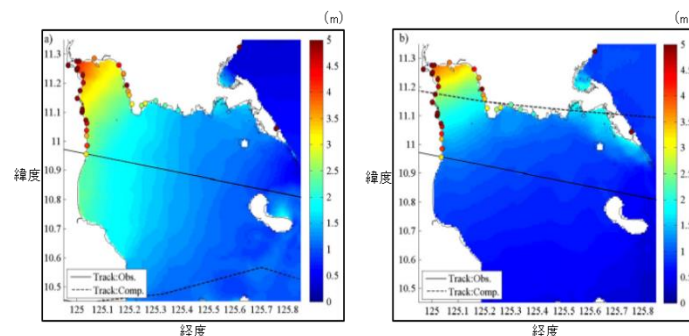


図 2 高潮の水位(最大値)の予測結果

現在再現実験（左）と自然条件実験（右）。現在の気候条件（左）のほうがレイテ湾の水位が全体的に高いことがわかる。沿岸の着色された点は、現地観測結果を示す。出典：I. Takayabu et al. (2015)

○ 将来

<不確実性を考慮した高潮偏差の予測>

高潮は、湾に対してある決まった経路をもつ台風に対してのみ大きな偏差を生じさせる現象であるため、台風の来襲頻度に対してその発生頻度が極端に低く、定量的に気候変動の影響を評価することが難しい。IPCC AR5 では、極端な高潮の将来変化については、異なる全球気候モデル間の将来予測結果のばらつきが大きく、領域スケールの将来変化の確信度が低いことが明記されている。

日本国内でも、精緻な将来高潮偏差の表現を目指した予測研究が進む中で、気候モデルによる台風強度のバイアスと台風のサンプル数の不足により、得られる高潮偏差が台風強度のバイアスと対象領域における数個の強い台風の通過有無に大きく依存する傾向等が課題となっていた。そこで、多数のアンサンブル実験結果の出力にバイアス補正を適用し、扱う台風のケース数を増やすことで不確実性を考慮した高潮将来予測を行った研究がある。これによれば、21 世紀末、九州南部及び伊勢湾では、発生確率 1/25 年（25 年再現確率値）の高潮偏差はやや減少傾向にあるが、有明海、瀬戸内海北側沿岸や和歌山以東の地域では、0.15～0.45m 程度の増加傾向にあるとの結果が得られている（図 3.2.63）。これらの将来変化特性は、台風の中心気圧が将来強くなり経路が東へ移動するという結果と整合している。将来の高潮偏差は、西日本で現在と比べて増減する地域があり、東日本で増加する傾向があることが示されている^{176,177)}。高潮の将来変化の予測については不確実性が高く、全球気候モデルや地域気候モデルによる将来予測のアンサンブルの増加、不確実性評価の進展に従い、地域スケールの詳細な将来予測結果が得られることが期待される。

三大湾を対象とした発生確率 1/100 年以上の高潮偏差の将来変化についての検討も d4PDF を用いて行われている（コラム 6 参照）。

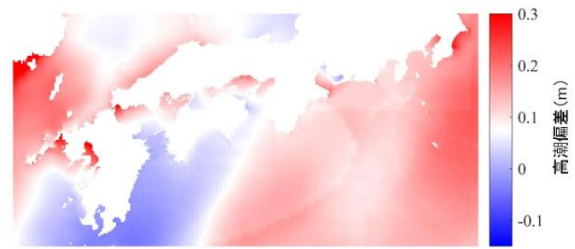


図 3.2.63 不確実性を考慮した 1/25 年確率の高潮の将来変化予測

MRI-AGCM3.2 (60km)、RCP8.5 シナリオを使用。現在気候は 1979～2003 年、将来気候は 2075～2099 年。単位はメートル、アンサンブル平均値。出典：文部科学省（2017）（原著論文：安田ら（2016））

<伊勢湾台風が将来気候下で発生した場合の最大潮位偏差の予測（名古屋港）>

過去に実際に起こった伊勢湾台風とこれによる高潮の再現計算を行い、これに気候変動による台風の強度増加と伊勢湾における最悪経路を考慮した擬似的な温暖化実験による計算も行われている。これによれば、将来気候条件下において発生した台風が、伊勢湾台風と同じ経路を通った場合、名古屋港における最大潮位偏差は 0.3m 程度増加して 3.81m となる結果が得られた。また、伊勢湾台風が最悪経路（名古屋港にとって最も潮位偏差が大きくなる経路）を通ると仮定した場合、名古屋港での最大潮位偏差は 0.7m 程度増加して 4.18m に、さらに気候変動による台風の中心気圧の変化を考慮した場合、最大潮位偏差は 1.5m 程度増加して 4.96m になるとの結果が得られた。将来気候では、伊勢湾の中央部あたりからかなり高潮が大きくなっており、伊勢湾台風と比較して、湾中央以北で全体的に防護レベルが低下する可能性が示唆される（図 3.2.64）。¹⁷⁶⁾

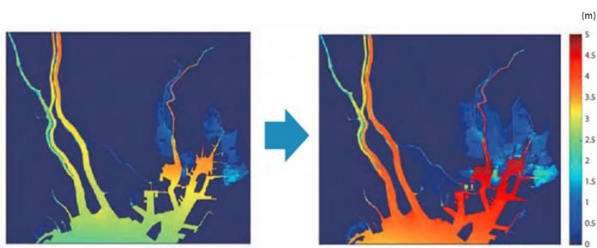


図 3.2.64 最悪経路を通った場合の最大潮位偏差

左は伊勢湾台風クラス、右は将来気候条件における伊勢湾台風が最悪経路を通過した場合を示す。高潮ゲートは開いた状態を想定。出典：文部科学省(2017)(原著論文：澁谷ら(2015))

＜室戸台風級の高潮と海面上昇を考慮した浸水被害額の予測＞

日本の三大湾等では、伊勢湾台風級の台風を防災の目標として想定してきたが、それよりさらに強い室戸台風級で海面上昇 60cm を想定した場合の浸水被害額を求めた研究がある。これによれば、高潮は都市が発達している沿岸低平地に甚大な被害をもたらし、被害額が 1km²あたり 10 兆円を越えると予測されている地域もある(図 3.2.65)。また、河道に沿って内陸地域まで遡上氾濫する様子が見られ、海からと川からの浸水被害の双方を勘案することが必要になると考えられる。¹⁷⁾

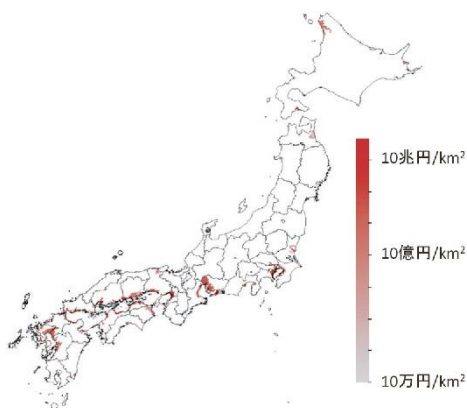


図 3.2.65 海面上昇 60 cm の場合の浸水被害額

出典：環境省(2014)

＜大規模高潮浸水の想定(東京湾)＞

なお、東京湾については、2010年に中央防災会議「大規模水害対策に関する専門調査会」が、東京湾において大規模な高潮が発生した場合における氾濫状況のシミュレーションを行い、氾濫状況の推移の把握を行っている。台風勢力、潮位条件、海岸保全施設の整備状況等に加え、長期的な気候変動も考慮して6つのシナリオが設定され、気候変動に伴う将来の海面上昇や極端に強い台風の来襲に加え、海岸保全施設の機能障害という悪条件が重なった場合には、大規模な浸水が発生する可能性があり、長期的視点に立った対策が必要であること等が示されている(図 3.2.66)。

| | 【目的1】現時点での高潮的擾乱力の検討 | | | 【目的2】長期的な気候変動に対するリスクの把握 | | |
|-------------------------------|--|--|--|--|--|--|
| | シナリオA | シナリオB | シナリオC | シナリオD | シナリオE | シナリオF |
| 想定台風の規模 (中心気圧) (現在の再現率) | 東京湾における 海岸保全施設の 被害の被害目録 伊勢湾台風級 (940hPa) (1/100年~1/200年) | 東京湾における 海岸保全施設の 被害の被害目録 伊勢湾台風級 (940hPa) (1/100年~1/200年) | 地球温暖化による 台風強度を増加 させた想定 室戸台風級 (910hPa) (1/200~1/1000年) | 東京湾における 海岸保全施設の 被害の被害目録 伊勢湾台風級 (940hPa) (1/100年~1/200年) | 地球温暖化による 台風強度を増加 させた想定 室戸台風級 (910hPa) (1/200~1/1000年) | 地球温暖化による 台風強度を増加 させた想定 室戸台風級 (910hPa) (1/200~1/1000年) |
| 潮位の初期条件 | 期望平均高潮位 | 期望平均高潮位 | 期望平均高潮位 | 期望平均高潮位 + | 期望平均高潮位 + | 期望平均高潮位 + |
| 海岸保全施設の 条件 | 現行の施設が 正常に機能 | 地震による 被災を想定 (レベル1:地震等) 以上に対応する施設 の稼働 | 現行の施設が 正常に機能 | 現行の施設が 正常に機能 | 現行の施設が 正常に機能 | 津波物等による 海岸保全施設の 損傷を想定 (レベル2:津波等) に対応する施設 の稼働 |
| 水門の開閉 | 全水門閉鎖 | 対象化対策未施工 箇所は開放 | 全水門閉鎖 | 全水門閉鎖 | 全水門閉鎖 | 全水門開放 |

※1 IPCC第4次評価報告書(2007)における21世紀末の世界平均海面水位上昇予測の最大値56cmより設定
※2 観測期間中に1~2度発生する確率を有する地震
※ 海岸部からの高潮浸水を仮定して一律計算することによる過剰な計算モデルを使用したことから、河川からの高潮浸水は考慮されていない。

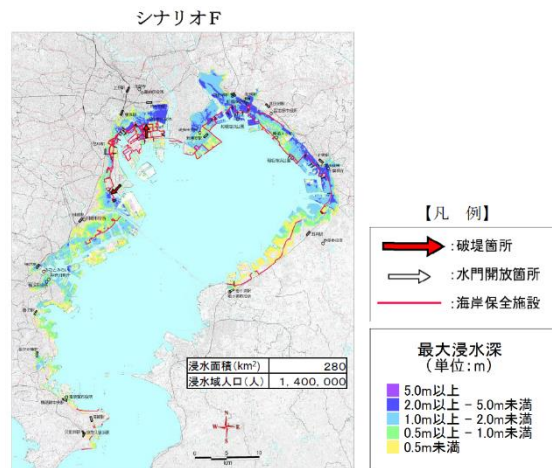


図 3.2.66 東京湾の大規模高潮浸水想定
の一例

上は、各シナリオの浸水想定結果の概要、下はシナリオ F の浸水想定結果。出典：中央防災会議(2010)

② 波浪災害

○ 現状

高波は、台風や低気圧の周辺で海面上に強い風が吹くことにより発生する現象である。また、風が吹いていない場所にも、遠くで発生した波がうねりとして伝わってくることもある。台風が接近した海域では10mを超える高波が発生することもある。

1970年以來、全国港湾海洋波浪情報網(NOWPHAS⁶⁷)により全国の沿岸で波浪観測が行われている。その40年間のデータの質の長期的変遷を再検討するとともに、季節別の波浪特性の経年変化、波浪特性と気候指標(海水温、南方振動指数、北極振動指数、太平洋十年規模変動指数、北太平洋指数)の相関を検討した研究がある。これによれば、1) 通年の平均有義波高⁵⁷⁾は、いくつかの地点で増加、季節別の平均有義波高でも増加傾向を示す地点がある、2) 平均有義波周期は台風より温帯低気圧の影響の大きな地方を中心とする多くの地点で通年でも季節別でも増加傾向、3) 波パワーは日本海側、太平洋側ともに南の地方を中心に増加傾向を示す地点がある、4) 冬季の最大有義波高は日本海沿岸、秋季の最大有義波高は東北太平洋沿岸で増加傾向、5) 平均有義波と海水温の相関性に比べ、平均有義波と他の気候変動指標の相関性は低い等の結論が得られている。¹²⁴⁾

太平洋沿岸で秋季～冬季では波高の増大等が、日本沿岸で冬型気圧配置の変化による高波の波高及び周期の増加等の事例が確認されているが、これが気候変動によるものであるとの科学的根拠は未だ得られていない。¹²⁷⁾

これまでに台風や低気圧によって甚大な高波被害が生じた例としては、2004年の台風第23号による高知県室戸市の菜生(なばえ)海岸での被災例、2008年の低気圧の寄り回り波⁶⁸⁾による富山湾沿岸の災害等がある。菜生海岸では、台風の激しい高波により海岸堤防が約30mにわたって倒壊し、越波等により背後の家屋が被災して3名の死者が出た⁸⁶⁾。富山湾では、寄り回り波によっ

て死者2名、重軽傷者16名、家屋被害454棟に及ぶ甚大な被害をもたらした¹³⁸⁾。

○ 将来

防波堤等の波浪を防ぐ施設は一般に、50年に一度起きる波浪に対して設計されてきた。その沖合での高さは10～15mである¹²⁵⁾。将来の沿岸災害に備えるためには、気候変動による波浪の変化の予測も重要である。将来の台風や低気圧の出現特性を日本周辺という地域で定量的に予測することはまだ難しいが、気候モデルMRI-AGCMの実験結果(RCP8.5シナリオ)に基づいて10年に一度の波浪を試算すると、太平洋側で顕著な増加が得られた(図3.2.67)。

高波は、フィリピン北東沖での減少、東日本沖を中心とした太平洋側での顕著な増加という特徴を持ち、将来変化の実験間の総平均は±4m程度、標準偏差が3m程度である。日本沿岸における高波の将来変化は、台風発生個数の減少や台風強度の増加とともに、台風経路の変化も含む複合的な要因によって生じることが指摘されている。¹⁷⁶⁾

