

第2章 気候変動

2.1 気温の変動^{12, 13}

【ポイント】

- 2016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年以降で最も高い値になった。
- 世界の年平均気温は、100年あたり0.72℃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1.19℃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。また、真夏日の日数は増加傾向が現れており、猛暑日の日数は増加している。

2.1.1 世界の平均気温

2016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+0.45℃で、統計開始年の1891年以降では最も高い値であり、2014年以来3年連続の高温記録の更新となった。北半球の年平均気温偏差は+0.59℃、南半球の年平均気温偏差は+0.31℃で、北半球、南半球ともに最も高い値になった（図2.1-1）。

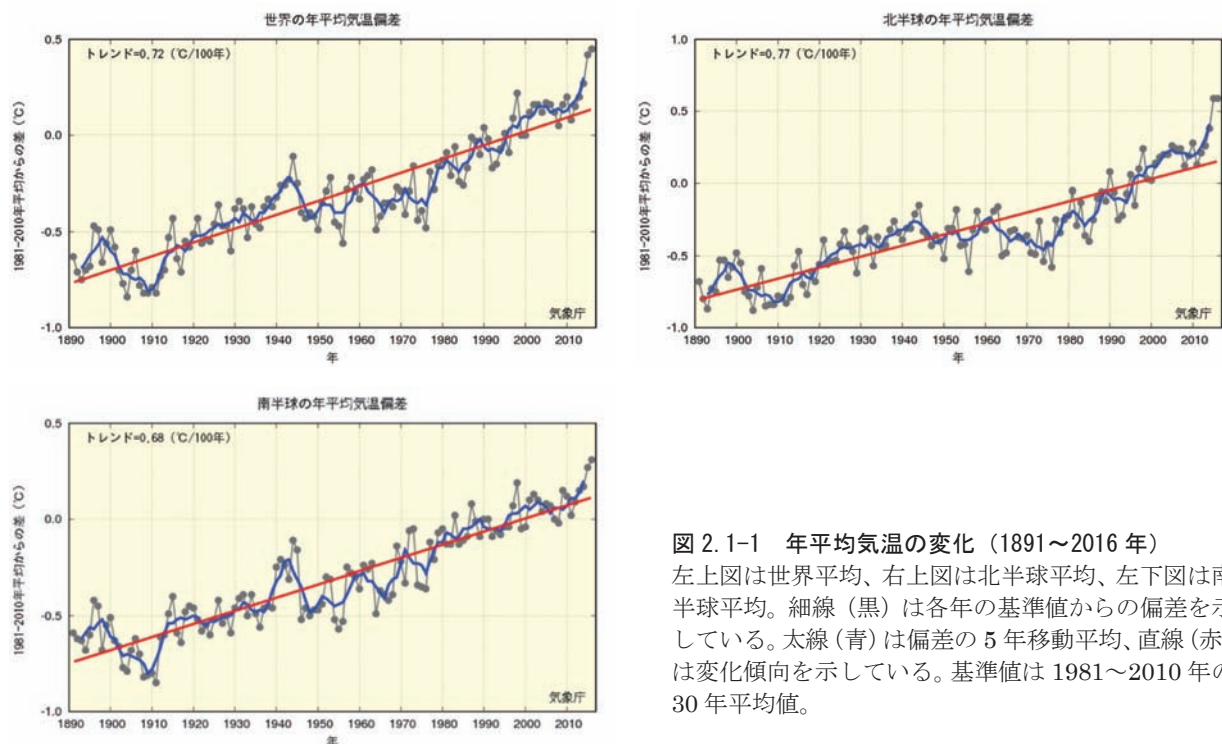


図2.1-1 年平均気温の変化（1891～2016年）

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。

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0.72℃である¹⁴（信頼度水準99%で統計的に有意¹⁵）。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、

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>

¹³ 世界全体や日本全体の平均気温の実際の値は、気温の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動を監視する上では数値そのものよりも、通常の状態と比べて高いのか低いのか、長期的にどのくらい変化しているのかを知ることが重要であるため、算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。

¹⁴ 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。

(第2章 気候変動)

上昇率はそれぞれ 100 年あたり 0.77°C 、 0.68°C 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、最近の約 40 年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。また、2016 年の世界の年平均気温が特に高くなった要因の一つとして、2014 年夏から 2016 年春まで続いたエルニーニョ現象の影響が考えられる (トピックス I 及び 2.5.1 節参照)。

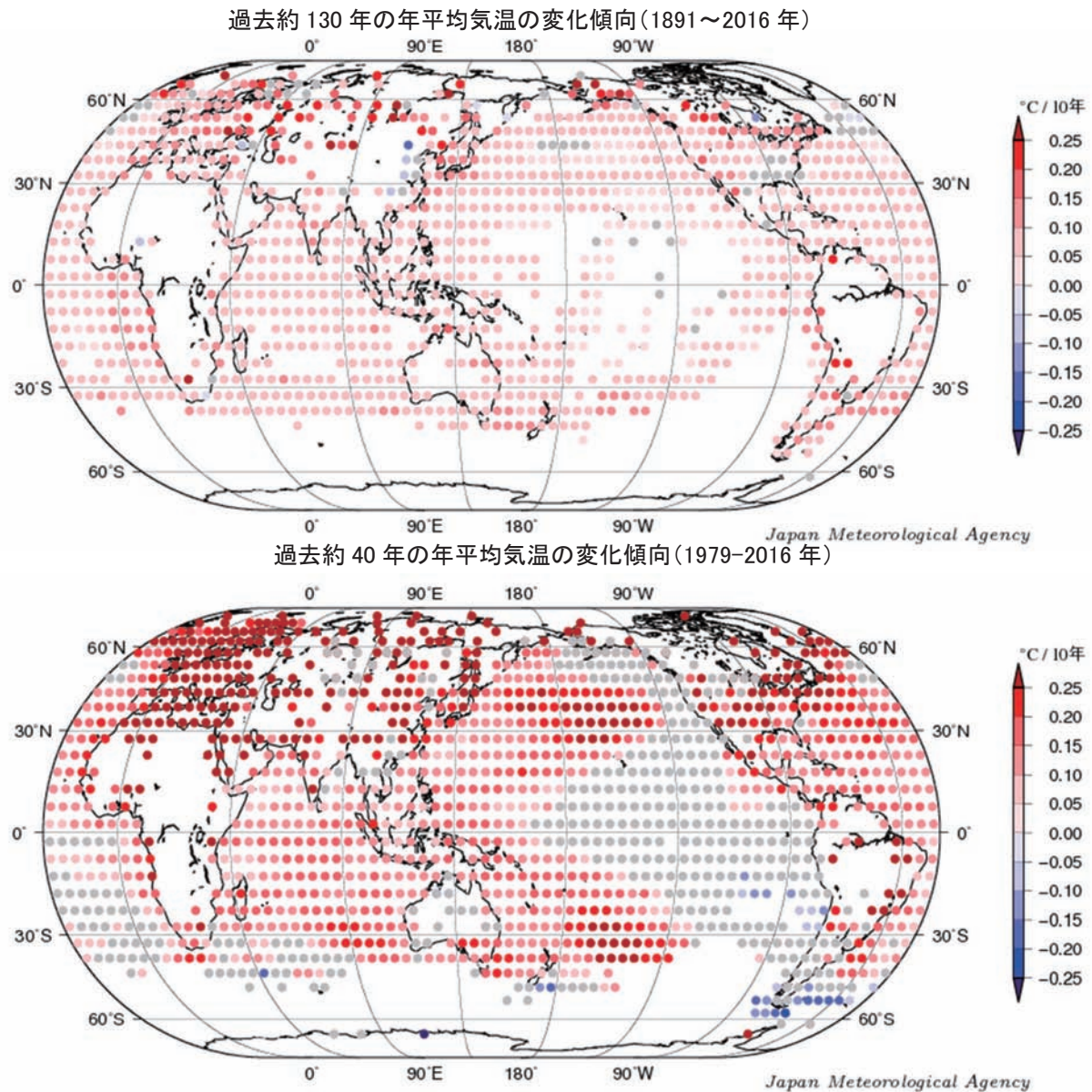


図 2.1-2 緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の変化傾向

上図は 1891~2016 年、下図は 1979~2016 年の期間の変化傾向で、10 年あたりの変化量で示している。灰色は変化傾向が見られないことを示す。図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$ 格子で平均したそれぞれの期間 (上図: 1891~2016 年、下図: 1979~2016 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。

¹⁵ 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小さいとみられる気象庁の15観測地点（表2.1-1）について、1898～2016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。

2016年の日本の年平均気温の偏差は $+0.88^{\circ}\text{C}$ で、1898年以降で最も高い値となった（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 1.19°C 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 1.11°C 、春は 1.38°C 、夏は 1.08°C 、秋は 1.20°C 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年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、おおむね1990年代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小さく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。なお、宮崎は2000年5月に、飯田は2002年5月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行った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

