

第2章 気候変動

2.1 気温の変動¹⁴

【ポイント】

- 2013年の世界の年平均気温は、1891年以降で2番目に高い値に、日本の年平均気温は1898年以降で8番目に高い値になった。
- 世界の年平均気温は、100年あたり0.69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

2013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+0.20で、統計開始年の1891年以降では2番目に高い値となった。北半球の年平均気温偏差は+0.24で3番目に高い値、南半球の年平均気温偏差は+0.14で2番目に高い値となった（図2.1-1）。

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0.69である¹⁵（信頼度水準99%で統計的に有意¹⁶）。北半球、南半球の年平均気温も上昇しており、上昇率はそれぞれ100年あたり0.72、0.66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（図2.1-2左）、短期的な統計では地域的な変動が現れやすいために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右）。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（22ページ【コラム】最近15年間の世界平均気温の変化傾向を参照）。

¹⁴ 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>

¹⁵ 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および統計期間の違いによる。

¹⁶ 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。

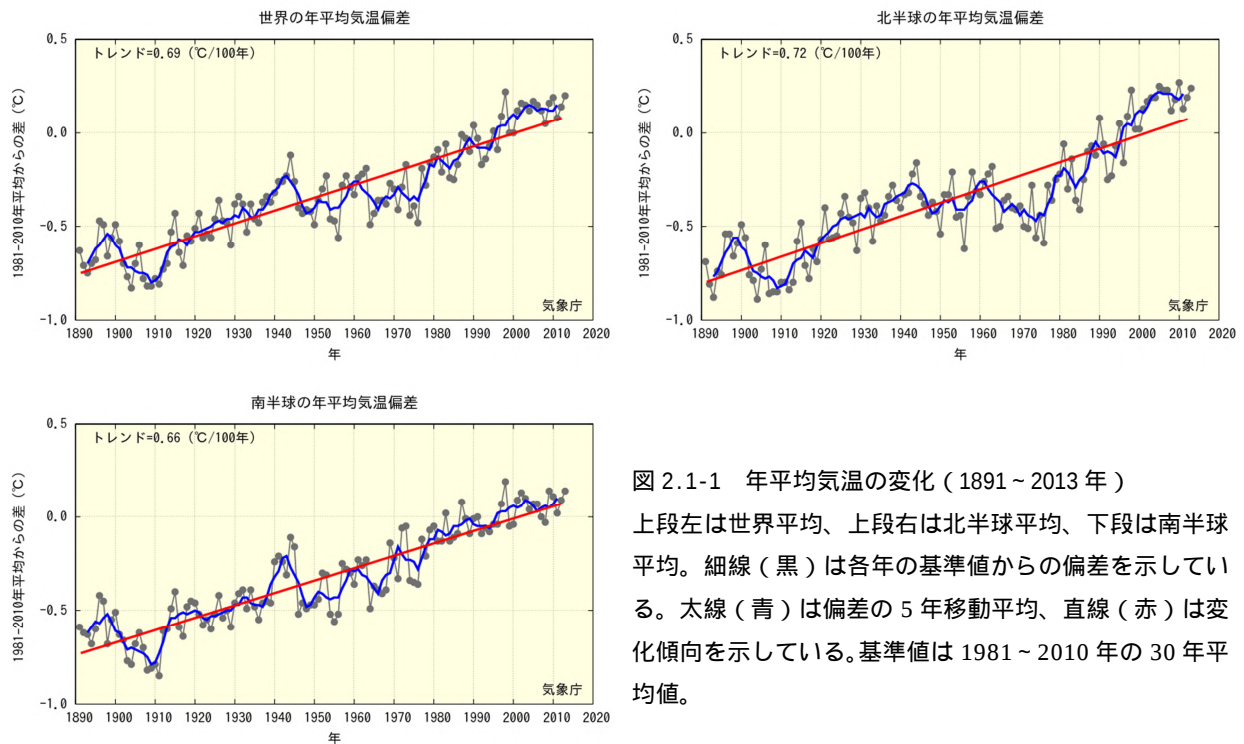


図 2.1-1 年平均気温の変化 (1891 ~ 2013 年)

