

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)

2013年3月

文部科学省 気象庁 環境省

目 次

はじめに	1
第1章 気候変動のメカニズム	2
1. 1 気候変動とその要因	2
1. 1. 1 気候とは	2
1. 1. 2 気候を決める要因と気候システム	2
【コラム1】 平年値の基準期間	3
1. 2 温室効果ガス濃度の変化	4
1. 3 近年の地球温暖化の原因	5
【コラム2】 炭素循環	7
【コラム3】 太陽活動と気候	8
【コラム4】 「地球温暖化は止まった」のではないか	9
【コラム5】 気候における様々な変動や変化とその用語について	10
第2章 気候変動の観測結果と将来予測	11
2. 1 気候に関する観測事実	11
2. 1. 1 気温	11
2. 1. 2 降水量	12
【コラム6】 アメダスでみた短時間強雨の観測回数の変化	14
2. 1. 3 海洋	15
2. 1. 4 海氷	16
2. 1. 5 台風	17
【コラム7】 世界における極端な現象の変化	17
2. 2 将来予測される気候変動	18
2. 2. 1 気候変動予測と将来シナリオ	18
【コラム8】 IPCC の評価報告書における可能性と確信度の表現	20
2. 2. 2 気温	21
2. 2. 3 降水量	23
2. 2. 4 降雪量、最深積雪	25
2. 2. 5 台風	25
【コラム9】 極端に強い台風のシミュレーション	26
2. 2. 6 海面水温	27
2. 2. 7 海面水位	27
【コラム10】 RCP シナリオを用いた予測	28
第3章 気候変動による影響	29
【コラム11】 気候システムの急変～「ティッピング・ポイント」とは？	29
3. 1 気候変動の分野別影響（世界）	30
【コラム12】 海外での極端な気象・気候現象と日本に及ぼす影響	32
3. 2 日本における気候変動の影響	33
3. 2. 1 各分野への影響とその捉え方	33
3. 2. 2 水環境・水資源	35
【コラム13】 日本の1人あたり水資源量	36
【コラム14】 「年超過確率 1/100 の現象」とは？	37
3. 2. 3 水災害・沿岸	38

【コラム 15】 近年における水災害事例	39
【コラム 16】 複合災害について	41
【コラム 17】 深層崩壊について	42
3. 2. 4 自然生態系	43
【コラム 18】 生物多様性のモニタリング	47
3. 2. 5 食料	48
3. 2. 6 健康	52
【コラム 19】 ヒートアイランド現象	52
3. 2. 7 国民生活	55
第4章 将来の気候変動に対する適応策の現状と課題	56
4. 1 我が国における適応の取組	56
4. 1. 1 個別分野での適応の取組	56
4. 1. 2 モニタリング及び予測	56
4. 1. 3 関係府省における連携	56
4. 2 我が国における適応の取組強化の必要性	59
4. 3 適応策の概念と枠組み及び課題等	59
4. 3. 1 適応とは	59
4. 3. 2 適応策の枠組み	59
4. 3. 3 適応策の課題と留意すべき事項	59
【コラム 20】 現時点の科学的知見を踏まえた適応策の方向性と取組のステップ	60
4. 4 適応に関する今後の我が国の取組について	62
4. 5 諸外国における適応の取組	63
【コラム 21】 イギリスの適応政策の概要	64
【コラム 22】 自治体における適応への取組	65
【コラム 23】 自治体の取組の支援	66
【コラム 24】 行政・企業等の多主体が連携した適応への取組	67
おわりに	68
謝辞	68
付録 気候変動の観測・予測・影響評価に関する研究調査	69
1. 観測分野での取組	69
【コラム 25】 アルゴ (Argo) 計画	70
【コラム 26】 温室効果ガス世界資料センター (WDCGG)	71
【コラム 27】 民間航空機による二酸化炭素の観測	71
【コラム 28】 GOSAT (温室効果ガス観測技術衛星「いぶき」)	72
【コラム 29】 GCOM-W (水循環変動観測衛星「しずく」)	72
2. 予測分野での取組	73
3. 影響評価分野での取組	73
4. データインフラ構築の取組	75
【コラム 30】 気候変動予測研究とスーパーコンピュータ	75
略語集	76
参考文献	78
「温暖化の観測・予測及び影響評価統合レポート」 専門家委員会名簿	85

はじめに

気候変動に関する政府間パネル（IPCC¹、以下「IPCC」という）が2007年に公表した第4次評価報告書（AR4²、以下「AR4」という）は、「気候システムの温暖化には疑う余地がない」ことを示し、「20世紀半ば以降に観測された世界平均気温の上昇のほとんどは、人為起源の温室効果ガス濃度の観測された増加によってもたらされた可能性が非常に高い」ことを明らかにした。また、多くの自然システムが、地域的な気候変動、とりわけ気温上昇の影響を受けつつあることを示した。

また、温室効果ガスの増加と、個々の極端現象を結びつけて論ずることは難しいが、その頻度の増加や影響の大きさの拡大の傾向に、温室効果ガスの増加が関係している可能性が指摘されている。極端現象の増加は、人間社会に対して大きな影響をもたらす可能性が高い。このため、IPCCはこれまでに観測された極端現象の傾向や将来予測、それに伴って増大する災害リスクの管理についてとりまとめ、2012年に「気候変動への適応推進に向けた極端現象及び災害のリスク管理に関する特別報告書」（SREX³、以下「SREX」という）として、公表した。

気候変動に伴う様々な影響を防ぐために、我が国をはじめ各国で進めている対策は、大きく「緩和策」と「適応策」に分けられる。緩和策は、省エネルギーや再生可能エネルギー導入等による温室効果ガスの排出削減や森林等の吸収源の増加などで気候に対する人為的影響を抑制する対策である。一方、適応策は、気候変動がもたらす水資源、食料、生物多様性等への様々な影響に対して人や社会、経済のシステムを再構築することで影響を軽減しようという対策である（図1）。

AR4は、「最も厳しい緩和努力をもってしても、今後数十年の気候変動の更なる影響を回避することができないため、適応は特に至近の影響への対応において不可欠」であり、また、「緩和されない気候変動は、長期的には、自然システム、人為システム及び人間システムの適応能力を超える可能性が高い」と述べている。このため、同統

合報告書は「適応策と緩和策のどちらも、その一方だけでは全ての気候変動の影響を防ぐことはできないが、両者は互いに補完しあい、気候変動のリスクを大きく低減することが可能である」と述べている。

本レポートの目的は、2009年に公表した「温暖化の観測・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』」のとりまとめの後に得られた知見を加え、日本を中心とする近年の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することである。さらに、国や地方の行政機関や国民が気候変動に対する適応策を考える際に役立つ最新の科学的知見を提供することである。

本レポートでは、第1章でまず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・概念や気候変動の要因・メカニズムについて解説する。第2章ではこれまでの観測結果に基づく近年の気候変動の現状と将来予測、第3章では気候変動により現在生じている影響及び将来予測される影響について分野ごとに示す。第4章では、適応策の必要性と考え方、適応策に関する現状の取組と課題について解説する。なお、付録として、気候変動に関する観測・予測とその影響評価に対する取組についてまとめた。

科学的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、本レポートは、主として、IPCC AR4及びAR4で用いられた気候予測モデルの結果、政府が設置した検討委員会、政府の研究プロジェクト及び定常観測や予測実験の成果報告書等の既存の資料をもとにとりまとめた。なお、本レポートの理解を助ける用語等の解説、また関心が高いと思われるトピックについてコラムとして話題提供した。

とりまとめにあたっては、観測、予測、影響評価の各分野の専門家からなる「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：住 明正 国立環境研究所理事）を設置し、委員の協力を得て、報告書の構成・内容等の検討、査読等を実施した。

¹ IPCC: Intergovernmental Panel on Climate Change

² AR4: Fourth Assessment Report: Climate Change 2007

³ SREX: Special Report on Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation

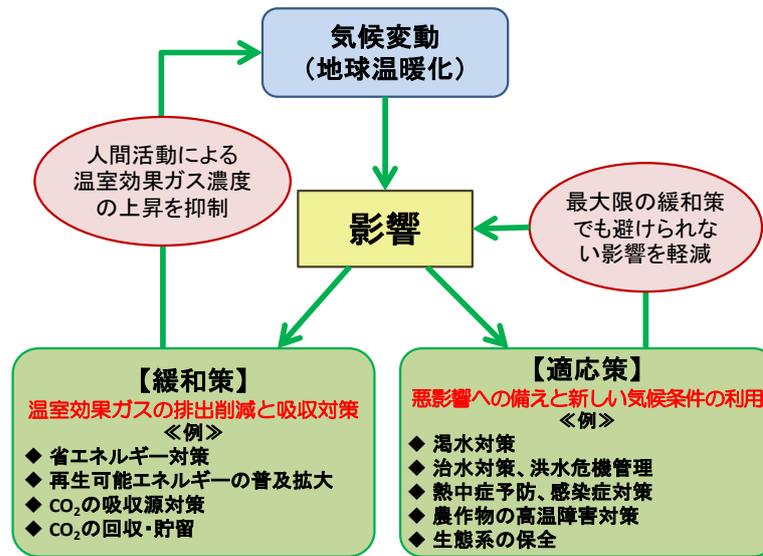


図1 気候変動と緩和策・適応策の関係

第1章 気候変動のメカニズム

この章では、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。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などの平均値や変動の幅によって表される（コラム1参照）。

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。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（詳しくはコラム5参照）。

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的要因によるものと人為的要因によるものがある。自然的要因としては、太陽活動の変動や、火山噴火による大気中の微粒子「エアロゾル⁴」の増加などがあり、人為的要因としては、人間活動に伴う化石燃料の燃焼や土地利用の変化などによる温室効果ガスの増加やエアロゾルの増加などが挙げられる（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。

地球全体の平均気温は、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）のバランスによって決まっている。人為的要因が大きくなると、図1.1.1のように地球規模でのエネルギーのバランスに変化をもたらし、気候に大きな影響を与えることになる。

⁴ エアロゾル：大気中に浮遊する固体又は液体の微粒子。エアロゾルともいう。

コラム1 平年値の基準期間

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（WMO）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 年毎に更新しており、2011 年より 1981～2010 年の平均を用いている。

しかし、気候を定義する時間スケールは様々であり、実際には 30 年とは異なる平均期間が使われることもある。また平年値がどの 30 年間を用いているかも、国によって、あるいは統計によって異なるので、相互に比較するときには注意が必要である。本レポートでは、原則として 1981～2010 年の平均を平年値として用いた。

表 1.1.1 地球規模の気候を決める主な要因

外部強制力				
主な自然的要因	太陽活動の変動	→	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			地表で受取る日射量の変化
主な人為的要因	化石燃料等を起源とする温室効果ガス(二酸化炭素等)の排出による大気組成の変化	→	宇宙に出ていく長波放射量の変化	
	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、水循環の変化
	大気汚染物質(硫酸塩エアロゾルや黒色炭素など)の排出			地表で受取る日射量の変化、雲粒径や雲量変化を通じた雲の反射率の変化
内部の要因				
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(ENSO)や、太平洋十年規模振動(PDO)などをもたらす、大気-海洋相互作用など				

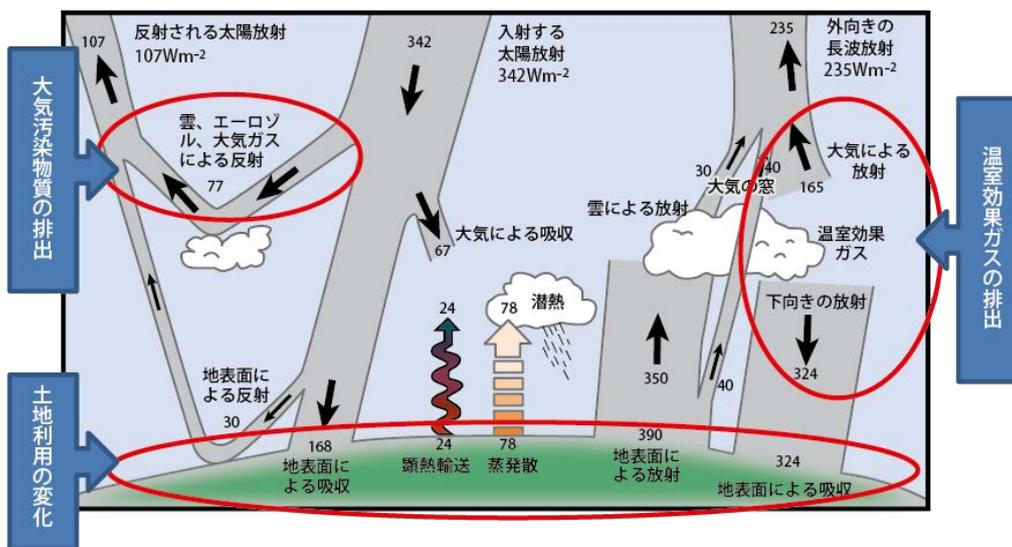


図 1.1.1 年平均した地球全体のエネルギー収支と人為的要因が影響する主な過程

出典：IPCC、2007a を改変、加筆

放射強制力⁵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力を示す。正の放射強制力は地表を加熱し、負の放射強制力は冷却する。

産業革命以前（1750年頃）を基準とした2005年時点の放射強制力の内訳をみると（図1.1.2）、正の放射強制力については、長寿命の温室効果ガス（二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素、ハロカーボン類）及び対流圏オゾンの増加による温室効果の寄与が大きい。一方、負の放射強制力は、主に人為起源のエアロゾル（硫酸塩など）によってもたらされている。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、地表に届く日射を減少させる。

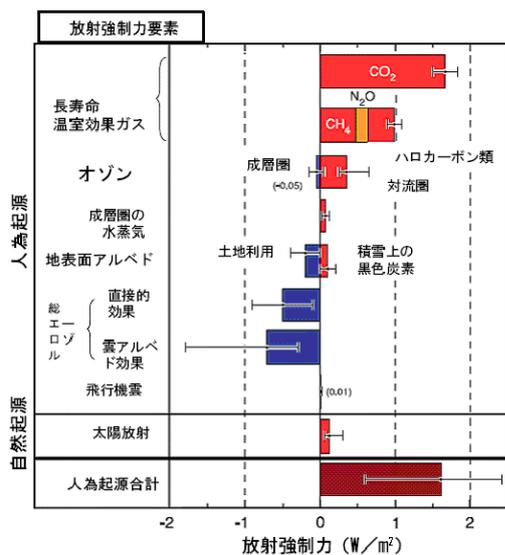


図 1.1.2 2005 年時点で世界平均した放射強制力の推定値（1750 年頃を基準）

火山によるエアロゾルは自然起源の放射強制力として付加的に寄与するが、影響が一時的であるため、この図には含まれていない。色つきの棒グラフについての細い黒線は、個々の値の 90%信頼区間を示す。

出典：IPCC、2007a

1. 2 温室効果ガス濃度の変化

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、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、それぞれ二酸化炭素などの温室効果ガス及び他の微量ガスの観測を継続的に行っている。

大気中の二酸化炭素濃度は、北半球の春から夏に減少し、秋から翌春に増加する季節変動を伴いながら、年々明瞭に増加している（図 1.2.1）。季節変動は主に陸域生態系の活動（植物の光合成や土壌有機物の分解）によるもので、南半球は北半球に比べて陸地が少なく森林等の植物も少ないため、季節変動が小さい。

世界気象機関（WMO⁶、以下「WMO」という）の温室効果ガス世界資料センター（WDCGG⁷、以下「WDCGG」という）の解析によると、二酸化炭素の世界平均濃度は、2011 年時点で 390.9 ppm⁸と産業革命以降 40%増加した（表 1.2.1）。また、最近 10 年は年平均 2.0ppmの割合で増えており、増加率は 1990 年代（年平均 1.5ppm）よりも大きくなっている。二酸化炭素以外の温室効果ガス濃度も増加しており、特にメタンの 2011 年の平均濃度は 1,813ppb⁹と産業革命以降 154%の増加となっている（表 1.2.1）。