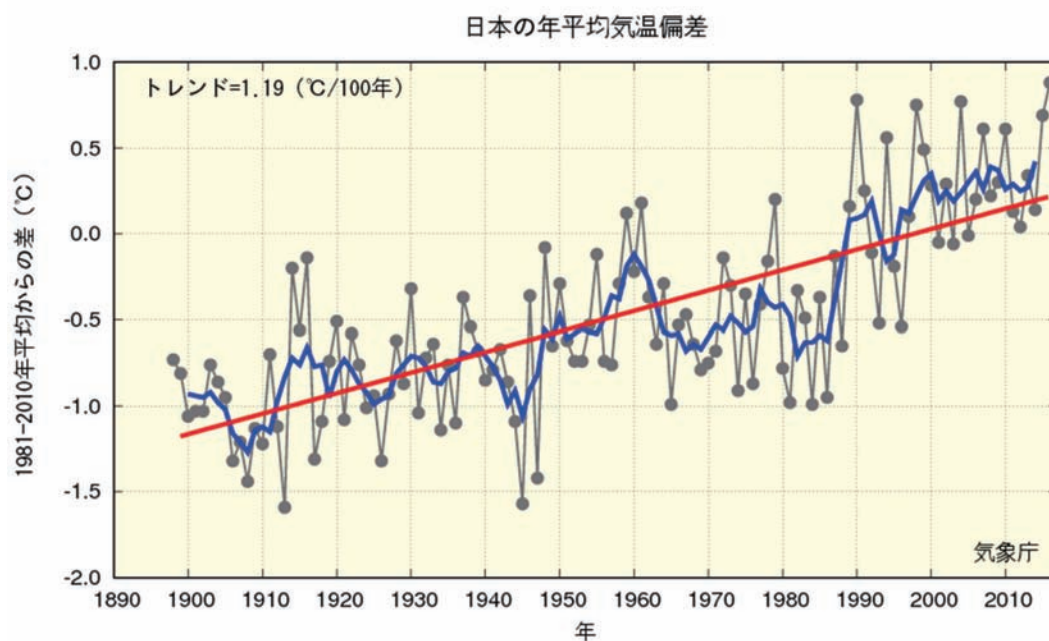


図2.1-3 日本における年平均気温の経年変化（1898～2016年）

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¹⁶の出現数

統計期間 1901～2016 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。

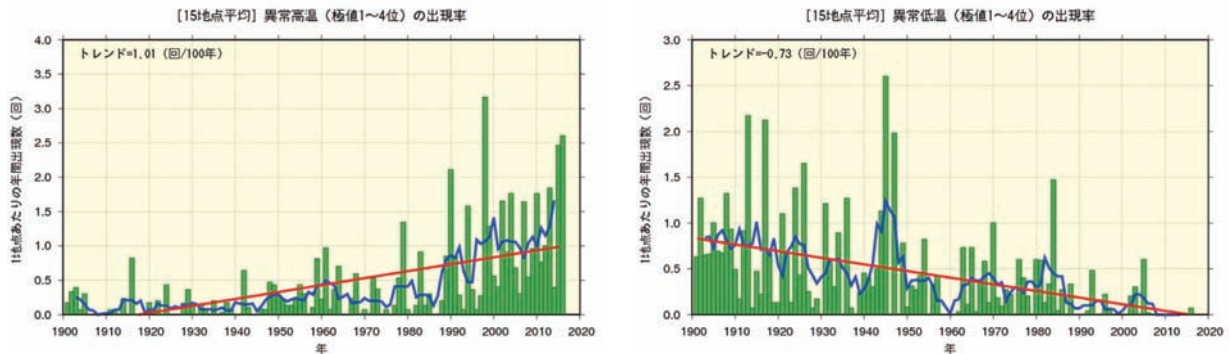


図 2.1-4 月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化

1901～2016 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。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 1931～2016 年で増加傾向が現れており（信頼度水準 90%で統計的に有意）、日最高気温が 35℃以上（猛暑日）の日数は同期間で増加している（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.1-5）。

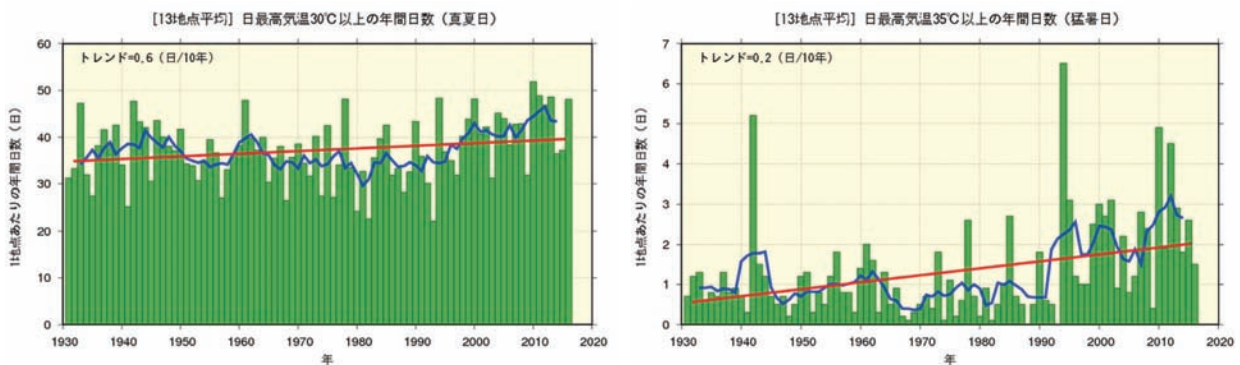


図 2.1-5 日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化

年々の値は年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの年間日数を意味する。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。

¹⁶ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2016 年の 116 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、116 年間に 4 回で、つまり 29 年に 1 回（約 0.034 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¹⁷) の年間日数

日最低気温が 0℃未満 (冬日) の日数は、統計期間 1931～2016 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)。

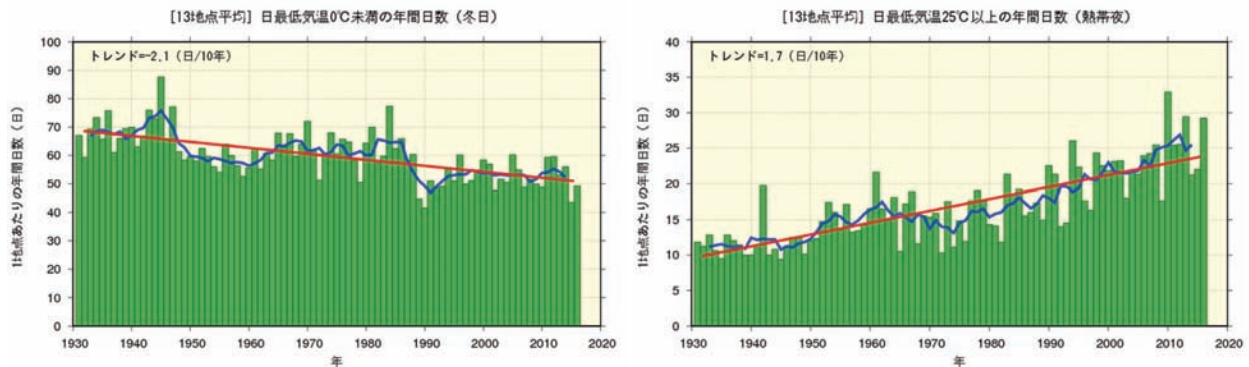


図 2.1-6 日最低気温 0℃未満 (冬日、左図) 及び日最低気温 25℃以上 (熱帯夜、右図) の年間日数の経年変化
図の見方は図 2.1-5 と同様。

2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象¹⁸

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小さいとみられる 15 観測地点 (表 2.1-1) を対象に、1931～2016 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

1931～2016 年の観測値から算出した値を示し、都市化の影響が比較的小さいとみられる 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 (°C/100 年)														
	平均気温					日最高気温					日最低気温				
	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.7	3.4	2.9	1.9	2.7	1.0	1.4	1.5	0.7	0.6	4.5	5.7	4.7	3.5	4.3
仙台	2.4	3.0	2.8	1.4	2.6	1.2	1.5	1.5	0.9	1.0	3.2	3.7	3.8	2.0	3.3
名古屋	2.9	3.0	3.2	2.2	3.2	1.3	1.4	1.6	0.8	1.2	4.0	3.9	4.5	3.2	4.4
東京※	3.3	4.4	3.3	2.0	3.4	1.7	1.9	1.9	1.2	1.7	4.5	6.0	4.6	2.9	4.4
横浜	2.8	3.5	3.1	1.8	2.9	2.4	2.6	2.8	1.8	2.4	3.6	4.7	3.8	2.2	3.6
京都	2.7	2.6	3.0	2.3	2.8	1.1	0.8	1.6	1.0	0.8	3.8	3.8	4.1	3.2	4.0
広島※	2.0	1.6	2.4	1.6	2.5	1.0	0.7	1.7	1.1	0.5	3.2	2.8	3.4	2.6	3.9
大阪※	2.7	2.7	2.7	2.2	3.1	2.2	2.2	2.5	2.0	2.1	3.6	3.3	3.6	3.3	4.1
福岡	3.1	2.9	3.4	2.2	3.8	1.7	1.6	2.2	1.4	1.7	5.0	4.5	5.9	3.7	6.1
鹿児島※	2.8	2.7	3.2	2.3	3.1	1.3	1.2	1.8	1.1	1.3	4.0	3.8	4.6	3.4	4.6
15 地点※	1.5	1.6	1.9	1.2	1.5	1.1	1.1	1.6	0.9	0.9	1.9	1.9	2.1	1.6	1.9

