

第2章 気候変動

2.1 気温の変動¹²

【ポイント】

2014年の世界の年平均気温は、1891年以降で最も高い値になった。また、日本の年平均気温は1898年以降で18番目に高い値になった。

世界の年平均気温は、100年あたり0.70の割合で上昇している。また、日本の年平均気温は、100年あたり1.14の割合で上昇している。

日本の月平均気温における異常高温は増加しており、異常低温は減少している。

冬日の日数は減少し、熱帯夜の日数は増加している。猛暑日の日数は増加傾向が明瞭に現れている。

2.1.1 世界の平均気温

2014年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の平均）の偏差（1981～2010年平均からの差）は+0.27で、統計開始年の1891年以降では最も高い値となった。北半球の年平均気温偏差は+0.38で最も高い値に、南半球の年平均気温偏差は+0.17で2番目に高い値になった（図2.1-1）。

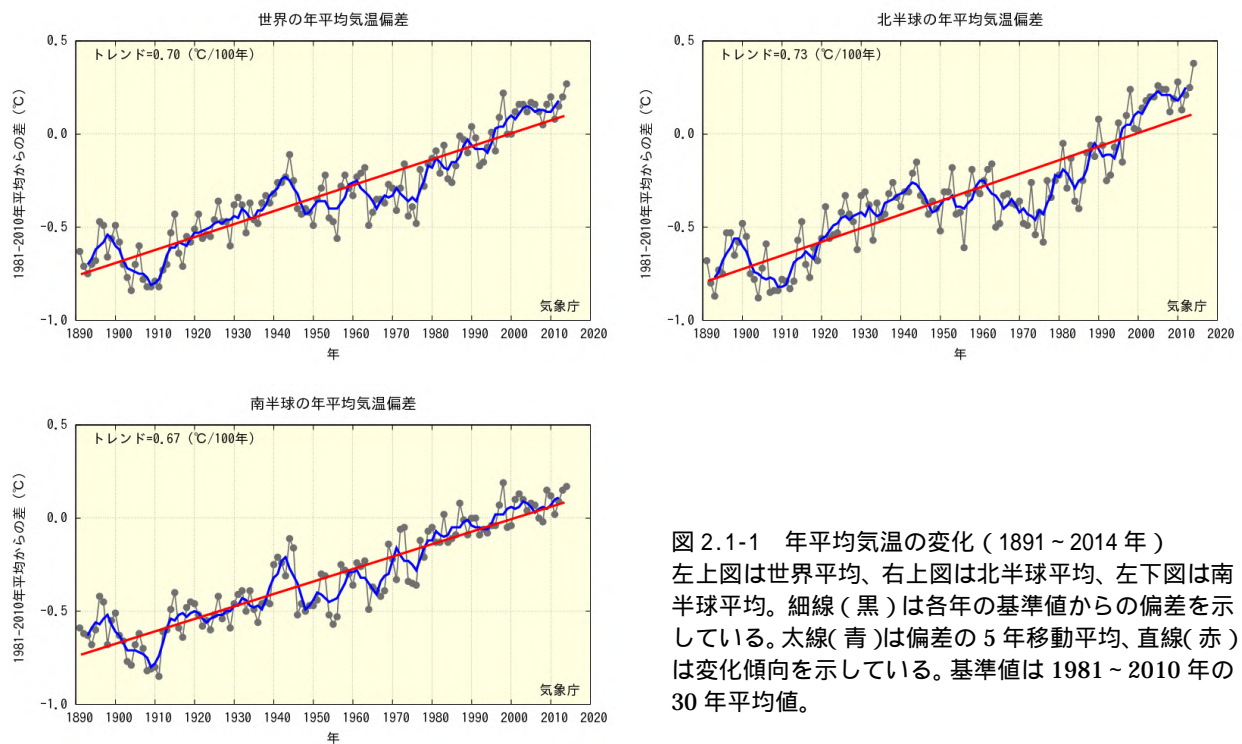


図2.1-1 年平均気温の変化（1891～2014年）
 左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。細線（黒）は各年の基準値からの偏差を示している。太線（青）は偏差の5年移動平均、直線（赤）は変化傾向を示している。基準値は1981～2010年の30年平均値。

¹² 気象庁ホームページでは、世界及び日本の月別、季節別、年別の平均気温を公表している。
<http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html>

(第2章 気候変動)

世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は100年あたり0.70である¹³(信頼度水準99%で統計的に有意¹⁴)。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、上昇率はそれぞれ100年あたり0.73、0.67である(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。また、緯度経度5度格子ごとの変化傾向を見ると、長期的な統計ではほとんどの地域で上昇傾向がみられる(図2.1-2上図)。短期的な統計では地域的な変動が現れやすいため一部の格子では下降傾向がみられるものの、最近の30年余りの上昇率は多くの地域でそれ以前に比べてより大きくなっている(図2.1-2下図)。これらの年平均気温の経年変化には、二酸化炭素などの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ものと考えられる。

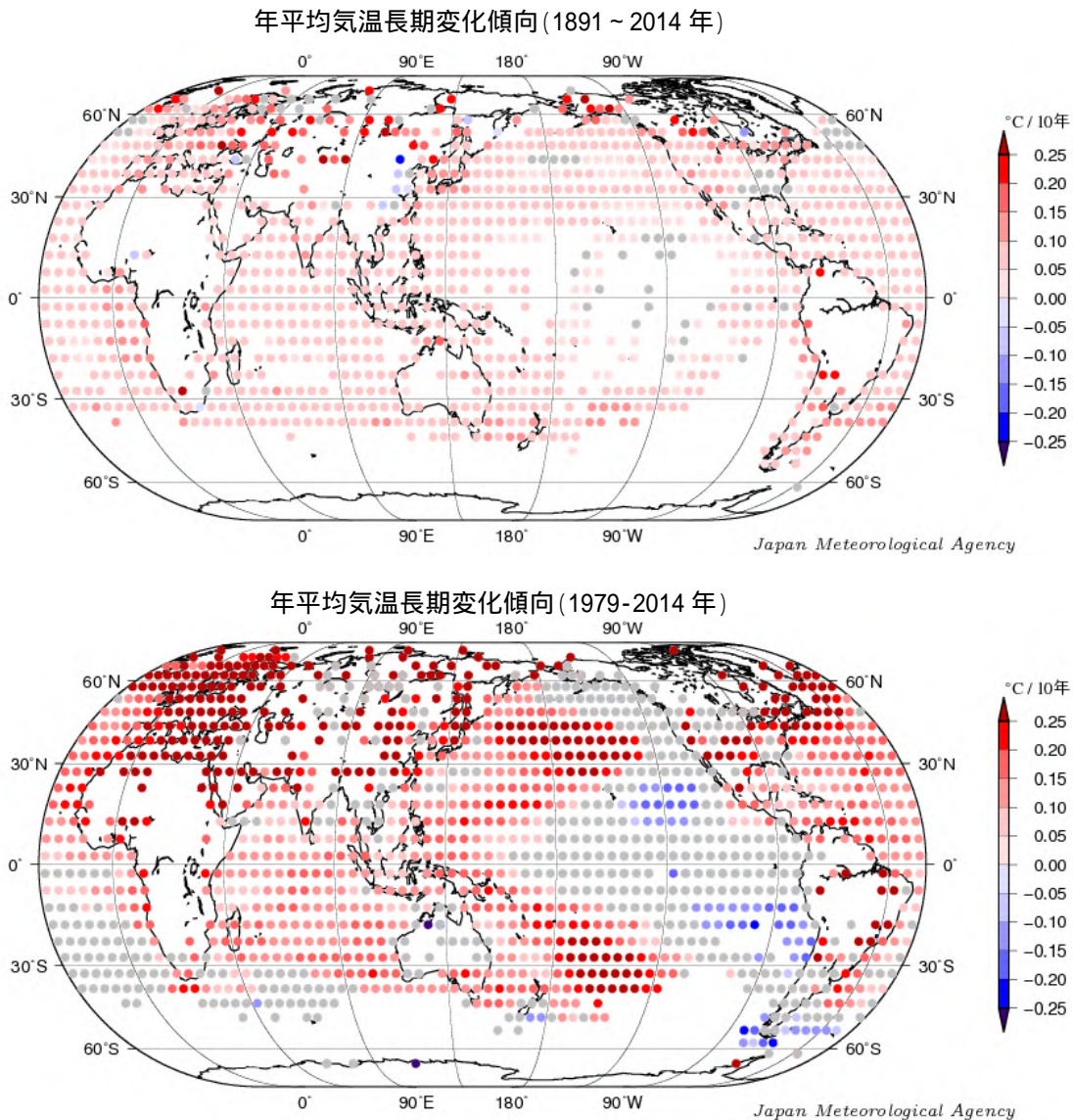


図2.1-2 緯度経度5度の格子ごとに見た年平均気温の変化傾向

上図は1891~2014年、下図は1979~2014年の期間の変化傾向で、10年あたりの割合で示している。灰色は変化傾向が見られないことを示す。図中の丸印は、5°×5°格子で平均したそれぞれの期間(上図:1891~2014年、下図:1979~2014年)の長期変化傾向(10年あたり)を示す。灰色は信頼度90%で統計的に有意でない格子を示す。

¹³ IPCC第5次評価報告書(IPCC, 2013)では、世界の平均気温は1880~2012年の期間に0.85(可能性が高い範囲は0.65~1.06)上昇していると評価されている。100年あたりの上昇率に換算した値は本レポートとは異なるが、長期的に上昇し1990年代半ば以降高温となる年が多いという同様の変動を示している。なお、本レポートと異なる値となるのは、元となるデータや世界平均の算出方法及び統計期間の違いによる。

¹⁴ 本レポートにおける有意性の評価と表現については、巻末の「変化傾向の有意性の評価について」を参照。

2.1.2 日本の平均気温

日本の気温の変化傾向をみるため、都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の15観測地点(表2.1-1)について、1898~2014年の年平均気温の偏差(1981~2010年平均からの差)を用いて解析した。

2014年の日本の年平均気温の偏差は+0.14℃で、1898年以降で18番目に高い値となった(図2.1-3)。様々な変動を繰り返しながら日本の年平均気温は上昇しており、上昇率は100年あたり1.14℃である(信頼度水準99%で統計的に有意)。季節別には、それぞれ100年あたり冬は1.08℃、春は1.29℃、夏は1.06℃、秋は1.19℃の割合で上昇している(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。

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

近年、日本で高温となる年が頻出している要因としては、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響に、数年~数十年程度の時間規模で繰り返される自然変動が重なっているものと考えられる。この傾向は、世界の年平均気温と同様である。

表2.1-1 日本の年平均気温偏差の計算対象地点

都市化の影響が比較的少なく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。なお、宮崎は2000年5月に、飯田は2002年5月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。

要素	観測地点
地上気温 (15観測地点)	網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、多度津、宮崎、名瀬、石垣島