上段左は世界平均、上段右は北半球平均、下段は南半球平均。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。

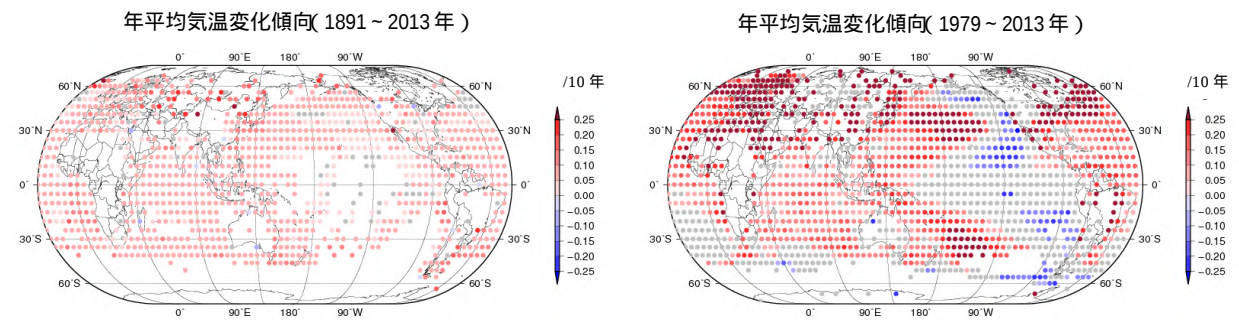


図 2.1-2 緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の変化傾向

左は 1891 ~ 2013 年、右は 1979 ~ 2013 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。

【コラム】最近 15 年間の世界平均気温の変化傾向

世界の年平均気温は、数年～数十年周期の変動を繰り返しながら長期的に上昇しており、上昇率は 100 年当たり 0.69 である（第 2.1.1 項参照）。しかし、最近 15 年程度の期間だけに着目して見ると、1998 年に統計開始以来第 1 位の高温を記録して以降、横ばい傾向になっている（図 2.1-1）。その一方で、地球温暖化の支配的な要因である二酸化炭素等の温室効果ガス濃度は上昇を続けている（第 3.1.1 項参照）。このような世界平均気温の横ばい傾向（「停滞」を意味する英語から“ハイエイタス”と呼ばれる）と温室効果ガス濃度の上昇傾向との乖離の理由について、最近さかんに研究が行われている。

2013 年 9 月に公表された気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第 5 次評価報告書第 1 作業部会報告書でも、この傾向について評価している。同報告書ではまず、世界平均気温の経年変化は、温暖化の傾向に加えて、かなりの大きさの自然変動を含んでおり、短期間の記録による変化傾向は、エルニーニョ現象の影響を受けて高温となった 1998 年を始点とした場合のように、長期的な気候の変化傾向を反映したものにはならないとして、注意を喚起している。その上で、最近 15 年程度の期間のハイエイタスの主たる要因として、

この期間に大規模ではないもののいくつかの火山噴火が起きたこと、及び 11 年周期の太陽活動の下降位相の時期に重なったことのため、温室効果ガス濃度の増加による放射強制力の変化を部分的に打ち消したこと

十年規模の自然変動が温暖化を打ち消す方向に作用したこと。これには、放射収支の不均衡によって気候システムに蓄積されている熱が、海洋の深層（ここでは深さ 700m から海底までを指す）を含む海洋内部で再配分されているため、大気の上昇として現れなかった可能性も含まれる

を挙げ、この二つが概ね同程度に寄与していたとしている（同報告書第 9 章 Box9.2）。

海洋は膨大な熱量を蓄える能力をもつ。温室効果ガス濃度の増加によってこれまで地球の気候システムに蓄積されてきた熱量の 90% 以上は、海水の温度上昇に使われており、ハイエイタスの期間においても海洋の温暖化は続いている。これに対して大気の上昇に使われた熱量は 2% 程度である（図 2.1-3）。このことは、海洋内部の変動に伴う熱の吸収量のわずかなゆらぎの影響が、大気の側には大きなゆらぎとして現れる可能性があることを示唆している。地球温暖化の進行を的確に検出するには、大気だけでなく、海洋を含めた気候システム全体を対象として捉え、変化傾向を監視することが不可欠である。