¹⁷ 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。

¹⁸ 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 観測地点平均の気温の変化率は、日本全体としての都市化の影響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は、都市化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平均気温の上昇率を季節別にみると、最小となるのはすべての都市で夏となっている。一方、最大となるのは札幌、仙台、名古屋、東京、横浜といった北日本や東日本の都市では冬や春に、京都、広島、大阪、福岡、鹿児島といった西日本の都市では春や秋になっており、季節や地域による違いもみられる。また、日最低気温は日最高気温より上昇率が大きい傾向がみられる。

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。真夏日及び猛暑日の年間日数は、札幌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

変化率（日/10 年位で表示）については 1931～2016 年まで（猛暑日は 1961～2016 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小さいとみられる 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。

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	<i>0.0</i>	<i>0.1</i>	<i>0.0</i>
仙台	-5.8	0.3	1.0	0.2
名古屋	-7.1	3.7	1.1	2.2
横浜	-6.4	3.0	2.1	0.4
京都	-7.5	3.6	1.2	2.3
福岡	-5.1	4.7	1.1	1.8
13 地点	-2.1	1.7	0.6	0.4

2.2 降水量の変動^{19, 20}

【ポイント】

- 2016 年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は+2 mm だった。
- 2016 年の日本の年降水量偏差は+212 mm だった。
- 日本の日降水量 100 mm 以上の大雨の年間日数は増加しており、200 mm 以上の大雨の年間日数は増加傾向が明瞭に現れている。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、2016 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+2mm 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る。

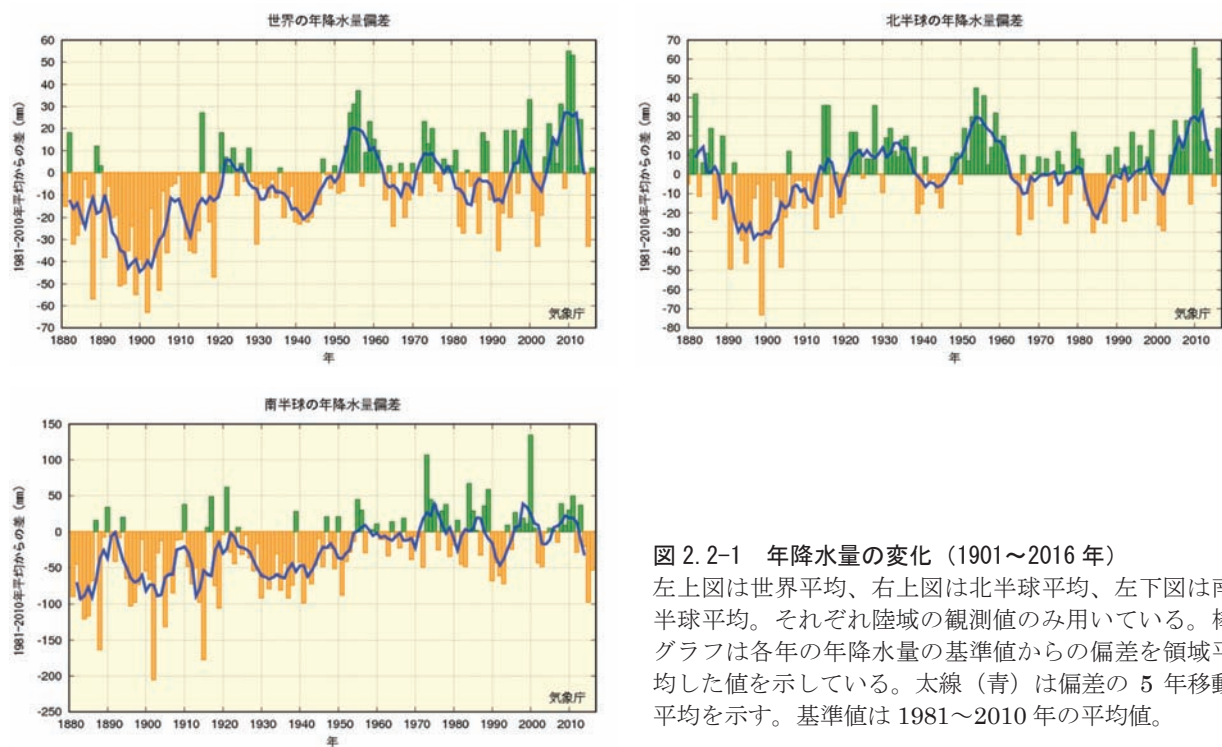


図 2.2-1 年降水量の変化（1901～2016 年）

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。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。棒グラフは各年の年降水量の基準値からの偏差を領域平均した値を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。

¹⁹ 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>

²⁰ 世界全体や日本全体の降水量の実際の値は、降水の観測が世界や日本をくまなく実施されているわけではなく、正確な見積もりが困難であることや、地球温暖化や気候変動を監視する上では数値そのものよりも、通常の状態と比べて多いのか少ないのか、長期的にどのくらい変化しているのかを知ることが重要であるため、算出は行わず、平均的な状態からのずれ（偏差）を用いている。

(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、1898～2016 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 2016 年の年降水量の偏差は+212.3 mm であった。長期的な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

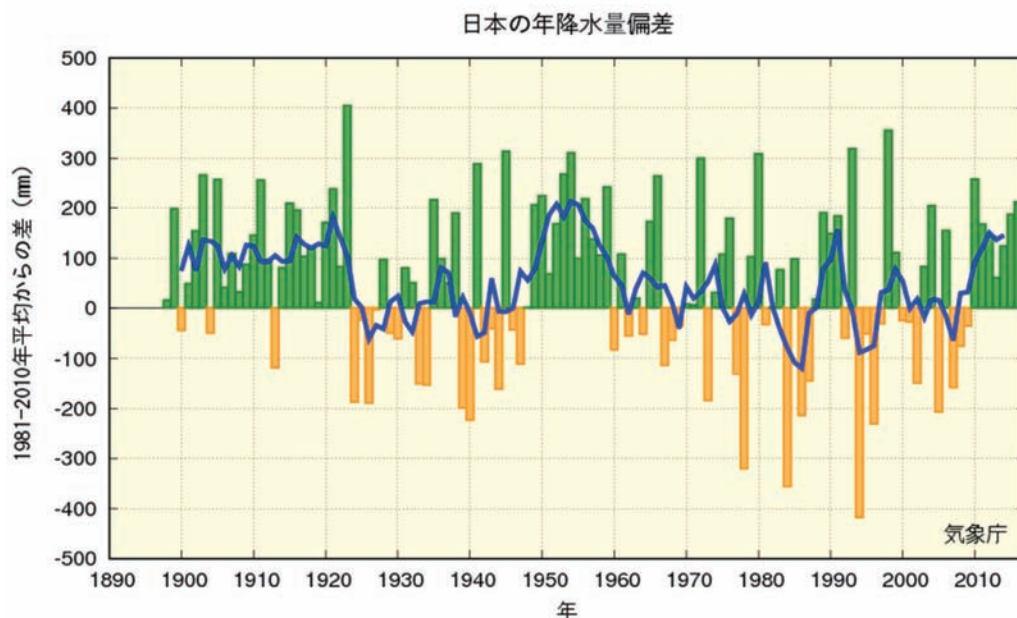


図 2.2-2 日本における年降水量の経年変化（1898～2016 年）

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、1962～2016 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²¹（％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。

2016 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 82%、東日本日本海側で 96%、西日本日本海側で 153%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

²¹ 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。

していたものの、それ以降は全く現れていない。

1962～2016年の期間の年最深積雪の変化傾向を見ると、東日本日本海側では減少しており、減少率は10年あたり12.3%で（信頼度水準99%で統計的に有意）、西日本日本海側では減少傾向が明瞭に現れており、減少率は10年あたり14.6%である（信頼度水準95%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