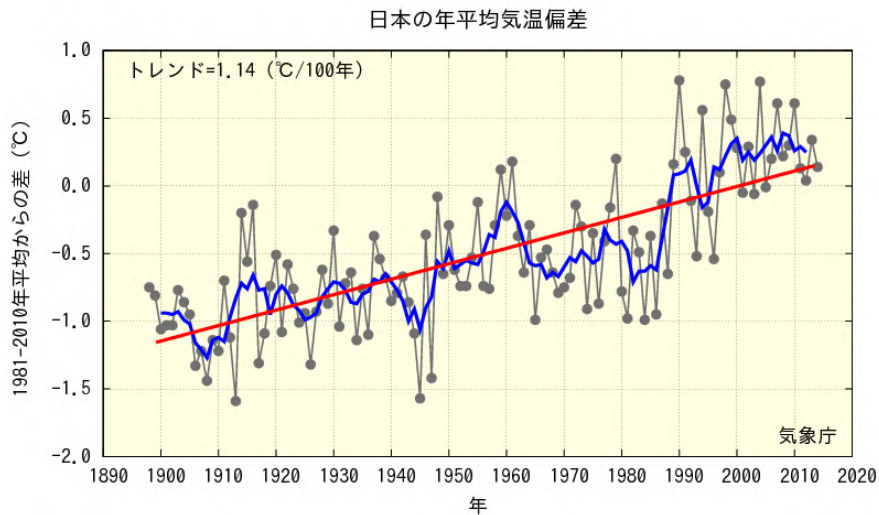


図2.1-3 日本における年平均気温の経年変化(1898~2014年)

細線(黒)は、国内15観測地点(表2.1-1参照)での年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。太線(青)は偏差の5年移動平均を示し、直線(赤)は長期的な傾向を示している。基準値は1981~2010年の平均値。

(第2章 気候変動)

2.1.3 日本における極端な気温

表 2.1-1 の 15 観測地点の観測値を用い、日本における極端な気温の変化傾向の解析を行った。なお、宮崎及び飯田の月平均気温は移転による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が、日最高気温、日最低気温については移転による影響を除去することが困難であるため、当該地点を除く 13 観測地点で解析を行った。

(1) 月平均気温における異常値¹⁵の出現数

統計期間 1901～2014 年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温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 2.1-4)。これらの特徴は第 2.1.2 項に示されている年平均気温の上昇傾向と符合している。

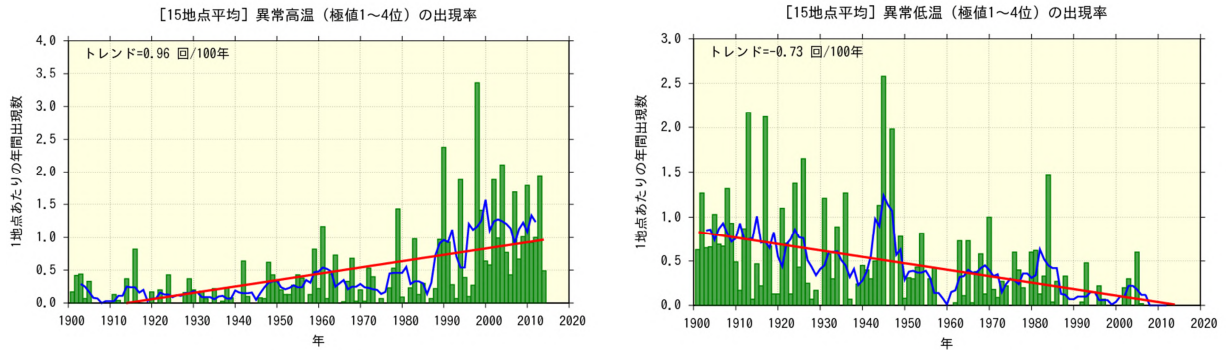


図 2.1-4 月平均気温の高い方から 1～4 位(異常高温、左図)と低い方から 1～4 位(異常低温、右図)の年間出現数の経年変化

1901～2014 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。折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(2) 日最高気温 30 以上(真夏日)及び 35 以上(猛暑日)の年間日数

日最高気温が 30 以上(真夏日)の日数については、統計期間 1931～2014 年で変化傾向は見られない。一方、日最高気温が 35 以上(猛暑日)の日数は同期間で増加傾向が明瞭に現れている(信頼度水準 95%で統計的に有意)(図 2.1-5)。

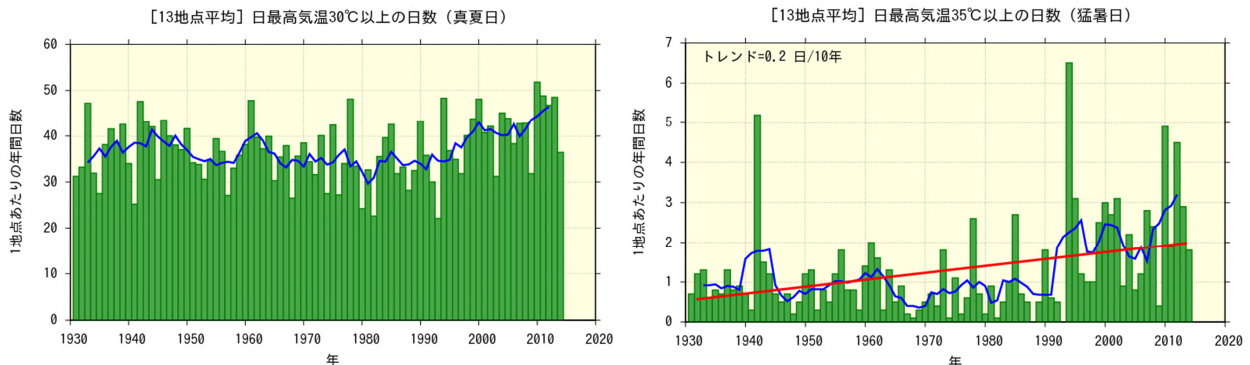


図 2.1-5 日最高気温 30 以上(真夏日、左図)及び 35 以上(猛暑日、右図)の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。棒グラフは年々の値を、折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

¹⁵ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2014 年の 114 年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から 1～4 位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から 1～4 位の値が出現する割合は、114 年間に 4 回で、つまり約 29 年に 1 回(約 0.035 回/年)となり、本レポートの異常気象の定義(巻末の用語一覧参照)である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

(3) 日最低気温 0 未満(冬日)及び 25 以上(熱帯夜¹⁶)の年間日数

日最低気温が 0 未満(冬日)の日数は、統計期間 1931~2014 年で減少しており、日最低気温が 25 以上(熱帯夜)の日数は同期間で増加している(いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.1-6)。

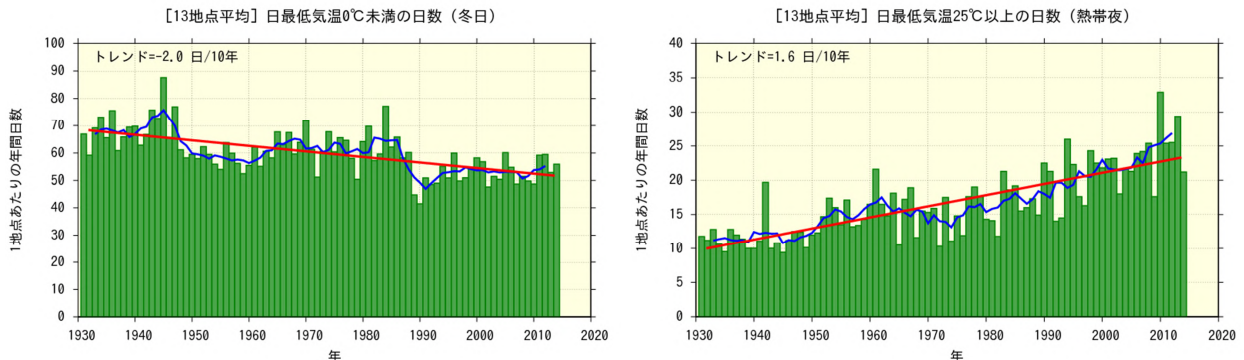


図 2.1-6 日最低気温 0 未満(冬日、左図)及び日最低気温 25 以上(熱帯夜、右図)の年間日数の経年変化図の見方は図 2.1-5 と同様。

2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象¹⁷

長期間に渡って均質なデータを確保できる日本の各都市(札幌、仙台、名古屋、東京、横浜、京都、広島、大阪、福岡、鹿児島)と都市化の影響が比較的少ないとみられる 15 観測地点(表 2.1-1)を対象に、1931~2014 年における気温の変化率を比較すると、各都市の上昇量の方が大きな値となっている(表 2.1-2)。

表 2.1-2 各都市における気温の変化率

1931~2014 年までの観測値から算出した値を示し、都市化の影響が比較的少ないとみられる 15 観測地点(表 2.1-1 参照)について平均した変化量をあわせて表示した。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。を付した 4 地点と 15 観測地点のうちの飯田・宮崎は、統計期間内に観測露場の移転の影響があったため、気温の変化率については移転に伴う影響を補正してから算出している。

観測地点	気温変化率(/100 年)														
	平均気温					日最高气温					日最低气温				
	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.7	3.3	2.6	2.0	2.9	1.0	1.4	1.1	0.7	0.7	4.5	5.6	4.5	3.5	4.5
仙台	2.3	3.0	2.5	1.3	2.6	1.0	1.4	1.2	0.7	0.9	3.1	3.6	3.7	1.9	3.4
名古屋	2.8	3.0	3.0	2.3	3.1	1.1	1.3	1.4	0.8	1.1	3.9	3.9	4.4	3.3	4.3
東京	3.2	4.4	3.2	2.0	3.4	1.6	1.8	1.7	1.1	1.7	4.4	6.0	4.5	2.8	4.5
横浜	2.7	3.5	2.9	1.7	2.9	2.3	2.6	2.7	1.7	2.4	3.5	4.6	3.7	2.2	3.6
京都	2.6	2.6	2.9	2.3	2.7	1.0	0.8	1.3	0.9	0.8	3.7	3.8	3.9	3.3	3.9
広島	2.0	1.6	2.3	1.6	2.5	1.0	0.7	1.5	1.1	0.5	3.1	2.8	3.2	2.7	3.9
大阪	2.7	2.7	2.6	2.2	3.1	2.2	2.1	2.3	2.1	2.2	3.6	3.3	3.5	3.5	4.2
福岡	3.1	2.9	3.3	2.3	3.8	1.7	1.6	2.0	1.3	1.7	5.1	4.5	5.9	3.8	6.1
鹿児島	2.8	2.8	3.2	2.4	3.0	1.3	1.2	1.7	1.2	1.2	4.0	3.8	4.5	3.5	4.6
15地点	1.5	1.5	1.7	1.1	1.5	1.0	1.1	1.4	0.9	0.9	1.8	1.8	2.0	1.6	1.9

¹⁶ 熱帯夜は夜間の最低気温が 25 以上のことを指すが、ここでは日最低気温が 25 以上の日を便宜的に「熱帯夜」と呼んでいる。

¹⁷ ヒートアイランド現象とは、都市域の気温が周囲地域よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる(heat island = 熱の島)。気象庁ホームページでは、ヒートアイランド現象の解析や数値モデルによる再現実験の結果を、「ヒートアイランド監視報告」として毎年公表している。http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/index.html

(第2章 気候変動)

15 観測地点の平均気温の変化率は、日本全体としてのヒートアイランド現象によらない平均的な変化率を表していると考えられることから、およその見積もりとして、各都市と 15 観測地点平均の変化率の差が、各都市におけるヒートアイランド現象による影響とみられる(ただし、15 観測地点も都市化の影響を多少は受けており、厳密にはこの影響を考慮しなければならない)。

これら都市において夏の平均気温の上昇率は冬・春・秋に比べ小さく、日最低气温の上昇率は日最高気温の上昇率より大きい傾向がみられる。また、札幌・仙台・東京・横浜など北日本や東日本の都市では冬に上昇率が最大となる傾向がみられる一方、京都・大阪・福岡・広島・鹿児島など西日本の都市では春や秋に上昇率が最大となるなど、季節や地域による違いもみられる。