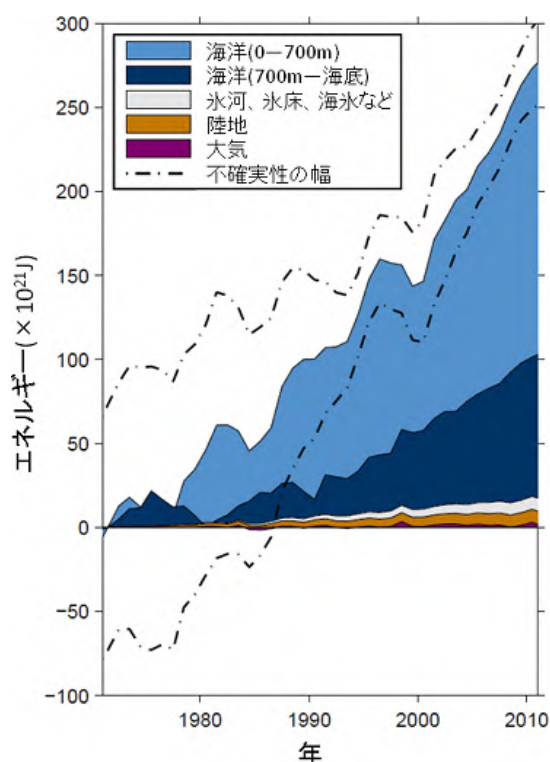


図 2.1-3 気候システムの各要素に蓄えられた熱量の経年変化（IPCC, 2013）

1970 年を基準とした変化量で示している。

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)¹⁷について、1898～2013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。

2013年の日本の年平均気温の偏差は+0.34℃で、1898年以降で8番目に高い値となった(図2.1-4)。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1.15℃、春は1.28℃、夏は1.05℃、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

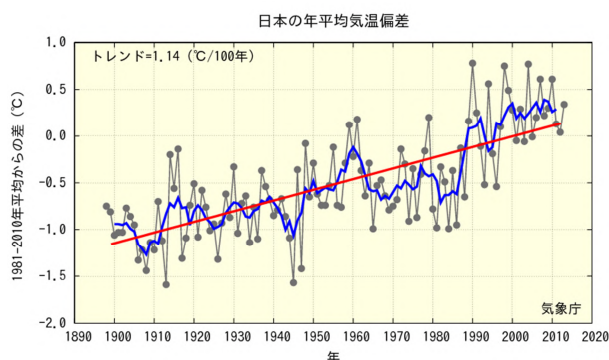


図2.1-4 日本における年平均気温の経年変化(1898～2013年)

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。

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。

¹⁷ 今回のレポートより、従来の17観測地点から長野と水戸を除き、15観測地点とした。(27ページ【コラム】日本の平均気温算出に用いる地点の変更参照)

(第2章 気候変動)

(1) 月平均気温における異常値¹⁸の出現数

統計期間 1901～2013 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 2.1-5)。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。