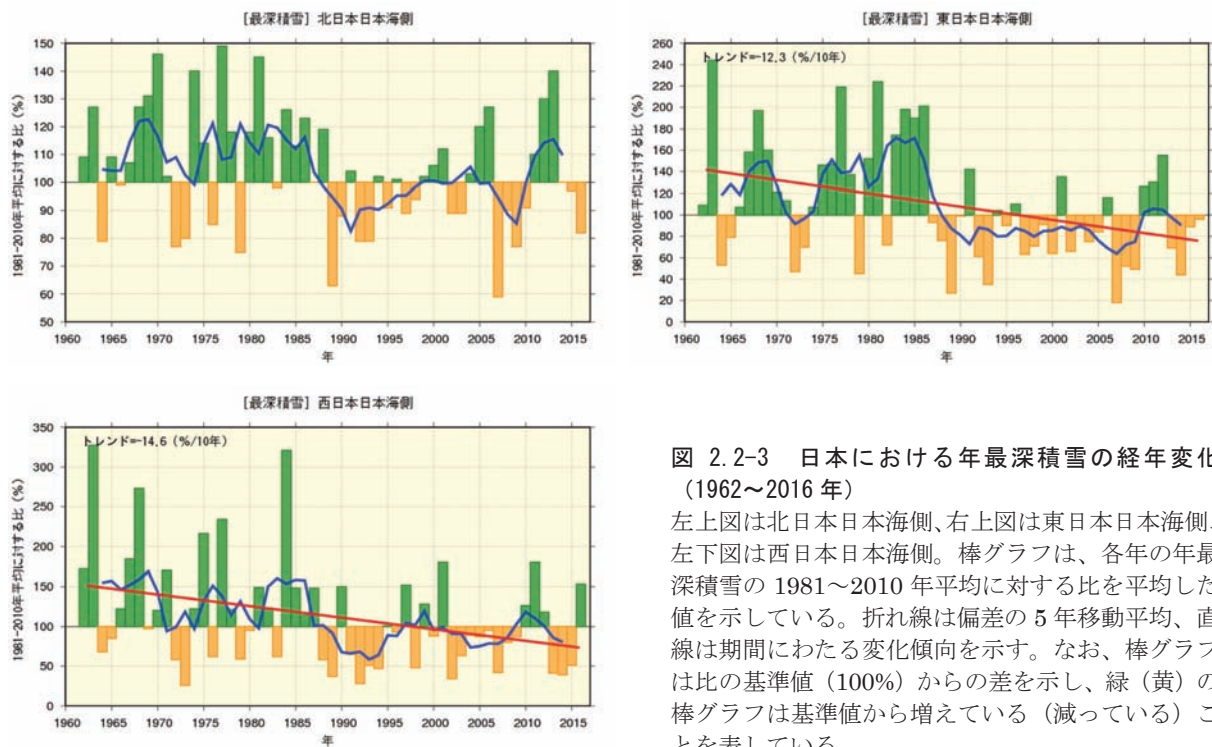


図 2.2-3 日本における年最深積雪の経年変化（1962～2016年）

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）ことを表している。

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²²の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2016年の116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）。

²² ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2016年の116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、116年間に4回で、つまり29年に1回（約0.034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)

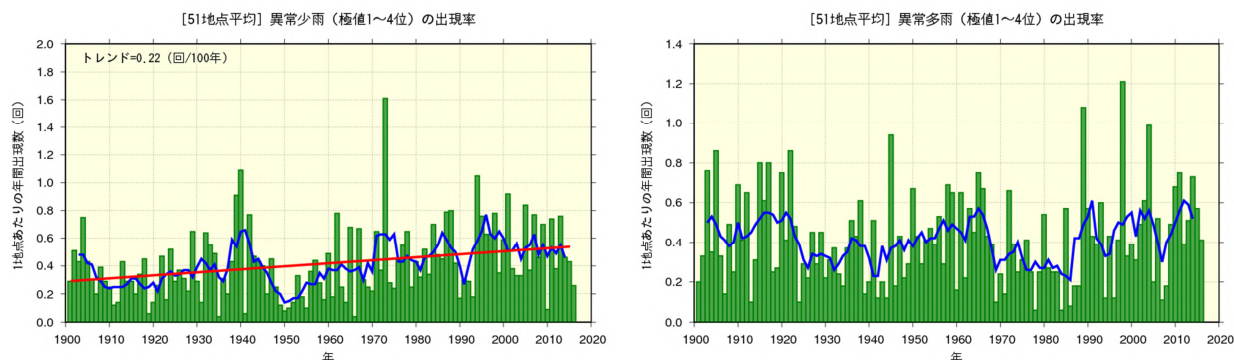


図 2.2-4 月降水量の少ない方から 1〜4 位（異常少雨、左図）と多い方から 1〜4 位（異常多雨、右図）の年間出現数の経年変化

1901〜2016 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 1901〜2016 年の 116 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 2.2-5 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。

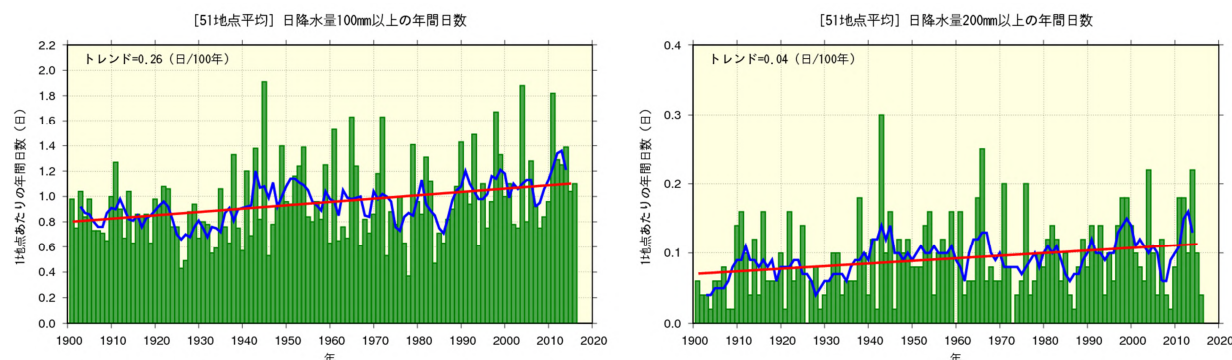


図 2.2-5 日降水量 100 mm 以上（左図）、200 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化

年々の値は年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの年間日数を意味する。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。

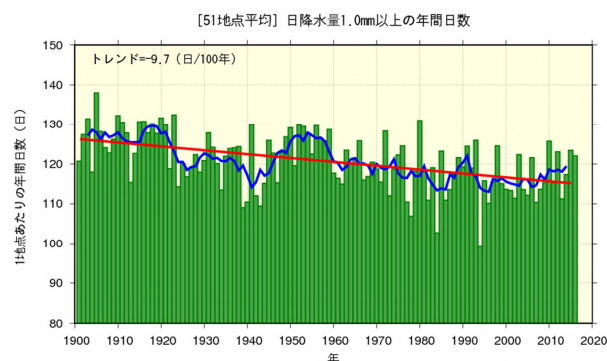


図 2.2-6 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化
図の見方は図 2.2-5 と同様。

2.2.5 アメダスでみた大雨発生回数の変化²³

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ており、1976 年からの約 40 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約 40 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 41 年間の変化傾向をみた²⁴。

1 時間降水量 50 mm 以上の年間発生回数は統計期間 1976～2016 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 以上の年間発生回数についても、同期間で増加している（信頼度水準 99% で統計的に有意）。一方、日降水量 200 mm 以上の年間日数については同期間で変化傾向は見られないが、日降水量 400 mm 以上の年間日数については増加傾向が現れている（信頼度水準 90% 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。

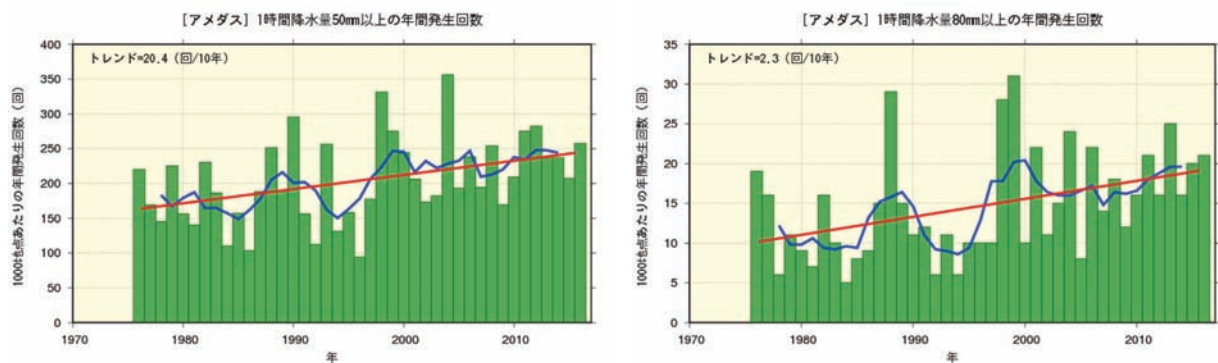


図 2.2-7 アメダス地点で 1 時間降水量が 50 mm、80 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）
年々の値は年間回数の合計を 1,000 地点あたりに換算した値で、1,000 地点あたりの年間回数を意味する。折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