統計期間内に観測露場の移転の影響が無かった各都市及び東京の階級別日数の経年変化については、冬日の年間日数は減少傾向が現れており、熱帯夜の年間日数は札幌を除いて増加傾向が現れている。真夏日の年間日数は都市化の影響が比較的少ないとみられる 13 観測地点平均(表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田・宮崎を除いた 13 観測地点の平均)では変化傾向がみられない一方、札幌と仙台を除く都市では増加傾向が現れており、猛暑日の年間日数も札幌と仙台を除いて増加傾向が現れている(表 2.1-3)。

表 2.1-3 各都市における階級別日数の変化率

変化量については 1931～2014 年まで(猛暑日は 1961～2014 年まで)の観測値から算出した値を示し、都市化の影響が比較的少ないとみられる 13 観測地点(表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田・宮崎を除いた 13 観測地点の平均)の平均変化率をあわせて表示した。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。†を付した東京については、2014 年 12 月 2 日に観測露場を移転したため、2014 年の統計値は 12 月 1 日までの観測値により算出し、変化率を求めた。ただし、冬日の変化率は移転の影響を無視できないことから表示しない。

観測地点	冬日 (日/10年)	熱帯夜 (日/10年)	真夏日 (日/10年)	猛暑日 (日/10年)
札幌	-4.6	0.0	0.1	0.0
仙台	-5.7	0.3	0.9	0.1
名古屋	-7.1	3.7	1.1	2.3
東京†	---	3.9†	1.2†	0.8†
横浜	-6.5	3.0	2.2	0.5
京都	-7.5	3.6	1.2	2.2
福岡	-5.2	4.8	1.2	1.6
13地点	-2.0	1.6	0.5	0.4

2.2 降水量の変動¹⁸

【ポイント】

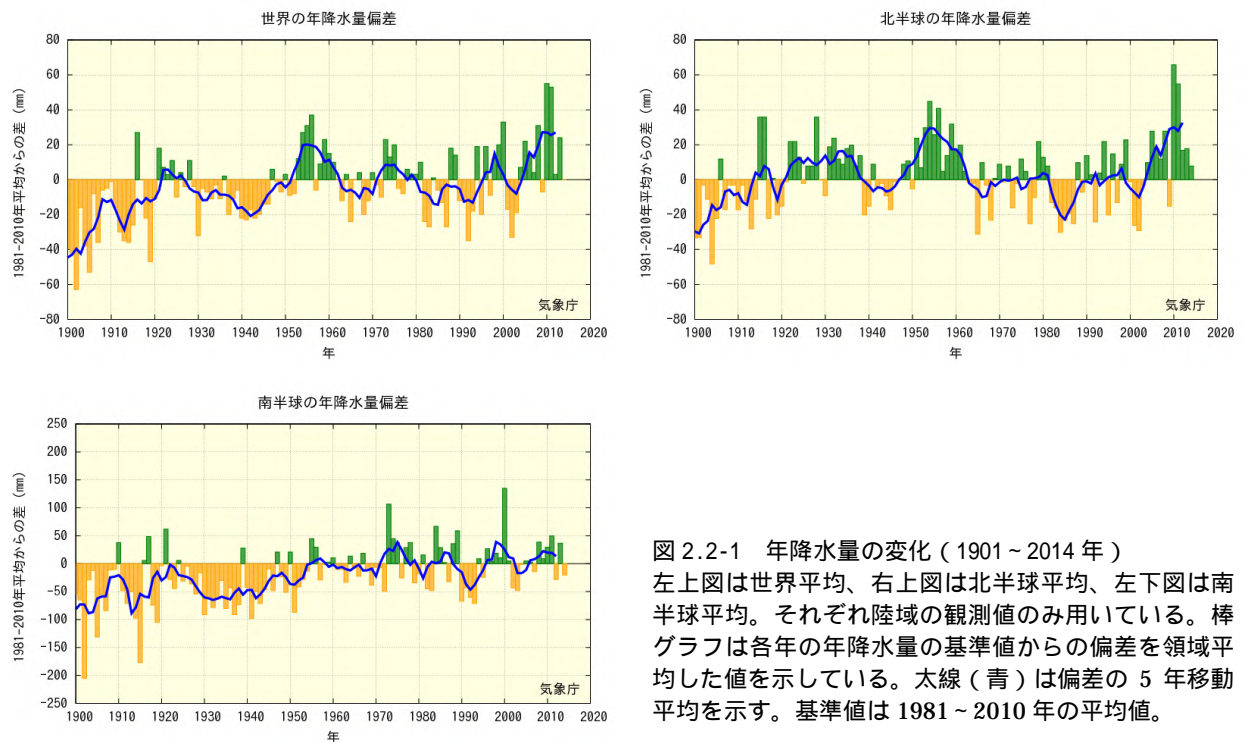
2014年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は0 mm だった。

2014年の日本の年降水量偏差は+124 mm だった。

日本の日降水量 100 mm 以上の大雨の年間日数及び 200 mm 以上の大雨の年間日数は増加している。弱い降水も含めた降水の日数（日降水量 1.0 mm 以上）は減少している。

2.2.1 世界の陸域の降水量

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量から計算した、2014年の世界の陸域の年降水量の偏差（1981～2010年平均からの差）は0mmであった（図2.2-1）。世界の陸域の年降水量は1901年の統計開始以降、周期的な変動を繰り返している。北半球では、1930年頃、1950年代に降水量の多い時期が現れている。なお、世界全体の降水量の長期変化傾向を算出するには、地球表面積の約7割を占める海上における降水量を含める必要があるが、本レポートにおける降水量は陸域の観測値のみを用いており、また統計期間初期は観測データ数が少なく相対的に誤差幅が大きいことから、変化傾向は求めていない。



¹⁸ 気象庁ホームページでは、世界及び日本の年降水量を公表している。
<http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html>

(第2章 気候変動)

2.2.2 日本の降水量

日本の降水量の変化傾向をみるため、1898～2014年までの気象庁の観測点における年降水量の偏差(1981～2010年平均からの差)を用いて解析した(表2.2-1)。

表2.2-1の51地点による2014年の年降水量の偏差は+123.8mmであった。長期的には変化傾向は見られない。降水量の変化をみると(図2.2-2)統計開始から1920年代半ばまでと1950年代に多雨期がみられ、1970年代以降は年ごとの変動が大きくなっている。

表2.2-1 日本の年降水量偏差の計算対象地点

降水量は、気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするため、観測データの均質性が長期間継続している51観測地点を選出している。

要素	観測地点
降水量 (51観測地点)	旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇

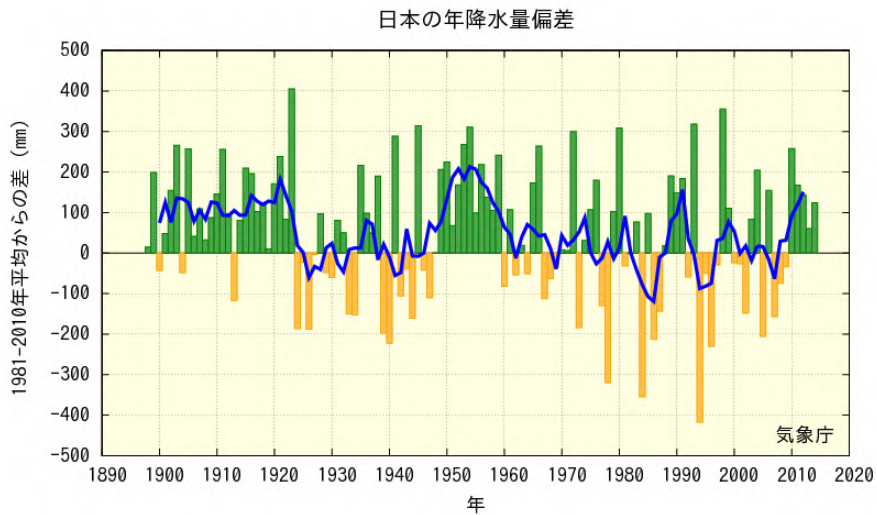


図2.2-2 日本における年降水量の経年変化(1898～2014年)

棒グラフは、国内51観測地点(表2.2-1参照)での年降水量の偏差(1981～2010年平均からの差)を平均した値を示している。青線は偏差の5年移動平均を示している。

2.2.3 日本の積雪量

日本の積雪量の変化傾向をみるため、1962～2014年までの気象庁の日本海側の観測点における年最深積雪の1981～2010年平均に対する比¹⁹(%で表す)を平均して解析した。計算に用いた観測点を地域ごとに表2.2-2に示す。

2014年の年最深積雪の1981～2010年平均に対する比は、北日本日本海側で100%、東日本日本海側で48%、西日本日本海側で39%であった。最深積雪の変化をみると(図2.2-3)全ての地域において、1980年代初めの極大期から1990年代はじめにかけて大きく減少しており、それ以降は特に東日本日本海側と西日本日本海側で1980年以前と比べると少ない状態が続いている。特に西日本日本海側では1980年代半ばまでは1981～2010年平均に対する比が200%を超える年が出現していたものの、それ以降は全く現れていない。

1962～2014年の期間の年最深積雪の変化傾向を見ると、東日本日本海側と西日本日本海側では

¹⁹ 年最深積雪の値は地域による差が大きいため、偏差ではなく比(平均に対する割合)を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。

減少しており、減少率はそれぞれ10年あたり12.9%、15.8%である(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。北日本日本海側では変化傾向は見られない。なお、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統計期間は比較的短いことから、変化傾向を確実に捉えるためには今後さらにデータの蓄積が必要である。

表 2.2-2 日本の年最深積雪比の計算対象地点

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

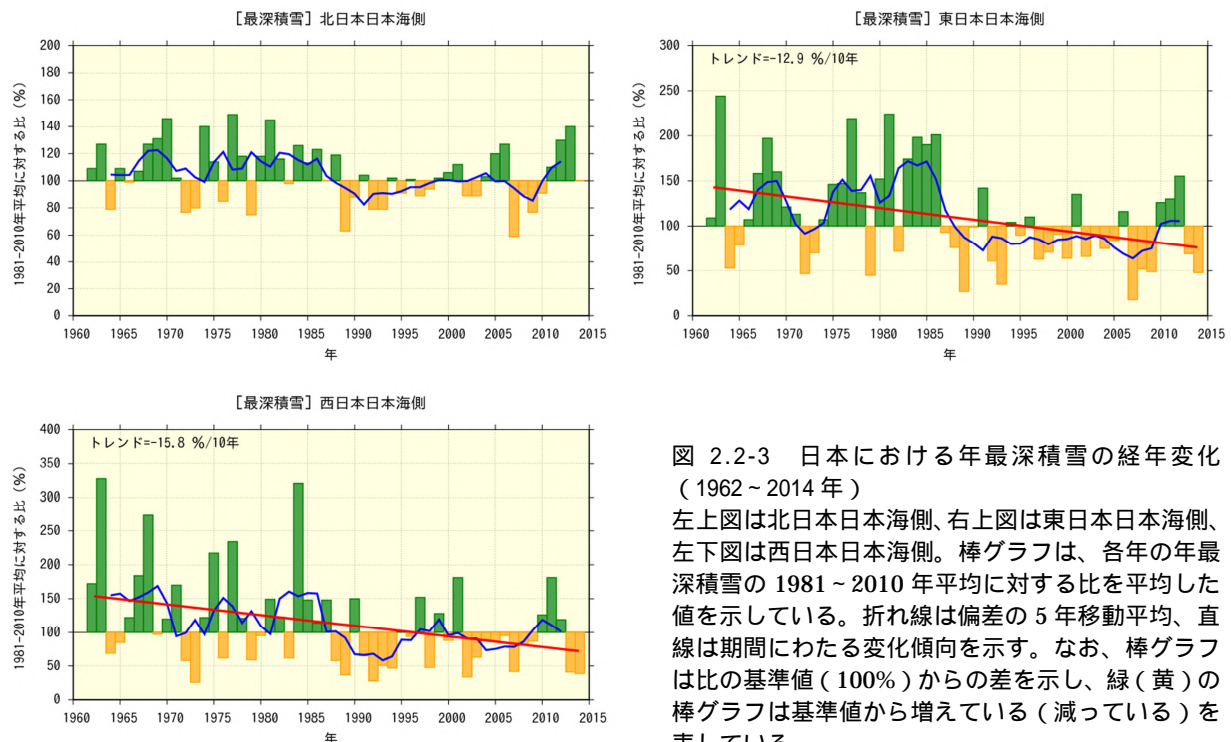


図 2.2-3 日本における年最深積雪の経年変化(1962～2014年)