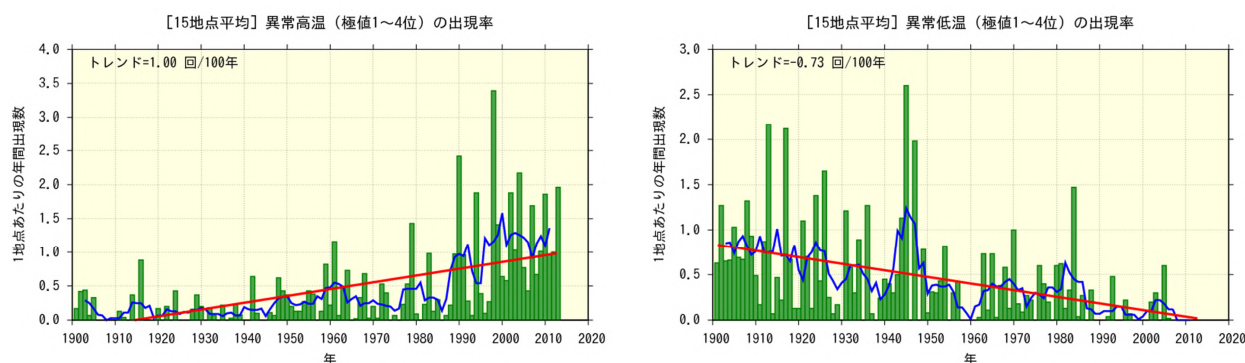


図 2.1-5 月平均気温の高い方から 1～4 位(異常高温)と低い方から 1～4 位(異常低温)の年間出現数の経年変化
1901～2013 年の月平均気温の各月における異常高温と異常低温の年間出現数。年々の値はその年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの出現数を意味する。折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(2) 日最高気温 30 以上(真夏日)および 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 1931～2013 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 2.1-6)。

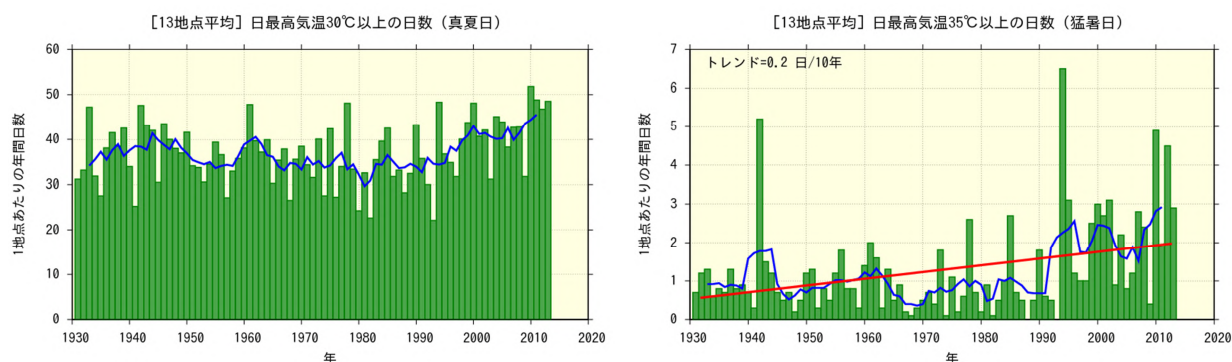


図 2.1-6 日最高気温 30 以上(真夏日)及び 35 以上(猛暑日)の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。棒グラフは年々の値を、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。

(3) 日最低気温 0 未満(冬日)および 25 以上(熱帯夜¹⁹)の年間日数

日最低気温が 0 未満(冬日)の日数は、統計期間 1931～2013 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 2.1-7)。

¹⁸ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2013 年の 113 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、113 年間に 4 回で、つまり約 28 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。