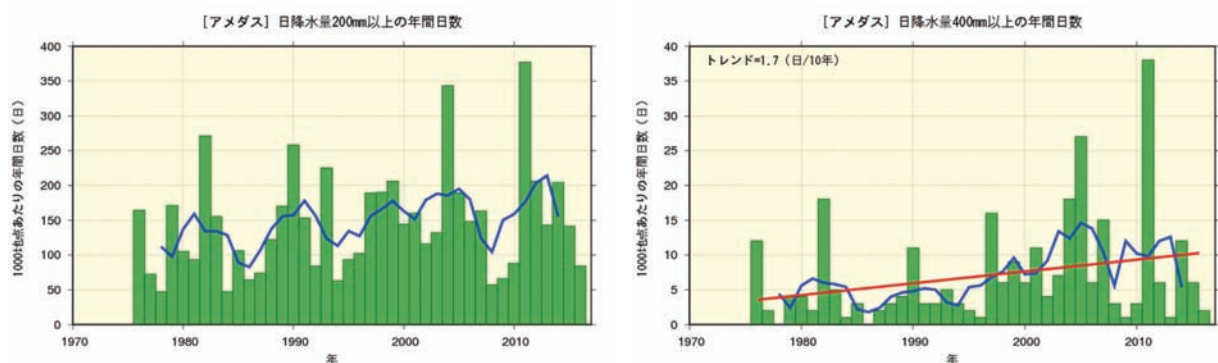


図 2.2-8 アメダス地点で日降水量が 200 mm、400 mm 以上となった年間の日数（1,000 地点あたりの日数に換算）
年々の値は年間日数の合計を 1,000 地点あたりに換算した値で、1,000 地点あたりの年間日数を意味する。折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

²³ 気象庁ホームページでは、アメダスで見た短時間強雨発生回数の長期変化を公表している。

<http://www.jma.go.jp/jma/kishou/info/heavyraintrend.html>

²⁴ 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、2016 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ボ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。

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²⁵

【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²⁶の観測対象地点(2017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。また、主な都市のさくらの開花日の平年値と1990年までの30年平均値との比較を表2.3-2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(2017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

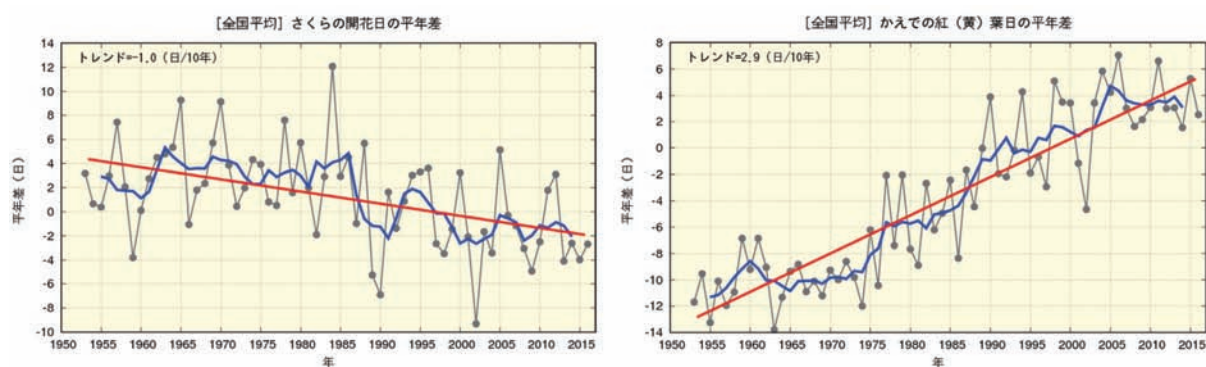


図2.3-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2016年:左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(同:右図) 黒の実線は平年差(観測地点(表2.3-1参照)で現象を観測した日の平年値(1981~2010年の平均値)からの差を全国平均した値)を、青の実線は平年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

²⁵ 気象庁ホームページでは、さくらをはじめとした生物季節観測の情報を公表している。

<http://www.data.jma.go.jp/sakura/data/>

²⁶ さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかんざくら」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。

表 2.3-2 主な都市におけるさくらの開花日の比較

1961 年～1990 年の平均値と平年値（1981 年～2010 年）とを比較し、平年値から 1990 年までの平均値を引いた日数の差を示す。

	30年平均値 (1961-1990年)	平年値 (1981-2010年)	差		30年平均値 (1961-1990年)	平年値 (1981-2010年)	差
釧 路	5月19日	5月17日	2日早い	大 阪	4月1日	3月28日	4日早い
札 幌	5月5日	5月3日	2日早い	広 島	3月31日	3月27日	4日早い
青 森	4月27日	4月24日	3日早い	高 松	3月31日	3月28日	3日早い
仙 台	4月14日	4月11日	3日早い	福 岡	3月28日	3月23日	5日早い
新 潟	4月13日	4月9日	4日早い	鹿児島	3月27日	3月26日	1日早い
東 京	3月29日	3月26日	3日早い	那 覇	1月16日	1月18日	2日遅い
名古屋	3月30日	3月26日	4日早い	石垣島	1月15日	1月16日	1日遅い

2.4 台風の変動²⁷

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2016年の台風の発生数は26個で、平年並だった。
- 台風の発生数に明瞭な長期変化傾向は見られない。

2016年の台風の発生数は26個（平年値25.6個）で、平年並だった。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、1951～2016年の統計期間では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～2016年の統計期間では変化傾向は見られない（図2.4-2）。

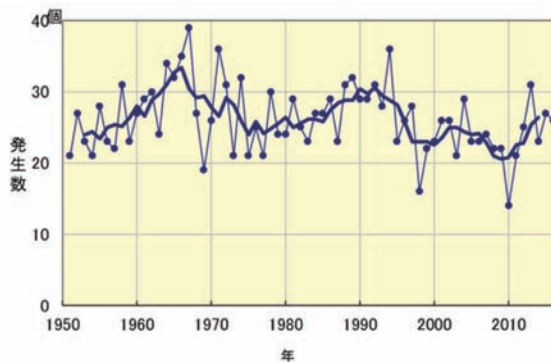


図2.4-1 台風の発生数の経年変化

細い実線は年々の値を、太い実線は5年移動平均を示す。

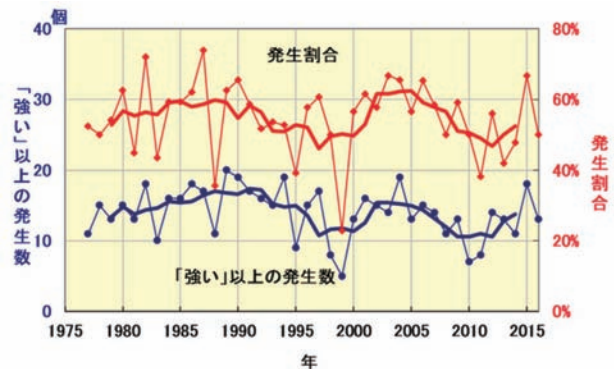


図2.4-2 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化

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。

²⁷ 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。

気象庁ホームページでは、統計を開始した1951年以降に発生した台風に関する様々な統計資料を掲載している。
<http://www.data.jma.go.jp/fcd/yoho/typhoon/statistics/index.html>

2.5 海面水温の変動²⁸

【ポイント】

- 2016 年の世界全体の年平均海面水温平年差は $+0.33^{\circ}\text{C}$ 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 $+0.53^{\circ}\text{C}$ である。
- 日本近海における、2016 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 $+1.07^{\circ}\text{C}$ である。

2.5.1 世界の海面水温

2016 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 $+0.33^{\circ}\text{C}$ で、1891 年以降ではこれまで最も高かった 2015 年の $+0.30^{\circ}\text{C}$ を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 $+0.53^{\circ}\text{C}$ である（信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間：1891～2016 年）（図 2.5-1）。世界全体の平均海面水温は、地球温暖化の指標として用いられる世界の平均気温（第 2.1 節参照）と同様、その長期的な上昇には地球温暖化の影響が考えられるが、数年から数十年程度の時間規模での変動の影響も受ける。特に、エルニーニョ現象に数か月遅れて世界全体の平均海面水温が上昇することが知られている（Trenberth et al., 2002）。したがって、2016 年に観測された記録的な正偏差の要因としては、長期的な上昇傾向に加えて、2014 年夏から 2016 年春にかけて発生したエルニーニョ現象の影響が考えられる（第 1.3 節参照）。海面水温の長期変化傾向には海域による違いがあるが、多くの海域で上昇傾向が明瞭に現れている（図 2.5-2）。