左上図は北日本日本海側、右上図は東日本日本海側、左下図は西日本日本海側。棒グラフは、各年の年最深積雪の1981～2010年平均に対する比を平均した値を示している。折れ線は偏差の5年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。なお、棒グラフは比の基準値(100%)からの差を示し、緑(黄)の棒グラフは基準値から増えている(減っている)を表している。

2.2.4 日本における大雨等の発生頻度

表 2.2-1 の 51 地点の観測値を用い、日本における大雨等の発生頻度の変化傾向の解析を行った。

(1) 月降水量の異常値²⁰の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2014年の114年間で増加している(信頼度水準99%で統計的に有意)(図 2.2-4 左図)。異常多雨については同期間で変化傾向は見られない(図 2.2-4 右図)。

²⁰ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2014年の114年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から1～4位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量の少ない方あるいは多い方から1～4位の値が出現する割合は、114年間に4回で、つまり約29年に1回(約0.035回/年)となり、本レポートの異常気象の定義(巻末の用語一覧参照)である「30年に1回以下」とほぼ一致する。

(第2章 気候変動)

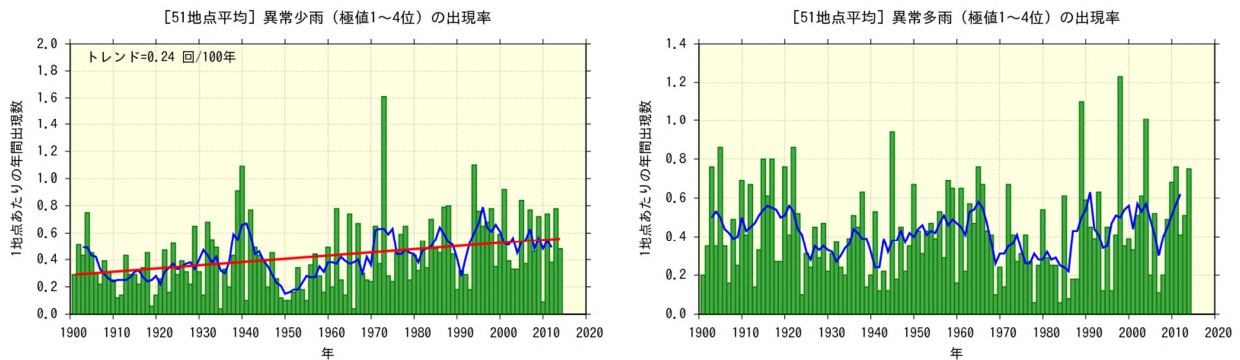


図 2.2-4 月降水量の少ない方から 1~4 位 (異常少雨、左図) と多い方から 1~4 位 (異常多雨、右図) の年間出現数の経年変化

1901~2014 年の月降水量における異常少雨と異常多雨の年間出現数。年々の値はその年の異常少雨あるいは異常多雨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。折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(2) 日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上及び 1.0 mm 以上の年間日数

日降水量 100 mm 以上の日数は 1901~2014 年の 114 年間で増加している (信頼度水準 99% で統計的に有意) (図 2.2-5 左図)。日降水量 200 mm 以上の日数についても同期間で増加している (信頼度水準 99% で統計的に有意) (図 2.2-5 右図)。一方、日降水量 1.0 mm 以上の日数は減少し (信頼度水準 99% で統計的に有意) (図 2.2-6)、大雨の頻度が増える反面、弱い降水も含めた降水の日数は減少する特徴を示している。

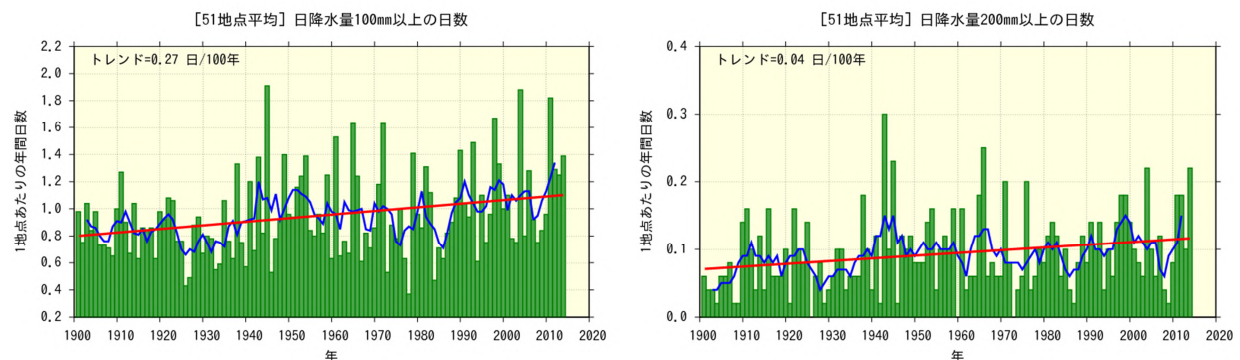


図 2.2-5 日降水量 100 mm 以上 (左図)、200 mm 以上 (右図) の年間日数の経年変化
折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

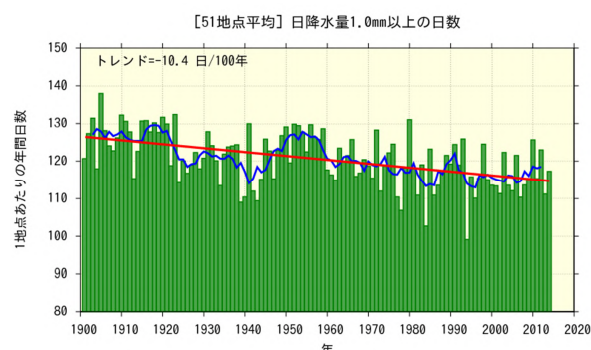


図 2.2-6 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化
図の見方は図 2.2-5 と同様。

2.2.5 アメダスでみた大雨発生回数の変化

気象庁では、現在、全国約 1,300 地点の地域気象観測所（アメダス）において、降水量の観測を行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始め、1976 年からの 39 年間のデータが利用可能となっている。気象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの 39 年間は短い、アメダスの地点数は気象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が行われていることから、局地的な大雨などは比較的良好に捉えることが可能である。

ここでは、アメダスで観測された 1 時間降水量（毎正時における前 1 時間降水量）50 mm 及び 80 mm 以上の短時間強雨の発生回数（図 2.2-7）そして日降水量 200 mm 及び 400 mm 以上の大雨の発生回数（図 2.2-8）を年ごとに集計し、最近 39 年間の変化傾向をみた²¹。

1 時間降水量 50 mm 以上の年間観測回数は統計期間 1976～2014 年で増加しており（信頼度水準 99% で統計的に有意）、1 時間降水量 80 mm 以上の年間観測回数については、同期間で増加傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95% で統計的に有意）が、日降水量 200 mm 以上の年間観測回数については同期間で変化傾向は見られない。一方、日降水量 400 mm 以上の年間観測回数については増加傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95% で統計的に有意）。

ただし、大雨や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。

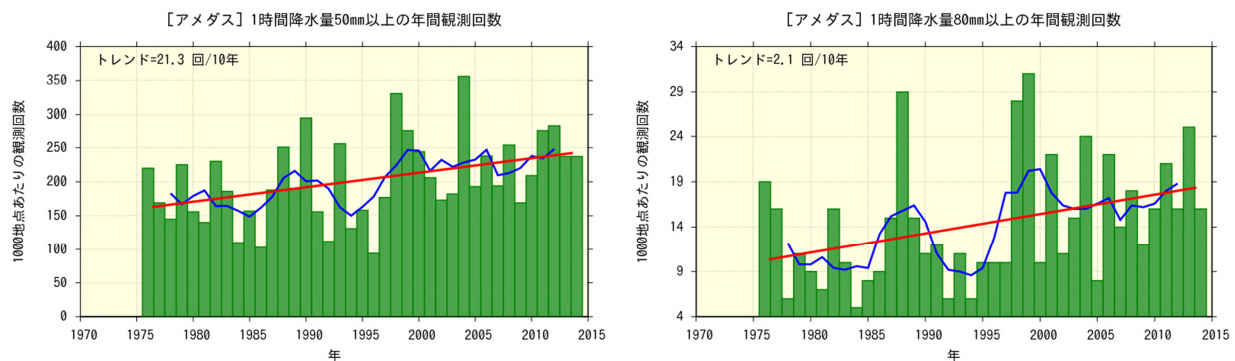


図 2.2-7 アメダス地点で 1 時間降水量が 50 mm、80 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

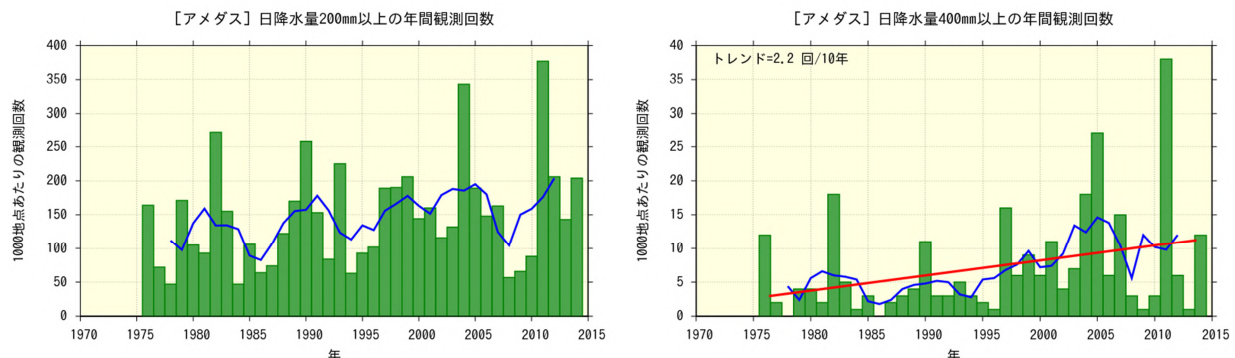


図 2.2-8 アメダス地点で日降水量が 200 mm、400 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）図の見方は図 2.2-7 と同様。