図 1.2.2 は、氷床コアから得られた過去 80 万年における二酸化炭素濃度と気温の変化である。これまで、およそ 10 万年毎に氷期と間氷期が繰り返され、寒冷な氷期に比べて温暖な間氷期には、二酸化炭素濃度が高かったこと、氷期の最寒冷期と間氷期の間で約 100ppm の濃度差があったことがわかる。これらは、地球の公転軌道や自転軸の傾きの周期的な変動に起因する気候の変動をきっかけとして二酸化炭素などの温室効果ガス濃度が増加し、さらに気候の変動を促進した結果と考えられている。近年の二酸化炭素濃度（図 1.2.1）は、過去 80 万年のいずれの間氷期における濃度（～300ppm）よりも遙かに高く、過去 80 万年にわたる地球大気の世界の歴史の中でも極めて特殊であることがわかる。

⁵ 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とのエネルギーのバランスがさまざま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/m²) で表した指標である。

⁶ WMO: World Meteorological Organization

⁷ WDCGG: World Data Centre for Greenhouse Gases

⁸ ppm: 容積比で 100 万分の 1

⁹ ppb: 容積比で 10 億分の 1

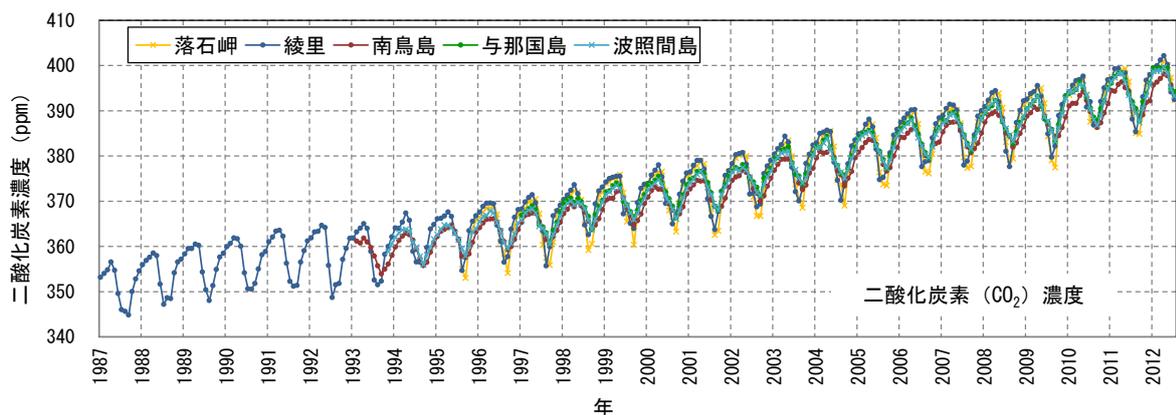


図 1.2.1 大気中の二酸化炭素平均濃度の経年変化

WMO 温室効果ガス世界資料センター (WDCGG) 及び国立環境研究所の観測データを使用。

表 1.2.1 温室効果ガス等の世界平均濃度 (2011 年)

温室効果ガスの種類	大気中の濃度		前年との差	参考数値 寿命 (年)
	産業革命以前 (1750 年頃)	2011 年平均濃度 (産業革命以降の増加率)		
二酸化炭素	約 280ppm	390.9ppm (+40%)	+2.0ppm	不定
メタン	約 715ppb	1813 ppb (+154%)	+5 ppb	12
一酸化二窒素	約 270ppb	324.2ppb (+20%)	+1.0ppb	114

WMO (2012) 及び IPCC (2007a) を基に作成。

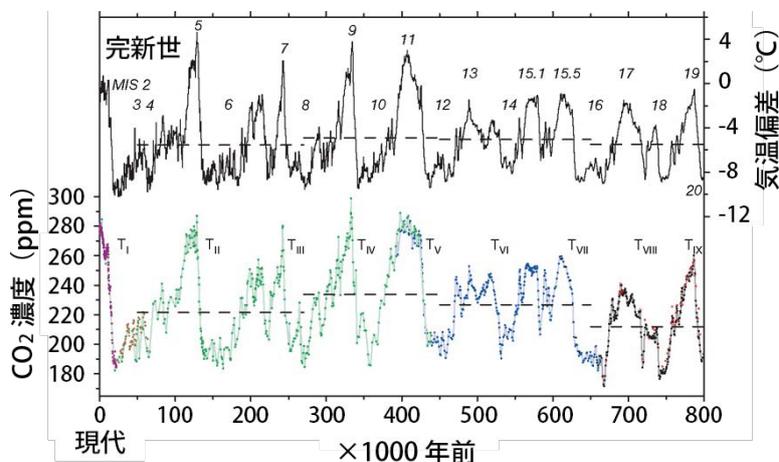


図 1.2.2 氷床コアから推定した二酸化炭素濃度と気温の変化

過去 80 万年以降の二酸化炭素の大気中濃度 (下段、T は氷河期の終了) と氷床コア採取点における気温偏差 (上段)。二酸化炭素濃度の異なる色の印は異なる研究を示す。なお、近年の急激な二酸化炭素濃度の増加は反映していない。出典: Lüthi *et al.*, 2008

1.3 近年の地球温暖化の原因

19 世紀後半以降、世界の平均気温や海面水位は、長期的に上昇している (図 1.3.1)。また、海洋表層の貯熱量は、1950 年以降上昇と下降を繰り返しつつ増加しており、水温の上昇が海面のみならず海洋内部まで及んでいることを示してい

る。これらの観測結果により、気候システムが温暖化していることには疑う余地がないとされている (IPCC, 2007a)。

観測された地球温暖化が自然変動によるものなのか、人為的要因によるものなのかは、気候モデルで強制力を分離して計算した結果から推測

できる。図 1.3.2 は世界の平均地上気温の変化について観測値とモデルによる再現シミュレーションを比較したものである。自然起源と人為起源の強制力の双方を考慮した気候モデルの計算結果（赤陰影）は、観測された気温の変化（黒線）、特に 20 世紀後半の気温上昇をよく再現している。一方、人為起源の強制力を考慮していない計算結果（青陰影）では、この気温上昇は再現されてい

ない。この違いは陸域に限らず、海洋においても同じである（図 1.3.2 (b), (c)）。

以上に紹介した観測結果及び気候モデルによる 20 世紀気候再現実験の結果等に基づき、IPCC(2007a)は、「20 世紀半ば以降に観測された世界平均気温の上昇のほとんどは、人為起源の温室効果ガス濃度の観測された増加によってもたらされた可能性が非常に高い。」とした。

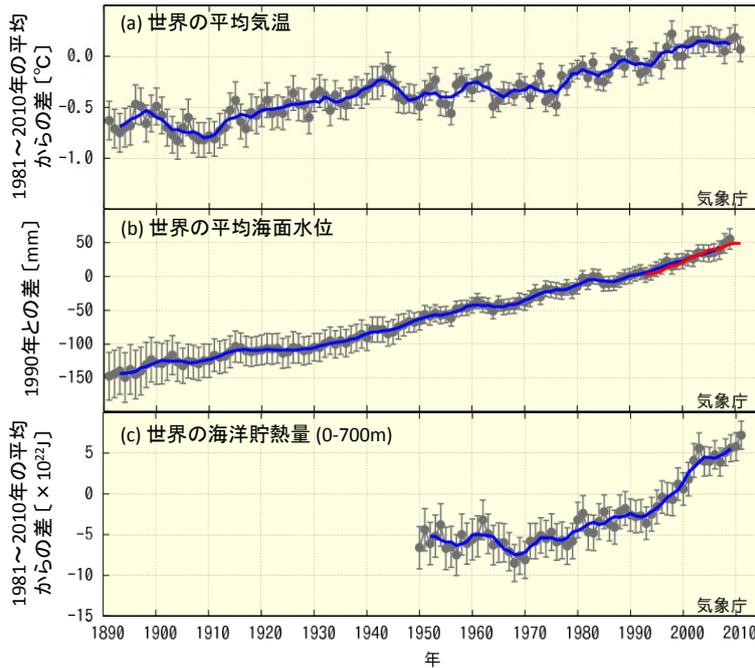


図 1.3.1

- (a) 世界の平均気温、
- (b) 潮位計（青）と衛星（赤）データによる世界の平均海面水位、
- (c) 世界の海洋貯熱量 (0~700m)

気温と海洋貯熱量は 1981 年～2010 年の平均からの差、水位は 1990 年を 0 としたときの差で示している。滑らかな曲線は 5 年移動平均値、丸印は各年の値をそれぞれ示す。エラーバーは 90% の信頼区間を示す。データソース：(a)、(c)及び(b)の衛星データは気象庁の解析値、(b)の潮位計データは Church and White (2011)による解析値である。作成：気象庁

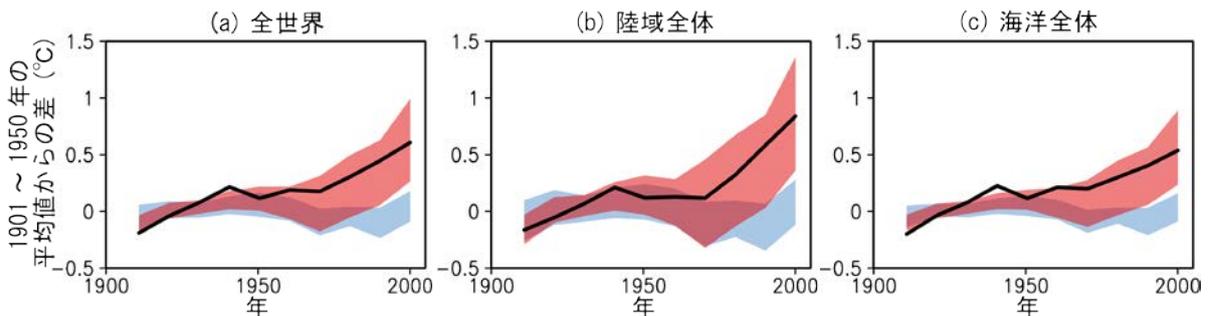


図 1.3.2 観測された地上気温の変化と気候モデルによるシミュレーションの比較

1901～1950 年平均からの偏差の 10 年間平均値。(a) 世界全体、(b) 陸域のみ、(c) 海洋のみの結果。

黒線：観測値（気象庁による解析値）

陰影：第 5 期結合モデル相互比較計画(CMIP5)¹⁰の複数のモデルのシミュレーション結果の 5～95%が含まれる範囲

(青) 自然起源の強制力のみを用いた 15 のモデルのシミュレーション結果

(赤) 自然起源と人為起源の両方の強制力を用いた 35 のモデルのシミュレーション結果 作成：気象研究所

¹⁰ 結合モデル相互比較計画：Coupled Model Intercomparison Project (CMIP)。気候モデルの開発は各国でそれぞれ行われているが、世界気候研究計画 (WCRP) の下にある結合モデル作業部会 (WGCM) では、国際的な気候モデルの開発を推進するため、実験設定を共通にしたシミュレーション結果の相互比較により気候モデルの性能を評価し気候予測の可能性や不確実性を探求するプロジェクトとして Coupled Model Intercomparison Project を行っている。CMIP は IPCC 評価報告書における温暖化の原因特定や将来予測に関する主要な結論の科学的根拠となるデータを提供する役割を果たしている。CMIP3 は第 3 期、CMIP5 は第 5 期結合モデル相互比較計画である。

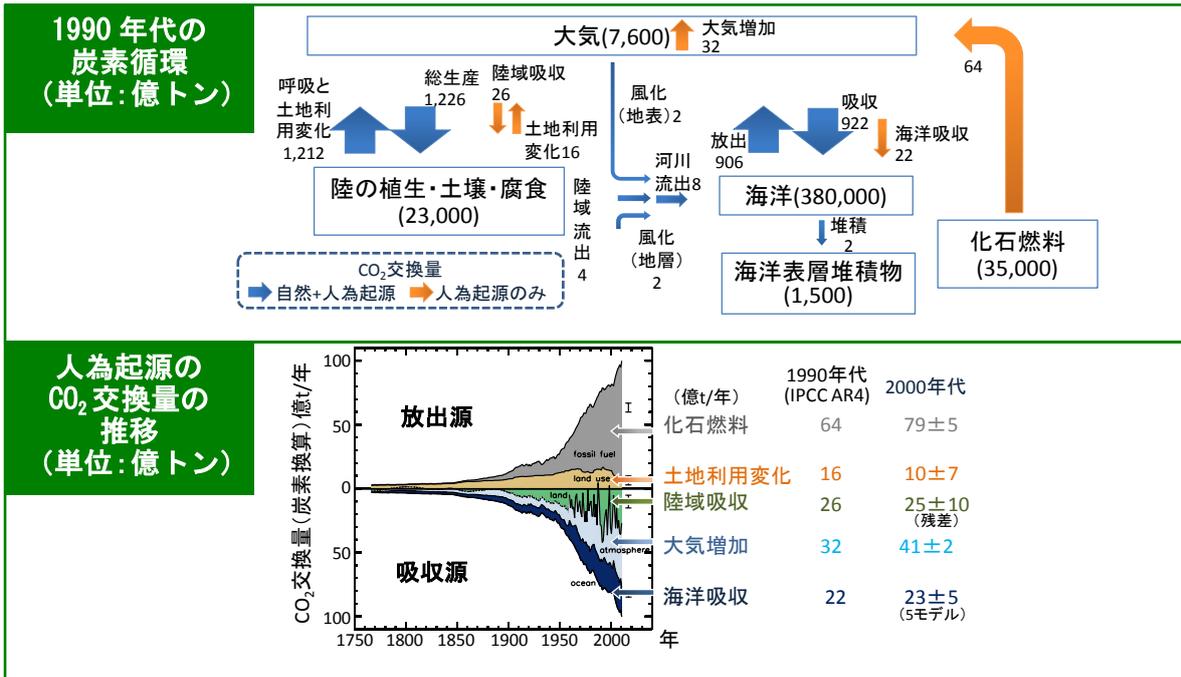
コラム 2 炭素循環

大気中の温室効果ガス濃度は、地球規模の炭素循環や窒素循環の結果として変化する。代表的な生元素（生体の維持・活動に不可欠な元素）である炭素や窒素は、大気や水の循環、地殻変動などにより循環し、海洋への溶解や生物の光合成、呼吸、分解など生物化学過程による変化を受ける。炭素循環では、図に示すように、大気、海洋、陸域生態系が主要な炭素の貯蔵庫となっており、これらの貯蔵庫間で炭素が交換され循環する結果として、大気中二酸化炭素の濃度が決まる。大気と海洋中での主な炭素の形態はガスとしての二酸化炭素と溶存無機炭酸種であるが、陸域生態系では、植物体を構成する有機物とそれが変化した土壌有機物や腐食物質が主要な存在形態となる。

循環する炭素の一部は重要な温室効果ガスであるメタンとして存在し、生物化学過程がその存在量と循環量を決める主要なプロセスとなっている。窒素を含む主要な温室効果ガスは一酸化二窒素であり、二酸化炭素と同様に大気、海洋、陸域生態系間での循環過程が存在する。

産業革命以降、人類が大量に消費するようになった化石燃料は、数億年以上も昔の生物の死骸が地下の熱や圧力の作用で変化してできたもので、炭素を含んでいる。化石燃料の消費は、長い年月をかけて地下に蓄積されてきた炭素を、短期間で大気中に放出することであり、地球上の炭素循環に不均衡をもたらす。