また、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、2010 年代前半にかけての期間は横ばい傾向で推移した（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。

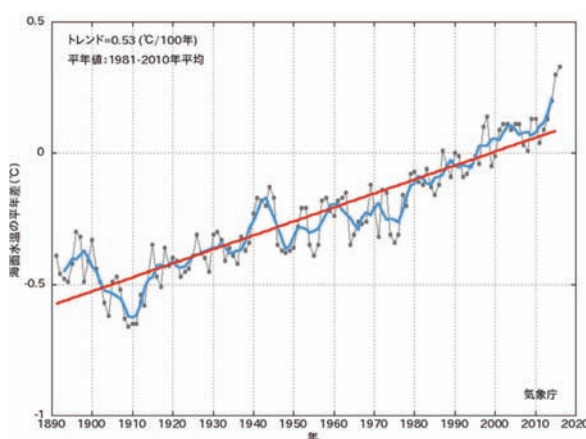


図 2.5-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2016 年）
各年の値を黒い実線、5 年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

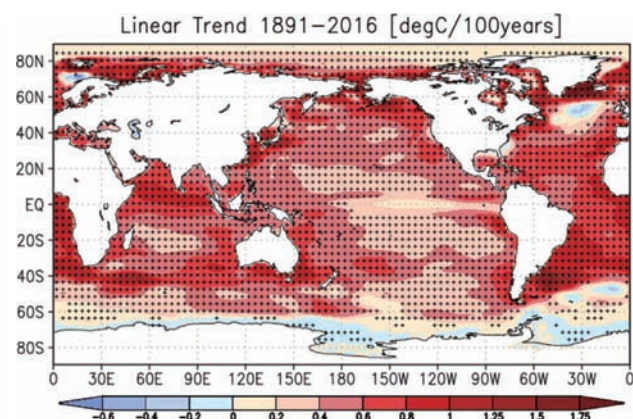


図 2.5-2 年平均海面水温の長期変化傾向（ $^{\circ}\text{C}/100$ 年）
1891～2016 年の期間から算出した変化傾向を示す。+記号は変化傾向が信頼度水準 95%で統計的に有意であることを示す。

²⁸ 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

気象庁が収集している船舶やブイ等の現場観測データと100年以上にわたる海面水温格子点データ(COBE-SST) (Ishii et al.,2005) を用いて、日本近海における100年あたりの海域別海面水温の上昇率を見積もった。海域は、海面水温の特性が類似している13の海域に分けている。

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、2016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、 $+1.09^{\circ}\text{C}/100\text{年}$ 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($+0.50^{\circ}\text{C}/100\text{年}$)よりも大きく、日本の気温の上昇率($+1.19^{\circ}\text{C}/100\text{年}$)と同程度の値となっている。

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、釧路沖では日本の気温の上昇率と同程度となっており、三陸沖、関東の東、関東の南、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。

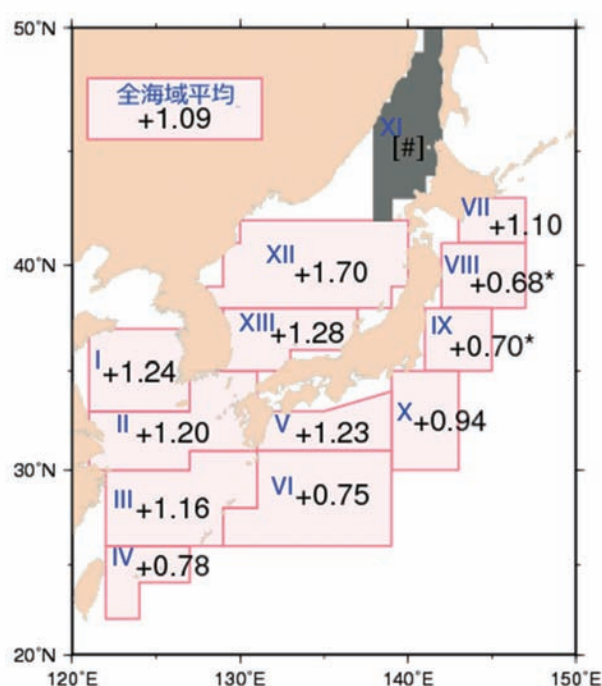


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（ $^{\circ}\text{C}/100\text{年}$ ）

1900～2016年までの上昇率を示す。上昇率の数字に印が無い場合は、信頼度水準99%以上で有意な変化傾向があることを、「*」が付加されている場合は信頼度水準95%以上で有意な変化傾向があることを示す。上昇率が[#]とあるものは、100年間の変化傾向が明確に見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²⁹と太平洋十年規模振動³⁰

【ポイント】

- 2014年夏に発生したエルニーニョ現象は、2015年11～12月に最盛期となり、2016年春に終息した。
- 太平洋十年規模振動（PDO）指数は2000年頃から2010年代前半にかけておおむね負の状態が続いていたが、2014年以降、PDO指数の年平均値は正の値が続いている。

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。また、エルニーニョ／ラニーニャ現象が発生すると、インド洋熱帯域の海面水温がエルニーニョ監視海域の海面水温の変動に3か月程度遅れて変動する傾向がある。インド洋熱帯域の海洋変動も世界の天候に影響を及ぼすと考えられている。

図2.6-1はエルニーニョ監視海域とインド洋熱帯域（海域の範囲は巻末の用語一覧参照）における海面水温の基準値との差の2006年以降の変化を示したものである。2014年夏に発生したエルニーニョ現象は、2015年11～12月に最盛期となり、2016年春に終息した。インド洋熱帯域における海面水温の基準値との差の5か月移動平均値は2016年2～3月に極大となり、2016年夏に負の値に転じた。エルニーニョ現象やインド洋熱帯域の高温が2016年の世界の天候に及ぼした影響についてはトピックスⅠに述べているので参照されたい。

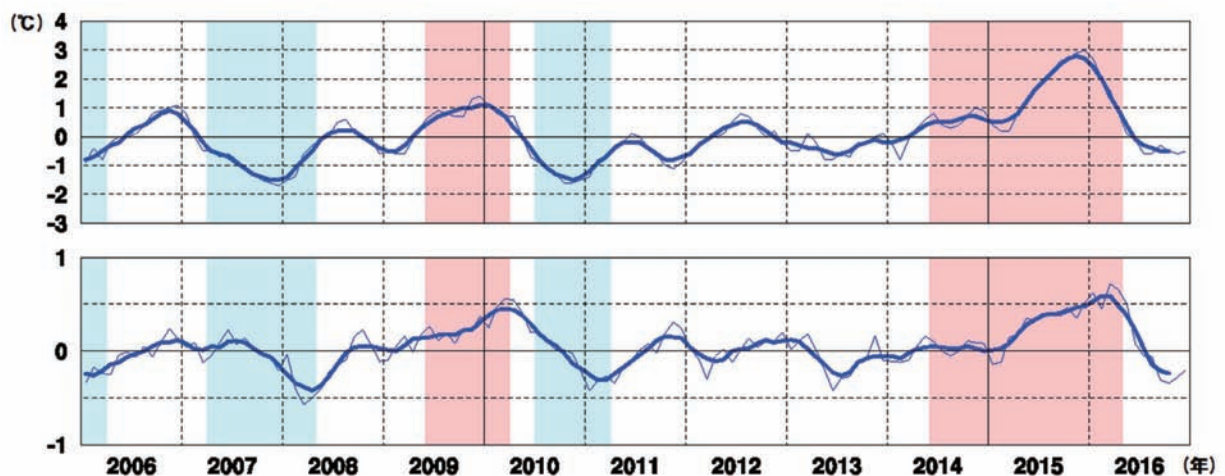


図2.6-1 エルニーニョ監視海域(上図)及びインド洋熱帯域(下図)における海面水温の基準値との差の時間変化(°C) 折線は月平均値、滑らかな太線は5か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

²⁹ 「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

³⁰ 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）なるときの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 指数とこれに伴う海面水温偏差の空間分布は北太平洋の月毎の海面水温偏差に基づいて求められることから、十年から数十年規模の変動に加えてエルニーニョ／ラニーニャ現象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 1920 年代後半から 1940 年前半にかけてと、1970 年代末から 2000 年頃にかけての期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代にかけてと、2000 年頃から 2010 年代前半にかけての期間はおおむね負の値で推移していた。2014 年以降の PDO 指数（年平均値）は、正の値が続いており、2016 年は+1.3 となった（図 2.6-4）。