²¹ この調査に用いるアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、2014 年では約 1,300 地点となっている。そこで、年による地点数の違いの影響を避けるため、年ごとの発生回数を 1,000 地点あたりの回数に換算し比較している。なお、山岳地域に展開されていた無線ロケット雨量観測所のうち、廃止された観測所は除外している。

(第2章 気候変動)

2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅(黄)葉日の変動

【ポイント】
 さくらの開花日は早くなっている。
 かえでの紅葉日は遅くなっている。

気象庁では、季節の遅れ進みや、気候の違いや変化など総合的な気象状況の推移を知ることを目的に、植物の開花や紅(黄)葉などの生物季節観測を実施している。

さくらの開花とかえでの紅(黄)葉²²の観測対象地点(2015年1月1日現在)を表2.3-1に、同地点の観測結果を統計した開花日、紅(黄)葉日の経年変化を図2.3-1に示す。

この経年変化によると、1953年以降、さくらの開花日は、10年あたり1.0日の変化率で早くなっている。また、かえでの紅(黄)葉日は、10年あたり2.9日の変化率で遅くなっている(いずれの変化も信頼度水準99%で統計的に有意)。

さくらの開花日が早まる傾向やかえでの紅(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、これら経年変化の特徴の要因の一つとして長期的な気温上昇の影響が考えられる。

表 2.3-1 さくらの開花とかえでの紅(黄)葉の観測対象地点(2015年1月1日現在)

観測項目	観測地点
さくらの開花 (58観測地点)	稚内、旭川、網走、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島、名瀬、石垣島、宮古島、那覇、南大東島
かえでの紅(黄)葉 (51観測地点)	旭川、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島

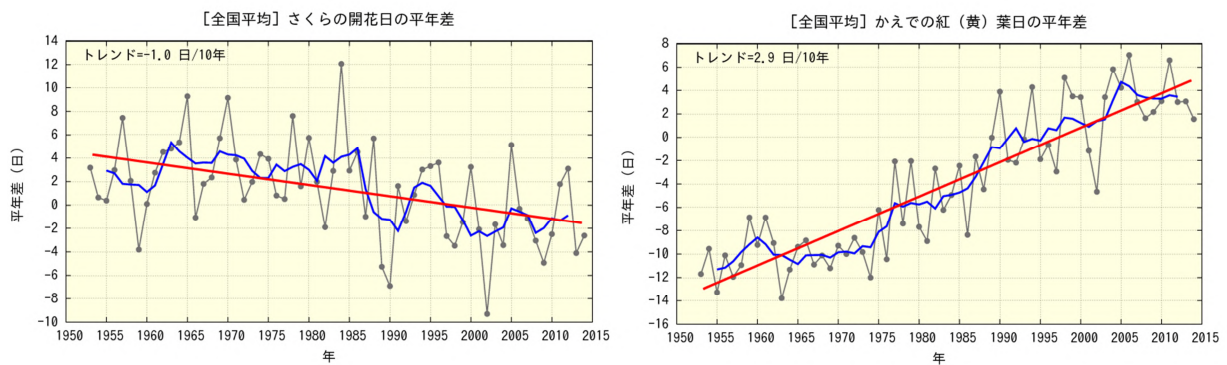


図 2.3-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2014年:左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(同:右図) 黒の実線は平年差(観測地点(表2.3-1参照)で現象を観測した日の平年値(1981~2010年の平均値)からの差を全国平均した値)を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

²² さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかざくら」を対象に、かえでの紅(黄)葉は「いろはかえで、やまもみじ、おおもみじ(以上紅葉) いたやかえで(黄葉)」を対象に観測を行っている。

2.4 台風の変動²³

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

2014年の台風の発生数は23個で、平年より少なかった。

台風の発生数に明瞭な長期変化傾向は見られない。

2014年の台風の発生数は23個(平年値25.6個)で、平年より少なかった。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2.4-1)ものの、長期変化傾向は見られない。

「強い」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年～2014年の統計期間では減少傾向が見られる(信頼度水準90%で統計的に有意)(図2.4-2)ものの、統計期間が比較的短く、年々の変動が大きいことから、今後新しいデータが追加されることにより検定結果が変わる可能性がある。このため、変化傾向を確実に評価するためには今後さらにデータを蓄積する必要がある。なお、「強い」以上の勢力となった台風の、全発生数に対する割合には長期変化傾向は見られない(図2.4-2)。

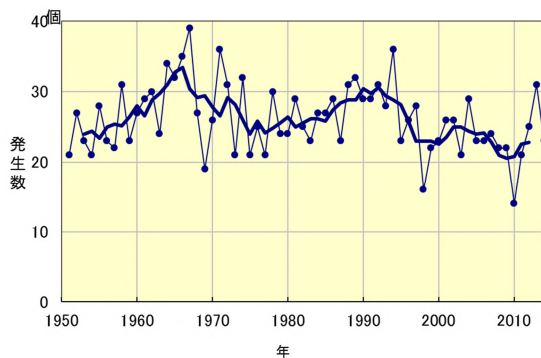


図2.4-1 台風の発生数の経年変化
細い実線は年々の値を、太い実線は5年移動平均を示す。

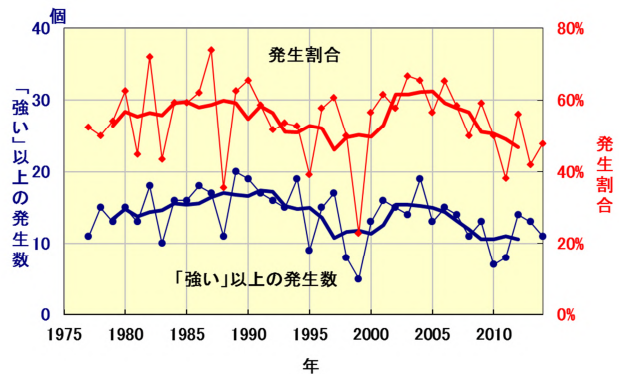


図2.4-2 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化
細い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の発生数(青)と全台風に対する割合(赤)の経年変化。太い実線は、それぞれの5年移動平均。

²³ 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋に存在し最大風速(10分間の平均風速)がおおよそ17m/s以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風の中心付近の最大風速により、勢力を「強い」(33m/s以上44m/s未満)、「非常に強い」(44m/s以上54m/s未満)、「猛烈な」(54m/s以上)と区分している。

2.5 海面水温の変動²⁴

【ポイント】

2014年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.20 で、1891年以降では最も高い値となった。

世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり0.51 である。日本近海における、2014年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)は上昇しており、上昇率は100年あたり+1.07 である。

2.5.1 世界の海面水温

2014年の世界全体の年平均海面水温平年差(1981~2010年の平均値からの差)は+0.20 で、1891年以降ではこれまで最も高かった1998年の+0.14 を大幅に上回って最も高い値となった。世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり0.51 である(信頼度水準99%で統計的に有意。統計期間:1891~2014年)(図2.5-1)。この長期的な上昇傾向と合わせて、太平洋熱帯域ではエルニーニョ現象の発生に伴って明瞭な正偏差が広がり、北太平洋では大気からの強制によって海面水温が非常に高い状態となったことなど、短期的な変動も2014年に観測された記録的な正偏差の要因と考えられる。各大洋について海域平均した海面水温の上昇率は、100年あたり0.43~0.71 と海域による違いがある(信頼度水準99%で統計的に有意)(図2.5-2)。

また、地球温暖化の指標として用いられる世界の平均気温(第2.1節参照)と同様、年平均海面水温偏差は十年規模で上下を繰り返しながら長期的に上昇している。数年以上の時間規模での変動に注目すると、最近では1970年代半ばから2000年前後にかけて明瞭な上昇傾向を示した後、横ばい傾向で推移している(図2.5-1 青線)。これは温暖化に伴う百年規模の変動(変化傾向)に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化を正確に評価するためには、この自然変動による影響の評価が欠かせない。海面水温に見られる十年規模の変動のうち、代表的なものである太平洋十年規模振動(PDO)については第2.6.2項で解説する。

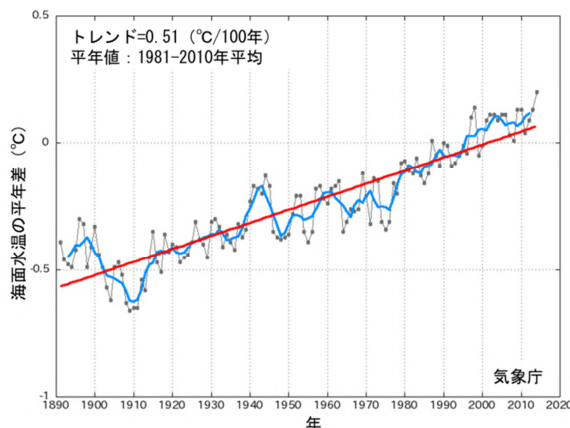


図2.5-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化(1891~2014年)
各年の値を黒い実線、5年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

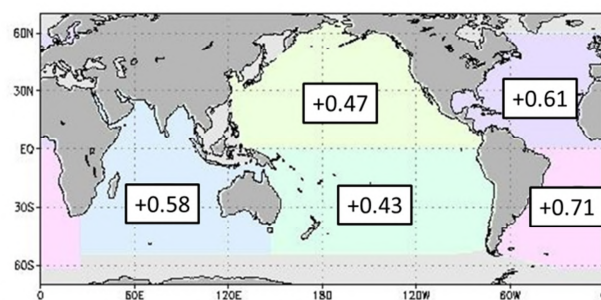


図2.5-2 各大洋の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(/100年)
1891~2014年までの上昇率を示す。いずれも信頼度水準99%で統計的に有意。

²⁴ 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の海面水温の変化傾向を解析した結果等を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html (世界)
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html (日本近海)

2.5.2 日本近海の海面水温

図2.5-3に、日本近海(海域別)の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。日本近海における、2014年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)の上昇率は、 $+1.07$ /100年となっており、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率($+0.47$ /100年)(図2.5-2)よりも大きな値となっている。

日本近海を海域別にみると、海域平均海面水温の上昇率は、黄海、東シナ海、日本海南西部、四国・東海沖では日本の気温の上昇率($+1.14$ /100年)と同程度となっており、釧路沖、三陸沖、関東沖海域、沖縄の東およ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。日本海北東部では、年平均では統計的に有意な長期変化傾向はみられないが、冬季は有意に上昇している。

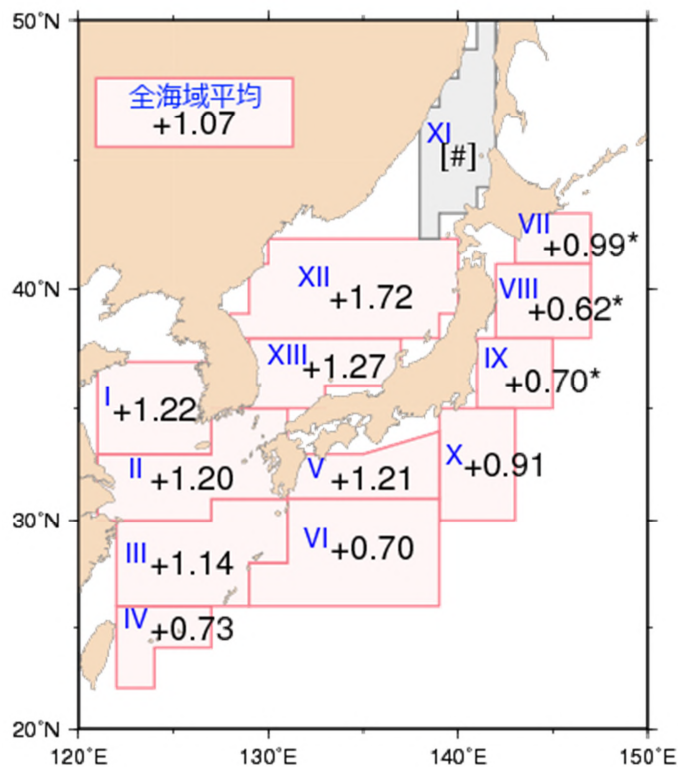


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(/100年) 1900～2014年までの上昇率を示す。無印の値は信頼度水準99%で統計的に有意、*付の値は信頼度水準95%で統計的に有意であることを示す。上昇率が[#]とあるものは、100年間の変化傾向が明確に見出せないことを示す。