自然の炭素循環量と比較すると人為起源の炭素交換量は小規模に見えるものの、産業革命以前には均衡していた収支に不均衡をもたらし、貯蔵庫の炭素現存量を変化させている。大気貯蔵庫の二酸化炭素量の増加は地球温暖化の最大の原因となっており、近年（2000年代）は、1990年代に比べ、化石燃料からの放出の増大で、大気中の二酸化炭素濃度の年々の増加量が大きくなった。



地球の炭素循環

(上) 1990年代の炭素循環

各数値は炭素重量に換算した二酸化炭素貯蔵量（□中の数値、1750～2004年末の積算値、単位：億トン）と移動量（矢印、青：産業革命前の自然の循環＋人為起源、オレンジ：人為起源のみ、1990年代（1990～1999年）の平均値、単位：億トン／年）を表している。IPCC(2007a)をもとに作成。ただし、炭素貯留量は有効数字 2 桁で示した。ここでは示さないが、これら炭素貯留量は推定誤差を含んでおり、誤差の大きさは項目別に大きく異なる。移動量のうち数値を 3 ないし 4 桁目まで示したものは小さい移動量を含めた収支を整合させる目的であり、移動量の有効数字は 1 ないし 2 桁程度である。

(下) 人為起源のCO₂交換量の推移

産業革命以降の推移を放出源、吸収源別に示したもの。Global Carbon Project, 2011（グラフと 2000年代（2000～2010年）の数値）に、1990年代の数値（IPCC, 2007a）を加筆。

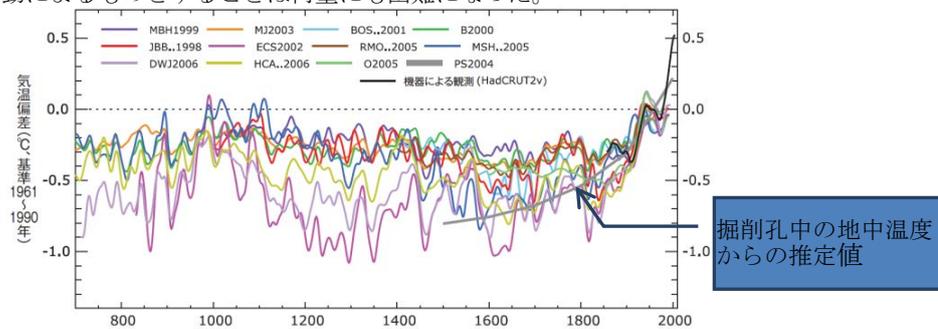
コラム3 太陽活動と気候

太陽活動はさまざまな時間スケールの変動を繰り返している。とりわけ平均約 11 年の周期変動が卓越しており、その指標となっている黒点数の増減と、太陽面の爆発現象（フレア）によってもたらされる地球の現象すなわちオーロラの出現、地球磁場と電離層の乱れなどがよく対応していることは古くから知られていた。一方、日射強度に関しては、地上観測から確かな関係を見出すのは困難であったが、1979 年以降、人工衛星による直接観測によって、黒点数の増減に対応して 0.1%程度の変動が確認された。それから 30 年余り経過し、その間系統的なトレンドは見出されず近年の温暖化の原因としては無視できる大きさ（温室効果ガス増加による放射強制力の数%以下）であることが明らかになった。

2012 年、東京天文台と NASA の研究チームは、過去 20 年間で太陽活動は次第に低下しており、太陽観測衛星「ひので」の観測結果を含めた分析から、黒点の原因となる太陽磁場の構造が通常と異なる事を明らかにした。東京天文台は、今後も黒点活動の低下傾向は続くだろうとの見解を示している。しかし、衛星観測による太陽放射強度は通常の 11 年周期変動と同様に回復してきており、すぐには地球の温度の低下をもたらすとは考えられない。

100 年以上前の歴史時代の気候の変化に関しては、太陽活動の変動による日射の変化が影響しているとする考えが有力である。歴史時代の気候の変化は、歴史記録や樹木の年輪、堆積物中の花粉の分析など様々な代替データで研究されている。また掘削抗中の地中温度から過去の温度を推定することも行われている（Pollack and Smerdon, 2004, IPCC, 2007a など）。これらを総合して、15 世紀半ば～19 世紀半ばの期間は低温傾向が続いたと推定されており、「小氷期」と呼ばれている。この中で、およそ 1645～1715 年の期間は黒点数が著しく減少し（マウンダー極小期として知られる）、その前後を含んで宇宙線を遮蔽する太陽磁場も弱かったことから、太陽活動低下の時期であった。小氷期の気温は、20 世紀初頭に比べて 0.5℃程度（0.3～0.7℃）低かったと推定されている（下図）。現在問題とされている人為起源の温暖化が 2～3℃であることを考えると、仮に太陽活動が弱まりその影響があったとしても、温度上昇を大幅に減らすものとは考えにくい。

また、デンマークの宇宙物理学者スベンスマルクは太陽活動の間接的な温暖化への影響として以下のような説を唱えている。この説は、日射強度の変化が人工衛星による直接観測によってきわめて小さい(0.1%)ことが明らかになったのち、直接の加熱の変化でない別のプロセスで太陽活動が気候に影響を与え得るものとしてヨーロッパを中心に他分野の科学者の注目を浴びた。地球には銀河からの宇宙線（超新星爆発などで発生した高エネルギーの粒子）が降り注いでおり、それが空気を電離してイオンを作っていることが知られている。スベンスマルクは、雲粒を作る凝結核の中でも重要とされる硫酸エアロゾルが、ガス状態の硫酸から最初の微小な核を作るのにイオンが重要な働きをすとの考えを取り上げた。銀河宇宙線は太陽磁場の活動が強いと地球を含む太陽系空間に入りにくくなるので、太陽活動によって宇宙線の強度は変わる。そこで太陽活動に応じて雲核の数が変わり、雲量の変化をもたらして日射加熱を変え、それによって気候が変わる可能性があると考えた。硫酸エアロゾル生成のメカニズムは専門の間でも議論されていたので、この仮説を検証するため欧州原子核研究機構(CERN)では、2010 年、2011 年に硫酸ガスを含むチャンバーに高エネルギー粒子を照射する実験を行った。その結果、イオンは有効でなく、専門家が考えていたように空気中にごく微量含まれるアンモニアやそのほかの物質の方が重要との結論が得られた（Duplissy *et al.*, 2010, Kirkby *et al.*, 2011）。スベンスマルクは近年の温暖化に関して、宇宙線の減少傾向から、雲量が減ったためと推定していた。しかし、その後、太陽活動は弱まる傾向になり宇宙線は記録的強さとなって、スベンスマルクの説によれば宇宙線が雲を増やすなら低温化すべきであるが、実際には気温低下は起きていない。従って 20 世紀後半の温暖化は温室効果ガスの増加ではなく太陽活動によるものとするのは何重にも困難になった。

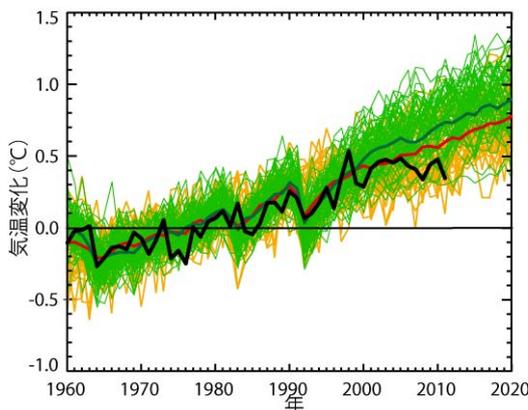


復元された過去 1300 年の北半球の気温の変化

黒線は観測機器による記録。その他の色が示すのは、複数の代替データによる 12 の研究結果。出典：IPCC, 2007a

コラム4 「地球温暖化は止まった」のではない

近年、世界平均気温の上昇が停滞していることから、地球温暖化は止まったのではないか、という説がある。図Aに示すように、2000年前後以降、黒線で示される世界の平均気温の観測値の上昇が横ばいになっているように見える。しかし、過去約120年間の推移にもこのような気温の一時的な低下や停滞は見られ(図1.3.1、図2.1.1)、大きく変動しながらも再び上昇に向かいトレンドとして気温は上昇していることがわかる。また、気象庁による世界平均気温の解析では、1891年の統計開始以降の1位から10位までの高温年はすべて1998年以降に現れている。この変動は気候変動予測モデルによるシミュレーション(CMIP3、CMIP5)の幅(細線)の範囲内であり、現時点でトレンドが変わったと判断することはできない。



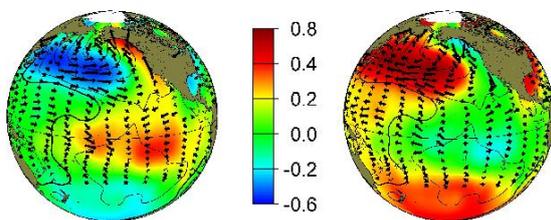
図A 世界の年平均気温偏差の推移

黒線：観測値
 オレンジ線：CMIP3
 細線：各シミュレーション予測値
 太線：アンサンブル平均値
 緑線：CMIP5
 細線：各シミュレーション予測値
 太線：アンサンブル平均値

作成：東京大学・国立環境研究所

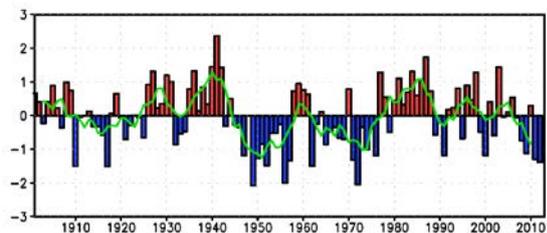
2000年前後からの世界平均気温の横ばい傾向の要因の可能性の一つとして、「太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation (PDO))」が挙げられている(図B)。PDOとは、太平洋の海面水温が上がったり下がったりする現象で、熱帯太平洋が高温のときは北部北太平洋が低温(図B左：PDO指数プラス)、熱帯太平洋が低温のときは北部北太平洋が高温(図B右：PDO指数マイナス)というパターンで数十年の時間規模で不規則に変動する現象である。図Cに示されるとおり、ここ数年はPDO指数がおおよそマイナスとなっており、熱帯太平洋の広い面積で海面水温が相対的に低いことを表している。この影響により世界の平均気温の上昇が横ばい傾向となっている可能性がある。

このように、温暖化のトレンドにPDOに代表される数十年周期の内部的自然変動が重なったことによって、気温上昇が一時的に減速または加速したように見えることがある。気候の変化や変動を分析する際には、それに伴う時間のスケールを的確に切り分けて評価することが重要である。



図B 太平洋十年規模振動のパターン

PDOの正極(左)、及び負極(右)の冬季における海面水温(色)、海面気圧(等値線)、海面の風応力(矢印)の典型的な偏差パターン。出典：気象庁、2012a(原著論文はMantua *et al.*, 1997)



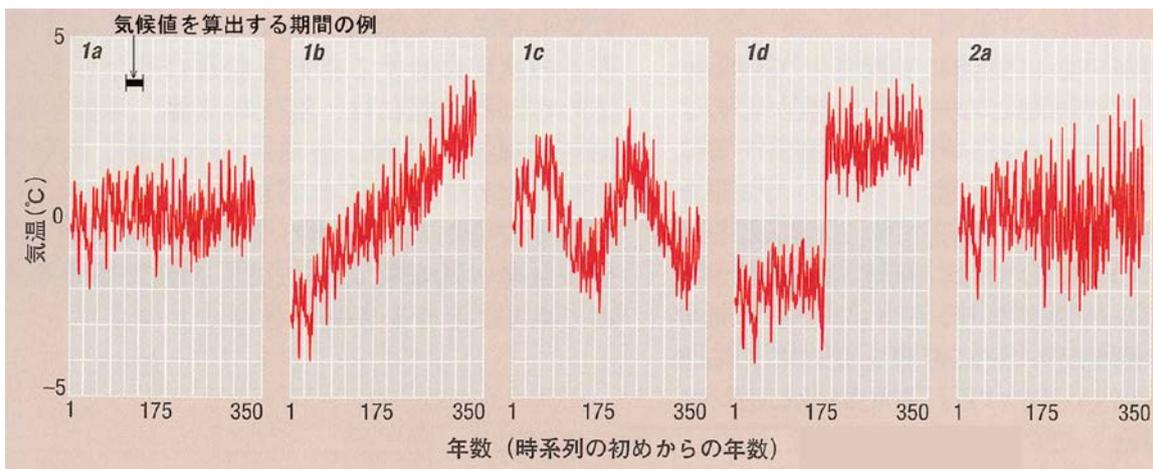
図C PDO指数の時系列(1901年～2012年)

棒グラフ：PDO指数の冬季平均値
 実線：5年移動平均値 出典：気象庁、2012b

コラム5 気候における様々な変動や変化とその用語について

ある地点や地域の気候は、気温や降水量などの観測値の平均（気候値）や変動の幅などによって示される。長期間にわたる観測から、それらの年々の変動を時系列として示すことが出来る（例として、気温の場合のイメージを下図に示す）。氷期・間氷期のような数万年に及ぶ長期変動から、年ごとの暑さ寒さの違いのように気候値を算出する期間の中での短期変動まで様々な周期の変動があり、短期変動は気候の揺らぎあるいは（短期の）気候の変動性とも称される。このような変動の幅は平均する領域の広さにも依存し、世界平均など広い領域での気候値における変動幅は、狭い領域での変動幅よりも小さくなる。

長期にわたる観測の全期間にわたって、気候値を統計的に算出する期間ごとの平均や短期変動の幅が事実上同じとみなせる場合（1a）、この時系列は定常であると言われる。実際には、長期的に見ると気候には様々な要因によって変動や変化があり、多くの時系列は定常とならない。そのパターンは、平均的な状態がある方向に継続して変化するもの（1b）、周期的・規則的に変動するもの（1c）、ある時点を境に平均的な状態が大きく変化するもの（1d）、に大別できる。また、平均値は変化しなくても、短期変動の幅が増大あるいは減少することもある（2a）。多くの時系列は、これらの変動が重なりあっているとみなせる。気象学ではこのような変化や変動を総称して気候変動と呼んでいるが、（1b）のような長期的に一方向の変化を「気候変化」と呼んで、「気候変動」と区別することもある。また、気候学では長期の変化・変動の総称を「気候変化」とする場合がある。



気候の変動や変化のパターンの例

出典：WMO 気候の事典、2004 に加筆

なお、「気候変動に関する政府間パネル」（IPCC）や「気候変動に関する国際連合枠組条約（気候変動枠組条約（United Nations Framework Convention on Climate Change (UNFCCC)、以下「UNFCCC」という）」のような国際機関や条約の行政上の正式名称では、英文表記での「気候変動に関する国際連合枠組条約の訳語に「気候変動」があてられている。特に、気候変動枠組条約第1条では、「『気候変動』（“Climate Change”）とは、地球の大気の組成を変化させる人間活動に直接又は間接に起因する気候の変化であって、比較可能な期間において観測される気候の自然な変動に対して追加的に生ずるものをいう。」と定義されており、条約の対象となる気候変動の要因を人為起源のものに限定している。

本レポートは、UNFCCC で定義された「気候変動」を対象としている。一方、このコラムの前半に記されているように、「気候変動」という用語は、広く自然の気候の変化を指して用いられてきた。このため、本レポートにおいても、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。これは、人為起源の気候変動を分析・理解し、さらに予測するには自然変動を含めた取り扱いが必要なためであり、文章の前後関係で区別がつくよう注意を払っている。

第2章 気候変動の観測結果と将来予測

19世紀後半以降、世界各国や日本で観測機器による気象観測が行われるようになった。また、気候変動の将来予測に向けた研究が国内外で進められている。本章では様々な観測データにより明らかになった、世界及び日本における近年の気候変動の現状を概観するとともに、気候変動の将来予測に関する最新の研究成果をとりまとめる。