¹⁹ 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。

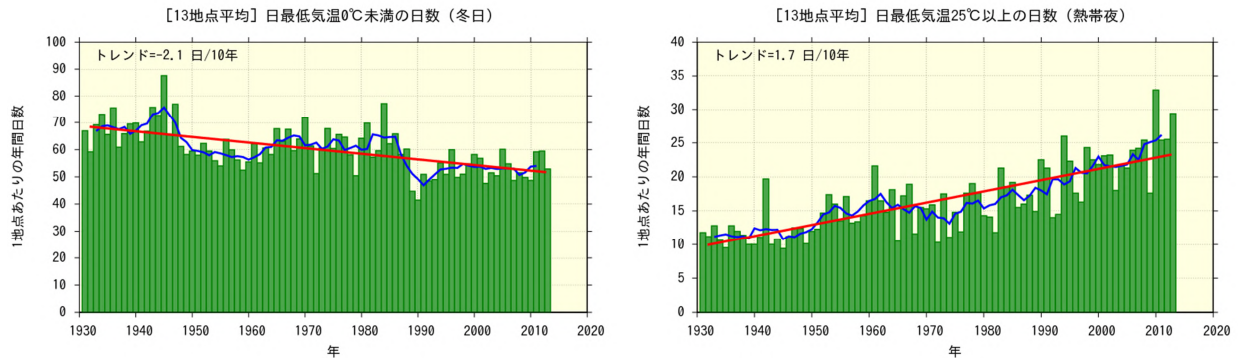


図 2.1-7 日最低気温 0 未満(冬日)及び日最低気温 25 以上(熱帯夜)の年間日数の経年変化

図の見方は図 2.1-6 と同様。

2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象²⁰

日本の各都市(札幌、仙台、新潟、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 年から 2013 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 年から 2013 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					日最高気温					日最低気温				
	年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬	年	春	夏	秋	冬
札幌	2.7	2.6	1.9	2.9	3.3	0.9	1.1	0.6	0.7	1.4	4.5	4.6	3.4	4.5	5.6
仙台	2.3	2.5	1.2	2.6	3.0	1.0	1.1	0.6	0.9	1.5	3.1	3.7	1.8	3.4	3.7
新潟	2.0	2.4	1.5	2.0	2.2	1.8	2.3	0.9	1.7	2.5	2.3	2.6	2.0	2.1	2.4
名古屋	2.9	3.0	2.2	3.2	3.0	1.1	1.3	0.7	1.1	1.3	4.0	4.4	3.3	4.4	3.9
東京	3.2	3.1	2.0	3.4	4.5	1.5	1.6	1.1	1.7	1.8	4.5	4.5	2.8	4.4	6.1
横浜	2.7	2.9	1.7	2.9	3.6	2.3	2.6	1.7	2.4	2.7	3.5	3.7	2.2	3.6	4.7
京都	2.6	2.9	2.3	2.7	2.7	0.9	1.3	0.9	0.7	0.9	3.8	4.0	3.2	4.0	3.9
広島	2.0	2.3	1.7	2.5	1.6	1.0	1.5	1.2	0.5	0.7	3.1	3.3	2.7	3.9	2.8
大阪	2.7	2.6	2.3	3.2	2.8	2.2	2.3	2.1	2.2	2.2	3.7	3.6	3.5	4.3	3.4
福岡	3.1	3.3	2.4	3.8	3.0	1.7	1.9	1.4	1.7	1.6	5.1	5.9	3.9	6.2	4.6
鹿児島	2.8	3.2	2.5	3.0	2.8	1.3	1.7	1.3	1.2	1.2	4.0	4.5	3.6	4.6	3.9
15 地点	1.5	1.8	1.0	1.5	1.7	1.0	1.3	0.7	0.8	1.2	1.9	2.1	1.5	1.9	2.0

²⁰ 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春・秋・冬に比べ小さく、日最低気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。

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 年から 2013 年まで(猛暑日は 1961 年から 2013 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。を付した地点は、統計期間内に観測露場の移転があり、階級別日数の変化率については累年の統計が行えないため表示しない。

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	<i>0.0</i>	<i>0.1</i>	<i>0.0</i>
仙台	- 5.8	0.3	<i>0.9</i>	<i>0.1</i>
新潟	---	---	---	---
名古屋	- 7.2	3.8	1.1	2.5
東京	- 8.2	3.9	1.3	0.8
横浜	- 6.5	3.0	2.2	0.5
京都	- 7.6	3.6	1.2	2.3
広島	---	---	---	---
大阪	---	---	---	---
福岡	- 5.2	5.0	1.3	1.8
鹿児島	---	---	---	---
13 地点	- 2.1	1.7	<i>0.5</i>	0.4

【コラム】日本の平均気温算出に用いる地点の変更

気象庁は、地球温暖化の監視指標の 1 つとして、日本の平均気温の経年変化を監視し、本レポート等で公開している。日本の平均気温の算出には、「長期間にわたる気温観測データが存在すること」、「都市化による影響が少ないこと」、「特定の地域に偏らないこと」を考慮して選定した地点の気象官署等の観測値を用いているが、平成 25 年度からこれらの地点を一部変更した。

従来は、上記の条件により 17 地点（網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、長野、水戸、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島）を採用していた。しかし、長野と水戸では観測点周辺の都市化の割合が近年上昇していることから、今後はこれらを除いた 15 地点（図 2.1-8）のデータにより日本の平均気温を算出することとした。