日本沿岸の平均波高は、冬季において、日本海・太平洋側で季節風によって発達する波のエネルギーの減少、太平洋側で西向きうねりのエネルギーの減少が予測され、平均的には減少することが指摘されている。²¹⁷⁾

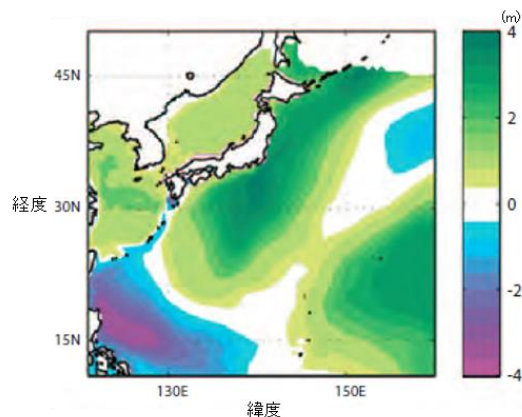


図 3.2.67 10年に一度の高波の将来変化
MRI-AGCM3.2Hを使用。単位はメートル。出典：文部科学省(2017)(原著論文：T. Shimura et al. (2015a))

⁶⁷ NOWPHAS: Nationwide Ocean Wave information network for Ports and Harbours

⁶⁸ 寄り回り波：日本海北部で発生した高波がうねりとなって富山湾に到達し、波高が海岸近くで急に高くなり、沿岸各地に被害を与える現象。

③ 砂浜消失

○ 現状

砂浜は、波浪を減衰させ、陸域への波の進入を防ぐ防災上の役割、動植物の生息・生育や人々の利用の場としての役割等を果たしているが、近年、堆積と侵食を繰り返す砂浜の自然過程が失われる等、砂浜の侵食被害が深刻なものになっている。侵食が進むと松林等の生育環境の消失、陸地への塩分飛来、越波量・浸水被害の増加、海岸保全施設の基礎の洗掘による災害時の被災の危険性増大等、様々な影響が生じる。砂浜の侵食は、異常な海象による場合に加え、土砂供給の減少、土砂移動の変化等、人為的要因も含む様々な要因で漂砂⁶⁹のバランスが崩れることによって発生する。海岸の侵食が生じている場合、一般に陸上部のみならず海域部においても相当量の土砂損失が生じており、一度、広域的な海岸侵食が発生するとその回復は極めて難しい。⁸⁰

○ 将来

IPCC AR5 で予測されている 21 世紀末の全球平均海面上昇量を考慮し、全国一律に 0.10～1.00m まで 0.1m ごとに海面上昇量を与え、将来の砂浜侵食量を予測した研究がある。これによると、21 世紀末には全国的に侵食が進み、20cm、60cm、80cm の海面上昇量でそれぞれ 36%、83%、91% の砂浜が消失すると予測されている（図 3.2.68）⁶⁹。ただし、本論文においてもこの研究で用いた Bruun 則⁷⁰については全国で適用できるとは限らず、また算出した消失面積については不確実性が高いため、今後 Bruun 則以外の予測手法についても検討する必要があることが明記されている。

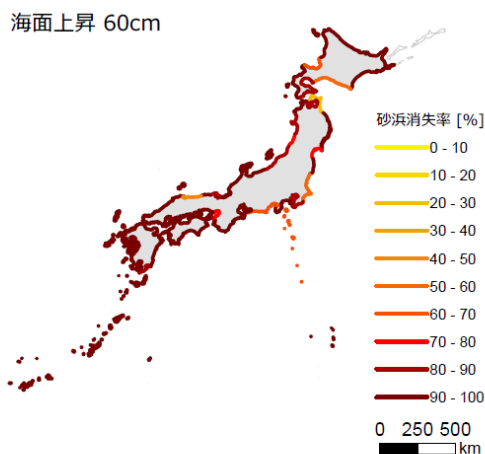


図 3.2.68 2100 年頃の砂浜消失率 (2081～2100 年)

IPCC AR5 で、将来 (2081～2100 年) の全球平均海面上昇量を RCP2.6 シナリオで 0.26～0.55m (マルチモデル平均 0.40m)、RCP4.5 シナリオで 0.32～0.63m (同 0.47 m)、RCP8.5 シナリオで 0.45～0.82m (同 0.63 m) となる可能性が高いと報告されていることを考慮し、海面上昇量は全国一律に 0.10～1.00m まで 0.10m ごとに与えている。Bruun 則 (底質粒径 0.3mm) による海面上昇量に対する砂浜消失率を予測。出典：有働ら (2014)

⁶⁹ 漂砂：海岸あるいは海底の砂が、波や流れの作用によって移動すること。

⁷⁰ Bruun 則：海岸の断面地形が海面上昇に対応して新たな平衡地形を形成するという仮説。新しい地形の形成に伴って前浜が侵食されることになる。

3.2.5. 健康

気候変動が人の健康に及ぼす影響には、熱中症等暑熱による直接的な影響と、感染症への影響等、間接的な影響が挙げられる。近年熱中症による死者数は増加しており、また将来的には熱ストレスによる超過死亡の増加も予想される。感染症については、現状では患者数の増加としては現れていないが、デング熱等の媒介蚊であるヒトスジシマカの生息域北限が北上し 2016 年には青森県に達したことが報告されている。

(1) 暑熱

○ 現状

気候変動による気温の上昇は、熱ストレスの生理学的な影響により、循環系・呼吸系に問題を持つ人や高齢者の死亡リスクを高める¹²⁷⁾。熱中症は、暑熱による直接的な影響の一つであり、気候変動との相関は強いと考えられている。熱中症による死者数は増加傾向にあり、特に記録的な猛暑となった 2010 年には、過去最多の死者数となっている（図 3.2.69 上）。なお、1995 年以降、国内における死亡分類の方法が変更となっている点に注意が必要）。また、1 年間の真夏日（日最高気温が 30℃ 以上の日）の日数が多くなると、熱中症死亡数も増加する傾向にある（図 3.2.69 下）。

○ 将来

熱中症による搬送者数は、21 世紀半ば（2031～2050 年）の RCP8.5 シナリオにおいては、是現状（1981～2000 年）と比較して、全国的に増加し、特に東日本以北で 2 倍以上に増加することが予測されている（図 3.2.70 上）。

ある疾患による総死亡が気温の上昇によってどの程度増加したかを示す指標として「超過死亡」があるが、この超過死亡の増加は、既に生じていることが世界的に確認されている¹²⁷⁾。

熱ストレスによる超過死亡者数は、21 世紀半ばの（2031～2050 年）の RCP8.5 シナリオにおいては、全国的に 2 倍以上増加することが予測されている。（図 3.2.70 下）。

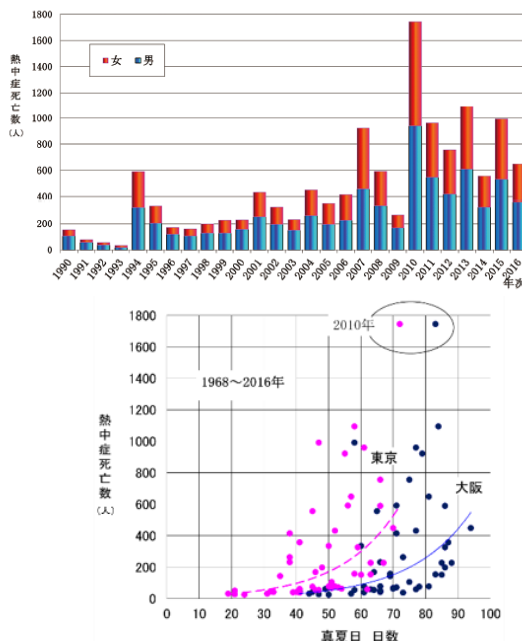


図 3.2.69 年次別男女別熱中症死亡数（1990～2016 年）（上）、熱中症死亡数と真夏日日数の関係（1968～2016 年）（下）
出典：環境省（2018）

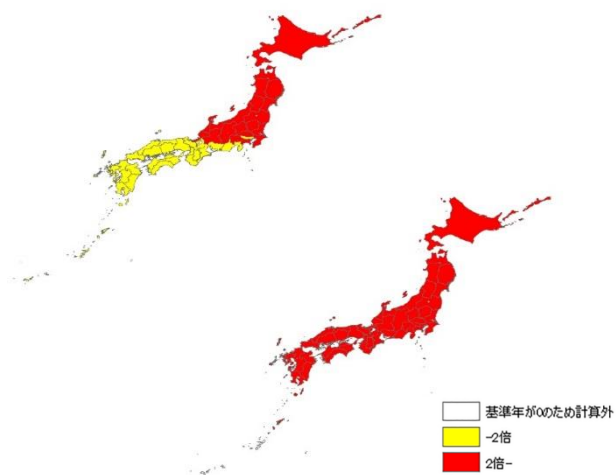


図 3.2.70 熱中症搬送者数（上）と熱ストレスによる超過死亡者数（下）の将来予測
全球気候モデル MIROC、RCP8.5 シナリオを使用して 21 世紀半ば（2031～2050 年）を予測。提供：国立環境研究所

(2) 感染症

○ 現状

感染症と気候変動の関係については、研究事例に限られ、不確実性を伴う要素も多い。平均気温の上昇や降水量の変化が、単純に、特定の感染症の拡大に直接影響することは想定しにくい。昆虫やダニによって媒介される感染症は気候変化の影響を受けやすいと言われるが、気候/環境変化を介した影響には、気候以外の様々な環境要因も

作用し地域差も大きい(表 3.2.3、表 3.2.4)。蚊が媒介する感染症を例にとると、ハマダラカ属の生息地が低地～高地へと拡大しているアフリカでは、温暖化による高地でのマラリア流行が心配されるが、温暖化とともに都市化によりヤブカ属の生息地が拡大している東アジアの都市部では、デング熱の流行が心配される。

表 3.2.3 気候変化が食品媒介感染症、水系感染症に及ぼす影響

| 病原菌分類 | 病原体、病原因子 | 食品媒介 | 水媒介 | 間接的な気候影響 | 直接的な気候影響 |
|----------|-------------------------------------|-------|-----------------|----------------------|--------------------------|
| ウイルス | 腸内ウイルス (例)A型肝炎ウイルス (例)O1型コレラ菌 | 貝類 | 地下水 | 荒天は糞便や下水からの輸送を増加させる。 | 気温の低下と日照の減少により生残数が増加する。 |
| 細菌 | ビブリオ属菌 (例)ビブリオ・バルニフィカ | 貝類 | レクリエーションによる創傷感染 | 動物性プランクトンの増殖。 | 塩分と温度は海洋環境下での成長に関係する。 |
| シアノバクテリア | シアノバクテリア | | | | |
| ア | アナベナ属 | | | | |
| 渦鞭毛藻類 | ギムノディニウム目 | | | | |
| 原虫 | 腸内原虫 (例)シクロスポラ (例)クリプトスポリジウム | 果物や野菜 | レクリエーション用水や飲料水 | 荒天は糞便や下水からの輸送を増加させる。 | 温度はシクロスポラ原虫の発育と感染力に関係する。 |

出典：WHO (2003) より作成

表 3.2.4 環境変化が感染症に及ぼす影響

| 環境変化 | 症例 | 影響の経路 |
|-------------|-------------------------------|---|
| ダム、運河、灌漑 | 住血吸虫症 マラリア 蠕虫症 河川盲目症 | ↑宿主となる巻貝の生息地、人との接触 ↑蚊の繁殖地 ↑湿った土壌を介した幼虫との接触 ↓黒バエの繁殖 ↓病気 |
| 農業集約化 | マラリア ベネズエラ出血熱 | 農薬と↑媒介生物の抵抗力 ↑げっ歯類の個体数、接触 |
| 都市化、都市の過密化 | コレラ デング熱 | ↓公衆衛生と保健衛生 ↑水質汚染 集水ゴミ、↑ネッタイシマカの繁殖地 |
| 森林伐採と新しい繁殖地 | 皮膚リーシュマニア症 マラリヤ オロブシュ熱 | ↑近接性、媒介となるサシショウバエ ↑繁殖地と媒介者、感染しやすい人の移住 ↑接触、媒介者の繁殖 |
| 森林再生 | 内臓リーシュマニア症 ライム病 | ↑媒介となるサシショウバエとの接触 ↑宿主となるダニ、屋外での曝露 |
| 海洋温暖化 | 赤潮 | ↑有毒藻類の増殖 |
| 降水量の増加 | リフトバレー熱 ハンタウイルス肺症候群 | ↑蚊の繁殖する水たまり ↑げっ歯類の食物、生息地、個体数 |

出典：WHO (2003) より作成

ヒトスジシマカは、デング熱等を媒介する蚊として知られている。ヒトスジシマカの生息域の北限は年平均気温 11℃以上の地域とほぼ一致しているが、1950 年以降生息域北限は北上しており、2016 年には青森県に達している (図 3.2.71)⁹⁸⁾。気候変動による気温の上昇や降水の時空間分布の変化は、ヒトスジシマカの生息域を変化させ、デング熱等のリスクを増加させる可能性があるが、生息域の拡大が、直ちにデング熱等の国内感染のリスクに結びつくものではない。

○ 将来

ヒトスジシマカの将来における分布を予測した研究によれば、分布域はいずれ北海道へと拡大し、21 世紀末には北海道東部と高標高地を除いた日本全土へと広がる可能性があるとの推察される (図 3.2.72)。また、分布域が国土全体に占める割合は、現状は約 40%弱であるが、21 世紀末の RCP8.5 シナリオにおいては、国土全体の約 75~96%に達すると見込まれる。¹⁷⁾

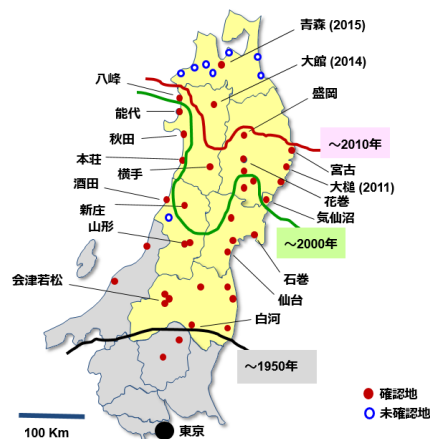


図 3.2.71 東北地方におけるヒトスジシマカの生息域北限の推移 (2017 年現在)