2.1 気候に関する観測事実

2.1.1 気温

世界の平均気温は1891年以降100年あたり0.68℃の割合で上昇している。また、日本の平均気温は1898年以降100年あたり1.15℃の割合で上昇している。気温の上昇に伴って、猛暑日や熱帯夜の日数が増加している。

(1) 世界の気温

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0.68℃の割合で有意に上昇している(図2.1.1)。世界の平均気温の経年変化には、二酸化炭素など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。

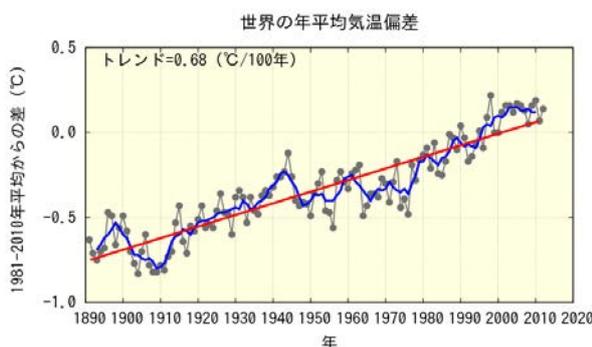


図 2.1.1 世界の年平均気温の変化

観測機器によって得られた資料に基づく、1891～2012年の世界全体の年平均気温の推移。黒線は各年の平均気温の平年差(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、2012c に追加

気温の上昇は世界的に一様に起こっているのではなく、地域による違いが現れている。アジア地域では、北アジア、中央アジアといった北半球中・高緯度に属する地域における気温の上昇が顕著である(図2.1.2)。

また、これら長期的な変化傾向とともに、顕著な高温や低温などの極端な現象も変化している。IPCCのSREXでは、これまでの観測結果から、世界規模で寒い昼と寒い夜の数が減少し、暑い昼と暑い夜の数が増加した可能性が非常に高いことや、多くの地域で熱波などの高温期間の長さや発生数が増加したことの確信度は中程度、とまとめられている(コラム7)。

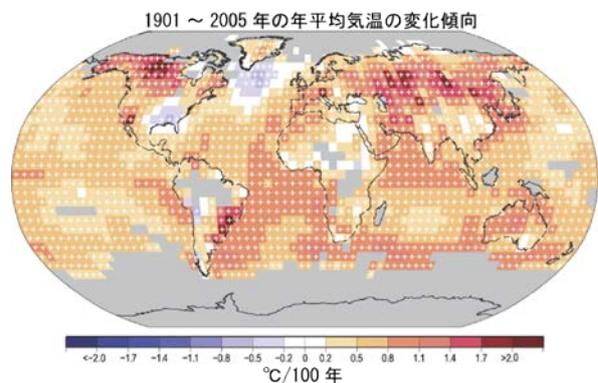


図 2.1.2 世界の年平均気温の変化の分布

観測機器によって得られた資料に基づいて推定された、1901～2005年の年平均気温の変化傾向(100年あたりの変化量：℃)。灰色の領域はデータが不十分な地域。
出典：IPCC、2007a

(2) 日本の気温

日本の平均気温は、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少ないとみられる気象庁の17観測地点(図2.1.3)のデータから求められている。

日本の平均気温も世界の平均気温と同様、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1.15℃の割合で有意に上昇している(図2.1.4)。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、おおむね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。

顕著な高温や低温などの極端な現象について、日最高気温が 35℃以上（猛暑日）の日数及び日最低気温が 25℃以上（熱帯夜¹¹）の日数は、統計期間 1931～2012 年での変化傾向をみると、それぞれ 10 年あたり 0.2 日、1.4 日の割合でいずれも有意に増加している。一方、日最低気温が 0℃未満（冬日）の日数は、同期間において 10 年あたり 2.2 日の割合で有意に減少している（図 2.1.5）。

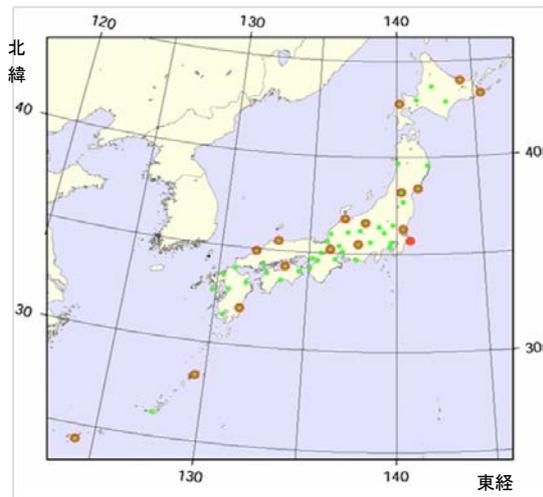


図 2.1.3 日本の平均気温・平均降水量の算出に用いたデータの観測地点図

赤丸は平均気温の算出に用いた 17 地点を、緑丸は平均降水量の算出に用いた 51 地点を示す。なお、宮崎は 2000 年 5 月に、飯田は 2002 年 5 月に庁舎を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。出典：気象庁、2005

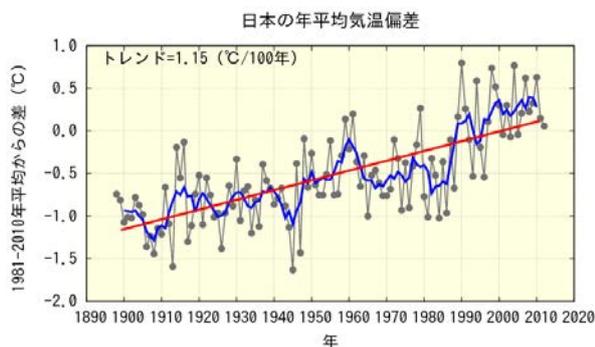


図 2.1.4 日本の年平均気温の変化

国内 17 地点（図 2.1.3）での 1898～2012 年の年平均気温の推移。黒線は各年の平均気温の平年差（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、2012c に追加

¹¹ 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 25℃以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

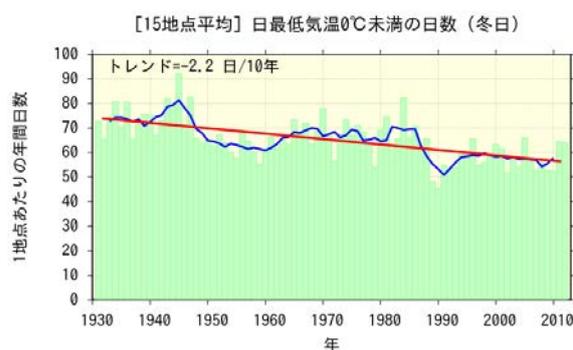
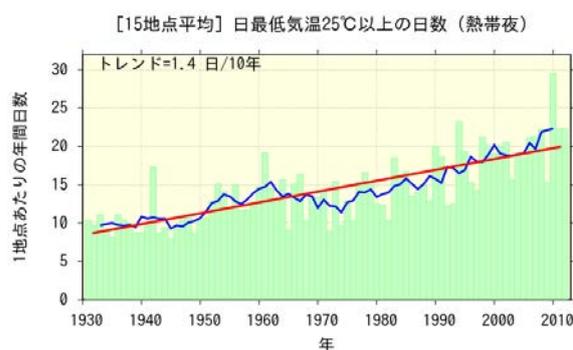
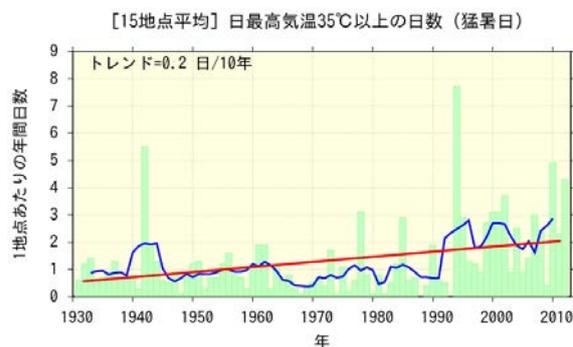


図 2.1.5 猛暑日(上)、熱帯夜(中)、冬日(下)の年間日数の経年変化

国内 15 地点（図 2.1.3 の赤丸の 17 地点から庁舎移転のあった宮崎、飯田を除いた地点）の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数（1931～2012 年）。棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均、赤線は長期変化傾向を示す。出典：気象庁、2012c に追加

2. 1. 2 降水量

世界及び日本の年降水量は大きく変動している。日本は 1970 年代以降、年ごとの変動が大きい。1mm 以上の降水の年間日数は減少する一方、大雨の年間日数に増加傾向が現れている。

(1) 世界の降水量

世界（陸域）の年降水量は、変動を繰り返しながらも、1950 年代と 2000 年代半ば以降に多い時期が現れている（図 2.1.6）。降水量は気温と異

なり、全球で一様な変化傾向はなく、年降水量の長期変化傾向は、地域によって大きく異なり、年降水量が増加している地域や、減少している地域がある。降水量の変動は空間的・時間的に非常に大きく、はっきりした長期変化傾向が見られない地域もある（図 2.1.7）。

また IPCC の SREX は、これまでの観測結果から、強い大雨の発生数が増加した地域が、減少した地域よりも多い可能性が高いとしている（コラム 7）。

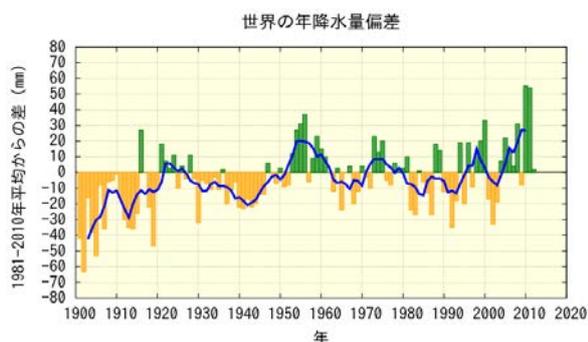


図 2.1.6 世界（陸域）の年降水量の変化

世界の陸上の観測地点での、1901～2012 年の年降水量の推移。棒グラフは各年の年降水量の年差（年値からの差）、青線は 5 年移動平均を示す。年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。 出典：気象庁、2012c に追加

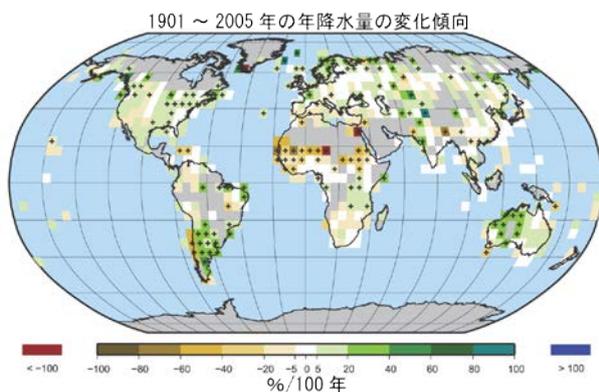


図 2.1.7 世界（陸域）の年降水量の変化の分布

1961～1990 年の平均を基準とした、1901～2005 年の世界（陸域）の年降水量の傾向（100 年あたりの変化率：%）。灰色の領域はデータが不十分な地域。+を付した領域は 5%の危険率で有意なトレンドであることを示す。 出典：IPCC、2007a

（2）日本の降水量

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（図 2.1.3）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 年代頃に多雨期がみられ、1970 年代以降は年ごとの変動が大きくなっている（図 2.1.8）。降水日数の変化を見ると、日降水量 1.0mm 以上の日数には有意な減少傾向（日降水量が 1.0mm 未満あるいは無降水の日数に有意な増加傾向）が見られる（図 2.1.9）。

極端な降水現象の変化として、日降水量 100mm 以上の日数及び日降水量 200mm 以上の日数の変化傾向をみると、いずれも有意な増加傾向が見られ、長期的にはそれぞれ 100 年あたり 0.25 日、0.04 日の割合で増加している（図 2.1.10）。

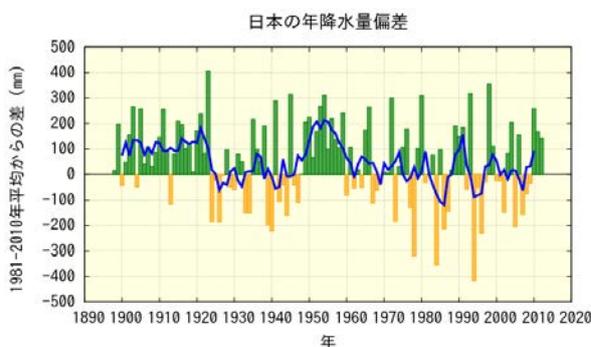


図 2.1.8 日本の年平均降水量の変化

国内 51 地点（図 2.1.3）の、1898～2012 年の年降水量の推移。棒グラフは各年の年降水量の年差（年値からの差）、青線は 5 年移動平均を示す。年値は 1981～2010 年の 30 年平均値。 出典：気象庁、2012c に追加

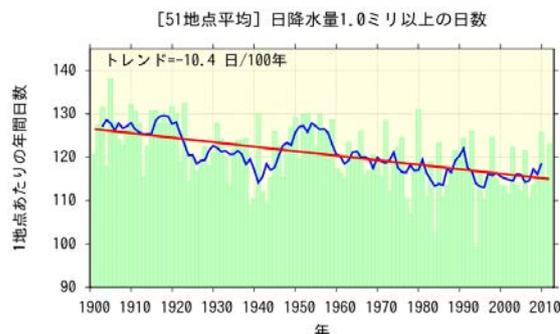


図 2.1.9 日降水量 1.0mm 以上の年間日数の変化

国内 51 地点（図 2.1.3）の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数（1901～2012 年）。棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均を、赤線は長期変化傾向を示す。作成：気象庁

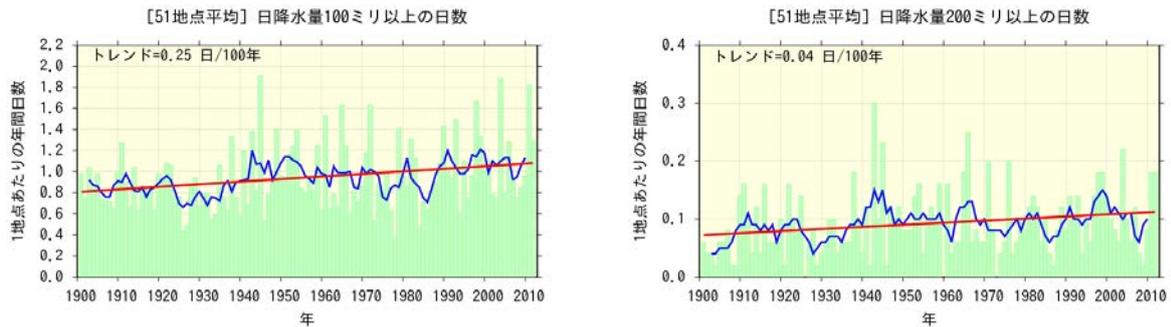


図 2.1.10 日降水量 100mm 以上(左)、200mm 以上(右)の年間日数の変化

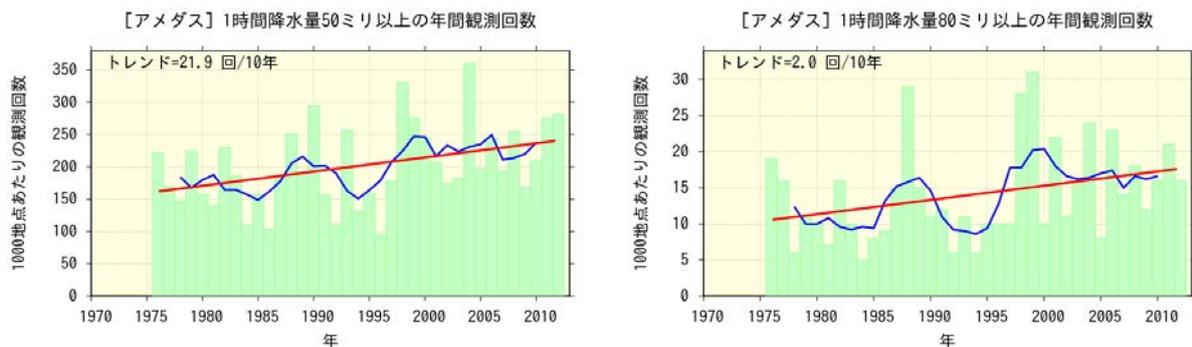
国内 51 地点 (図 2.1.3) の出現日数から求めた 1 地点あたりの年間日数 (1901~2012 年)。棒グラフは各年の値、青線は 5 年移動平均を、赤線は長期変化傾向を示す。 出典：気象庁、2012c に追加