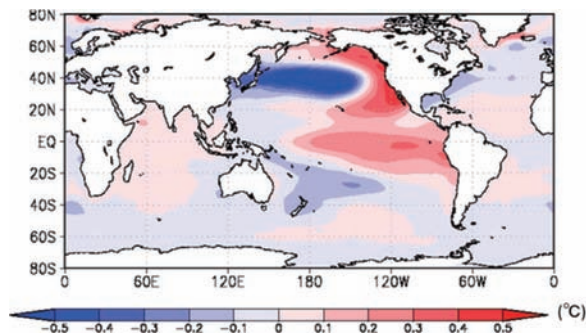


図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

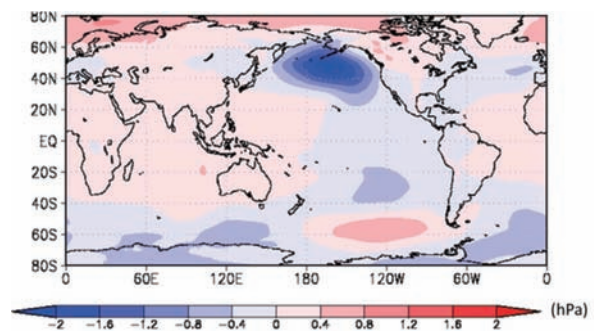


図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

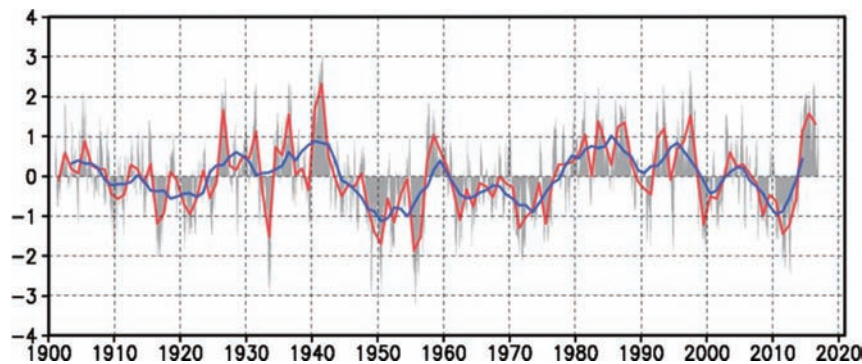


図 2.6-4 PDO 指数（年平均値）の経年変化

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。

2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動³¹

【ポイント】

- 世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり $2.22 \times 10^{22} \text{ J}$ 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700 m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などの影響がある。

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 $2.22 \times 10^{22} \text{ J}$ 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1950年から2016年の間に10年あたり 0.023°C 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。

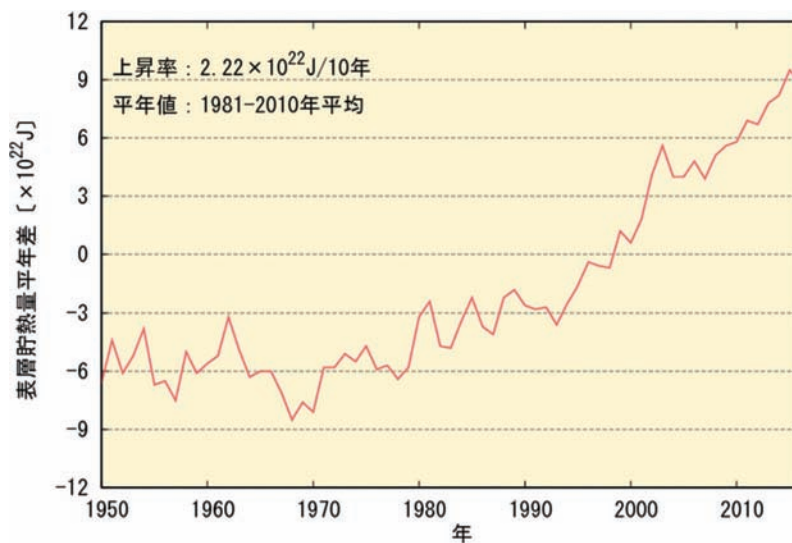


図2.7-1 海洋表層（0-700 m）の全球貯熱量の経年変化
1981年～2010年の平均からの偏差。

³¹ 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、表層水温の長期変化傾向について公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global.html

2.8 日本沿岸の海面水位の変動³²

【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。
- 1906～2016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³³。

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ない(図 2.8-1)ものの、1980年代以降、上昇傾向が見られる。IPCC 第5次評価報告書に準じて最近の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。

日本沿岸の海面水位は、1906～2016年の期間を通して、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、冬季に中緯度偏西風が卓越する。この偏西風が十年規模で変動することによって、北太平洋中央部では海面水位変動が生じ、その海面水位変動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変動をもたらす。

日本沿岸の海面水位は、地球温暖化のほか上述したような海洋の十年規模の変動など様々な要因で変動しているため、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。地球温暖化に伴う海面水位の上昇を検出するためには、引き続き監視が必要である。

³² 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

³³ [] 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。

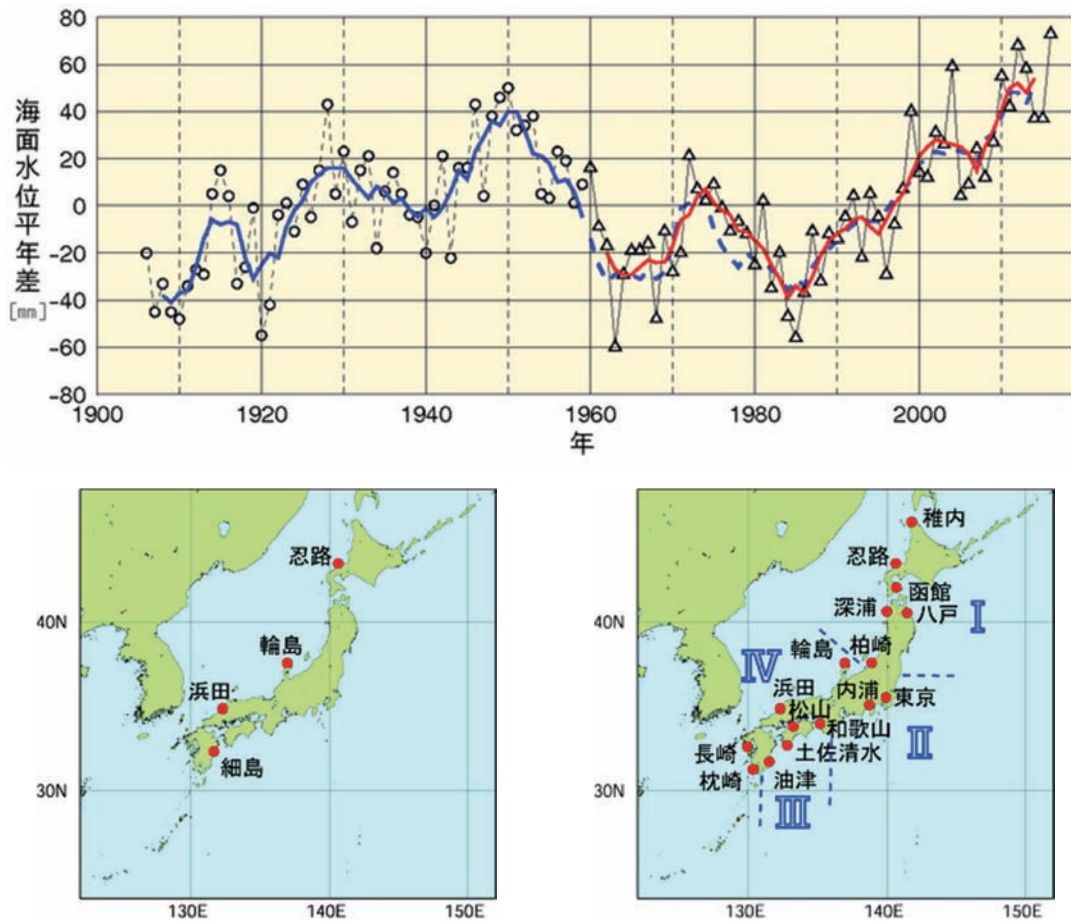


図 2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2016 年、上図）と検潮所位置図（左下図、右下図）

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 0 mm 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（1962～2014 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.98 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。

2.9 海氷域の変動³⁴

【ポイント】

- 北極域の海氷域面積は減少している。2016年の海氷域面積の年最小値は410万km²、年最大値は1474万km²で、どちらも1979年以降2番目に小さい記録となった。
- 南極域の海氷域面積は増加している。2016年の海氷域面積の年平均値は1161万km²で、1979年以降4番目に小さい記録となった。
- オホーツク海の最大海氷域面積は、10年あたり6.7万km²の割合で減少している。

2.9.1 北極・南極の海氷

海氷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。海氷域は、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氷が減少すると、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、海氷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、海氷の変動は海洋の深層循環にも影響を及ぼす。