カッコ内は幼虫が初めて確認された年。大館市では 2014 年、青森市では 2015 年に幼虫が初めて発見され、その後定着が確認された。1950 年までの生息域は当時の米占領軍の調査報告から推定した。提供：国立感染症研究所

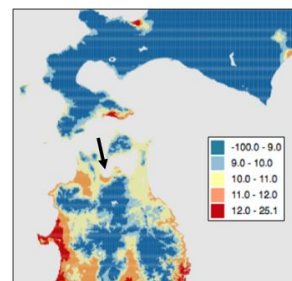
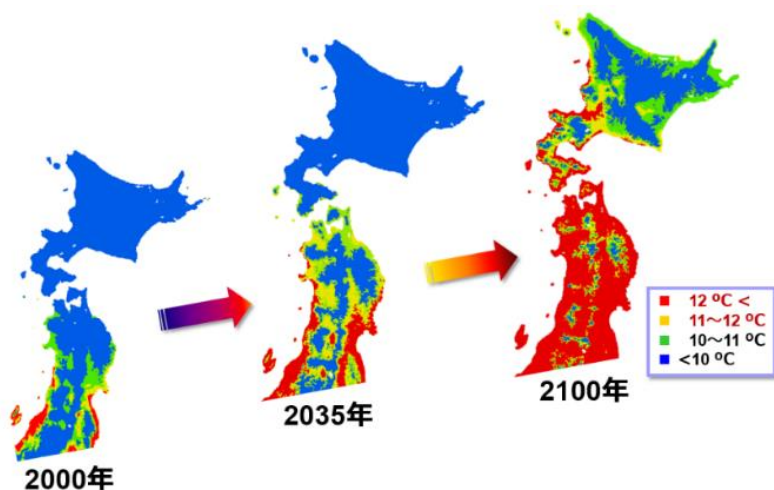


図 3.2.72 ヒトスジシマカの生息域拡大の予測 (MIROC(k-1) モデルによる年平均気温の分布図) (左)、2015 年の年平均気温マップ (矢印は青森市) (右)

2000 年までの気温情報をもとに 2035 年及び 2100 年の年平均気温を推測すると、2035 年までに本州の北端まで、2100 年には北海道の西側及び道南の一部にヒトスジシマカの生息が可能になることが示唆されたが、実際には 2015 年に青森市内で初めてヒトスジシマカが見つかり、その後の調査でその定着が確認されている (図 3.2.71)。ここ数年の温度変化は、当時予測した生息域拡大のスピードをはるかに上回っていると考えられる。出典：沢辺 (2017) (図は駒形ら未発表を改変)

【コラム 23】気候変動をもたらすもの —新たな機会から不可逆的な激変まで—

◆ 気候変動をもたらす新たな機会

気候変動は、悪い影響ばかりをもたらすわけではない。例えば、人の健康の面では、暑い日が増えることによって夏の死亡者数が増える可能性がある一方、寒い日が少なくなることによって冬の死亡者数が減る可能性もある。また農業では、暖かくなることで収穫量が減ると予想される地域や作物がある一方、逆に収穫量が増えると予想される地域や作物もあり、また、これまでには栽培できなかった新たな作物を栽培できるようになる場合もある。

さらに、最近では、気候変動を新たなビジネスの機会として捉え、他者の適応を促進する製品やサービスを展開する「適応ビジネス」に取り組む事業者等の動きもある。

しかし、気候変動に伴う変化があまりに大きくなれば、ここに挙げるような新たな機会を得て活用することも難しくなると考えられる。影響の不確実性に留意しながら、総合的にみていくことが重要となる。

◆ 気候システムの急変～ティッピングポイント

気候変動は、「ティッピングポイント (tipping point)」と呼ばれる不可逆的な激変をもたらす可能性もある。「ティッピングポイント」とは、少しずつの変化が急激な変化に変わってしまう転換点を指す用語である。気候変動についても、あるレベルを超えると、気候システムにしばしば不可逆性を伴うような大規模な変化が生じる可能性があることが指摘されており、地球環境の激変をもたらす。このような事象は「ティッピングエレメント」と呼ばれている。現在指摘されているティッピングエレメントの例として、海洋深層大循環の停止やグリーンランド及び南極における氷床の不安定化等がある。

◆ 適応の限界

適応は気候変動影響のリスクを低減できるが、特に気候変動の程度がより大きく、速度がより速い場合には、その有効性に限界があることが IPCC AR5 (2014) で指摘されている。また、財政面、人的資源、予測される影響の不確実性、リスクの認識、モニタリング及び観測の手段・資金等、様々な制約が働いて、適応策の計画立案と実施が妨げられる可能性が指摘されている。不十分な計画立案や実施、短期的成果の過度な強調、結果を十分に予見しないことにより、将来の脆弱性や曝露を増大させ、適応の失敗をもたらさう。

出典：国立環境研究所 (2016)、IPCC (2014c)

3.2.6. 産業・経済活動、国民生活・都市生活

産業・経済活動、国民生活・都市生活に関する分野における影響については、気候変動による影響だけでなく社会的な様々な要因も関係することから、論文での報告例は限られるものの、気温上昇や海面上昇、極端現象等によって、様々な生産・販売活動や各種のインフラに影響が及ぶ可能性が懸念されている。最近の新たな知見として、海外での気候変動影響がサプライチェーン等を通じて国内の産業に影響を及ぼす可能性や、企業が気候変動のリスクとビジネスチャンスの双方を認識して取り組む動き等が報告されている。

○産業・経済活動や生活面での影響に着目する意味

3.2.5 項まで、農業、森林・林業、水産業、水環境・水資源、自然生態系、自然災害・沿岸域、健康の各分野の影響を見てきたが、気候変動の影響は、社会を支える様々な産業・経済活動や国民一人ひとりの生活そのものにも深く関わりを持っている。

例えば、製造業、商業、建設業等の各種の産業において、極端現象の頻度・強度の増加等は、甚大な損害をもたらす可能性があり、また、国民の生活においても、気温の上昇等が、快適な生活を送る上での支障や季節感の変化等をもたらす可能性がある。また、このような気候の変化を直接受けて生じる影響だけでなく、前節まで述べた

ような自然生態系の変化、農業や水産業への影響、自然災害への影響等が、産業・経済活動や生活面に波及的な影響をもたらす（図 3.2.73）。

このような産業・経済活動、国民生活・都市生活に及ぶ影響については、前節までに示した各分野における影響を経て顕在化したり、気候変動による影響だけでなく社会的な様々な要因も関係することから研究例が少なく、よく分かっていない部分も大きい。事業者・国民がそれぞれの立場で前節までに示した各分野における影響をもとに将来可能性のあるリスクを理解し、前もって適切な準備をし、被害を最小化していくためには、このような影響にも着目していくことが重要になる。

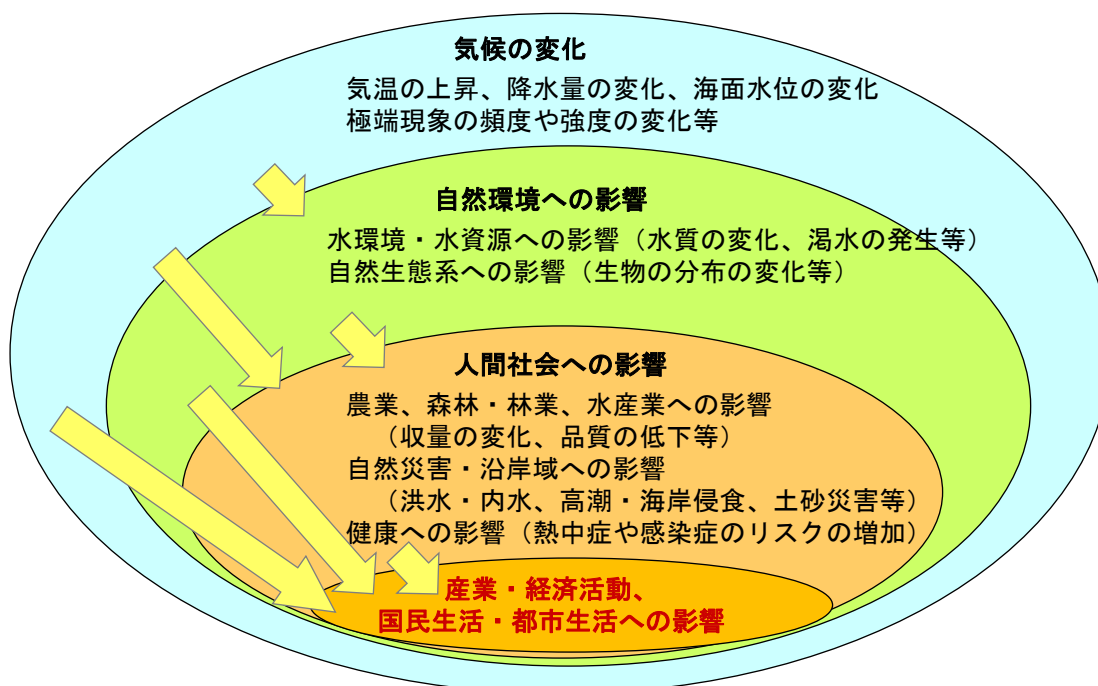


図 3.2.73 気候変動から産業・経済活動、国民生活・都市生活への影響の流れ

○産業・経済活動や生活面に及ぶ様々な影響

気候変動が製造業や商業に直接影響を及ぼすメカニズムについては、研究例が少ないものの、平均気温の上昇が企業の生産・販売過程や生産設備立地場所の選定に影響を及ぼすこと⁶²⁾、長期的に起こり得る海面上昇が生産設備等に直接的・物理的な被害を与えること¹⁷⁸⁾、さらに、気候の変化が、季節性を有する製品の売上げや企業の販売計画に影響を及ぼすこと等を示唆する研究がある³¹⁾。

極端現象の頻度や強度の増加に伴う自然災害の増加により甚大な損害が生じる恐れがある。また社会システムの複雑化にともない、自然災害が産業事故を誘発する等、複合的な災害が発生する場合が多くなっている¹³⁵⁾。1980年からの約30年間の自然災害とそれに伴う保険損害の推移からは、近年の傾向として、保険損害が著しく増加し、恒常的に被害が出る確率が高まっていることが確認されている¹⁶⁴⁾。保険会社では、従来のリスク定量化の手法だけでは将来予測が難しくなっており、今後の気候変動の影響を考慮したリスクヘッジ・分散の新たな手法の開発を必要としているとの報告もなされている¹⁰³⁾。

観光業においては、気温の上昇、降雨量・降雪量や降水の時空間分布の変化、海面の上昇等が、自然資源（森林、雪山、砂浜等）を活用したレジャーに対して、場・資源の消失や減少、活動に適した期間の変化等の影響を及ぼす可能性が指摘されている^{5, 140, 168, 169, 171)}。実際に、積雪深が減少してスキー場の営業に影響が及ぶことを予測した事例⁸⁾（図3.2.74）や、海面上昇により砂浜が減少することで海岸部のレジャーに影響が及ぶことを予測した研究例もある^{9, 100, 101)}。

医療においては、気温の上昇が、熱中症のリスク、水や節足動物等により媒介される感染症のリスク等を拡大させることが懸念されていることから^{17, 146)}、医療産業に対しても何らかの影響を与えることが想定される。

建設業においては、極端現象の頻度や強度の増加が、建設工事の現場等に直接的な被害を及ぼすこと、気温の上昇等が建築物の建材や構造健全性に影響を及ぼすこと等が想定される¹²⁷⁾。

産業・経済活動や国民の生活を支えるエネルギーにおいては、気候変動による気温の上昇がエネルギー需要に正負双方の影響を与える可能性が指摘されている^{15, 144)}。

同様に産業・経済活動や国民の生活を支える、その他の各種インフラ・ライフラインにおいても、気候変動による短時間強雨や渇水の頻度の増加、強い台風の増加等により被害を受ける可能性がある¹⁹⁶⁾。

以上のような広範にわたる産業・経済活動への影響が懸念される一方で、気候変動をビジネスチャンスと捉えて活動を始めている例も多数見られる。例えば、農業支援サービスや災害リスクを予測・評価するサービス、屋外作業員の熱ストレスを管理するサービス等のICT技術を活用したサービスの提供、建物や居住空間の暑熱環境・快適性を向上させる技術や、異常気象による損害を補償する天候デリバティブ等の金融商品を扱ったビジネス等が展開されている（表3.2.5）。

また、世界各地での気候変動による影響が、サプライチェーンを通じて国内の産業・経済に影響を及ぼすことについては、研究例は少ないものの、例えば、2011年のタイ国チャオプラヤ川の洪水が現地の日系企業に被害をもたらした（図3.2.75）、ハードディスクのサプライチェーンを通じて国内の企業に約3,150億円の損失をもたらしたと試算した例等がある¹³⁾。2011年のチャオプラヤ川での洪水が気候変動の影響によるものであったかどうかの判断は難しいが、将来、気候変動によりこのような洪水の頻度・強度が増加すれば、同様の甚大な被害が生じることが予想される。

気候変動の問題は、環境問題であると同時に、経済、開発、安全保障等、外交の様々な側面にも影響を及ぼす可能性のあるグローバルな課題であり、国際的にも気候変動に対する脆弱性リスク低減の観点からの議論や各種の取組が進められている（コラム24参照）。

さらに、気温や降雨の変化、極端な気象現象等は、ここまでに述べてきた産業・経済の側面だけにとどまらず、私達にとってより身近な地域の営み、普段の生活の快適さ、季節感等の様々な側面にも変化をもたらす可能性がある。例えば、都市

化によるヒートアイランド現象に、気候変動による気温上昇が重なることで、都市域で大幅に気温が上昇し、熱中症だけでなく夜間の睡眠阻害の発生が懸念される。また気候変動に伴い、国民にとって身近なサクラ、カエデ、せみ等の動植物の生物季節の変化について報告が確認されている(コラム 25 参照)。