海域番号	海域名	海域番号	海域名
I	黄海	VII	釧路沖
II	東シナ海北部	VIII	三陸沖
III	東シナ海南部	IX	関東の東
IV	先島諸島周辺	X	関東の南
V	四国・東海沖	XI	日本海北東部
VI	沖縄の東	XII	日本海中部
		XIII	日本海南西部

2.6 エルニーニョ/ラニーニャ現象²⁵と太平洋十年規模振動²⁶

【ポイント】

2014年は、夏からエルニーニョ現象が発生し、冬にかけて続いた。

PDO指数は2000年頃以降はおおむね負の状態が続いているが、2014年は年平均値で正の値となり、近年の傾向とは異なっていた。

2.6.1 エルニーニョ/ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ/ラニーニャ現象が発生すると、大気の流れが地球規模で変化するため、世界中の天候に影響を及ぼす。日本においては、エルニーニョ現象が発生すると冷夏・暖冬、ラニーニャ現象が発生すると暑夏・寒冬となる傾向がある。

図 2.6-1 はエルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の1950年以降の変化を示したものである。2014年は夏からエルニーニョ現象が発生し、冬にかけて続いた。

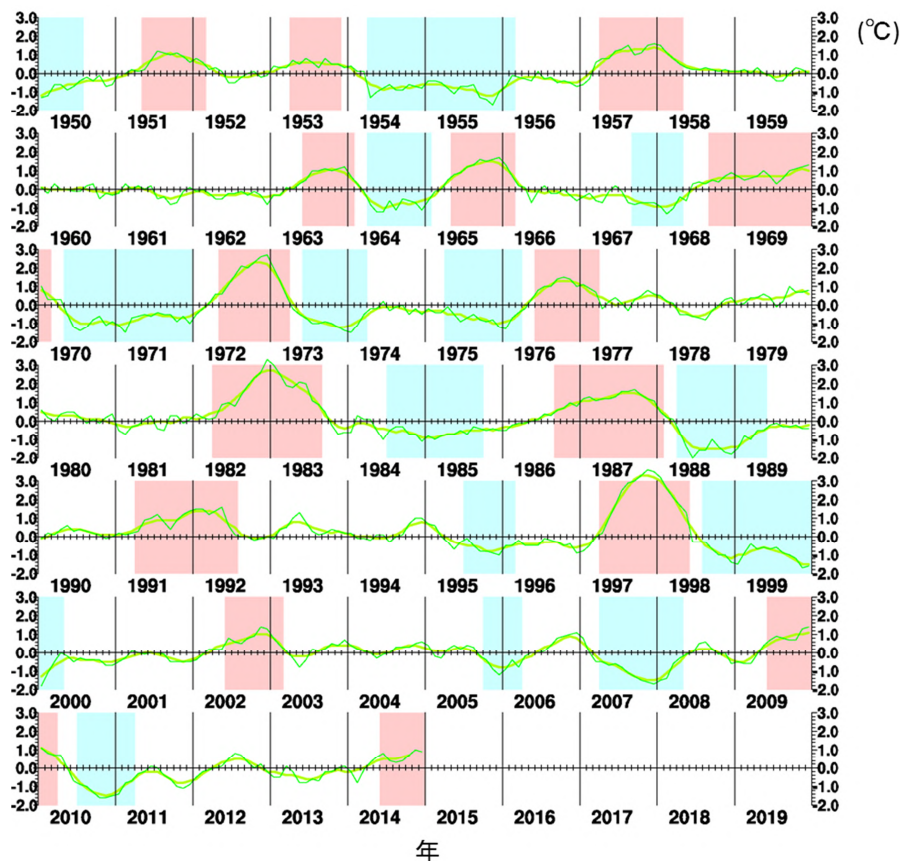


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の時間変化()

折線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

²⁵ 「エルニーニョ/ラニーニャ現象」については、巻末の用語一覧を参照のこと。気象庁ホームページでは、エルニーニョ現象など熱帯域の海洋変動の実況と見通しに関する情報を「エルニーニョ監視速報」として毎月1回発表している。

http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi_joho/kanshi_joho1.html

²⁶ 気象庁ホームページでは、太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation: PDO)指数の変動についての診断結果を公表している。

http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html

2.6.2 太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation: PDO)

海面水温の変動には、エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴う数年規模の変動や温暖化に伴う百年規模の変動(変化傾向)に加え、十年から数十年規模の変動が存在する。特に太平洋に見られる十年以上の周期の大気と海洋が連動した変動は、太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation、PDO と略す) と呼ばれ、海面水温に見られる代表的な十年規模変動として知られている。PDO では、海面水温が北太平洋中央部で平年より低く(高く) になるとき北太平洋東部や赤道域で平年より高く(低く) なるといったシーソーのような変動を、十年以上の周期でゆっくりと繰り返している。この変動を表わす指標として、北太平洋の北緯 20 度以北の海面水温の偏差パターンから定義される PDO 指数が用いられる。なお、PDO の空間分布および指数は月毎の海面水温偏差に基づいて定義されており、十年から数十年規模の変動に加えて ENSO などの相対的に短い時間規模の変動も反映されている点には注意が必要である。

PDO 指数が正(負)のとき、海面水温は、北太平洋中央部で平年より低く(高く) なり、北太平洋東部や赤道域で平年より高く(低く) なる(図 2.6-2)。また、PDO 指数が正(負)のとき、海面気圧は、北太平洋高緯度で平年より低く(高く) なる傾向がある(図 2.6-3)。これは、冬季・春季においてアリューシャン低気圧が平年より強い(弱い)ことを示している。こうした大気循環の変化に伴って、北米を中心に天候への影響も見られる。PDO 指数が正のときは、冬季の気温は、北米北西部、南米北部などで高い傾向が、一方、米国南東部、および中国の一部などで低い傾向が見られる (Mantua and Hare, 2002)。

PDO 指数は 1940 年代に正から負へ、1970 年代末に負から正へ変化し、その後 1990 年代まではおおむね正の値で推移していたが、2000 年頃以降はおおむね負の状態が続いている。2014 年の PDO 指数(年平均値)は+1.1 と 2006 年以來 8 年ぶりに正の値となり、近年続いている傾向とは異なっていた。(図 2.6-4)。

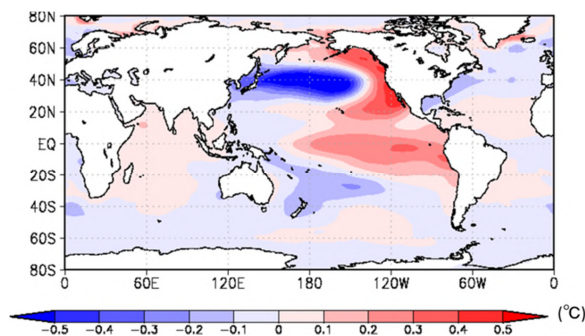


図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

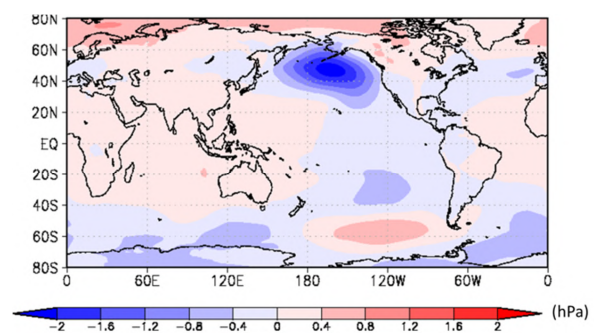


図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

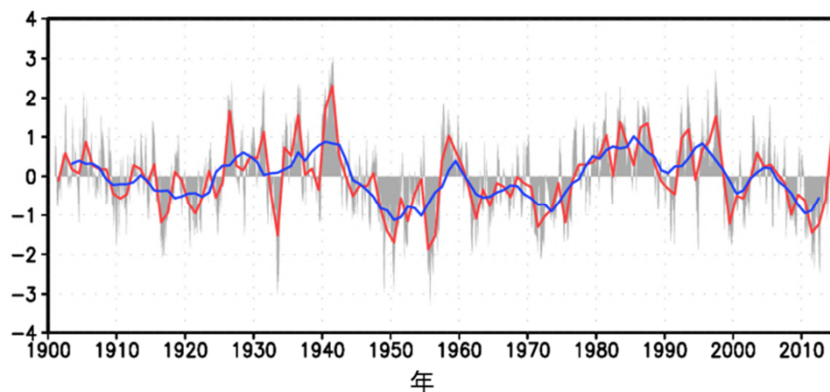


図 2.6-4 PDO 指数(年平均値)の経年変化

縦軸は PDO 指数、横軸は年である。赤線は PDO 指数の年平均値、青線は 5 年移動平均値を表す。また、月毎の指数を灰色の棒グラフで示している。

(第2章 気候変動)

2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動²⁷

【ポイント】

世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり 2.11×10^{22} J の割合で増加している。

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 第5次評価報告書 (IPCC, 2013) は、1971～2010年の40年間で気温の上昇や氷の融解など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(ここでは海面から深さ700mまでを指す)に、およそ30%は海洋の700m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などの影響がある。

海洋表層の全球貯熱量の経年変化を図2.7-1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 2.11×10^{22} J である(信頼度水準99%で統計的に有意)。近年では1990年代中ごろから2000年代初めにかけて顕著に増加した。2000年代中ごろ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平均して10年あたり0.022℃上昇していた。IPCC(2013)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。

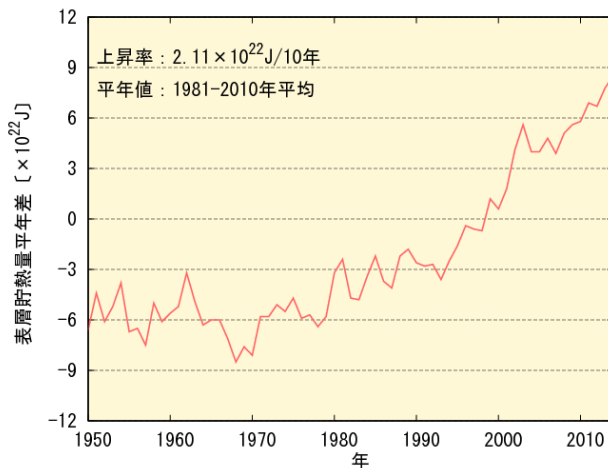


図 2.7-1 海洋表層(0-700 m)の全球貯熱量の経年変化
1981年～2010年の平均からの偏差。
2014年の値は暫定値。

2.8 日本沿岸の海面水位の変動²⁸

【ポイント】

日本沿岸の海面水位は、1980年代以降、上昇傾向が見られる。
1906～2014年の期間では明瞭な上昇傾向は見られない。

IPCC 第5次評価報告書 (IPCC, 2013) では、地球温暖化による海水の熱膨張及び山岳氷河やグリーンランド・南極の氷床の変化及び陸域の貯水量の変化等のため、世界平均の海面水位は明瞭な上昇傾向があるとしている。また、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