コラム 6 アメダスでみた短時間強雨の観測回数の変化

現在、気象庁では、全国約 1,300 箇所の地域気象観測所 (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、35 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 35 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、短時間強雨などは比較的よく捉えることができる。

アメダスで観測された 1 時間降水量 (毎正時前 1 時間降水量) 50mm 及び 80mm 以上の短時間強雨の観測回数の 30 年余りの変化傾向をみると、いずれも 1976~2012 年の期間において増加傾向が明瞭に現れている。

ただし、短時間強雨の発生回数は年ごとの変動が大きく、それに対してアメダスの観測期間は比較的短いことから、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。



アメダス地点で 1 時間降水量が 50mm 以上(左)及び 80mm 以上(右)となった年間観測回数の変化 (1,000 地点あたりの観測回数に換算)

棒グラフは各年の値 (1976~2012 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、2012c に追加

2. 1. 3 海洋

世界の平均海面水温、平均海面水位はいずれも上昇している。一方、日本近海の平均海面水温は概ね上昇傾向を示しているが、平均海面水位は約20年周期の変動が顕著であり世界平均海面水位にみられるような明瞭な上昇傾向はみられない。

(1) 世界の海面水温、海面水位、海洋酸性化

世界全体の年平均海面水温は、1891～2012年において100年あたり0.51℃の割合で有意に上昇している(図2.1.11)。

また、世界全体の年平均海面水位は20世紀を通じて0.17m上昇したと見積もられており、海洋表層の貯熱量は長期的に有意な上昇傾向にある(図1.3.1)。海面水位の上昇の要因は、海洋の昇温(貯熱量の増加)に伴う熱膨張と、氷河、氷帽及びグリーンランドや南極の氷床といった陸氷の融解や海洋等への流出によると考えられている。

産業革命以後、大気中に放出された化石燃料起源の二酸化炭素のうち、約3分の1が海洋に吸収されていると見積もられており、吸収された二酸化炭素によって海水は酸性化している。これまでに、観測結果に基づいて太平洋、大西洋、南大洋、北極海などで海洋酸性化が起きていると報告されている。北西太平洋における気象庁の海洋気象観測船による観測データによると、この海域での冬季の表面海水中の水素イオン濃度(pH)は北緯10～30度で10年あたり0.014～0.018(1984～2012年冬季の平均)低下している(図2.1.12)。

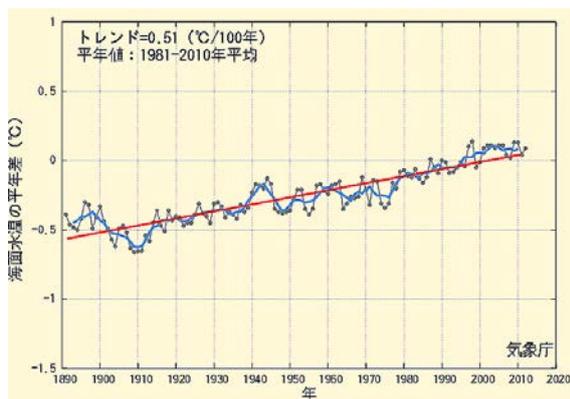


図 2.1.11 世界全体の年平均海面水温の変化

観測船の観測等により得られた資料に基づく、1891～2012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、2012c に追加

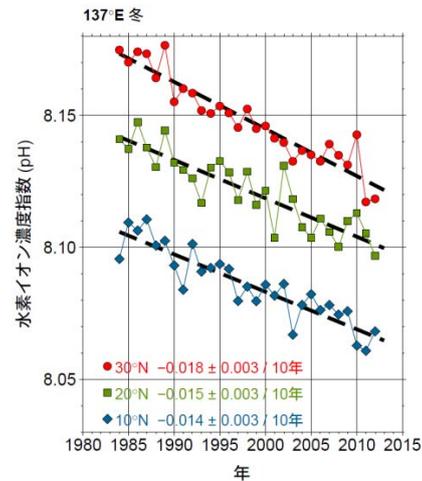


図 2.1.12 東経 137 度に沿った冬季表面海水の水素イオン濃度 (pH) の変化

赤線は北緯 30 度、緑線は北緯 20 度、青線は北緯 10 度での解析結果。各線は観測値(1984～2012年)、黒破線は期間にわたる変化傾向を示す。水素イオン濃度(pH)とは、酸性/アルカリ性を示す指数で、pH7が中性、小さいほど酸性が強くなり、大きいほどアルカリ性が強くなる。二酸化炭素濃度や全炭酸濃度をもとに、緯度帯ごとに表面海水中の水素イオン濃度(pH)を計算した。出典：気象庁、2012d

(2) 日本の海面水温、海面水位

日本付近の海域別の年平均海面水温は、2012年までの約100年間で、100年あたり0.63～1.72℃の割合で上昇した(図2.1.13)。これらの上昇率は世界全体の年平均海面水温の上昇率(図2.1.11)より大きな値となっている。

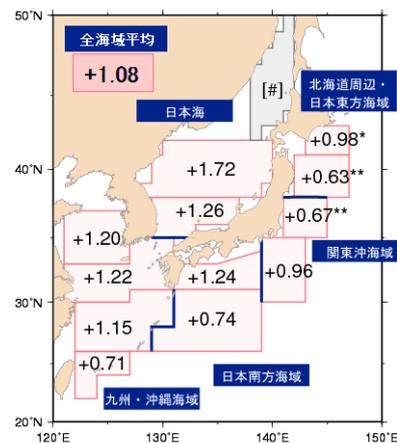


図 2.1.13 日本付近の海面水温の変化

1900～2012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:℃)を、無印は信頼度99%、**付は信頼度90%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、2012c を更新

日本沿岸の海面水位は、1906 年以降のデータを長期的に見た場合、約 20 年周期の変動が顕著であり、世界全体の海面水位（図 1.3.1(b)）にみられるような明瞭な上昇傾向はみられない。日本沿岸の海面水位に卓越している周期的な変動は、主に北太平洋偏西風の強弱や南北移動を原因とした海洋循環の変動によることが、海洋大循環モデルを用いた解析により明らかとなっている。1960～2012 年の期間で見ると、日本沿岸の水位は年あたり 1.1mm で上昇している（図 2.1.14）。

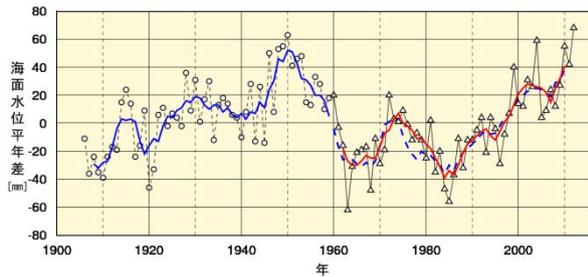


図 2.1.14 日本沿岸の海面水位の変化

地盤変動の影響が小さい検潮所の観測結果に基づく、各年の年平均海面水位年差（1906～2012 年）の時系列。年平値は 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）での年平差を平均した値。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）の海域毎に求めた年平差を平均した値。青線は 4 地点平均の年平差の 5 年移動平均値、赤線は 4 海域平均の年平差の 5 年移動平均値を示す。青点線は、参考のために 4 地点平均の年平差の 5 年移動平均を期間後半について示したもの。出典：気象庁、2012c に追加

2. 1. 4 海氷

北極域の年平均海氷域面積は長期的に減少している。また、オホーツク海の積算海氷域面積も長期的に減少している。一方、南極域の海氷域面積は増加している。

(1) 極域

北極域の年平均海氷域面積は観測データのある 1979 年以降、年あたり 5.9 万 km² の割合で長期的に減少し、2012 年には過去最少の 1,046 万 km² となった（図 2.1.15）。また、2012 年 9 月には、北極域の海氷域面積は過去最少の 336 万 km² を記録した（付録のコラム 29「しずく」の項参照）。一方、南極域の海氷域面積は年あたり 2.5 万 km² の割合で増加している。

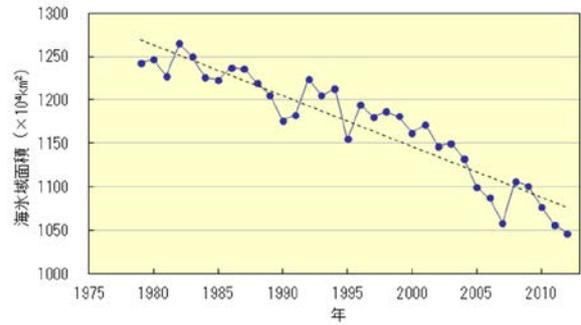


図 2.1.15 北極域の年平均海氷域面積の変化

青線は観測値（1979～2012 年）、黒点線は期間にわたる変化傾向を示す。NSIDC（米国雪氷データセンター）等が提供する、衛星観測による輝度温度（赤外放射エネルギーをプランクの法則を用いて変換した温度）データから海氷の密接度を算出し、密接度が 15%以上の領域を海氷域面積としている。出典：気象庁、2012c に追加

(2) オホーツク海

オホーツク海の積算海氷域面積（前年 12 月 5 日～当年 5 月 31 日まで 5 日ごとの海氷域面積の合計）や最大海氷域面積（海氷域が年間で最も拡大した半月の海氷域面積）は年ごとに大きく変動しているものの、長期的には減少している。オホーツク海の積算海氷域面積は 1971 年以降、10 年あたり 173 万 km² の割合で減少し、最大海氷域面積は 10 年あたり 5.8 万 km²（オホーツク海全体の 3.7%に相当）の割合で減少した（図 2.1.16）。

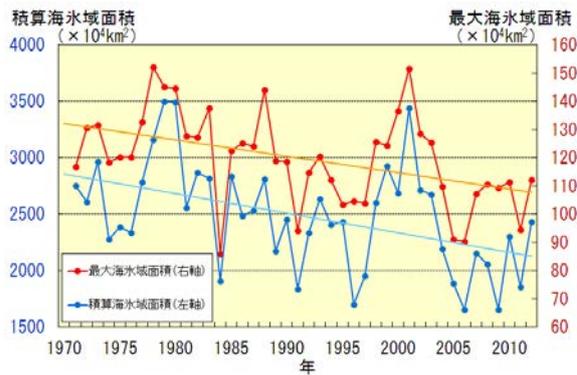


図 2.1.16 オホーツク海の積算海氷域面積と最大海氷域面積の変化

赤線は各年（1971～2012 年）の最大海氷域面積（右軸）、青線は各年の積算海氷域面積（左軸）、オレンジと水色の直線は期間にわたる変化傾向を示す。出典：気象庁、2012c に追加

2. 1. 5 台風

台風の発生数及び全発生数に対する「強い」台風の割合に長期的な変化傾向は見られない。

台風の発生数は、最近の数年は平年値を下回る年がほとんどであるが、台風に関する統計がある1951年以降において明瞭な長期変化傾向は見られない(図2.1.17)。また、台風中心付近の最大風速データが揃っている1977年以降で、「強い」

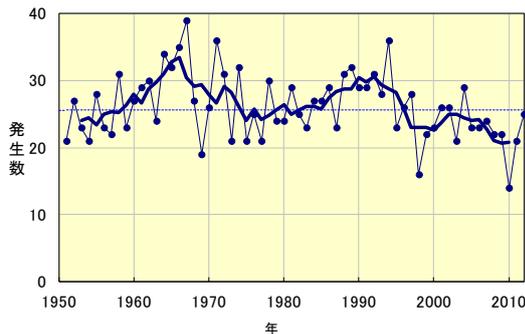


図 2. 1. 17 台風の発生数の長期変化(1951~2012年)
細い実線は各年の発生数を、太い実線は5年移動平均を示す。
細い破線は平年値(1981~2010年の平均値)を示す。 出典：気象庁、2012c に追加

(中心付近の最大風速が33~44m/s)以上の勢力となった発生数、及び全発生数に対する割合にも長期変化傾向は見られない(図2.1.18)。

なお、IPCCのSREXによると、観測結果に基づいて熱帯低気圧の活動(強度、発生頻度、継続期間)が長期的に増加しているとの報告はあるが、過去における観測能力の変化を考慮すると、いずれも確信度は低いとしている(コラム7)。

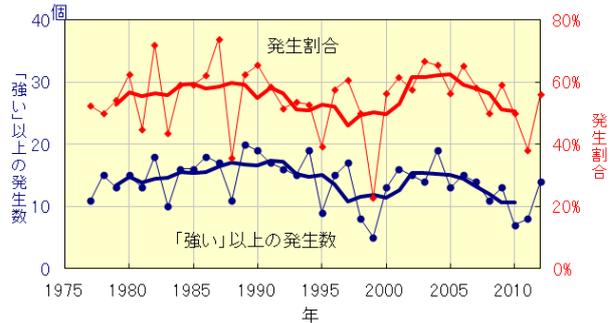


図 2. 1. 18 「強い」以上の台風の発生数と全発生数に対する割合(1977~2012年)

細い実線：「強い」以上の勢力の台風の発生数(青：左軸)と全台風に対する割合(赤：右軸)、太い実線はそれぞれの5年移動平均を示す。出典：気象庁、2012c に追加

コラム7 世界における極端な現象の変化

2012年に公表されたIPCCのSREXでは、「1950年以降の観測によれば、いくつかの極端現象には変化の証拠がある。極端現象の変化に対する確信度は、データの質と量、及びこれらのデータを解析した研究の有無に依存し、地域によっても極端現象の種類によっても異なる。特定の極端現象や、世界規模・地域スケールでの極端現象に関する観測された変化に対し、確信度が低いとされたとしても、変化の可能性を排除するものではない。」として、以下の通り極端現象の変化についてまとめられている。

種類	1950年以降観測された変化	可能性・確信度
気温	世界規模で寒い昼と夜の日数が減少、暑い昼と夜の日数が増加	可能性は非常に高い
	多くの地域で熱波など高温期間の長さや発生数が増加	確信度は中程度
降雨	強い大雨の発生数が統計的に有意に増加した地域が、統計的に有意に減少した地域よりも多い	可能性は高い
低気圧の活動など	熱帯低気圧の活動(強度、発生数、持続期間)が長期的に増加	確信度は低い(過去の観測能力の変化があるため)
	温帯低気圧の主要な経路が極側へシフト	可能性は高い
	竜巻・雹といった小スケールの現象が地域により増加傾向にある	確信度は低い(データの不均一・観測体制の不十分さのため)
干ばつ	ヨーロッパ南部・西アフリカでは干ばつの強度・持続期間が増加、北アメリカ中央部・オーストラリア北西部では干ばつの頻度・強度・持続期間が減少	確信度は中程度
洪水	洪水の強度・頻度が変化しているとの証拠は限られており、世界規模では変化の方向についてすらはっきりしない	確信度が低い(証拠が限られているため)
海面水位	平均海面水位の上昇に関連し、沿岸域の極端な高潮の高さが上昇	可能性は高い