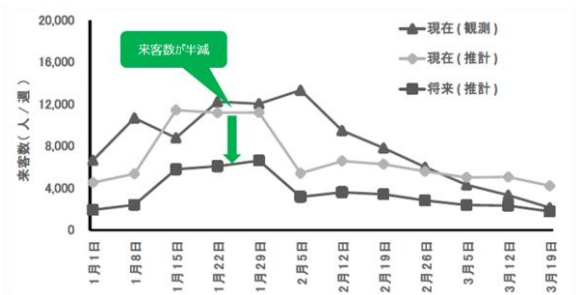


図 3.2.74 現在と将来における積雪量の違いに基づく来客数の推計 (富山県のスキー場の例)

21 世紀末に日本の年平均気温が現在よりも約 3℃上昇するシナリオを用いた場合の計算結果。積雪量の変化により、21 世紀末にはスキー場の来客数や営業利益が減少すること、スキー場によっては十分な積雪量がないために営業期間が短くなる可能性があること等が予測されている。出典：大田原ら (2014) を改変

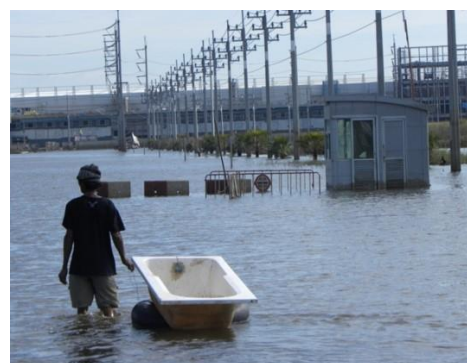


図 3.2.75 タイ国チャオプラヤ川で発生した大洪水による影響

出典：(上) 国土交通省ホームページ b、(下) 国土交通省 (2012)

表 3.2.5 既に取り組みされている適応ビジネスの例

| | | |
|--|---------------|---|
| | 農 業 | ●ICT 技術により農業に必要な気象情報等を監視、送信、記録する農業サービスの提供 |
| | 自然災害 | ●洪水による浸水区域や建物内部への浸水リスクを予測・評価する技術の提供 ●洪水・集中豪雨対策を盛り込んだビル・建物の設計・施工サービスの提供 |
| | 健 康 | ●蚊による感染症を防ぐための蚊帳の開発途上国での展開 |
| | 産 業・ 経済活動 | ●天候デリバティブ等の異常気象をリスクヘッジする金融商品の提供 ●ICT 技術を活用した屋外作業員の熱ストレス管理システムの提供 |
| | 国民生活・ 都市生活 | ●ビル・建物の屋内・屋外の暑熱環境を改善する技術・製品の提供 ●風の通り道やクールスポットを考慮した住宅街区の設計 |

出典：気候変動適応情報プラットフォームより作成

【コラム 24】気候変動と社会的・経済的脆弱性

気候変動問題は環境問題であると受け止められることが多いが、実際には経済、開発、安全保障と行った外交の様々な側面にも影響を及ぼすグローバルな課題である。例えば、防災や災害リスクの低減という側面では、気候変動に伴う長期的なリスクを考慮すべきことが議論されている。また、パリ協定が採択された気候変動枠組条約第 21 回締約国会議（COP21⁷¹）の際には、気候変動対策は企業や自治体に対して追加的な負荷をもたらすのではなく、むしろ経済成長や雇用をもたらすビジネスチャンスであるとの経済的な側面も強調された。

安全保障の観点からも、気候変動は最も深刻な課題の一つとして捉えられている。例えば、大規模な干ばつや洪水が発生した場合、農業生産や所得の低下、食糧価格の高騰が予想されるほか、食糧を求めて近隣地域への人の移動が発生する可能性があり、気候変動の影響は、社会的な不安を高め、ときには紛争の遠因となり得るとの見方も示されている。

このように、気候変動は地球規模の安全保障及び経済の繁栄に脅威をもたらすものとして、外交の分野でも最も深刻な課題の一つと捉えられている。そのような問題意識の下、当時の主要 7 カ国（G7、以下「G7」という）の議長国であったイギリスの主導により G7 各国の専門家会合が開催され、その後も、G7 外相会合や作業部会において継続的に議論が行われてきた。

2016 年 4 月に広島で開催された G7 外相会合では、気候変動の脆弱性リスクに対して緊急に対処する必要があることを認識するとともに、気候変動に対する地球規模の回復力を高めるために、脆弱性リスクを低減するという共通の目的に向けて行動することの重要性が強調され、同時に、気候変動の脆弱性リスクにつき G7 外相の下に設けられた気候変動と脆弱性作業部会において 2 年間作業することとなった。

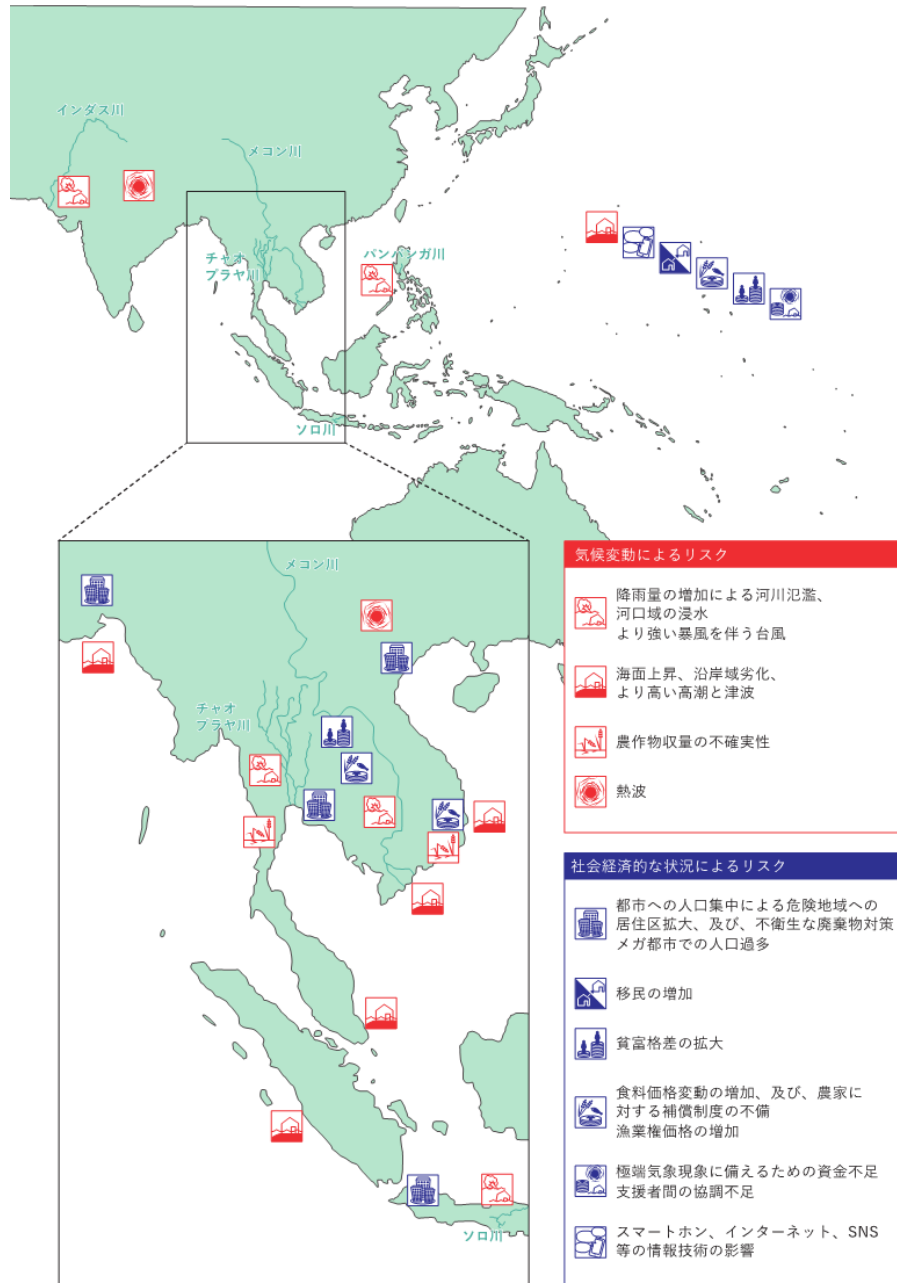
G7 作業部会における気候変動の脆弱性リスクに関する議論の中では、作業として具体的な事例に焦点を当て、その事例における気候変動のリスクを具体的に検証することが提起されている。こうした中で日本は、2017 年、同作業部会での議論や国内の専門家との検討会で得られた具体的な提案を踏まえ、気候変動に伴うアジア・太平洋地域における自然災害の分析と脆弱性への影響を踏まえた外交政策の分析・立案と称した報告書を作成することとした。アジア・太平洋地域は世界人口の多数が集住し、今後も人口増加が見込まれるとともに、自然災害に対するリスクを負っていることから、気候変動がその社会経済に大きな影響を及ぼすことが予見されており、また、科学的なデータの収集や防災対策をはじめとする日本の知見の蓄積や関心の高い地域であることから、焦点を当てて取り上げることとした。報告書の作成にあたっては国内の関係省庁や研究機関・専門家の協力を得つつ作業を進め、2017 年 9 月にその成果を発表した。日本としては、その成果を気候変動交渉だけでなく、開発協力や防災、持続可能な開発目標（SDGs⁷²）の達成等をはじめとする様々な外交分野においても活用し、発信していく考えである。

⁷¹ COP21: Twenty-first session of the Conference of the Parties

⁷² SDGs: Sustainable Development Goals

参考 アジア・太平洋地域における気候変動と脆弱性の関係

報告書の中で紹介する、既存の研究及びインタビューから得られた気候変動によるリスク及び社会経済的な状況によるリスクをマッピングした図。気候変動と社会経済的脆弱性の連関をより深く理解していくためには、これらのリスクの関係性を研究していく必要がある。



出典：外務省（2017）

【コラム 25】サクラの開花等の変化とそれがもたらす身近な影響

◆ サクラの開花の早まり・カエデの紅葉の遅れ

サクラの開花日は全国 58 観測地点の平均で 10 年あたり 1.0 日の割合で早くなっている (図 1)。また、カエデの紅 (黄) 葉日は、全国 51 観測地点の平均で 10 年あたり 2.9 日の変化率で遅くなっている (図 2) (いずれも信頼度水準 99% で統計的に有意)。サクラの開花が早まる傾向やカエデの紅 (黄) 葉日が遅くなる傾向は、これらの現象が発現する前の平均気温との相関が高いことから、気温上昇が要因の一つとして考えられる。

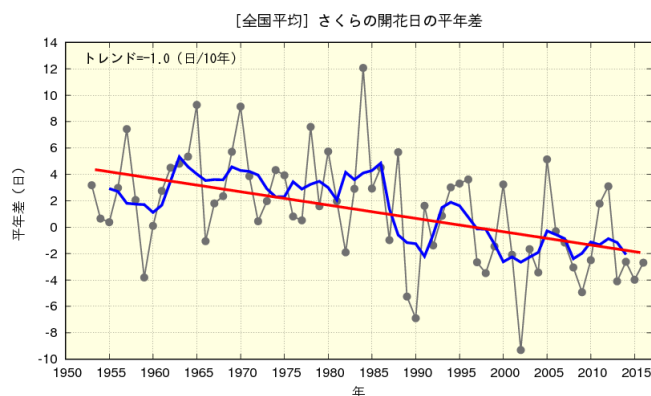


図 1 サクラの開花日の経年変化 (1953~2016 年)

黒線は年平均差 (観測地点で開花を観測した日の平年値 (1981~2010 年の 30 年の平均値) からの差を全国平均した値)、青線は 5 年移動平均、赤線は変化傾向を示す。出典: 気象庁 (2017e)

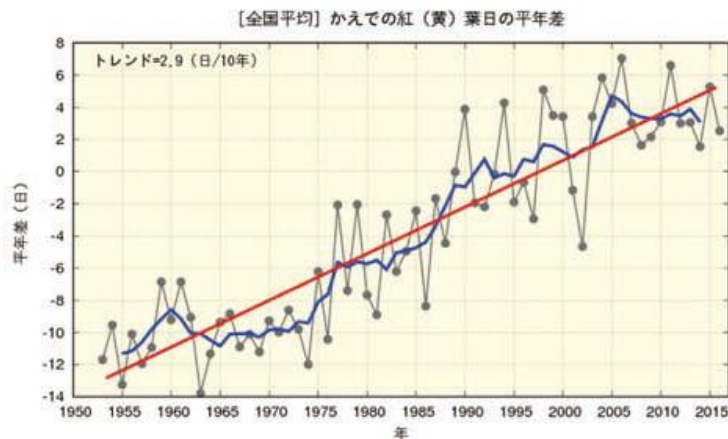
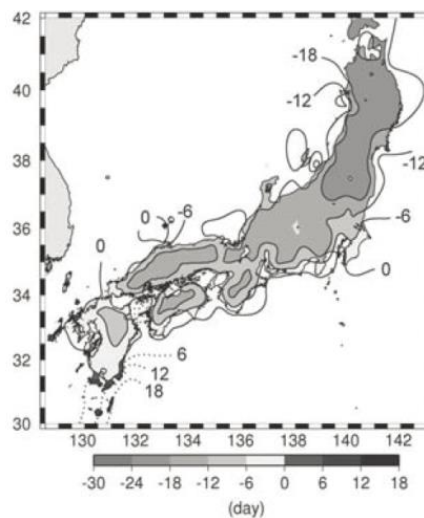


図 2 カエデの紅 (黄) 葉の経年変化 (1953~2016 年)

黒線は年平均差 (観測地点で紅 (黄) 葉を観測した日の平年値 (1981~2010 年の 30 年の平均値) からの差を全国平均した値)、青線は 5 年移動平均、赤線は変化傾向を示す。出典: 気象庁 (2017e)