²⁷ 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、海洋表層の水温を解析し公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global.html

²⁸ 気象庁ホームページでは、日本沿岸の海面水位の長期変化傾向を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html

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ことが示されている²⁹。日本沿岸の海面水位は、1980年代以降、上昇傾向が見られる。IPCC第5次評価報告書と同じ期間で日本沿岸の海面水位の変化を求めると、1971~2010年の期間で1年あたり1.1 [0.6 ~ 1.6] mmの割合で上昇し、1993~2010年の期間で1年あたり2.8 [1.3 ~ 4.3] mmの割合で上昇した。近年だけで見ると、日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位の上昇率と同程度になっている。一方、1906~2014年の期間では明瞭な上昇傾向は見られない(図2.8-1)。その理由としては、世界の各海域では一様に海面水位が上昇しているわけではなく、海上風の変化・温暖化した海水の拡大・融解した氷の増加により、海流が変化することで、地域によって海面水位の変化が異なること(IPCC, 2013)等が挙げられるが、まだ全ての理由が明らかにはなっているわけではなく、今後明らかにすべき重要な課題である。

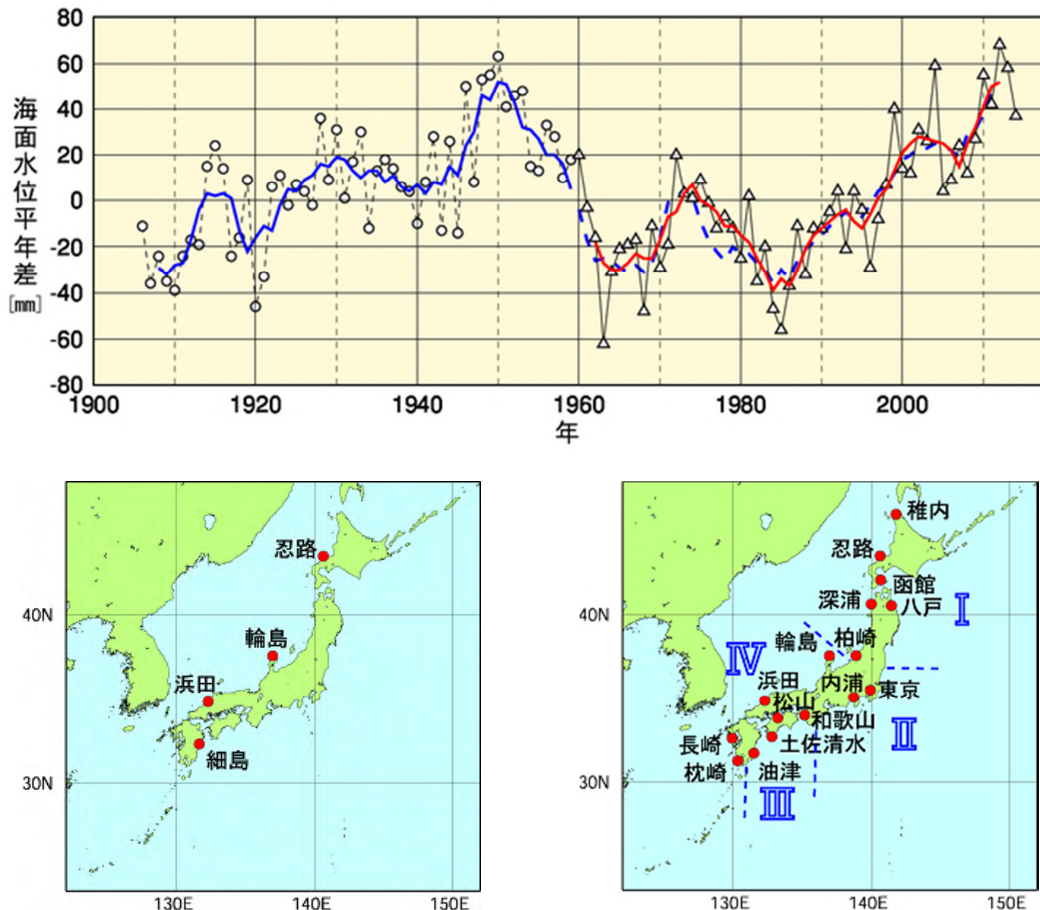


図2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化(1906~2014年、上図)と検潮所位置図(左下図、右下図) 日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906~1959年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下図に示した4地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺をⅠ：北海道・東北地方の沿岸、Ⅱ：関東・東海地方の沿岸、Ⅲ：近畿太平洋側~九州太平洋側の沿岸、Ⅳ：北陸地方~九州東シナ海側の沿岸の4海域に区分(右下図に、使用した16地点の検潮所とともに示す)し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1981~2010年までの期間で求めた平年値を0mmとした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は4地点平均の平年差の5年移動平均値、赤実線は4海域平均の平年差の5年移動平均値を示している。なお、青破線は、4地点平均の平年差の5年移動平均を期間後半(1960年以降)について算出し、参考として示したものである(1962~2011年における赤実線と青破線の値の相関係数は0.97で両者の対応は良く、1959~1960年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる)。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は1968年以降のデータを使用している。平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011年以降のデータを使用していない。

²⁹ [] 内に示した数値は、解析の誤差範囲(信頼区間90%)を表している。

(第2章 気候変動)

また、全期間を通して、10年から20年周期の変動があり、1950年頃に極大が見られる。北太平洋において10年から20年周期で海面水位が変動する原因は、北太平洋上の大気循環場の変動である。北太平洋では、冬季はアリューシャン低気圧が発達し、中緯度偏西風が卓越する。北太平洋では大気と海洋が十年規模で変動することが知られている。この大気循環の変動によって、北太平洋中央部では海面水位変動が生じる。例えば、北太平洋において生じた高気圧性の風の偏差は、北太平洋中央部での海面水位の上昇をもたらす。こうして生じた正の海面水位偏差は地球自転の影響を受けて西方に伝播し、日本沿岸海面水位の上昇をもたらす。

2.9 海水域の変動³⁰

【ポイント】

北極域の海水域面積は減少している。2014年の海水域面積の年最小値は519万km²で、1979年以降8番目に小さい記録であった。

南極域の海水域面積は増加している。2014年の海水域面積の年最大値は2085万km²で、1979年以降最も大きい記録となった。

オホーツク海の海水の勢力をあらわす指標である積算海水域面積は、10年あたり186万km²の割合で減少している。

2.9.1 北極・南極の海水

海水とは海水が凍ってできた氷であり、北極域及び南極域に分布する。海水域は、海水面に比べ太陽光の反射率(アルベド)が大きいという特徴がある。このため、地球温暖化の影響により海水が減少すると、海水面における太陽放射の吸収が増加し、地球温暖化の進行を加速すると考えられている。また、海水生成時に排出される高塩分水が深層循環の駆動力の一つと考えられており、海水の変動は海洋の深層循環にも影響を及ぼす。

北極域の海水域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能となった1979年以降、長期的に見ると減少している(信頼度水準99%で統計的に有意)(図2.9-1)。特に、年最小値は減少が顕著で、1979年から2014年までの減少率が年あたり8.9万km²となり、2014年の年最小値は519万km²で、1979年以降8番目に小さい記録であった。また、北極域の年平均値は2014年までに年あたり5.7万km²の割合で減少している。

一方、南極域の海水域面積の年平均値は、年あたり2.9万km²の割合で増加している(信頼度水準99%で統計的に有意)。2014年の海水域面積の年最大値は2085万km²で、1979年以降最も大きい記録となった。

³⁰ 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海水域面積、オホーツク海の冬季の海水域面積を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html (北極域・南極域)
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html (オホーツク海)

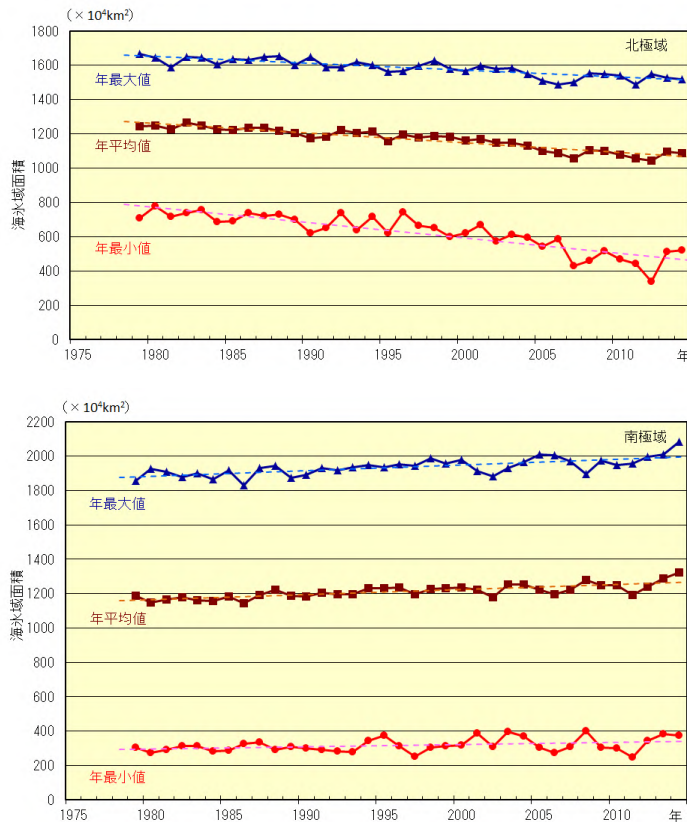


図 2.9-1 北極域(上図)と南極域(下図)の海氷域面積の経年変化(1979~2014年) 折れ線は海氷域面積(上から順に年最大値、年平均値、年最小値)の経年変化、破線は各々の長期変化傾向を示す。海氷データは、NSIDC(米国雪氷データセンター)等が提供している輝度温度データを使用して作成している。

2.9.2 オホーツク海の海氷

オホーツク海は、広範囲に海氷が存在する海としては北半球で最も南にある海である。オホーツク海の海氷の変化は、北海道オホーツク海沿岸の気候や親潮の水質などにも影響を及ぼす。

オホーツク海の積算海氷域面積³¹や最大海氷域面積³²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(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.9-2)。オホーツク海の海氷の勢力をあらわす指標である積算海氷域面積は10年あたり186万 km²の割合で減少しており、最大海氷域面積は、10年あたり6.0万 km²(オホーツク海の全面積の3.8%に相当)の割合で減少している。