2. 2 将来予測される気候変動

2. 2. 1 気候変動予測と将来シナリオ

(1) 予測の信頼性と不確実性

気候変動予測は、今後、大気中の温室効果ガスやエアロゾルなどの濃度がどのように変化するかというシナリオをもとに、気候モデルにより計算される。気候モデルでは、太陽活動の変動や火山噴火など自然起源や温室効果ガスやエアロゾルなど人為起源の外部強制力に対する、気候システムの応答の結果としての気候の「平均的」な変化が示される。日々の天気予報は「いつでもどのような現象が起こるか」を予測しており、計算における初期値（観測値や解析値等）のわずかな違いが予測結果に大きな影響を与えるが、気候モデルで予測しているのは気候の「平均的」な状態であり、これは外部強制力の変化に大きく依存していることから、気候モデルによる将来予測が可能となる。気候モデルの妥当性は、図 1.3.2 に示したような 20 世紀の気候の再現実験において、ある程度の誤差を持ちつつも過去の気温変化を再現していることによって確認されている。

一方で、気候モデルは、基本的には物理法則に基づいているものの、気候システムの全てを気候モデルの中に含めることは不可能であり、一部に観測や経験等に基づいた近似や仮定が用いられている。また、空間解像度の制約などにより気候モデルで用いる地形は現実のものとは異なることなどから、過去の気候の再現や将来の予測においてある程度の不確実性が生じる。

このため、IPCC AR4 では、多数の気候モデルの予測結果を用いて、将来の気候の変化傾向を不確実性ととも示している。図 2.2.1 は個々のモデルが予測した気温と降水量の変化を示しており、モデルにより予測結果にばらつきがあることがわかる。このような気候変動予測の不確実性については、異なる気候モデルの結果を比較したり、同一モデルでも条件を変えて計算した複数の結果を比較したりすることで、評価することができると考えられている。

(2) 将来シナリオ

気候システムの外部強制力として最も大きいものは温室効果ガスであり（図 1.1.2 参照）、気候変動予測には温室効果ガスの排出量の予測値が必要である。このためには人口、経済、エネルギー需要、石油に替わるエネルギー技術開発など、

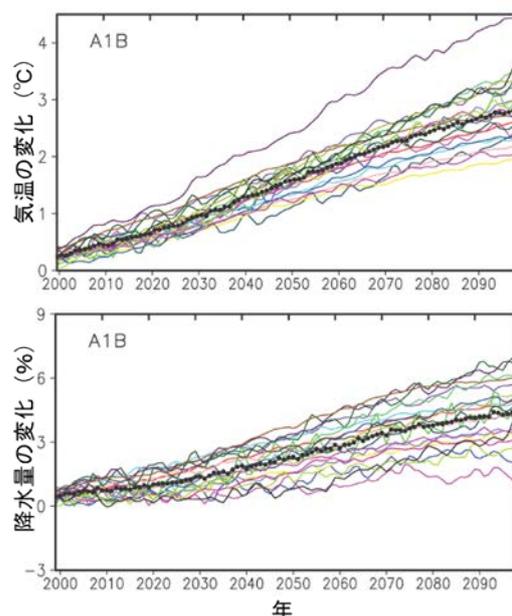


図 2.2.1 IPCC AR4 における大気・海洋結合モデルの世界平均気温と世界の降水量の将来予測 1980～1999 年の平均との比較。A1B については (3) を参照。出典：IPCC、2007a

社会的・経済的な側面の将来予測の検討が必要である。しかし、研究ごとに異なる想定を用いると、予測結果を相互に比較することが困難となるうえ、政策を検討する上での有用性も低下する。そこで、前提として使用する統一したシナリオを定めている。

IPCC では、これまで「排出シナリオに関する特別報告書」(SRES¹²、以下「SRES シナリオ」という)を作成しており、IPCC AR4 の将来予測はこの SRES シナリオに基づいて実施された。本レポートでは主に SRES シナリオに基づいた予測結果を示す。

なお、SRES シナリオにおける二酸化炭素排出量には、UNFCCC や京都議定書の削減目標の履行などの積極的な排出削減対策は含まれていない。そのため、SRES シナリオに代わる気候変動予測のための新たなシナリオとして、代表的濃度経路 (RCP¹³ シナリオ、以下「RCP シナリオ」という) が作成された。2013～2014 年に公表される IPCC 第 5 次評価報告書 (AR5、以下「AR5」という) では、この RCP シナリオを用いた結果が示される予定である (RCP シナリオとそれに基づいた最新の気候変動予測はコラム 10 を参照)。

¹² SRES: Special Report on Emissions Scenarios, 2000

¹³ RCP: Representative Concentration Pathways

(3) SRES シナリオ

これまでの気候変動予測で多く用いられてきた SRES シナリオでは、世界の発展の形態として二つの軸で将来の方向を想定し(図 2.2.2)、それぞれの将来像のもとに人口、経済活動、技術発展、エネルギー、土地利用などの変化が統合的に推定されている。それぞれの推定について社会経済シナリオに基づき将来の二酸化炭素排出量と二酸化炭素濃度に関する 6 つのシナリオが図 2.2.3 に示すように与えられている。気候変動予測計算においては、二酸化炭素等の温室効果ガス濃度レベルの代表として、この中から(低い方から順に) B1、A1B、A2 の各シナリオが主に用いられている。



図 2.2.2 SRES シナリオにおける 4 つの世界像

A1 シナリオはさらに A1B、A1T、A1FI シナリオに細分されている。よく用いられる A1B シナリオは、「各エネルギー源のバランスを重視した高成長型社会シナリオ」である。
出典：国立環境研究所、2001 より作成

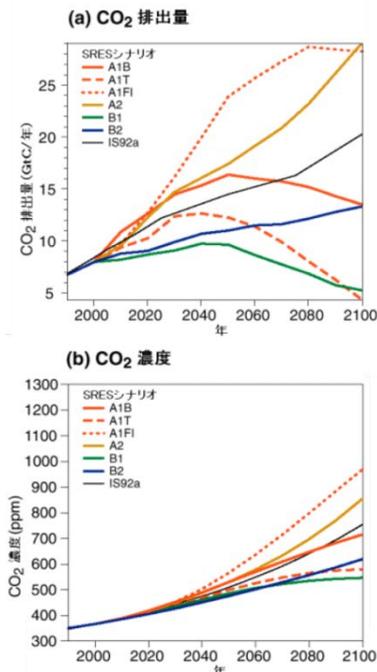


図 2.2.3 シナリオ毎の二酸化炭素の排出量 (a) と二酸化炭素濃度 (b) 出典：気象庁、2005

(4) 予測の空間スケール

気候変動に対するきめ細かな対策を行うためには、地域ごとの気候変動を詳細に予測する必要がある。しかしながら、現状の全球気候モデルは空間解像度が十分でなく、気候変動に対する地域的な影響評価への利用が難しい。このため、高解像度の全球気候モデルや全球大気モデルを用いる、あるいは、粗い空間分布で表された予測結果から、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」が行われている。ダウンスケーリングには、「力学的ダウンスケーリング」と、「統計学的ダウンスケーリング」がある。

力学的ダウンスケーリングは、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、特定の領域における詳細な気候変動予測を行う手法である。より空間解像度の高い地形、土地利用などの情報を与えることにより、地形性降水など、時空間スケールの小さな現象が表現可能となる。ただし、全球気候モデル自身が有する不確実性(誤差)を引き継ぐため、空間的に詳細な表現ができて、必ずしも予測精度が高くなるわけではないことに注意が必要である。

図 2.2.4 は、全球気候モデル、地域気候モデル(RCM) 60km 版、RCM 20km 版、気象庁のレーダーとアメダスの観測結果を使用して解析した雨量(レーダーアメダス; 格子間隔 5km) の年平均降水量分布を示したものである。全球気候モデルでは、日本列島の地形は降水分布に影響を与えていないが、RCM 60km 版、RCM 20km 版と細かくなるに従い、レーダーアメダスの観測結果に示されるような、地形の影響を受けた特徴的な降水分布の表現が可能となる。

統計学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、それに基づいて空間詳細化を行う手法である。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。一方、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。

このように、空間スケールの小さい範囲の気候変動予測とその影響評価には、ダウンスケール手法が必要であり、より精度の高い予測結果を得るための様々な研究が進められている。

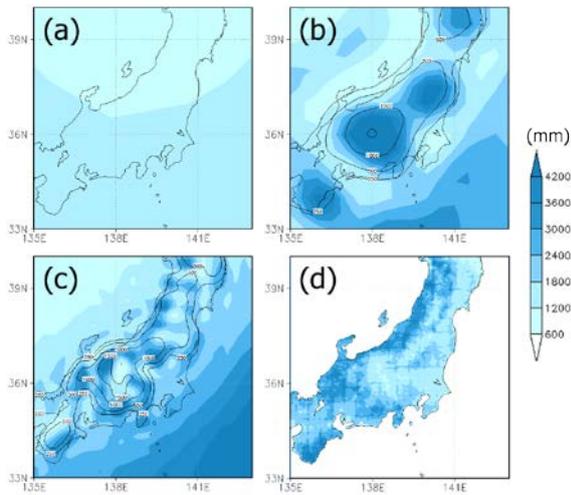


図 2.2.4 日本列島中部の年平均降水量の再現性の比較

(a) 全球気候モデル (解像度 280km 相当)、(b) 地域気候モデル(RCM) 60km 版、(c) RCM 20km 版、それぞれ 10 年平均値、(d) レーダーとアメダスの観測値に基づく解析による 6 年間 (1995-2000) 平均値 出典：高藪、2005 を拡大

(5) 日本付近の詳細な予測

日本付近を対象とした地域的に詳細な気候変動予測は、日本のいくつかの研究グループが高解像度大気海洋結合モデルや超高解像度全球大気

モデル、日本付近の地域気候モデルなどを使って研究を行い、成果をあげている。本レポートでは、日本付近の詳細な予測結果として、主に気象庁気象研究所が開発した非静力学地域気候モデル (NHRCM) により 5km の解像度で力学的にダウンスケーリングした、21 世紀末 (2076~2095 年) の予測結果を示している。なお、地域気候モデルのもととなる全球予測結果には、SRES の A1B シナリオにより 20km の解像度で計算した高解像度全球大気モデル (MRI-AGCM3.2) の結果を用いている (詳細は気象庁、2013 を参照)。

なお、本レポートに掲載されている予測の多くは、特記のない限りその前提となる温室効果ガスの排出については単一のシナリオ、そして単一の気候モデルの結果をもとに記述している。このため、用いるシナリオや気候モデルが異なると計算結果に違いを生じる可能性があることに注意が必要である。また、降水量等の変化の予測は、気温に比べて一般に不確実性が大きい。これは、台風や梅雨前線に伴う大雨等の顕著現象の頻度や程度は年々の変動が大きいことに加え、空間的な代表性が小さく、さらに発生頻度が稀であるためであり、このことについても注意が必要である。

コラム 8 IPCC の評価報告書における可能性と確信度の表現

IPCC では、評価結果の「可能性」と「確信度」を表す用語を、一貫した基準に基づいて使用している。以下に、IPCC AR5 で用いるために準備され、SREX でも用いられている、「可能性」と「確信度」を表現する用語を示す (Mastrandrea *et al.*, 2010)。

「可能性」とは、はっきり定義できる事象が起こった、あるいは将来起こることについての確率的評価である。また、「確信度」とは、モデル、解析あるいはある意見の正しさに関する不確実性の程度を表す用語であり、証拠 (例えばメカニズムの理解、理論、データ、モデル、専門家の判断) の種類や量、品質及び整合性と、特定の知見に関する文献間の競合の程度等に基づく見解の一致度に基づいて定性的に表現される。

「可能性」の定義

用語	発生する可能性
ほぼ確実	>99%
可能性が極めて高い*	>95%
可能性が非常に高い	>90%
可能性が高い	>66%
どちらかと言えば*	>50%
どちらも同程度	33%~66%
可能性が低い	<33%
可能性が非常に低い	<10%
可能性が極めて低い*	<5%
ありえない	<1%

証拠と見解の一致度の記述およびそれらの「確信度」との関係



「可能性」の定義のうち、*が付されているものは、IPCC AR4 で付加的に用いられた定義。適切な場合は AR5 でも用いてよいとされている。

2. 2. 2 気温

温室効果ガス濃度の増加に伴い、日本の平均気温は上昇し、その上昇幅は世界平均を上回ると予測される。また、平均気温の上昇に伴い、真夏日や熱帯夜の日数は増加し、冬日や真冬日の日数は減少すると予測される。

(1) 世界の気温

21世紀末までの世界平均気温は、温室効果ガス濃度の増加に伴って上昇し続けると予測されている(図2.2.5)。今後20年間程度は、温室効果ガスの排出シナリオによらず、気温は10年あたり約0.2°Cの割合で上昇するが、その後はシナリオごとの差異が顕在化し、21世紀末には、1980~1999年の平均と比較して、B1シナリオで1.8°C(可能性が高い予測幅は1.1~2.9°C)、A1FIシナリオでは、4.0°C(可能性が高い予測幅は2.4~6.4°C)と予測されている。

予測された気温の上昇量の地理的分布をみると、温室効果ガス排出シナリオによる分布の差異は小さく、過去数十年に観測された気温上昇の分布とも類似している。気温上昇の程度は、陸域とほとんどの北半球高緯度で大きい(図2.2.6)。

平均気温の上昇に伴い、世界規模で暑い昼や夜の数が増加するとともに、寒い昼や夜の数が減少する可能性が高いと予測されている。また、日最高気温について数十年間に一度しか起こらなかったような暑い日の頻度が、21世紀末にはさらに増加すると予測されている。

(2) 日本の気温

日本の平均気温は、世界平均と同様に温室効果ガス濃度の増加に伴って上昇し続けると予測されている(図2.2.7)。世界平均と同様に、21世紀前半の気温上昇は温室効果ガスの排出シナリオによらないが、その後はシナリオごとの差異が顕在化し、21世紀末には、1980~1999年の平均と比較して、A2、A1B、B1の各シナリオでそれぞれ4.0°C、3.2°C、2.1°C上昇すると予測されている。これは、いずれのシナリオでも世界平均気温の上昇量より大きい。

地域気候モデルでA1Bシナリオについて予測された気温の上昇量を地域別(図2.2.8参照)にみると、北日本ほど昇温が大きい。これは、世界平均気温の予測にみられる傾向と同様の傾向である(図2.2.9)。また、夏季に比べて冬季の昇温が大きいと予測されている。

気温の上昇に伴い、冬日や真夏日などの日数が変化することが予測されている。A1Bシナリオによる予測では、21世紀末(2076~2095年)には、真夏日や熱帯夜の日数は東日本、西日本、沖縄・奄美を中心に増加すると予測されている。一方で、冬日や真冬日の日数は北日本を中心に減少すると予測されている。(図2.2.10)。

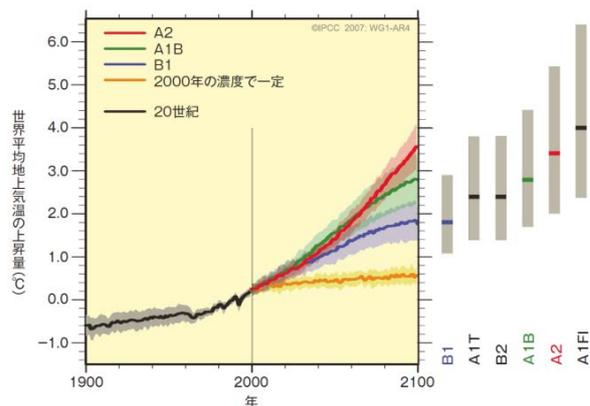


図 2.2.5 世界平均気温の上昇量

実線は、A2、A1B、B1シナリオにおける複数のモデルによる(1980~1999年と比較した)世界平均地上気温の上昇量を20世紀の状態に引き続いて示す。陰影は、個々のモデルの年平均値の標準偏差の範囲。橙色の線は、2000年の濃度を一定に保った実験のもの。右側の灰色の帯は、6つのSRESシナリオにおける最良の推定値(各帯の横線)及び可能性が高い予測幅。出典:IPCC、2007a