◆ 将来のサクラの開花時期への影響予測

全国平均ではサクラの開花の早まりが観測されている一方、気温上昇によるサクラ（ソメイヨシノ）の開花時期への影響を予測した研究によると、21世紀末には、九州南部や太平洋沿岸域では開花日は遅くなり、東北や日本海側、比較的標高の高い地域では早くなると予測されている（図3）。サクラは、冬の間には休眠し、ある程度低温にさらされることで休眠を終え（休眠打破）、気温上昇とともに花芽が成長し開花する。開花が遅くなる地域は、地球温暖化により冬の低温を得られないために、休眠打破に至る時間が長くなり、開花が遅れる。さらに開花しない年が現れる可能性も示唆されている。一方で、開花が早くなる地域は、地球温暖化した冬でも休眠打破に必要な低温を得ることができるが、休眠打破後の花芽の成長に必要な気温も地球温暖化により早く得られるため、開花が早まると考えられている。



2082～2100年の平均値と
1982～2000年の平均値の差

図3 サクラ（ソメイヨシノ）の開花時期の差

出典：丸岡ら（2009）に一部加筆

◆ サクラの開花時期の変化によって生じる影響

青森県弘前市の弘前公園は、全国有数のサクラの名所であり、毎年4月23日～5月5日までを基本として、さくらまつりが開催されている。この弘前さくらまつりの特徴の一つに、祭りの期間が国民の祝日であるゴールデンウィークと重なることが挙げられ、この期間の行楽客数は日本各地の中でも毎年上位となっている。

桜井・小堀（2012）は、地球温暖化とサクラの開花日との間に相関があり、それによって観光客の入込数に深刻な影響を与える可能性があることについて、さくらまつりの関係者の捉え方とその対応方針について聞き取り調査により明らかにしている。その結果、多くの関係者が温暖化を実感していること、また、温暖化がサクラの開花時期に影響を及ぼすと認識していることがわかった。弘前が全国の他の桜祭りよりも恵まれている点は、祭りがゴールデンウィークと重なることだが、温暖化によりサクラの開花が早まれば、ゴールデンウィーク～開花時期がずれてしまい、客が遠のくことや営業収入が落ちることが予測される。一方で、これを機に、地域の新しい観光資源に目を向けようという試みも検討されている。例えば、「ゴールデンウィークにサクラが咲いていなくても、このときにもう一つの日本一であるりんごの花を見てもらう」という案がある。他にも、弘前

市は、夏のねふた祭りや秋の紅葉まつり、冬の燈籠祭りを開催することによって、1年を通じて弘前が観光都市になることを目指している。サクラの開花が早まった場合、次に咲くりんごで祭りを開くという地域の資源を活用する発想にもつながっている。

出典：気象庁（2017e）、桜井ら（2012）、丸岡ら（2009）

略語集

| 略語 | 英語表記 | 日本語表記／意味 |
|----------|--|-----------------------------------|
| AP-BON | Asia-Pacific Biodiversity Observation Network | アジア太平洋地域生物多様性観測ネットワーク |
| AGCM | Atmospheric General Circulation Model | 大気大循環モデル |
| AOGCM | Atmosphere-Ocean General Circulation Model | 大気海洋結合大循環モデル |
| AR4 | IPCC Fourth Assessment Report: Climate Change 2007 | IPCC 第4次評価報告書 |
| AR5 | IPCC Fifth Assessment Report: Climate Change 2013, Climate Change 2014 | IPCC 第5次評価報告書 |
| CMIP | Coupled Model Intercomparison Project | 結合モデル相互比較計画 |
| CONTRAIL | Comprehensive Observation Network for TRace gases by AirLiner | 航空機による大気観測プロジェクト |
| COP21 | Twenty-first session of the Conference of the Parties | 気候変動枠組条約第21回締約国会議 |
| d4PDF | Database for Policy Decision making for Future climate change | 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 |
| DIAS | Data Integration and Analysis System | データ統合・解析システム |
| EA | Event Attribution | イベント・アトリビューション |
| ESM | Earth System Model | 地球システムモデル |
| G7 | Group of Seven | 主要7カ国（日本、米国、英国、フランス、ドイツ、イタリア、カナダ） |
| GAW | Global Atmosphere Watch | （WMO）全球大気監視（計画） |
| GCOM-C | Global Change Observation Mission-Climate "SHIKISAI" | 気候変動観測衛星「しきさい」 |
| GCOM-W | Global Change Observation Mission-Water "SHIZUKU" | 水循環変動観測衛星「しずく」 |
| GCOS | Global Climate Observing System | 全球気候観測システム |
| GEO | Group on Earth Observations | 地球観測に関する政府間会合 |
| GEO BON | Group on Earth Observations Biodiversity Observation Network | 地球観測政府間会合 生物多様性観測ネットワーク |
| GEOSS | Global Earth Observation System of Systems | 全球地球観測システム |
| GOSAT | Greenhouse gases Observing SATellite | 温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」 |
| IPCC | Intergovernmental Panel on Climate Change | 気候変動に関する政府間パネル |
| JAXA | Japan Aerospace eXploration Agency | 国立研究開発法人 宇宙航空研究開発機構 |
| LWR | Longwave radiation | 長波長放射 |

| 略語 | 英語表記 | 日本語表記／意味 |
|---------|---|---|
| MIROC | Model for Interdisciplinary Research on Climate | 東京大学気候システム研究センター，国立環境研究所，海洋研究開発機構で開発を行っている気候モデル |
| MRI | Meteorological Research Institute | 気象庁気象研究所 |
| NHRCM | Non-Hydrostatic Regional Climate Model | 非静力学地域気候モデル |
| NICAM | Nonhydrostatic ICosahedral Atmospheric Model | 全球雲解像大気モデル |
| NOWPHAS | Nationwide Ocean Wave information network for Ports and Harbours | 全国港湾海洋波浪情報網 |
| OLR | Outgoing Longwave Radiation | 宇宙に放射される長波長放射 |
| ppb | parts per billion | 対象物質がどの程度大気中に存在しているかを表す。ppb (parts per billion) は 10^{-9} (大気分子 10 億個中に 1 個)。 |
| ppm | parts per million | ppm (parts per million) は 10^{-6} (大気分子 100 万個中に 1 個)。 |
| RCP | Representative Concentration Pathways | 代表的濃度経路 |
| RECCA | Research Program on Climate Change Adaptation | 気候変動適応研究推進プログラム |
| SDGs | Sustainable Development Goals | 持続可能な開発目標 |
| SI-CAT | Social Implementation Program on Climate Change Adaptation Technology | 気候変動適応技術社会実装プログラム |
| SRES | Special Report on Emissions Scenarios | 排出シナリオに関する特別報告書 |
| SS | Suspended Sediment | 浮遊砂 |
| SSP | Shared Socioeconomic Pathways | 共有社会経済経路 |
| SWR | Shortwave radiation | 短波長放射 |
| UNFCCC | United Nations Framework Convention on Climate Change | 気候変動に関する国際連合枠組条約 |
| WCRP | World Climate Research Programme | 世界気候研究計画 |
| WDCGG | World Data Centre for Greenhouse Gases | (WMO) 温室効果ガス世界資料センター |
| WMO | World Meteorological Organization | 世界気象機関 |

参考文献

- 1) アジア太平洋地域生物多様性観測ネットワーク (AP-BON) : AP-BON とは
<http://www.esabii.biodic.go.jp/ap-bon/japanese/overview.html> (2018/02/05 閲覧)
- 2) アジア太平洋地域生物多様性観測ネットワーク (AP-BON) : 2012 年～2015 年における AP-BON の主な活動
<http://www.esabii.biodic.go.jp/ap-bon/japanese/process.html> (2018/02/05 閲覧)
- 3) 池田駿介, 小松利光, 馬場健司, 望月常好, 2016 : 気候変動下の水・土砂災害適応策—社会実装に向けて—. 近代科学社
- 4) 石川芳治, 池田暁彦, 柏原佳明, 牛山素行, 林真一郎, 森田耕司, 飛岡啓之, 小野寺智久, 宮田直樹, 西尾陽介, 小川洋, 鈴木崇, 岩佐直人, 青木規, 池田武穂, 2013 : 2013 年 10 月 16 日台風 26 号による伊豆大島土砂災害, 砂防学会誌, Vol.66, No.5, p.61-72.
- 5) 有働恵子, 武田百合子, 吉田惇, 真野明, 2013 : 最新の海面水位予測データを用いた海面上昇による全国砂浜侵食量の将来予測. 土木学会論文集 G (環境), Vol.69, No.5, p.I_239-I_247.
- 6) 有働恵子, 武田百合子, 2014 : 海面上昇による全国の砂浜消失将来予測における不確実性評価. 土木学会論文集 G (環境), Vol.70, No.5, p.I_101-I_110.
- 7) 浦部真治, 竹門康弘, 角哲也, 2016 : 淀川におけるアユ遡上数の変動要因解析に基づいた将来予測モデルの検討. 京都大学防災研究所年報, 第 59 号 B, p.557-569.
- 8) 大田原望海, 大西暁生, 佐藤嘉展, 佐尾博志, 森杉雅史, 2014 : 地球温暖化による積雪量の変化がスキー場の営業に及ぼす影響—富山県を対象として—. 土木学会論文集 G (環境), Vol.70, No.5, p.I_21-I_29.
- 9) 大野栄治, 杉山泰久, 森杉壽芳, 野原克仁, 2009 : 地球温暖化による砂浜消失の経済評価 : 旅行費用法によるアプローチ. 地球環境, Vol.14, No.2, p.291-297.
- 10) 外務省, 2017 : G7 を通じた日本の気候変動分野への貢献 : 「気候変動に伴うアジア・太平洋地域における自然災害の分析と脆弱性への影響を踏まえた外交政策の分析・立案」の発表
http://www.mofa.go.jp/mofaj/press/release/press4_004998.html (2018/02/05 閲覧)
- 11) 神奈川県農業技術センター, 2015 : 平成 27 年度 病害虫発生予察特殊報 (第 2 号)
<http://nosai-kanagawa.jp/bug/bug20151105.pdf> (2018/02/05 閲覧)
- 12) 川合由加, 工藤岳, 2014 : 大雪山国立公園における高山植生変化の現状と生物多様性への影響. 地球環境, 19(1), p.23-32.
- 13) 川崎昭如, 小森大輔, 中村晋一郎, 木口雅司, 西島亜佐子, 沖一雄, 沖大幹, 目黒公郎, 2012 : 2011 年タイ王国チャオプラヤ川洪水における緊急災害対応 - 政府機関の組織間連携と情報共有に着目して -. 地域安全学会論文集, No.17, p.1-9.
- 14) 川本圭彦, 梅田信, 大山秀格, 小池亮, 森本達男, 小熊久美子, 荒巻俊也, 滝沢智, 2015 : 気候変動が水道水源ダムの水質に与える影響と水道事業における適応力の評価. 土木学会論文集 G (環境) Vol.71.No.5. p.I_117-I_126.
- 15) 環境省 環境管理局, 2004 : 平成 16 年度 ヒートアイランド現象による環境影響に関する調査
- 16) 環境省, 2013 : 気候変動による水質等への影響解明調査
- 17) 環境省, 2014 : S-8 地球温暖化「日本への影響」—新たなシナリオに基づく総合的影響予測と適応策—
- 18) 環境省, 2015 : 地球規模の気候リスクに対する人類の選択肢 第 1 版
- 19) 環境省・気象庁, 2015 : 21 世紀末における日本の気候
- 20) 環境省, 2017 : STOP THE 温暖化 2017
- 21) 環境省, 2018 : 熱中症環境保健マニュアル 2018
- 22) 環境省ホームページ a : S-8-1(5) 地球温暖化が日本を含む東アジアの自然植生に及ぼす影響の定量的評価に関する研究
[https://www.env.go.jp/policy/kenkyu/suishin/kadai/syuryo_report/h26/pdf/S-8-1\(5\).pdf](https://www.env.go.jp/policy/kenkyu/suishin/kadai/syuryo_report/h26/pdf/S-8-1(5).pdf) (2018/02/05 閲覧)
- 23) 環境省ホームページ b : 自然環境・生物多様性 「ライチョウ」
<http://www.env.go.jp/nature/kisho/hogozoushoku/raicho.html> (2018/02/05 閲覧)
- 24) 環境省ホームページ c : 白神山世界遺産地域周辺
<https://www.env.go.jp/kids/gokan/jpr/area/tohoku-area/shirakami.html> (2018/02/05 閲覧)
- 25) 環境省ホームページ d : 串本海域公園 : 串本海中図鑑 | 串本産魚類図鑑 チョウチョウウオ
http://www.env.go.jp/nature/nco/kinki/kushimoto/JP/zukan/fish/fish0173_cyoucyouuo.html (2018/02/05 閲覧)
- 26) 環境省ホームページ e : モニタリングサイト 1000
<http://www.biodic.go.jp/moni1000/index.html> (2018/02/05 閲覧)
- 27) 菅野勉, 森田聡一郎, 佐々木寛幸, 西村 和志, 2014 : 関東地域におけるトウモロコシ (*Zea mays* L.) 二期作適地の近年の状況と今後の変化予測. 日本草地学会誌, 60 (3), p.161-166.
- 28) 気候変化が土砂災害に及ぼす影響に関する研究委員会, 2011 : 気候変化が土砂災害に及ぼす影響に関する研究委員会
- 29) 気候変動適応情報プラットフォーム : 「全国・都道府県情報」
<http://a-plat.nies.go.jp/webgis/index.html>
- 30) 気候変動の影響への適応計画 (平成 27 年 11 月 27 日 閣議決定)
- 31) 気象庁, 2013a : アパレル・ファッション産業における気候リスク評価調査報告書
- 32) 気象庁, 2013b : 地球温暖化予測情報第 8 巻