北極域の海氷域面積は、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2016年までの減少率が年あたり9.2万km²となり、2016年の年最小値は410万km²で、1979年以降2番目に小さい記録であった。また、2016年の年最大値は1474万km²で、1979年以降2番目に小さい記録となった。

一方、南極域の海氷域面積の年平均値は、年あたり2.5万km²の割合で増加している（信頼度水準99%で統計的に有意）。2016年の海氷域面積の年平均値は1161万km²で、1979年以降4番目に小さい記録となった。

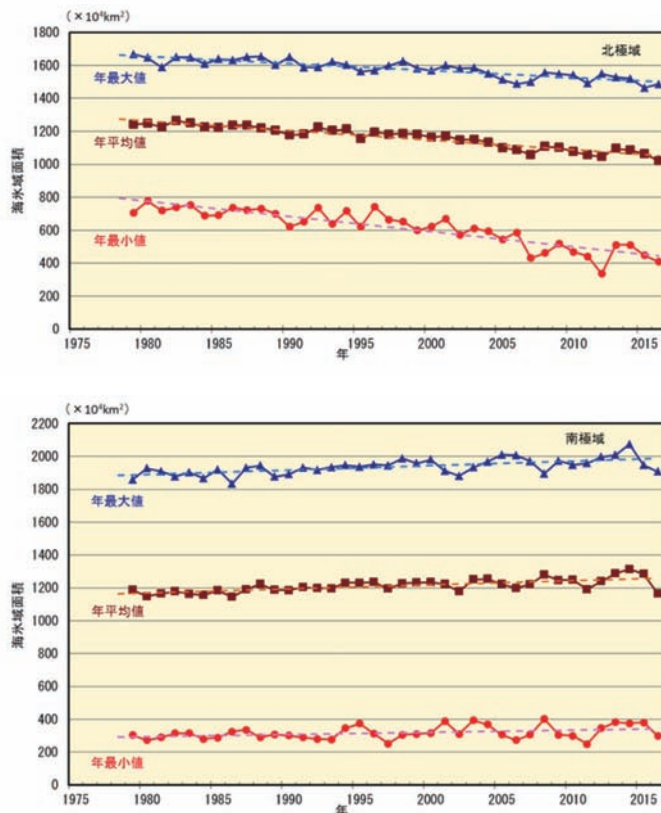


図 2.9-1 北極域（上図）と南極域（下図）の海氷域面積の経年変化（1979～2016 年）

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。

³⁴ 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷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）

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。

オホーツク海の最大海氷域面積³⁵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（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.9-2）、10 年あたり 6.7 万 km²（オホーツク海の全面積の 4.3%に相当）の割合で減少している。

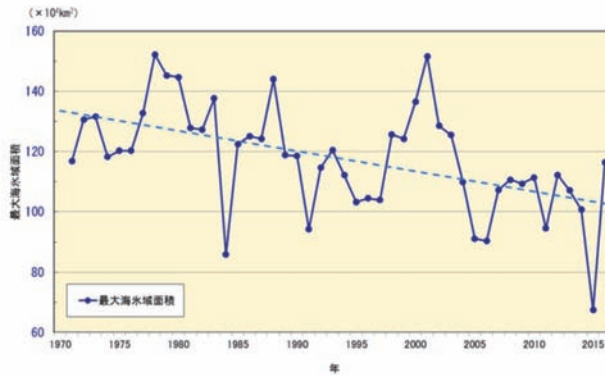


図 2.9-2 オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1971～2016 年）
直線は変化傾向を示す。

³⁵ 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。

2.10 北半球の積雪域の変動³⁶

【ポイント】

- 北半球の積雪域面積は5～6月及び9～12月に減少傾向が明瞭に現れている。
- 2015/2016年冬の積雪日数は平年より少ない地域が多かった。

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ことなどによっても、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 1988～2016 年の過去 29 年間の経年変化には、5～6 月及び 9～12 月に減少傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）一方、1～4 月には変化傾向は見られない（2 月、11 月のみ図 2.10-1 左上図、左下図に示し、他は図略）。2015/2016 年冬（2015 年 12 月～2016 年 2 月）の積雪日数は平年より少ない地域が多く、特に 2 月はユーラシア大陸西部を中心に平年を大きく下回り（図 2.10-1 右上図）、積雪域面積も 1988 年以降では最も少なかった。2016 年 11 月は中央アジア及びその周辺、中国北東部で平年より多く、中国西部、北米で平年より少なかった（図 2.10-1 右下図）。

³⁶気象庁ホームページでは、衛星観測による積雪日数及び平年偏差を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_mon.html （北半球）

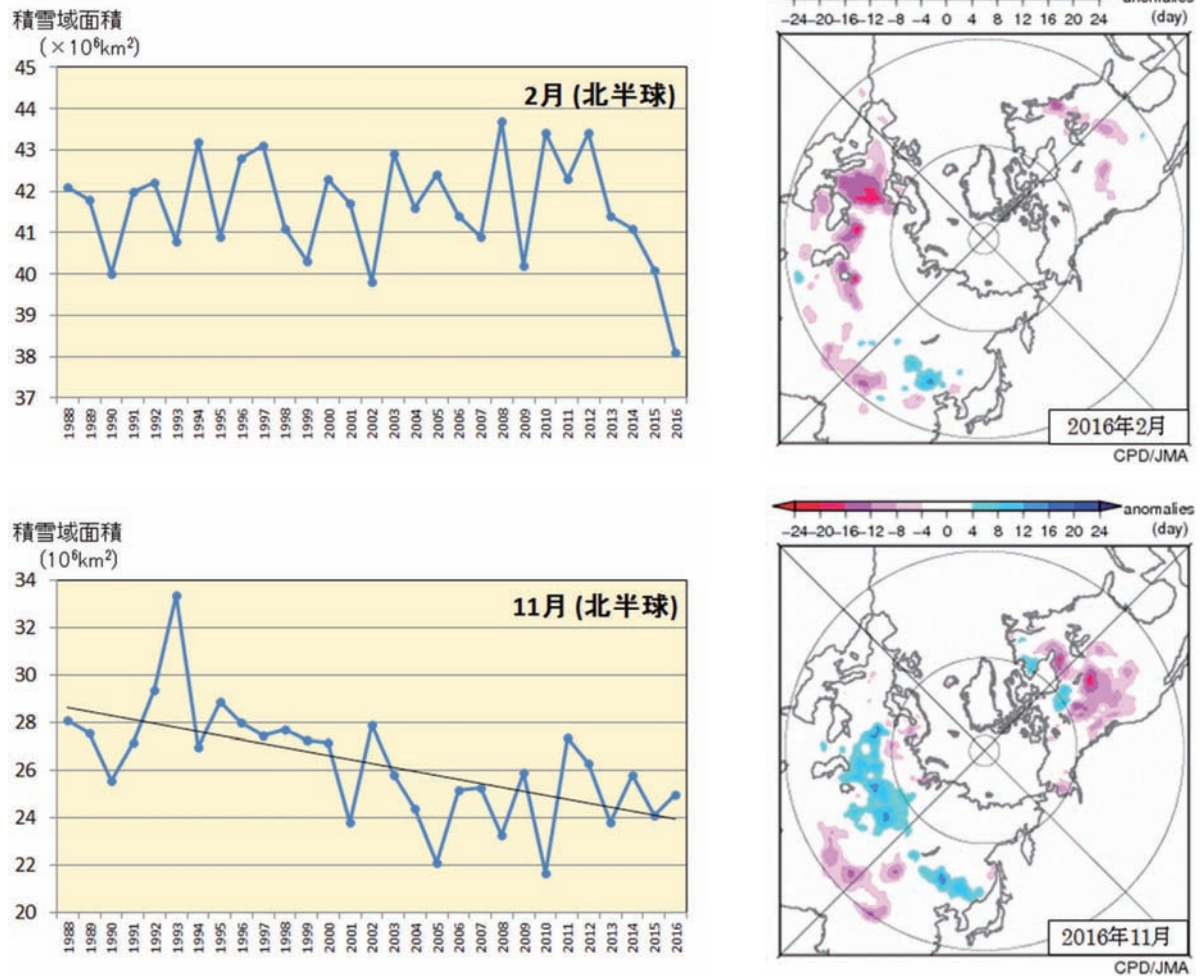


図 2.10-1 北半球（北緯 30 度以北）における 2 月（左上図）及び 11 月（左下図）の積雪域面積の経年変動（1988～2016 年）と 2016 年 2 月（右上図）及び 11 月（右下図）の月積雪日数平年偏差図
左図の直線（黒色）は積雪域面積の変化傾向を示す。右図の暖色（寒色）域は、平年と比べて積雪日数が少ない（多い）ところを示す。平年値は 1989～2010 年の平均値。