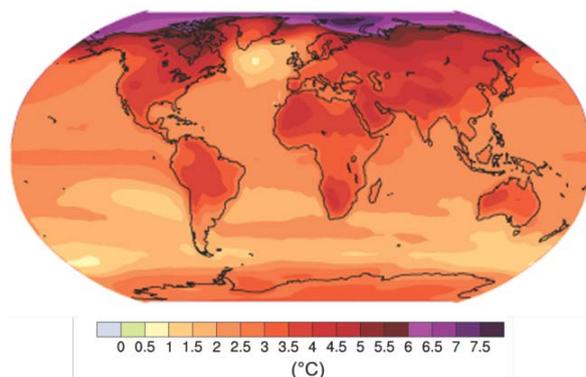


図 2.2.6 地上気温の上昇量の地理的分布

1980~1999年を基準とした、21世紀末(2090~2099年)の地上気温の変化の予測。なお、海面水温の変化は、広域的・長期的には直上の海上気温の変化と同じと見なせる。複数の大気海洋結合モデル(AOGCM)によって計算された、SRES A1Bシナリオでの予測の平均値を示す。出典:IPCC、2007a

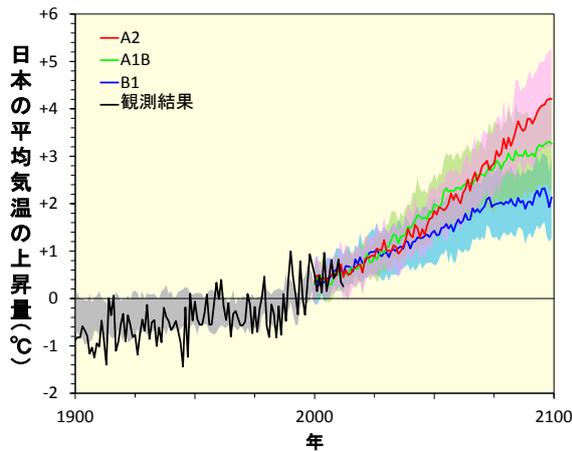


図 2.2.7 日本の平均気温の予測

IPCC 第 4 次評価報告書で使われた複数の気候モデルによる A2、A1B、B1 シナリオでの日本の平均気温の予測結果。各モデルの格子のうち、日本の陸地が占める割合が 30%以上ある格子を選び、それらの格子の値の平均値を各モデルの予測結果における日本の気温の予測値とした。シナリオごとの平均値と予測のばらつき幅（±標準偏差の範囲）を赤、緑、青の実線と陰影で示す。黒線は日本の平均気温の観測結果（図 2.1.4）。2000 年以前の陰影は過去の再現実験の再現値のばらつき幅（±標準偏差）。1980～1999 年の 20 年平均値からの差で示す。作成：気象庁



図 2.2.8 予測における地域区分

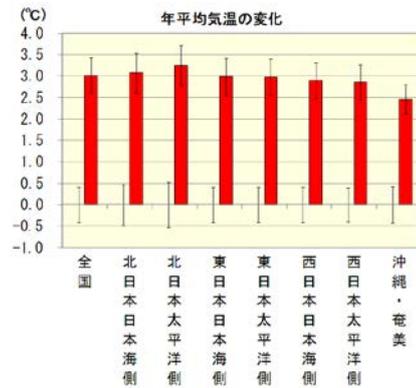


図 2.2.9 地域別の年平均気温の変化

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km) による地域別の年平均気温の変化予測。棒グラフは 1980～1999 年平均と 2076～2095 年の差を表わし、縦棒は年々変動の標準偏差（左：1980～1999 年、右：2076～2095 年）を示す。各地域の範囲は図 2.2.8 参照。A1B シナリオによる予測結果に基づく。出典：気象庁、2013

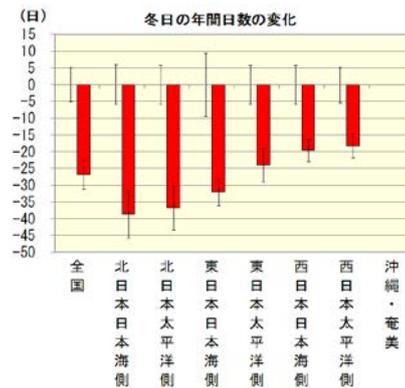
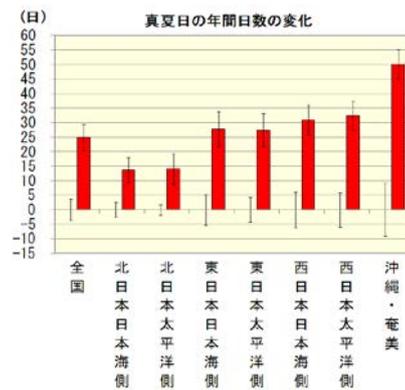


図 2.2.10 地域別の真夏日、冬日日数の変化

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km) による地域別の真夏日、冬日の変化予測。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。各地域の範囲は図 2.2.8 参照。いずれも A1B シナリオによる予測結果に基づく。出典：気象庁、2013

2. 2. 3 降水量

世界では、高緯度地域で降水量が増加する可能性が非常に高い一方、ほとんどの亜熱帯陸域では減少する可能性が高い。極端な大雨の頻度や総降水量に対する大雨の割合は、21世紀中に多くの地域で増加する可能性が高い。

日本の年降水量は、21世紀末には20世紀末に対して平均的に5%程度増加すると予測される。ただし、降水量は予測の不確実性ととも、年々の変動が大きいことに注意する必要がある。

1時間降水量50mm以上など、極端な降水現象の頻度の増加が予測される。

(1) 世界の降水量

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。地域ごとにみると、高緯度地域では降水量が増加する可能性が非常に高い一方、ほとんどの亜熱帯陸域では減少する可能性が高いと予測されている。また、地域によっては、気候モデルによる予測のばらつきが大きく、増加するか減少するかははっきり傾向が見いだせない地域がある(図2.2.11)。

降水量は増加する地域と減少する地域があるが、極端な大雨の頻度あるいは総降水量に占める大雨の割合は21世紀中に世界の多くの地域で増加する可能性が高いと予測されている(IPCC, 2012)。

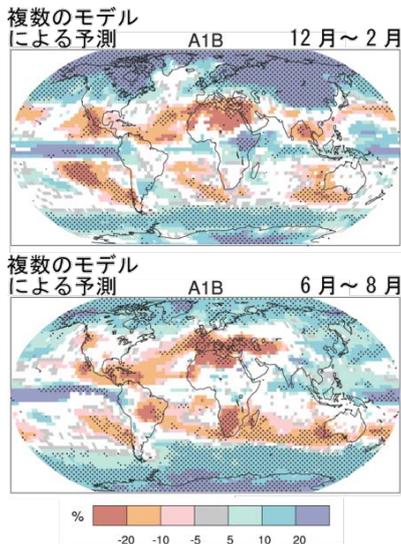


図 2.2.11 2090~2099年を対象とする降水量の相対的な変化率(1980~1999年が基準)

SRES A1B シナリオの複数の気候モデルの平均。上図は12~2月、下図は6~8月。白色の地域は、変化の符号が一致したモデルが66%に満たない地域、点描の地域は、90%以上のモデルで変化の符号が一致した地域。出典：IPCC, 2007a

(2) 日本の降水量

日本の年降水量の予測結果は、A2、A1B、B1のいずれのシナリオでも、21世紀末には20世紀末に対して平均的に5%程度増加する傾向を示しており、シナリオによる差異はほとんどない。ただし、降水量については、予測の不確実性ととも、年々の変動が大きいことに注意する必要がある(図2.2.12)。

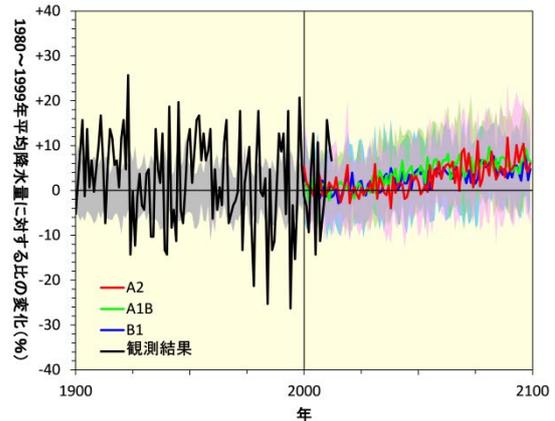


図 2.2.12 日本の年平均降水量の予測

IPCC AR4 で使われた複数の気候モデルによる A2、A1B、B1 シナリオの予測結果から算出した日本の年平均降水量の将来予測を観測結果とともに示す。各モデルの格子のうち、日本の陸地が占める割合が30%以上ある格子を選び、それらの格子の値の平均値を各モデルの予測結果における日本の年平均降水量の予測値とした。シナリオごとの平均値と予測のばらつき(±標準偏差)を赤、緑、青の実線と陰影で示す。黒線は日本の降水量の観測結果(図2.1.8)。2000年以前の陰影は過去の再現実験の再現値のばらつき(±標準偏差)を示す。1980~1999年の20年平均値との比で示す。作成：気象庁

地域気候モデルで A1B シナリオについて予測された年降水量の変化を地域別にみると、北日本で有意に増加すると予測されている(図2.2.13)。

また、梅雨期の降水現象の変化に着目して現在と将来予測を比較すると、西日本における梅雨後期の降水量が増加するとともに、大雨の頻度が増加する可能性があるとして予測している研究結果がある(図2.2.14)。

極端な降水現象については、全ての地域で、21世紀末には、短時間強雨(1時間降水量50mm以上)の年平均発生回数が増加する傾向が現れている(図2.2.15)。また、総降水量に対し大雨によってもたらされる降水量は増加する傾向が現れており、総降水量では減少傾向が見られる地域でも、大雨による降水の寄与分としては増加している

(図省略)。これは世界全体について予測されている傾向と一致している。

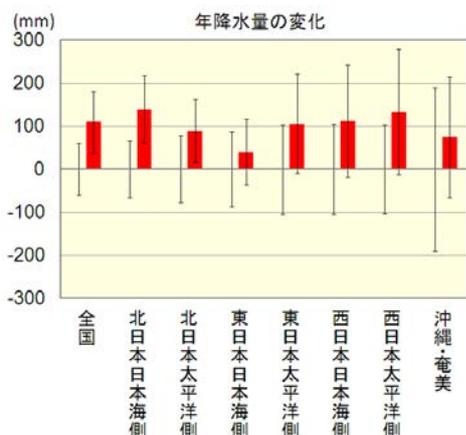


図 2.2.13 地域別の年平均降水量の変化

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km) による地域別の年平均降水量の変化予測。棒グラフは 1980~1999 年平均と 2076~2095 年の差を表わし、縦棒は年々変動の標準偏差 (左: 1980~1999 年、右: 2076~2095 年) を示す。各地域の範囲は図 2.2.8 参照。A1B シナリオによる予測結果に基づく。出典: 気象庁、2013

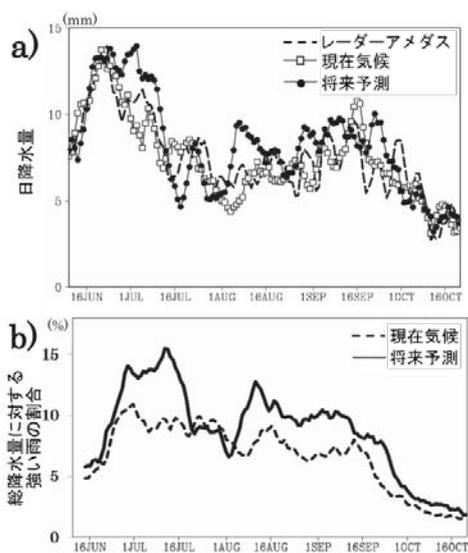


図 2.2.14 日降水量の季節変化及び総降水量に占める大雨の割合の将来予測

雲システム解像地域気候モデル (解像度 5km) による予測結果。西日本付近の領域 (東経 127-137 度、北緯 30-35 度) における a) 25 年平均日降水量 (mm) の季節変化 (5 日移動平均) 及び b) 日降水量 100mm 以上の大雨によってもたらされる降水量の総降水量に対する割合 (%: 5 日移動平均) の現在気候と将来予測の比較。A1B シナリオによる予測結果に基づく。a) 日降水量の変化には、レーダーとアメダスによる観測結果 (点線; 1996~2009 年の平均) も合わせて示す。

出典: Kanada *et al.*, 2012 を和訳

一方で、日本においては年間の無降水日数がほとんどの地域で増加すると予測されている (図 2.2.16)。これは気温の上昇に伴って降水イベントの間隔が延びる可能性が指摘されていることと整合している。

これらの極端な降水現象の結果についても、予測の不確実性とともな年々の変動が大きいことに注意が必要である。

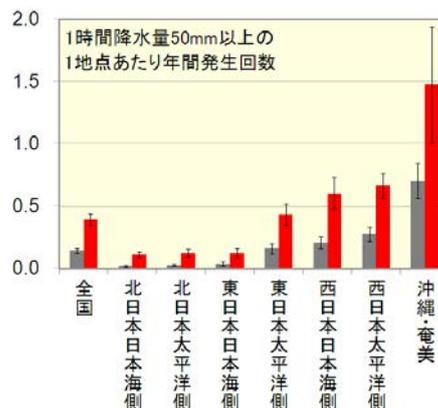


図 2.2.15 地域別の 1 時間降水量 50mm 以上の年間発生回数の変化

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km) による地域別の 1 時間降水量 50mm 以上の年間発生回数の変化予測。棒グラフは 1 地点あたりの年間発生回数を表し (灰: 1980~1999 年、赤: 2076~2095 年)、縦棒は年々変動の標準偏差 (左: 1980~1999 年、右: 2076~2095 年) を示す。A1B シナリオによる予測に基づく。各地域の範囲は図 2.2.8 参照。出典: 気象庁、2013

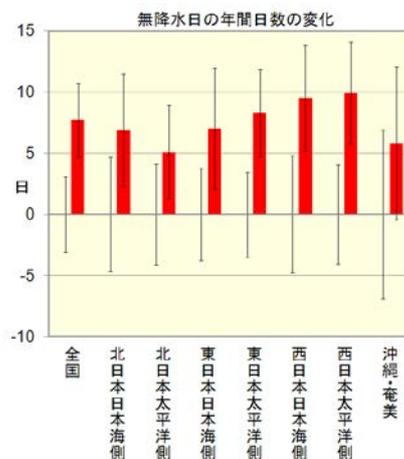


図 2.2.16 地域別の年平均無降水日数の変化

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km) による地域別の年平均無降水日数の変化予測。棒グラフは 1980~1999 年平均と 2076~2095 年の差を表わし、縦棒は年々変動の標準偏差 (左: 1980~1999 年、右: 2076~2095 年) を示す。各地域の範囲は図 2.2.8 参照。A1B シナリオによる予測結果に基づく。出典: 気象庁、2013

2. 2. 4 降雪量、最深積雪

日本の降雪量及び最深積雪は、北海道と本州の内陸の一部地域を除いて減少すると予測される。

日本における降雪量は、ほとんどの地域で減少すると予測されている。また、最深積雪もほとんどの地域で減少すると予測されている(図 2.2.17)。

なお、北海道など一部地域では、降雪量や最深積雪が増加すると予測されている地域もある。これは各地域における降雪量、気温等の変化が関係していると考えられる。一般に、気温・海面水温が上昇すると大気中の水蒸気量は増加すると予測されており、地球温暖化が進行しても冬季が十分に寒冷な地域においては、降雪量及び最深積雪が増加すると考えられる。