- 33) 気象庁, 2015a : 異常気象レポート 2014
http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/climate_change/2014/pdf/2014_2-1.pdf (2018/02/05 閲覧)
- 34) 気象庁, 2015b : 気象庁リーフレット「海を知って、海とつきあうー高潮や高波に備えるー」
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/books/takashiotakanami/takashiotakanami.pdf> (2018/02/05 閲覧)
- 35) 気象庁, 2016 : 気候変動監視レポート 2015
- 36) 気象庁, 2017a : 緯度帯ごとに平均した大気中の二酸化炭素濃度の変動
http://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/ghgp/co2_trend.html (2018/02/05 閲覧)
- 37) 気象庁, 2017b : 海氷域面積の長期変化傾向 (オホーツク海)
http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html (2018/02/05 閲覧)
- 38) 気象庁, 2017c : 海面水温の長期変化傾向 (全球平均)
http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html (2018/02/05 閲覧)
- 39) 気象庁, 2017d : 海面水温の長期変化傾向 (日本近海)
http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html (2018/02/05 閲覧)
- 40) 気象庁, 2017e : 気候変動監視レポート 2016
- 41) 気象庁, 2017f : 気象庁の観測点における二酸化炭素濃度および年増加量の経年変化
http://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/ghgp/co2_trend.html (2018/02/05 閲覧)
- 42) 気象庁, 2017g : 気象庁報道発表資料「平成 29 年 7 月九州北部豪雨について」
http://www.jma.go.jp/jma/press/170719a/20170719_goumeimei.html (2018/02/05 閲覧)
- 43) 気象庁, 2017h : 地球温暖化予測情報第 9 巻
- 44) 気象庁, 2017i : 二酸化炭素濃度の観測結果
http://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/obs/co2_yearave.html (2018/02/05 閲覧)
- 45) 気象庁, 2017j : 二酸化炭素分布情報
http://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/info_kanshi.html (2018/02/05 閲覧)
- 46) 気象庁, 2018a : 海氷域面積の長期変化傾向 (全球)
http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html (2018/02/05 閲覧)
- 47) 気象庁, 2018b : 表面海水中の pH の長期変化傾向(北西太平洋)
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_3/pHtrend/pH-trend.html (2018/02/05 閲覧)
- 48) 気象庁ホームページ a : JRA-55 : 気象庁 55 年長期再解析
http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_ja.html (2018/02/05 閲覧)
- 49) 気象庁ホームページ b : 台風について
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/faq/faq14.html> (2018/02/05 閲覧)
- 50) 気象庁ホームページ c : 地域気象観測システム (アメダス)
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/amedas/kaisetsu.html> (2018/02/05 閲覧)
- 51) 気象庁ホームページ d : 地球温暖化について
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/faq/faq6.html#12> (2018/02/05 閲覧)
- 52) 気象庁ホームページ e : 地上気象観測
<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/chijyou/surf.html> (2018/02/05 閲覧)
- 53) 気象庁ホームページ f : 長期再解析の概要
http://jra.kishou.go.jp/JRA-55/index_ja.html#about (2018/02/05 閲覧)
- 54) 気象庁ホームページ g : 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因
http://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_c1.html (2018/02/05 閲覧)
- 55) 気象庁ホームページ h : 日本の気候の変化
http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/chishiki_ondanka/p08.html (2018/02/05 閲覧)
- 56) 気象庁ホームページ i : 濃度変動とエルニーニョ現象との関連
http://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_c1.html (2018/02/05 閲覧)
- 57) 気象庁ホームページ j : 波浪の知識 有義波、有義波高
<http://www.data.jma.go.jp/kaiyou/db/wave/comment/elmknl.html> (2018/02/05 閲覧)
- 58) 気象庁ホームページ k : 陸上生物圏による二酸化炭素の吸収量に及ぼすエルニーニョ現象の影響
http://www.data.jma.go.jp/ghg/kanshi/tour/tour_c1.html (2018/02/05 閲覧)
- 59) 気象庁気象研究所, 2015 : 気象庁気象研究所発表資料「温暖化によって高潮はどれだけ高くなったかー台風ハイエンの場合ー」
http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H27/270616/270616_Haiyan.pdf (2018/02/05 閲覧)
- 60) 気象庁気象研究所, 2016 : 報道発表資料「地球温暖化で豪雪の頻度が高まる～最新気候シミュレーションによる予測～」

- 61) 気象庁気象研究所, 2017 : 気象庁気象研究所報道発表資料「地球温暖化で猛烈な熱帯低気圧(台風)の頻度が日本の南海上で高まる～多数の高解像度温暖化シミュレーションによる予測～」
http://www.mri-jma.go.jp/Topics/H29/291026_d4pdf/press_release.pdf (2018/02/05 閲覧)
- 62) 金湖錫, 2012 : 気候変動と産業の競争力. 北東アジア研究, 第 22 号, p.139-159.
- 63) 草場智哉, 盛谷明弘, 2006 : ダム貯水池の富栄養化(アオコ発生)の簡易的な手法の研究. ダム水源地環境技術研究所所報 2006 年度, p.3-9.
- 64) 工藤亮治, 吉田武郎, 堀川直紀, 増本隆夫, 名和規夫, 2016 : 気候変動が広域水田灌漑に及ぼす影響の全国マップとその不確実性. 応用水文, 28, p.11-20.
- 65) 国土交通省, 2005 : 台風 16 号 満潮時の台風襲来で高潮被害 浸水戸数は 3 万戸を超える
http://www.mlit.go.jp/river/pamphlet_jirei/bousai/saigai/2005/22.pdf (2018/02/05 閲覧)
- 66) 国土交通省, 2008a : 水災害分野における地球温暖化に伴う気候変化への適応策のあり方について (答申)
- 67) 国土交通省, 2008b : 我が国の水利用の現状と気候変動リスクの認識
- 68) 国土交通省, 2011 : 〈災害報告〉 2011 年台風 12 号により発生した河道閉塞(天然ダム). 砂防学会誌, 64, 4, p.1-2.
- 69) 国土交通省, 2012 : 平成 23 年度国土交通白書
- 70) 国土交通省 近畿地方整備局, 2012a : 第 2 回熊野川の総合的な治水対策協議会, 資料 2
- 71) 国土交通省 近畿地方整備局, 2012b : 第 2 回熊野川の総合的な治水対策協議会, 資料 3
- 72) 国土交通省 近畿地方整備局企画部企画課 紀伊半島大水害記録誌事務局, 2013 : 2011 年紀伊半島大水害 国土交通省近畿地方整備局 災害対応の記録
- 73) 国土交通省, 2015 : 気候変動に適応した治水対策検討小委員会 水災害分野における気候変動適応策のあり方について～災害リスク情報と危機感を共有し、減災に取り組む社会へ～ (答申) 参考資料
- 74) 国土交通省, 2017a : 平成 27 年水害統計調査 / 平成 27 年の水害被害
- 75) 国土交通省, 2017b : 平成 28 年版日本の水資源の現状本編「第 4 章 水の適正な利用の推進」
<http://www.mlit.go.jp/common/001177468.pdf> (2018/02/05 閲覧)
- 76) 国土交通省, 2017c : 平成 28 年版日本の水資源の現状本編「第 4 章 水の適正な利用の推進 参考資料」
<http://www.mlit.go.jp/common/001177479.pdf> (2018/02/05 閲覧)
- 77) 国土交通省, 2017d : 平成 29 年 7 月九州北部豪雨による土砂災害の概要<速報版>Vol.6
- 78) 国土交通省, 2017e : 報道発表資料「平成 28 年の水害被害額(暫定値)を公表」
- 79) 国土交通省 九州地方整備局, 2017 : 筑後川右岸流域 河川・砂防復旧技術検討委員会報告書
- 80) 国土交通省ホームページ a : 美しく、安全で、いきいきした海岸を目指して (5)海岸の現状と問題点
https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/past_shinngikai/shinngikai/kondankai/kaigan/981225-1.html
(2018/02/05 閲覧)
- 81) 国土交通省ホームページ b : タイ国ロジャナ工業団地の浸水状況(平成 23 年 10 月)
<http://www.mlit.go.jp/river/bousai/main/saigai/kisotishiki/index3.html> (2018/02/05 閲覧)
- 82) 国土交通省ホームページ c : 台風 16 号による高松市内の浸水被害状況
<http://www.mlit.go.jp/river/kaigan/main/kaigandukuri/takashiobousai/03/index.html> (2018/02/05 閲覧)
- 83) 国土交通省ホームページ d : 第 3 回 大規模氾濫に対する減災のための治水対策検討小委員会 配付資料
http://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/shaseishin/kasenbunkakai/shouinkai/daikibohanran/3/index.html
(2018/02/05 閲覧)
- 84) 国土交通省ホームページ e : 高潮防災のために-1. 高潮はどうして起こるの?
<http://www.mlit.go.jp/river/kaigan/main/kaigandukuri/takashiobousai/01/index.html> (2018/02/05 閲覧)
- 85) 国土交通省ホームページ f : 高潮防災のために-3. どのような高潮が起こったの?
<http://www.mlit.go.jp/river/kaigan/main/kaigandukuri/takashiobousai/03/index.html> (2018/02/05 閲覧)
- 86) 国土交通省ホームページ g : 菜生海岸災害調査検討委員会
https://www.mlit.go.jp/river/shinngikai_blog/past_shinngikai/shinngikai/kondankai/nabae/index.html (2018/02/05 閲覧)
- 87) 国土交通省ホームページ h : 平成 27 年 全国の土砂災害発生状況
http://www.mlit.go.jp/river/sabo/jirei/h27dosha/150731_heisei27nendodosyasaigai.pdf (2018/02/05 閲覧)
- 88) 国土交通省ホームページ i : 平成 28 年の土砂災害
<http://www.mlit.go.jp/river/sabo/jirei/h28dosha/H28dosyasaigai.pdf> (2018/02/05 閲覧)
- 89) 国土技術政策総合研究所, 2013a : 平成 23 年(2011 年)紀伊半島台風 12 号土砂災害調査報告. 国総研資料, 第 728 号.
- 90) 国土技術政策総合研究所, 2013b : 気候変動適応策に関する研究(中間報告). 国総研資料, 第 749 号
- 91) 国土技術政策総合研究所, 2015 : 気候変動によるダム貯水池の水質への影響に関する研究. 国総研資料第 856 号.
- 92) 国土技術政策総合研究所, 2017 : 河川・海岸分野の気候変動適応策に関する研究-「気候変動下での大規模水災害に対する施策群の設定・選択を支援する基盤技術の開発」の成果をコアとして- 国総研プロジェクト研究報告, 第 56 号.

- 93) 国立環境研究所, 2014a : 温暖化の影響 Q7 温暖化で死亡者が増加する?
http://www.cger.nies.go.jp/ja/library/qa/9/9-1/qa_9-1-j.html (2018/02/05 閲覧)
- 94) 国立環境研究所, 2014b : 地球観測技術
<http://tenbou.nies.go.jp/science/description/detail.php?id=28> (2018/02/05 閲覧)
- 95) 国立環境研究所, 2016 : 温暖化の影響 Q5 温暖化で収穫量は減る? 増える?
http://www.cger.nies.go.jp/ja/library/qa/12/12-2/qa_12-2-j.html (2018/02/05 閲覧)
- 96) 国立環境研究所ホームページ : 概要 | 地球規模の気候変動リスク管理戦略の構築に関する総合的研究
<http://www.nies.go.jp/ica-rus/overview.html> (2018/02/05 閲覧)
- 97) 国立研究開発法人 農業環境技術研究所, 2016 : 平成 27 年度研究成果情報「大気 CO₂濃度の上昇はコメの品質を低下させるが高温耐性品種ではその影響が小さい」
- 98) 駒形修, 2017 : 特集 地球温暖化と節足動物媒介感染症を考える「気温上昇がヒトスジシマカの分布に与える影響」, JVM 獣医畜産新報, Vol.70, No.6, p.413-417.
- 99) 小松利光, 2015 : 災害に対するレジリエンスの向上に向けて レジリエンス向上のための防災・減災分野の適応策. 学術の動向, 20(7), p.7-18-7-26.
- 100) 佐尾博志, 森杉雅史, 大野栄治, 坂本直樹, 中島一憲, 森杉壽芳, 2013 : 気候変動による砂浜侵食の地域別被害計測並びに適応政策の検討. 土木学会論文集 G (環境), Vol.69, No.5, p.I_249-I_257.
- 101) 坂本直樹, 中島一憲, 2012 : 旅行費用法と整合的な応用一般均衡モデルの開発. 土木学会論文集 G (環境), Vol.68, No.6, p.II_217-II_228.
- 102) 桜井良, 小堀洋美, 2012 : 地球温暖化に対する弘前さくらまつり関係者の意識. 人間と環境, 38(3), p.25-28.
- 103) 佐藤正敏, 落合誠一, 濱筆治, 2009 : <インタビュー> 保険事業の視点から見た「地球環境問題」—気候変動における「適応と緩和」を目指して—. 損害保険研究, 第 71 巻, 第 3 号.
- 104) 砂防学会, 2011 : 2011 年台風 12 号により発生した紀伊半島の土砂災害に関する調査研究
- 105) 砂防学会, 2017 : 2017 年九州北部豪雨災害に関する緊急調査に基づく緊急提言
- 106) 沢辺京子, 2017 : 特集 グローバル化・温暖化と感染症対策 各論 1. グローバリゼーションと節足動物媒介感染症, 小児科臨床, Vol.70 2017 年増刊号 p.2135-2142.
- 107) サンゴ大規模白化緊急対策会議, 2017 : サンゴの大規模白化現象に関する緊急宣言
<http://www.env.go.jp/press/files/jp/105612.pdf> (2018/02/05 閲覧)
- 108) 山地災害対策に関する検討委員会, 2015 : 今後の山地災害対策の強化に向けて (中間とりまとめ)
- 109) 柴田正貴, 向居彰夫, 久米新一, 1984 : 牛乳品質、特に無脂固形分含量向上技術の開発に関する研究. 研究成果, 152, p.26-27.
- 110) 澁谷容子, 中條壯大, 森信人, 金洙列, 間瀬肇, 2015 : 気候変動に伴う最大クラス台風経路と高潮偏差および再現期間の推定—伊勢湾における検討—. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.71, No.2, p.I_1513-I_1518.
- 111) 社会資本整備審議会, 2015 : 水災害分野における気候変動適応策のあり方について～災害リスク情報と危機感を共有し、減災に取り組む社会へ～答申
- 112) 消防庁応急対策室, 2016 : 8 月 19 日からの大雨等による広島県における被害状況及び消防の活動等について (第 47 報)
- 113) 消防庁災害対策本部, 2017 : 平成 29 年 6 月 30 日からの梅雨前線に伴う大雨及び台風第 3 号の被害状況及び消防機関等の対応状況等について (第 73 報)
- 114) 森林総合研究所九州支所, 2015 : 地球温暖化によるシイタケ原木栽培への影響と適応策について【森林総合研究所 第 3 期中期計画成果 23 (森林機能発揮—14)】
- 115-1) 森林総合研究所 林木育種センター, 2014 : マツノザイセンチュウ 抵抗性品種の開発
- 115-2) 森林総合研究所 林木育種センター, 2015 : 林木育種の最前線—2011 年度～2015 年度の主要成果—
- 116) 水産庁, 2015a : 磯焼け対策ガイドライン
- 117) 水産庁, 2015b : サンゴ礁保全活動の手引き
- 118) 水産庁, 2017a : 気候変動に対応した漁場整備方策に関するガイドライン
- 119) 水産庁, 2017b : 気候変動に対応した漁場整備方策に関するガイドライン (元の出典 : 水産庁, 2015 : 磯焼け対策ガイドライン)
- 120) 水産庁, 2017c : 平成 28 年度 我が国周辺水域の漁業資源評価
- 121) 水産庁, 水産研究・教育機構, 2017 : 平成 28 (2016) 年度ブリの資源評価
<http://abchan.fra.go.jp/digests28/details/2842.pdf> (2018/02/05 閲覧)
- 122) 水産総合研究センター : 水産資源ならびに生育環境における地球温暖化の影響とその予測
- 123) 杉浦俊彦, 横沢正幸, 2004 : 年平均気温の変動から推定したリングおよびウンシュウミカンの栽培環境に対する地球温暖化の影響. 園藝學會雑誌, 73(1), p.72-78.
- 124) 関克己, 河合弘泰, 佐藤真, 川口浩二, 2011 : 全国港湾海洋波浪観測長期データに基づく日本沿岸の季節別波浪特性の経年変化. 港湾空港技術研究所資料, No.1241.