ここで、観測点周辺の都市化の割合とは、国土交通省が公開している「国土数値情報 土地利用 3 次メッシュデータ」を用いて算出した、観測点から半径 7 km 内の都市化率（建物用地と幹線交通用地の割合として定義）である。平成 18 年度版の国土数値情報によると、長野、水戸の都市化率は 40% 前後に増加しており（上述の 15 地点の平均は約 16%）、今後、都市化率の上昇が気温観測値の長期変化傾向に影響する可能性があることから、日本の平均気温の算出地点からこれら 2 地点を除外した。

この変更に伴う影響について、日本の年平均気温の上昇率（1898～2012 年期間）を比較したところ、従来の 17 地点による上昇率は 100 年当たり 1.15 であったのに対し、15 地点による上昇率は 1.13 で、その差はわずかであった（表 2.1-4）。

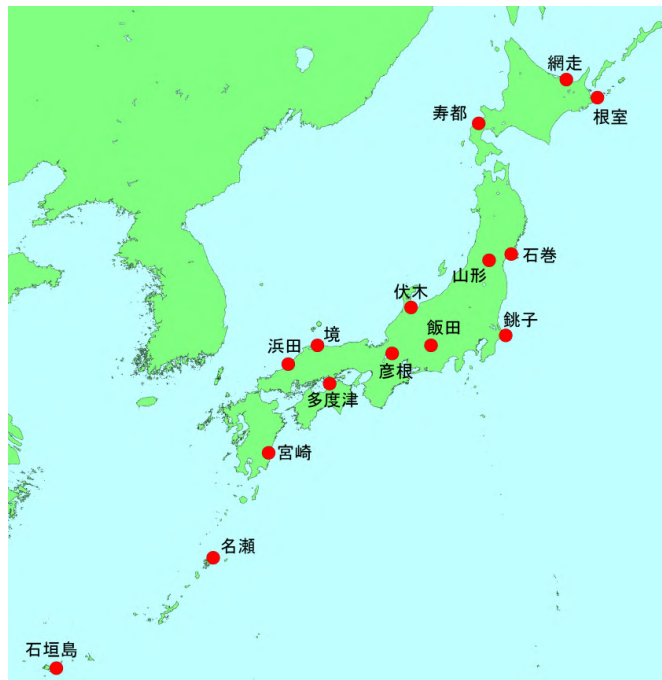


図 2.1-8 日本の平均気温の算出に用いている 15 地点

表 2.1-4 17 地点と 15 地点による日本の平均気温の比較（1898～2012 年）

表中(*)の列は、平年値（1981～2010 年の平均値）からの偏差。

	トレンド（ / 100 年）		歴代 1 位（ 、（西暦））	
	17 地点	15 地点	17 地点(*)	15 地点(*)
年	1.15	1.13	+ 0.80 (1990)	+ 0.78 (1990)
春	1.30	1.28	+ 1.56 (1998)	+ 1.56 (1998)
夏	1.02	1.01	+ 1.46 (2010)	+ 1.41 (2010)
秋	1.17	1.17	+ 1.03 (1999)	+ 0.99 (1999)
冬	1.15	1.12	+ 1.32 (2007)	+ 1.29 (1949)

2.2 降水量の変動²¹

【ポイント】

- 2013 年の世界の年降水量偏差(陸域のみ)は + 24 mm だった。
- 2013 年の日本の年降水量偏差は + 60 mm だった。
- 日本の日降水量 100 mm 以上の大雨の年間日数、および 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、2013 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 + 24 mm 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。