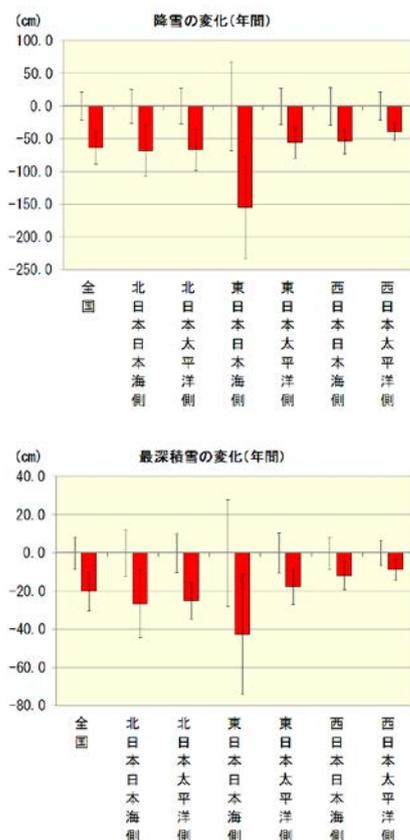


図 2.2.17 降雪量と最深積雪の変化

非静力学地域気候モデル(NHRCM, 解像度 5km) による地域別の降雪量と最深積雪の変化予測。棒グラフは 1980~1999 年平均と 2076~2095 年の差を表わし、縦棒は年々変動の標準偏差(左: 1980~1999 年、右: 2076~2095 年)を示す。各地域の範囲は図 2.2.8 参照。いずれも A1B シナリオによる予測結果に基づく。出典: 気象庁、2013

2. 2. 5 台風

世界では熱帯低気圧の平均最大風速が強まる可能性が高いと予測される。日本では、台風の来襲確率は減少するが、中心気圧の低い台風が接近する頻度が現在よりも大きくなる可能性があるとの研究結果がある。

水平格子間隔が細かい高解像度の全球気候モデルや、全球気候モデルからダウンスケーリングした高解像度の地域モデルを用いることによって、現実的な熱帯低気圧の特徴を再現できるようになった。これらの複数のモデルの結果に基づき、世界では熱帯低気圧の平均最大風速が強まる可能性が高い一方、発生頻度については、世界全体で減少するか実質的に変わらない可能性が高いと予測されている (IPCC, 2012)。

また、高解像度全球気候モデルの予測結果のマクロ統計量を用いて、日本沿岸における台風特性の変化を確率台風モデルにより確率的に検討した研究結果がある。この結果によると、地球温暖化の進行に伴う台風の発生個数、中心気圧と経路の将来変化を考慮すると、東京湾、伊勢湾、大阪湾の三大湾への台風来襲確率は減少し、三大湾近傍を通過する際の台風の最低中心気圧の平均値は大きく変化しないが、中心気圧の低い台風の頻度が現在よりも大きくなる可能性があると考えられた(図 2.2.18、図 2.2.19; 東京湾での例)。ただし、この予測結果は、気候モデルの不確実性に加えて、湾スケールでは統計的変動が大きいことにも注意する必要がある。

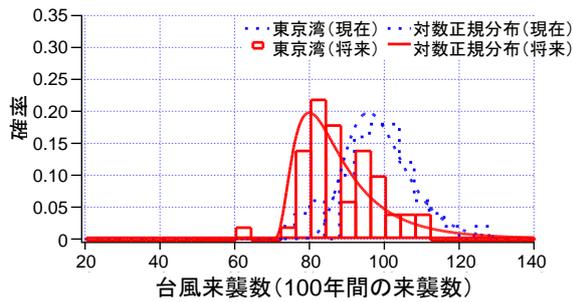


図 2.2.18 東京湾への台風来襲数の変化
 現在気候（青）及び将来予測（赤：21 世紀末）における、東京湾に台風が来襲する数の確率分布（100 年間の来襲数）。A1B シナリオによる予測。出典：文部科学省、21 世紀気候変動予測革新プログラム、2010

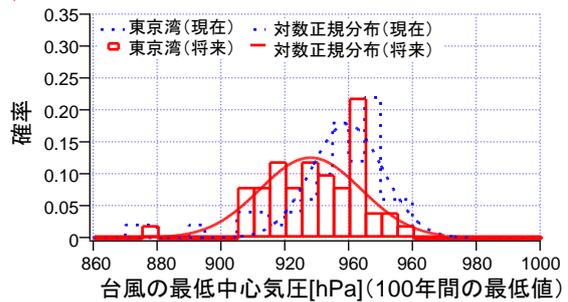


図 2.2.19 東京湾への来襲台風の最低中心気圧の変化
 現在気候（青）及び将来予測（赤：21 世紀末）における、東京湾近傍を通過する時の台風の最低中心気圧の確率分布（100 年間の最低値）。A1B シナリオによる予測。出典：文部科学省、21 世紀気候変動予測革新プログラム、2010

コラム 9 極端に強い台風のシミュレーション

台風は日本など東アジア諸国に大きな災害と水資源の両方をもたらしているため、温暖化に伴う台風の将来変化は人間社会に大きな影響を与える。特に最も大きな強度のクラスの台風がどのくらい強いものになるのかは、防災計画や災害リスク管理において大きな問題となる。雲解像モデル（個々の積雲を表現することが可能な詳細な高解像度の気候モデル）を用いた台風シミュレーションでは、21 世紀末頃には現在では見られない強度まで発達する台風が予測されている。最大風速 67m/s を超えるような極端に強い台風については、その数と最大強度が顕著に増大するとともに、日本に上陸する直前でも中心気圧が 880hPa 以下、最大風速 70 m/s 以上を維持するものも予測されている。



21 世紀末頃の温暖化気候の条件における極端に強い台風の雲解像モデル（解像度 2km）を用いたシミュレーション結果の例

出典：文部科学省、21 世紀気候変動予測革新プログラム、2012

2. 2. 6 海面水温

世界の海面水温は、温室効果ガス濃度の増加に伴って長期的に上昇する。昇温量は、南極海と北大西洋の一部で最小となる。日本近海海面水温も長期的に上昇し、その長期変化傾向は、日本南方海域よりも日本海で大きいと予測される。

21世紀末までの世界の海面水温は、温室効果ガス濃度の増加に伴って長期的に上昇すると予測されている(図2.2.6)。その変化量の地理的分布は、シナリオに依存せず、過去数十年に観測された分布と類似している。海面水温の昇温量は、南極海と北大西洋の一部で最小となると予測されている。

21世紀末までの日本付近の海面水温は、A1Bシナリオの場合で100年あたり2.0~3.1℃程度、B1シナリオの場合で0.6~2.1℃上昇することが予測されている。海面水温の長期変化傾向は、日本南方海域よりも日本海で大きい(図2.2.20)。

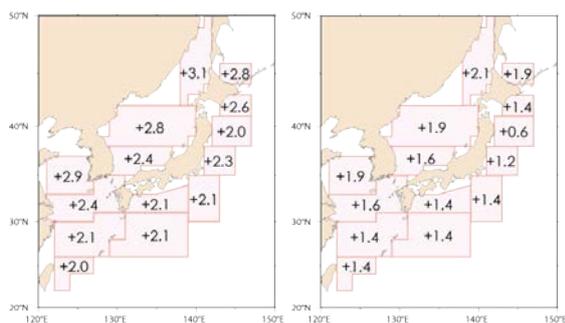


図 2. 2. 20 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の長期変化傾向の将来予測(°C/100年)

高解像度北太平洋海洋モデル(NPOGCM)による1981~2100年の将来予測をもとに、一次回帰分析によって求めた海域別海面水温の100年あたりの変化量(°C)。左はA1Bシナリオ、右はB1シナリオによる予測結果を示す。この予測結果は、単一モデルの二つのシナリオによるものであり、モデルやシナリオが異なると計算結果に違いを生じる可能性がある。出典：気象庁、2008

2. 2. 7 海面水位

海面水位は長期的に上昇することが予測される。ただし、日本周辺の海面水位については、顕著に現れる周期的な変動を、予測の不確実性として考慮する必要がある。

(1) 世界の海面水位の変化

世界の気温や水温の上昇に伴い、世界の平均海面水位は上昇すると予測されている。複数のモデルの予測結果によると、1980~1999年の平均に

比べ、21世紀末(2090~2099年)には、B1シナリオで18~38cm上昇、A1FIシナリオでは26~59cm上昇するとされている(図2.2.21)。海面水位の上昇には海水の熱膨張が最も寄与し、陸氷(氷河、氷帽、およびグリーンランドや南極の氷床など)の融解や流出も寄与するとされている。ただし、この予測には炭素循環の不確実性と氷床流出の変化の効果が含まれておらず、特に氷床流出の変化を考慮すると予測は上方修正されると考えられることに注意が必要である。

(2) 日本近海の海面水位の変化

海面水位の変化は、海水密度や海洋循環の違いのため、海域によって大きさが異なり、日本周辺の海域では北海道東方を除き、世界平均に比べて5cm~10cm大きくなると予測されている(IPCC, 2007a)。

また、過去100年の日本沿岸の海面水位には約20年周期の変動が顕著である(図2.1.14)が、ここで示した予測にはこのような周期変動は考慮されていない。従って、日本周辺の海面水位予測には、この周期変動の影響も加味する必要がある。

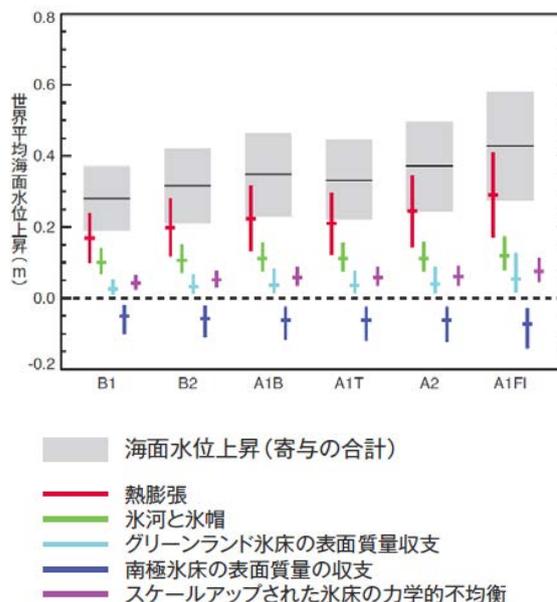


図 2. 2. 21 21世紀末における海面水位上昇予測 6つのSRESシナリオに対する(1980~1999年を基準とした)2090~2099年の世界平均海面水位上昇とその内訳の予測。不確実性は5~95%の範囲を表し、モデル結果の広がりに基づき、炭素循環の不確実性を含まない。出典：IPCC、2007a

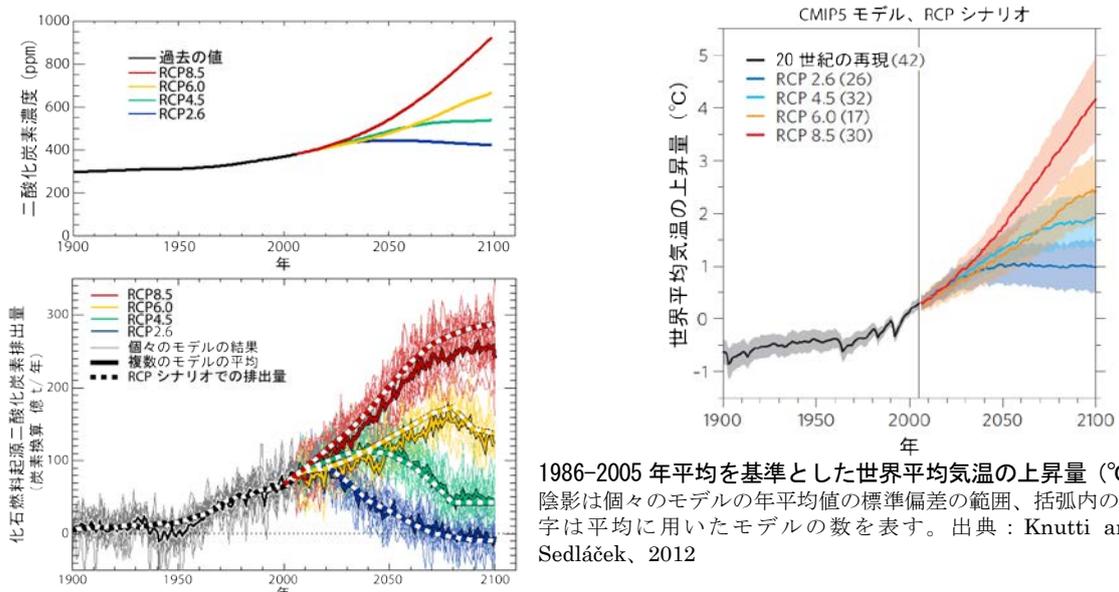
コラム 10 RCP シナリオを用いた予測

IPCC AR5 では、SRES シナリオに代わる気候変動予測のための新たなシナリオとして、RCP (Representative Concentration Pathways; 代表的濃度経路) シナリオを用いた気候予測の結果が示される予定である。

RCP シナリオは、政策的な安定化を前提とし、将来どのような濃度に安定化させるかという考えに基づいた 4 つの温室効果ガス濃度に対応した排出シナリオである。シナリオは大気中の温室効果ガスの濃度が放射強制力に与える影響の大きさをもとに特徴づけられ、それぞれ RCP8.5 (高位参照シナリオ)、RCP6.0 (高位安定化シナリオ)、RCP4.5 (中位安定化シナリオ)、RCP2.6 (低位安定化シナリオ) と呼ばれ、産業革命以前と比較した今世紀末の放射強制力の目安がそれぞれ 8.5W/m²、6.0W/m²、4.5W/m²、2.6W/m² となるシナリオに対応している (下表)。下左図 (上) は、RCP シナリオにおける二酸化炭素濃度の推移を示している。下左図 (下) は、二酸化炭素濃度が下左図 (上) のようになるには化石燃料からの排出量がどれだけとなるかを、複数の地球システムモデルによって逆算した結果である。このような評価を行うことが、RCP シナリオの重要な使い方の一つである。下右図は、RCP の 4 つのシナリオの複数のモデルによる全球平均気温の上昇量の予測結果である。2100 年時点での全球平均地上気温の上昇量は 1986-2005 年平均と比較して、RCP2.6 で 1°C 程度、RCP8.5 で 4°C 程度という結果となっている。

RCP シナリオの概要 出典：IPCC、2007b より作成

名称	産業革命以前と比較した放射強制力の目安	2100 年における各種の温室効果ガス濃度(二酸化炭素濃度に換算)	濃度の推移
RCP8.5 (高位参照シナリオ)	2100 年において 8.5W/m ² を超える	約 1,370ppm を超える	上昇が続く
RCP6.0 (高位安定化シナリオ)	2100 年以降約 6.0W/m ² で安定化	約 850ppm (2100 年以後安定化)	安定化
RCP4.5 (中位安定化シナリオ)	2100 年以降約 4.5W/m ² で安定化	約 650ppm (2100 年以後安定化)	安定化
RCP2.6(RCP3-PD) (低位安定化シナリオ)	2100 年以前に約 3W/m ² でピーク、その後減少、2100 年頃に約 2.6W/m ²	2100 年以前に約 490ppm でピーク、その後減少	ピーク後減少



二酸化炭素濃度シナリオ (上) とそれぞれの濃度に対応する化石燃料からの二酸化炭素排出量 (下)

下図の細線は個々の地球システムモデルによる逆算の結果、太線は複数のモデルの平均を示す。参考のため、RCP シナリオでの排出量 (社会経済シナリオと簡略炭素循環モデルを含む統合評価モデルにより算出) を破線で示す。出典：Jones *et al.*, 2013 から 1900 年以降を抜粋、和訳