- 125) 高田悦子, 諸星一信, 平石哲也, 永井紀彦, 竹村慎治, 2003: 我が国沿岸の波浪外力の分布 (海象外力検討調査). 国総研資料, 第 88 号.
- 126) 千葉県, 2008: 生物多様性ちば県戦略
- 127) 中央環境審議会, 2015: 日本における気候変動による影響の評価に関する報告と今後の課題について (意見具申)
- 128) 中央畜産会, 2017: 日本飼養標準 乳牛
- 129) 中央防災会議 「大規模水害対策に関する専門調査会」, 2010: 大規模水害対策に関する専門調査会報告
- 130) 東京都病害虫防除所, 2016: 平成 28 年度 病害虫発生予察 特殊報 (第 1 号)
http://www.sangyo-rodo.metro.tokyo.jp/nourin/TOK_161221_minamiaokamemusi.pdf (2018/02/05 閲覧)
- 131) 東京都島しょ農林水産総合センター: 内湾調査平成 23 年 12 月 熱帯産ミドリイガイのお台場における生存水温
<http://www.ifarc.metro.tokyo.jp/22,10457,47.html> (2018/02/05 閲覧)
- 132) 東京都島しょ農林水産総合センター: 2012 年 12 月にお台場で採集したミドリイガイの生貝
<http://www.ifarc.metro.tokyo.jp/22,10457,47.html> (2018/02/05 閲覧)
- 133) 東北大学, 2017: プレスリリース「タケ、北日本で分布拡大のおそれ」
<https://www.tohoku.ac.jp/japanese/2017/10/press20171016-01.html> (2018/02/05 閲覧)
- 134) 東北林業試験研究機関連絡協議会森林保全部会, 2014: 東北地方におけるマツ材線虫病とマツノマダラカミキリの分布変遷—2007 年度~2011 年度の分布変遷—. 森林総合研究所研究報告, 13(4), p.335-343.
- 135) 土木学会, 2015: 自然災害に強いしなやかな国土の創出のために 一行動宣言と行動計画—
- 136) 土木学会 2016 年 8 月北海道豪雨災害調査団, 2017: 2016 年 8 月北海道豪雨災害調査団報告書
- 137) 土木研究所, 2012: 平成 23 年台風 12 号により紀伊山地で発生した深層崩壊について
- 138) 富山県, 2018: 海岸の整備 —寄り回り波
http://www.pref.toyama.jp/cms_sec/1503/kj00015225-002-01.html (2018/02/05 閲覧)
- 139) 内閣府, 2016: 「防災 4.0」未来構想プロジェクト有識者提言
- 140) 中口毅博, 2010: 地球温暖化がスキー場の積雪量や滑走可能日数に及ぼす影響予測—気象庁 RCM20 予測を用いて. 芝浦工業大学研究報告 人文系編(CD-ROM) 巻, 44 号,1, p.71-76.
- 141) 長崎大学, 2017: 水産・環境科学総合研究科 Elham Nourani 博士後期課程院生 (文部科学省国費留学生)、山口典之准教授、樋口広芳東京大学名誉教授による、気候変動が猛禽類の渡りにおよびる影響に関する研究論文が Proceedings of the Royal Society B 誌に掲載されました。
<http://www.nagasaki-u.ac.jp/ja/about/info/science/science130.html> (2018/02/05 閲覧)
- 142) 永田俊, 吉山浩平, 熊谷道夫, 2012: 温暖化の湖沼学. 京都大学学術出版会
- 143) 名古屋大学: 名古屋大学 Press Release 「地球温暖化に伴いスーパー台風の強度増大」
http://www.nagoya-u.ac.jp/about-nu/public-relations/researchinfo/upload_images/20150106_hyarc.pdf (2018/02/05 閲覧)
- 144) 鳴海大典, 橋本早紀, 下田吉之, 水野稔, 2007: 民生部門エネルギー消費の気温影響に関する地域特性. エネルギー・資源, Vol.28, No.6.
- 145) 日本学術会議 農学委員会 農学分科会, 農業生産環境工学分科会, 2014: 記録「気候変動に対応した作物栽培技術の現状と展望」(文書番号: SCJ 第 22 期 260807-22520100-012、2014 年 8 月 7 日)
- 146) 日本気象学会, 楠昌司 編, 2012: 2010 年夏 日本の猛暑. 気象研究ノート, 第 225 号.
- 147) 日本気象学会 地球環境問題委員会, 2014: 地球温暖化 そのメカニズムと不確実性
- 148) 農業・食品産業技術総合研究機構, 2013: 地球温暖化でりんごの味が変化している
http://www.naro.affrc.go.jp/publicity_report/press/laboratory/fruit/048269.html (2018/02/05 閲覧)
- 149) 農業・食品産業技術総合研究機構: 農業水利用に対する全国影響評価マップ (RCP4.5)
https://www.naro.affrc.go.jp/project/results/laboratory/nkk/2015/15_069.html (2018/02/05 閲覧)
- 150) 農林水産省農林水産技術会議事務局, 2011: 地球温暖化が農林水産業に及ぼす影響評価と緩和及び適応技術の開発 (プロジェクト研究成果シリーズ 483)
- 151) 農林水産省, 2014a: 農林水産省 平成 26 年度 委託プロジェクト研究 研究成果発表会 地球温暖化による「海」と「さかな」の変化—日本の海、サケ・サンマ・イカはどうなる?—
http://ccaff.dc.affrc.go.jp/conference2014/images/seika20141204_fishery.pdf (2018/02/05 閲覧)
- 152) 農林水産省, 2014b: 平成 25 年地球温暖化影響調査レポート
- 153) 農林水産省, 2015a: 農林水産省気候変動適応計画
- 154) 農林水産省, 2015b: 農林水産省気候変動適応計画 (概要)
- 155) 農林水産省, 2016a: 平成 27 年地球温暖化影響調査レポート
- 156) 農林水産省, 2016b: 西日本のモモ生産安定のための果肉障害対策技術の開発 研究成果集
- 157) 農林水産省, 2016c: 気候変動に対応した循環型食料生産等の確立のためのプロジェクト (プロジェクト研究成果シリーズ 557)

- 158) 農林水産省農林水産技術会議事務局, 2016a : 気候変動に対応した循環型食料生産等の確立のためのプロジェクト (プロジェクト研究成果シリーズ 558)
- 159) 農林水産省農林水産技術会議事務局, 2016b : 気候変動に対応した循環型食料生産等の確立のためのプロジェクト (プロジェクト研究成果シリーズ 559)
- 160) 農林水産省, 2017 : 平成 28 年地球温暖化影響調査レポート
- 161) 栢木敏仁, 水山高久, 佐藤一幸, 村上正人, 2007 : 土砂生産のタイミングを考慮した土砂生産・流出に関する研究. 砂防学会誌, 59(5), p.15-22.
- 162) 樋口広芳, 小池重人, 繁田真由美, 2009 : 温暖化が生物季節、分布、個体数に与える影響. 地球環境, Vol.14, No.2, p.189-198.
- 163) 廣田知良, 2010 : 独立行政法人 農畜産業振興機構「十勝地方における野良イモの発生問題とその対策事例」.『でん粉情報』, No.36, 2010年9月号, pp.32-34.
- 164) 堀田一吉, 2014 : 自然災害補償と官民役割分担. 損害保険研究, 75(4), p.135-156.
- 165) 松井哲哉, 田中信行, 八木橋勉, 小南裕志, 津山幾太郎, 高橋潔, 2009 : 温暖化にともなうブナ林の適域の変化予測と影響評価. 地球環境, Vol.14, No.2, p.165-174.
- 166) 丸岡知浩, 伊藤久徳, 2009 : わが国のサクラ (ソメイヨシノ) の開花に対する地球温暖化の影響. 農業気象, 65(3), p.283-296.
- 167) 丸谷知己, 海堀正博, 地頭菌隆, 水野秀明, 大野宏之, 清水収, 久保田哲也, 植弘隆, 金澤瑛, 河野貴則, 古賀省三, 小林央宜, 小林拓也, 坂島俊彦, 酒谷幸彦, 相楽渉, 篠原慶規, 鈴木大和, 高木将行, 鳥田英司, 中濃耕司, 藤澤康弘, 山口和也, 山田勇智, 2017 : 災害報告 2017年7月の九州北部豪雨による土砂災害. 砂防学会誌, 70(4), p.31-42.
- 168) 三村信男, 幾世橋慎, 井上馨子, 1993 : 砂浜に対する海面上昇の影響評価. 海岸工学論文集, 40 卷, p.1046-1050.
- 169) 三村信男, 井上馨子, 幾世橋慎, 泉宮尊司, 信岡尚道, 1994 : 砂浜に対する海面上昇の影響評価(2)ー予測モデルの妥当性の検証と全国規模の評価. 海岸工学論文集, 41 卷, p.1161-1165.
- 170) 森信人, 志村智也, 吉田康平, 水田亮, 岡田靖子, K. Temur, 石井正好, 木本昌秀, 高薮出, 中北英一, 2016 : 全球 60kmAGCM を用いた大規模アンサンブル気候予測実験とこれを用いた高潮長期評価. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol. 72, No. 2, p.I_1471-I_1476.
- 171) 森龍太, 今井海里, 大野栄治, 森杉雅史, 2014 : 温暖化による世界自然遺産への影響分析ー仮想行動法によるレクリエーション価値の変化の推計ー. 土木学会論文集 G (環境), Vol.70, No.5, p.I_31-I_41.
- 172) 文部科学省, 気象庁, 環境省, 2013 : 気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート『日本の気候変動とその影響』(2012年度版)
- 173) 文部科学省, 2014 : 気候変動リスク情報創生プログラム ニュースレター
- 174) 文部科学省, 気象庁気象研究所, 東京大学大気海洋研究所, 京都大学防災研究所, 国立環境研究所, 筑波大学, 海洋研究開発機構, 2015 : 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利用手引き (抜粋)
- 175) 文部科学省, 2016 : 気候変動リスク情報創生プログラム プロシヤ
- 176) 文部科学省, 2017 : 気候変動リスク情報創生プログラム成果集
- 177) 安田誠宏, 山本耀介, 森信人, 間瀬肇, 2016 : MRI-AGCM3.2H アンサンブル実験を用いた高潮の将来変化予測に関する研究. 土木学会論文集 B2 (海岸工学), Vol.72, No.2, p.I_1477-I_1482.
- 178) 山本桂香, 2010 : 気候変動に伴う影響ー東京湾周辺における海面上昇による影響の経済的損失の一考察ー. 環境情報科学論文集, 24, p.381-386.
- 179) 林野庁, 2017 : 「流木災害等に対する治山対策検討チーム」中間取りまとめ
- 180) 渡部哲史, 高橋潔, 脇岡靖明, 河宮未知生, 沖大幹, 鬼頭昭雄, 2016 : IPCC 地域気候予測とその影響評価・リスク解析への利用に関するワークショップ 参加報告. 水文・水資源学会誌, 第 29 卷, 第 1 号, p.79-84.
- 181) C. D. Keeling, T. P. Whorf, M. Wahlen, J. van der Plichtt, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. Nature volume 375, p.666-670.
- 182) C. Le Quéré, R. M. Andrew, J. G. Canadell, et al., 2016: Global Carbon Budget 2016, Earth Syst. Sci. Data, 8, p.605-649.
- 183) CONTRAIL <http://www.cger.nies.go.jp/contrail/> (2018/02/05 閲覧)
- 184) Detlef P. van Vuuren, Timothy R. Carter, 2014: Climate and socio-economic scenarios for climate change research and assessment: reconciling the new with the old. Climatic Change, Volume 122, Issue 3, pp.415-429.
- 185) E. Nourani, N. M. Yamaguchi and H. Higuchi, 2017: Climate change alters the optimal wind-dependent flight routes of an avian migrant, Proceedings B, 284(1854).
- 186) H. Kawase, A. Murata, R. Mizuta, H. Sasaki, M. Nosaka, M. Ishii, I. Takayabu, 2016: Enhancement of heavy daily snowfall in central Japan due to global warming as projected by large ensemble of regional climate simulation. Climatic Change, 139, p.265-278.