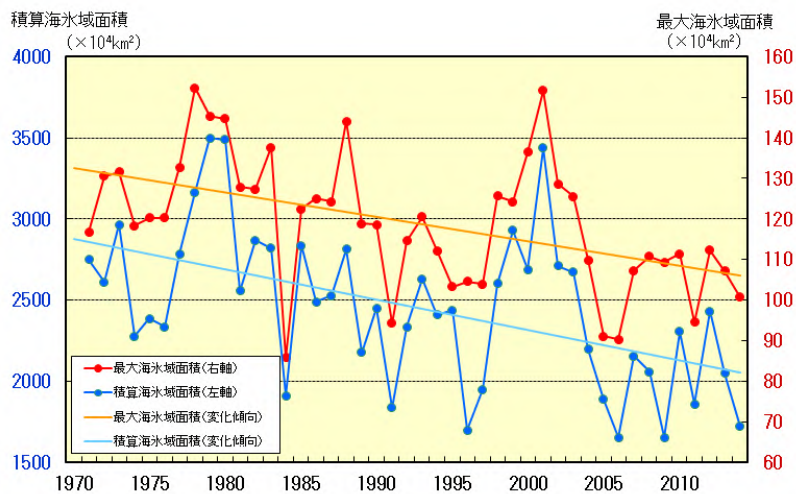


図 2.9-2 オホーツク海の積算海氷域面積(青)と最大海氷域面積(赤)の経年変化(1971~2014年) 直線は各々の変化傾向を示す。

³¹ 積算海氷域面積：前年12月5日～5月31日までの5日ごとの海氷域面積の合計。その年の海氷の勢力をあらわす指標として用いている。

³² 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。

(第2章 気候変動)

2.10 北半球の積雪域の変動

【ポイント】

北半球の積雪域面積の経年変化には、5月、9月、11月及び12月に減少傾向がある。
2013/2014年冬の積雪日数は、米国中・東部で平年より多く、西部で平年より少なかった。

積雪に覆われた地表面は、覆われていないところと比べて太陽放射を反射する割合（アルベド）が高い。このため、積雪域の変動は、地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与え、その結果、気候に影響を及ぼす。また、融雪に伴い、周辺の熱が奪われたり、土壌水分量が変化するなどによっても、結果として気候に影響を及ぼす。一方、大気の流れや海況の変動は、積雪分布に影響を及ぼすなど、気候と積雪域は相互に密接な関連がある。

気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視するため、独自に開発した解析手法に基づいて米国の国防気象衛星プログラム（DMSP）衛星に搭載されたマイクロ波放射計（SSM/I 及び SSMIS）の観測値を解析し、積雪域を求めている（気象庁，2011）。北半球（北緯30度以北）の積雪域面積の1988～2014年の過去27年間の経年変化には、5月、9月、11月及び12月に減少傾向があり（信頼度水準95%で統計的に有意）、1～4月や10月には統計的に有意な傾向はない（図2.10-1左上図、左下図）。2013/2014年冬（2013年12月～2014年2月）の積雪日数は、しばしば寒波に見舞われた米国中・東部では平年より多く、米国西部やヨーロッパでは平年より少なかった。11月は西シベリアと米国北部で平年より多く、ヨーロッパ北部からロシア西部で平年より少なかった（図2.10-1右上図、右下図）。

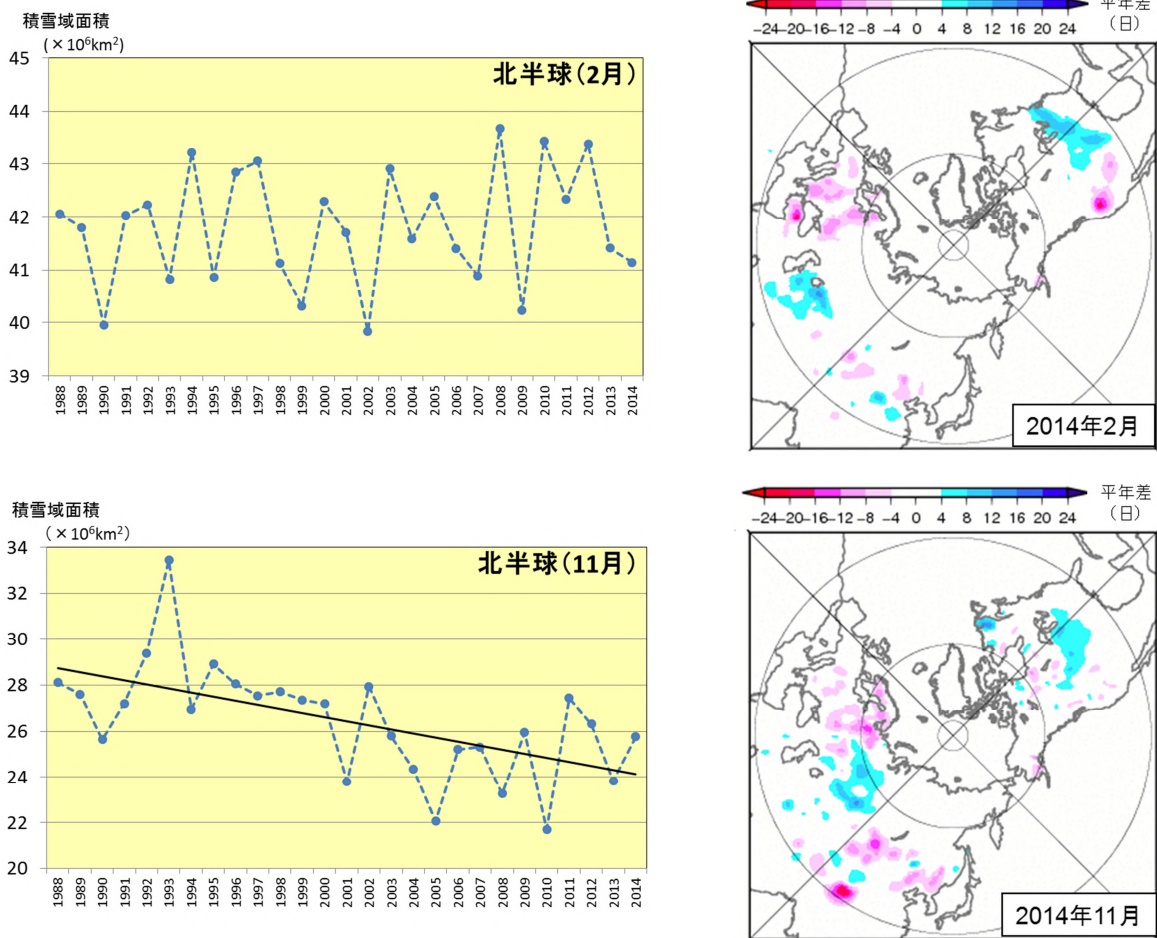


図2.10-1 北半球（北緯30度以北）における2月（左上図）及び11月（左下図）の積雪域面積の経年変動（1988～2014年）と2014年2月（右上図）及び11月（右下図）の月積雪日数平年偏差図
左図の直線（黒色）は積雪域面積の変化傾向を示す。右図の暖色（寒色）域は、平年と比べて積雪日数が少ない（多い）ところを示す。平年値は1989～2010年の平均値。

【コラム】気候変動に関する政府間パネル(IPCC)第5次評価報告書統合報告書の公表

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)は、人為起源による気候変化、影響、適応及び緩和策に関し、科学的、技術的、社会経済学的な見地から包括的な評価を行うことを目的に1988年に設立された国連の組織で、これまで5~7年ごとに科学的文献をもとに評価報告書を公表している。

平成26年(2014年)10月27日~31日にデンマーク・コペンハーゲンで開催された第40回総会では、2013年秋以降公表されてきた3つの作業部会報告書を分野横断して包括的に取りまとめた第5次評価報告書統合報告書の政策決定者向け要約(SPM)が承認されるとともに、統合報告書本体が採択された。本報告書は、気候変動に関する国際連合枠組条約(UNFCCC)をはじめとする、地球温暖化対策のための様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料として利用される。

第5次評価報告書の日本語訳については、気象庁のほか、関係省庁が分担して作成しており、これらの資料は気象庁ホームページに掲載あるいはリンクされている。

統合報告書は大きく4つの節に分けられており、政策決定者向け要約の各節及び各項の冒頭にはその主要な結論がまとめられている。その主な内容は以下のとおり、気候変動によるリスクを抑えるには、温室効果ガスの排出削減による緩和と気候変動によって生じる影響を小さくするための適応がともに必要であることを強く示すものとなった。

1. 観測された変化及びその原因

気候システムに対する人間の影響は明らかであり、近年の人為起源の温室効果ガス排出量は史上最高となっている。近年の気候変動は、人間及び自然システムに対し広範囲にわたる影響を及ぼしてきた。

2. 将来の気候変動、リスク及び影響

温室効果ガスの継続的な排出は、更なる温暖化と気候システムの全ての要素に長期にわたる変化をもたらし、それにより、人々や生態系にとって深刻で広範囲にわたる不可逆的な影響を生じる可能性が高まる。気候変動を抑制する場合には、温室効果ガスの排出を大幅かつ持続的に削減する必要があり、適応と合わせて実施することで、気候変動のリスクの抑制が可能となるだろう。

3. 適応、緩和及び持続可能な開発に向けた将来経路

適応及び緩和は、気候変動のリスクを低減し管理するための相互補完的な戦略である。今後数十年間の大幅な排出削減は、21世紀とそれ以降の気候リスクを低減し、効果的に適応する見通しを高め、長期的な緩和費用と課題を減らし、持続可能な開発のための気候にレジリエントな(強靱な)経路に貢献することができる。

4. 適応及び緩和

多くの適応及び緩和の選択肢は気候変動への対処に役立つが、単一の選択肢だけでは十分ではない。これらの効果的な実施は、全ての規模での政策と協力次第であり、他の社会的目標に適応や緩和がリンクされた統合的対応を通じて強化される。

(第2章 気候変動)

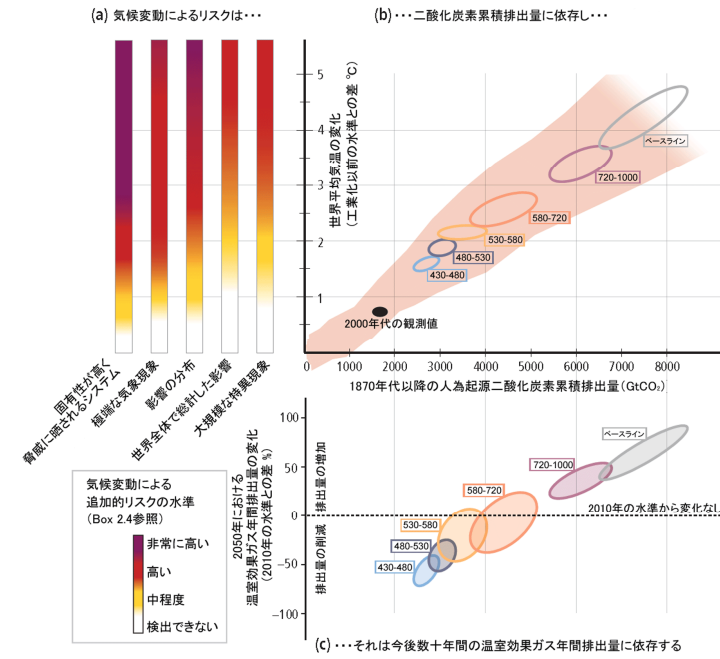


図 気候変動によるリスク、気温の変化、累積二酸化炭素排出量及び 2050 年までの温室効果ガス年間排出量変化の関係
 懸念材料におけるリスク(a)を抑えることは、将来の累積二酸化炭素排出量を抑え(b)、これから先数十年にわたる温室効果ガスの年間排出量(c)を抑制することを意味する。(b)と(c)の 6 つの楕円はベースライン (排出を抑制する追加的努力のないシナリオ)及び 5 つの緩和シナリオ区分 (数字は 2100 年における二酸化炭素換算の温室効果ガス濃度) に対する簡易気候モデルに基づく。3 つの作業部会で得られた知見をまとめて示した図である。SPM 掲載の図を一部改変。