- 187) H. Shibata, 2016: Impact of winter climate change on nitrogen biogeochemistry in forest ecosystems: A synthesis from Japanese case studies, *Ecological Indicators*, 65, p.4-9.
- 188) H.D.Johnson, W.J.Vanjonack, 1976: Effects of Environmental and Other Stressors on Blood Hormone Patterns in Lactating Animals. *Journal of Dairy Science*, 59(9), p.1603-1617.
- 189) I. Takayabu, K. Hibino, H. Sasaki, H. Shiogama, N. Mori, Y. Shibutani and T. Takemi, 2015: Climate change effects on the worst-case storm surge: a case study of Typhoon Haiyan. *Environmental Research Letters*, 10, 064011.
- 190) IPCC, 2007 : IPCC 第4次評価報告書 第1作業部会報告書 概要及びよくある質問と回答 気象庁訳
- 191) IPCC, 2013a: 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.
- 192) IPCC, 2013b : IPCC 第5次評価報告書 第1作業部会報告書 よくある質問と回答 気象庁訳
- 193) IPCC, 2013c : IPCC 第5次評価報告書 第1作業部会報告書 技術要約 気象庁訳
- 194) IPCC, 2013d : IPCC 第5次評価報告書 第1作業部会報告書 政策決定者向け要約 気象庁訳
- 195) IPCC, 2014a: Climate Change 2014: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Part A: Global and Sectoral Aspects. Contribution of Working Group II to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Field, C.B., V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea, and L.L.White (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1132 pp.
- 196) IPCC, 2014b : IPCC 第5次評価報告書 第2作業部会報告書 政策決定者向け要約 環境省訳
- 197) IPCC, 2014c : IPCC 第5次評価報告書 統合報告書 政策決定者向け要約, 文部科学省, 経済産業省, 気象庁, 環境省訳
- 198) JCOMM, 2017 : GO-SHIP Reference Sections
http://www.go-ship.org/RefSecs/goship_ref_secs.html (2018/02/05 閲覧)
- 199) K. Matsukura, K. Yoshida, S. Kumashiro, M. Matsumura, 2016: Future risk of maize orange leafhopper, *Cicadulina bipunctata*, and maize wallaby ear symptom in temperate Japan. *Population Ecology*, 58, p.241-248.
- 200) K. Takenaka T. , K. Hibino, A. Numata, M. Oguro, M. Aiba, H. Shiogama, I. Takayabu, T. Nakashizuka, 2017: Detecting latitudinal and altitudinal expansion of invasive bamboo *Phyllostachys edulis* and *Phyllostachys bambusoides* (Poaceae) in Japan to project potential habitats under 1.5°C–4.0°C global warming, *Ecology and Evolution*. Vol. 7, Issue 23, p.9848-9859.
- 201) K. Tsuboi, H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Niwa, M. Nakamura, D. Kuboike, K. Saito, H. Ohmori, S. Iwatsubo, H. Nishi, Y. Hanamiya, K. Tsuji, and Y. Baba, 2013: Evaluation of a new JMA aircraft flask sampling system and laboratory trace gas analysis system. *Atmos. Meas. Tech.*, 6, p.1257-1270.
- 202) K. Tsuboki, Mayumi K. Yoshioka, T. Shinoda, M. Kato, S. Kanada, and A. Kitoh, 2015: Future increase of supertyphoon intensity associated with climate change. *Geophysical Research Letters*, Volume 42, Issue 2, p.646-652.
- 203) K. Yamamura, M. Yokozawa, M. Nishimori, Y. Ueda, T. Yokosuka, 2006: How to analyze long-term insect population dynamics under climate change: 50-year data of three insect pests in paddy fields. *Population Ecology*, 48, p.31-48.
- 204) K. Yoshida, M. Sugi, R. Mizuta, H. Murakami, M. Ishii, 2017: Future changes in tropical cyclone activity in high-resolution large-ensemble simulations. *Geophysical Research Letters*, 44, 19, p.9910-9917.
- 205) M. Fan, H. Shibata, 2015: Simulation of watershed hydrology and stream water quality under land use and climate change scenarios in Teshio River watershed, northern Japan, *Ecological Indicators*, 50, p.79-89.
- 206) M. Fan, H. Shibata, Wang Q, 2016: Optimal conservation planning of multiple hydrological ecosystem services under land use and climate changes in Teshio river watershed, northernmost of Japan. *Ecological Indicators*, 62, p.1-13.
- 207) M. Nemoto, T. Hirota and T. Sato, 2016: Prediction of climatic suitability for wine grape production under the climatic change in Hokkaido. *Journal of Agricultural Meteorology*, 72 (3-4), p.167-172.
- 208) M. Sugi, H. Murakami, K. Yoshida, 2016: Projection of future changes in the frequency of intense tropical cyclones. *Climate Dynamics*, Volume 49, Issue 1-2, pp.619-632.
- 209) Malcolm J. Roberts, Pier Luigi Vidale, Matthew S. Mizieliński, Marie-Estelle Demory, Reinhard Schiemann, Jane Strachan, Kevin Hodges, Ray Bell, and Joanne Camp, 2015: Tropical Cyclones in the UPSCALE Ensemble of High-Resolution Global Climate Models. *Journal of Climate*, 28 (2), pp.574-596.
- 210) N. Mori, M. Kato, S. Kim, H. Mase, Y. Shibutani, T. Takemi, K. Tsuboki, T. Yasuda, 2014: Local amplification of storm surge by Super Typhoon Haiyan in Leyte Gulf. *Geophysical Research Letters*, Volume 41, Issue 14, p.5106-5113.

- 211) R. Kudo, T. Yoshida and T. Masumoto, 2017: Nationwide assessment of the impact of climate change on agricultural water resources in Japan using multiple emission scenarios in CMIP5. *Hydrological Research Letters*, 11(1), p.31-36.
- 212) R. Urakawa, H. Shibata, M. Kuroiwa, Y. Inagaki, R. Tateno, T. Hishi, K. Fukuzawa, K. Hirai, H. Toda, N. Oyanagi, M. Nakata, A. Nakanishi, K. Fukushima, T. Enoki, Y. Suwa, 2014: Effects of freeze-thaw cycles resulting from winter climate change on soil nitrogen cycling in ten temperate forest ecosystems throughout the Japanese archipelago. *Soil Biology and Biochemistry*, 74, p.82-94.
- 213) S. Kanada, T. Takemi, M. Kato, S. Yamasaki, H. Fudeyasu, K. Tsuboki, O. Arakawa, and I. Takayabu, 2017: A Multimodel Intercomparison of an Intense Typhoon in Future, Warmer Climates by Four 5-km-Mesh Models. *Journal of Climate*, 30(15), p.6017-6036.
- 214) S. Takao, Naoki H. Kumagai, H. Yamano, M. Fujii and Y. Yamanaka, 2015: Projecting the impacts of rising seawater temperatures on the distribution of seaweeds around Japan under multiple climate change scenarios. *Ecology and Evolution*, 5(1), p.213-223.
- 215) T. Oki, 2015: Water Resources Management and Adaptation to Climate Change. in A. Biswas, and C. Tortajada, *Water Security, Climate Change and Sustainable Development*, pp.27-40.
- 216) T. Shimura, N. Mori, and H. Mase, 2015a: Future Projections of Extreme Ocean Wave Climates and the Relation to Tropical Cyclones: Ensemble Experiments of MRI-AGCM3.2H. *Journal of Climate*, American Meteorological Society, Vol.28, pp.9838-9856.
- 217) T. Shimura, N. Mori, H. Mase, 2015b: Future Projection of Ocean Wave Climate: Analysis of SST Impacts on Wave Climate Changes in the Western North Pacific. *American Meteorological Society*, Volume.28, pp.3171-3190.
- 218) T. Sugiura, D. Sakamoto, Y. Koshita, H. Sugiura, T. Asakura, 2014: Predicted Changes in Locations Suitable for Tankan Cultivation Due to Global Warming in Japan. *Journal of the Japanese Society for Horticultural Science*, 83 (2), p.117-121.
- 219) T. Sugiura, H. Ogawa, and N. Fukuda, T. Moriguti, 2013: Changes in the taste and textural attributes of apples in response to climate change. *Scientific Reports* 3, 2418.
- 220) Thomas R. Knutson, Joseph J. Sirutis, Ming Zhao, 2015: Global Projections of Intense Tropical Cyclone Activity for the Late Twenty-First Century from Dynamical Downscaling of CMIP5/RCP4.5 Scenarios. *American Meteorological Society*, Volume.28, p.7203-7224.
- 221) WDCGG ホームページ : WDCGG のデータの提出と配布、データフローの概略図
http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/jp/introduction_j.html (2018/02/05 閲覧)
- 222) WHO, 2003 : Climate change and human health risks and responses
- 223) WMO, 2016: WMO Greenhouse Gas Bulletin, No.12.
- 224) WMO, 2017a : WMO Greenhouse Gas Bulletin, No.13.
https://library.wmo.int/opac/doc_num.php?explnum_id=4022 (2018/02/05 閲覧)
- 225) WMO, 2017b : WMO 温室効果ガス年報第 13 号
- 226) Y. Imada, H. Shioyama, C. Takahashi, M. Watanabe, M. Mori, Y. Kamae, and S. Maeda, 2018: Climate Change Increased the Likelihood of the 2016 Heat Extremes in Asia. *American Meteorological Society*, S97-S101.
- 227) Y. Niwa, K. Tsuboi, H. Matsueda, Y. Sawa, T. Machida, M. Nakamura, T. Kawasato, K. Saito, S. Takatsuji, K. Tsuji, H. Nishi, K. Dehara, Y. Baba, D. Kuboike, S. Iwatsubo, H. Ohmori, and Y. Hanamiya, 2014: Seasonal Variations of CO₂, CH₄, N₂O and CO in the Mid-Troposphere over the Western North Pacific Observed Using a C-130H Cargo Aircraft. *Journal of the Meteorological Society of Japan*, Vol.92, No.1, pp.55-70.
- 228) Y. Ishigooka, S. Fukui, T. Hasegawa, T. Kuwagata, M. Nishimori and M. Kondo, 2017: Large-scale evaluation of the effects of adaptation to climate change by shifting transplanting date on rice production and quality in Japan. *Journal of Agricultural Meteorology*, 73(4), p.156-173.
- 229) Y. Usui, H. Sakai, T. Tokida, H. Nakamura, H. Nakagawa, T. Hasegawa, 2016: Rice grain yield and quality responses to free-air CO₂ enrichment combined with soil and water warming. *Global Change Biology*, 22, p.1256-1270
- 230) Y. Yara, H. Yamano, M. Steinacher, M. Fujii, M. Vogt, N. Gruber, Y. Yamanaka, 2016: Potential Future Coral Habitats Around Japan Depend Strongly on Anthropogenic CO₂ Emissions. *Aquatic Biodiversity Conservation and Ecosystem Services*, pp.41-56.
- 231) Z. Nishio, M. Ito, T. Tabiki, K. Nagasawa, H. Yamauchi, T. Hirota, 2013: Influence of Higher Growing-season Temperatures on Yield Components of Winter Wheat (*Triticum aestivum* L.) *Crop Science*, 53, p.621-628.

謝辞

本レポート作成にあたっては、脇岡靖明 国立研究開発法人国立環境研究所 社会環境システム研究センター 地域環境影響評価研究室 室長を委員長とする気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート専門家委員会に全体に亘るご指導をいただいた。また、レポートの査読、掲載データの提供等において、中央環境審議会地球環境部会気候変動影響評価等小委員会の下に設置された分野別ワーキンググループ（「農業・林業・水産業」、「水環境・水資源、自然災害・沿岸域」、「自然生態系」、「健康」、「産業・経済活動、国民生活・都市生活」の5分野）、気候変動の影響観測・監視の推進に向けた検討チーム及び気候変動予測及び影響評価の連携推進に向けた検討チーム、さらに、気象庁気象研究所 環境・応用気象研究部 佐々木秀孝室長、川瀬宏明主任研究官、海洋・地球化学研究部 堤之智部長、気象研究部 行本誠史室長、名古屋大学地球水循環研究センター 坪木和久教授、金田幸恵特認教授、北海道大学大学院 環境科学院 柴田英昭教授、京都大学防災研究所 気象・水象災害研究部門 森信人准教授、気候変動リスク情報創生プログラム関係者のご協力をいただいた。また、内閣府、外務省、厚生労働省、経済産業省、消防庁からも、資料提供及びレポート内容へのコメント等をいただいた。ここに感謝の意を表します。

「気候変動の観測・予測及び影響評価統合レポート」専門家委員会名簿

(敬称略・五十音順、所属は2018年2月現在、○は委員長)

- 江守 正多 国立研究開発法人 国立環境研究所 地球環境研究センター
気候変動リスク評価研究室長
- 倉根 一郎 国立感染症研究所 所長
- 小池 俊雄 国立研究開発法人 土木研究所
水災害・リスクマネジメント国際センター (ICHARM) センター長
- 高橋 潔 国立研究開発法人 国立環境研究所 社会環境システム研究センター 広
域影響・対策モデル研究室 室長
- 高薮 出 気象庁気象研究所 環境・応用気象研究部 部長
- 中静 透 大学共同利用機関法人 人間文化研究機構 総合地球環境学研究所
特任教授
- 肱岡 靖明 国立研究開発法人 国立環境研究所 社会環境システム研究センター
地域環境影響評価研究室 室長
- 八木 一行 国立研究開発法人 農業・食品産業技術総合研究機構
農業環境変動研究センター 温暖化研究統括監
- 横沢 正幸 学校法人 早稲田大学 人間科学学術院 教授

企画・監修：環境省 文部科学省 農林水産省 国土交通省 気象庁

編集：パシフィックコンサルタンツ株式会社

問い合わせ先：環境省 地球環境局