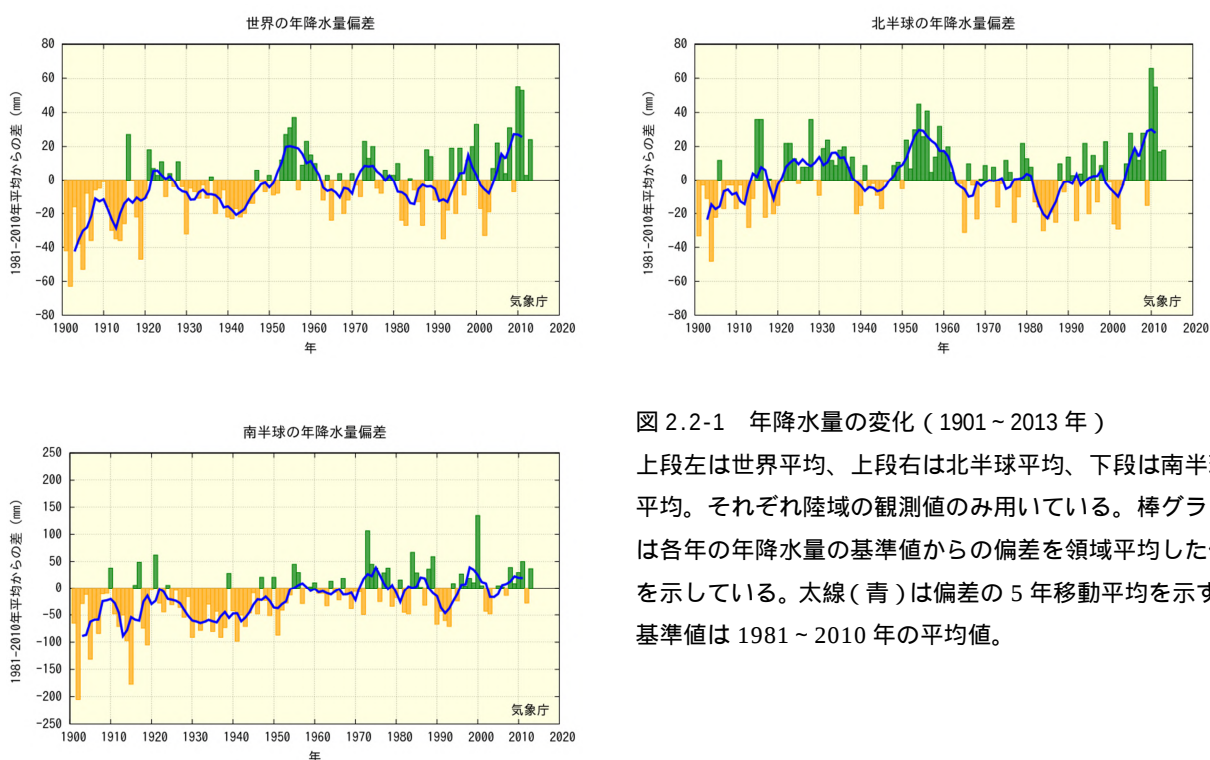


図 2.2-1 年降水量の変化(1901~2013 年)

上段左は世界平均、上段右は北半球平均、下段は南半球平均。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。

²¹ 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>

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年から2013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2013年の年平均降水量の偏差は+60.4 mm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）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

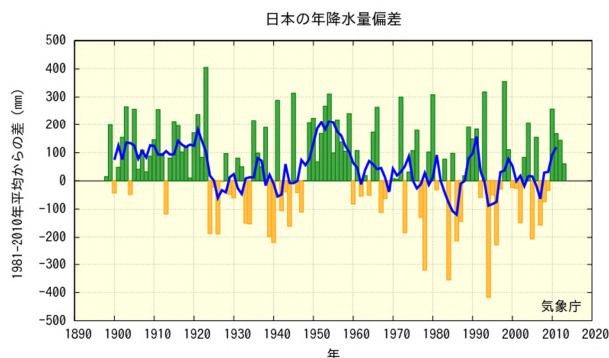


図 2.2-2 日本における年降水量の経年変化（1898～2013年）

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年から2013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²²（％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。

2013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140％、東日本日本海側で69％、西日本日本海側で57％であった。最深積雪の変化をみると（図2.2-3）すべての地域において、1980年代はじめの極大期から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300％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年から2013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減少傾向が明瞭に現れており、減少率はそれぞれ10年あたり12.3％、14.5％である（いずれも信頼度水準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。

²² 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。

(第2章 気候変動)

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

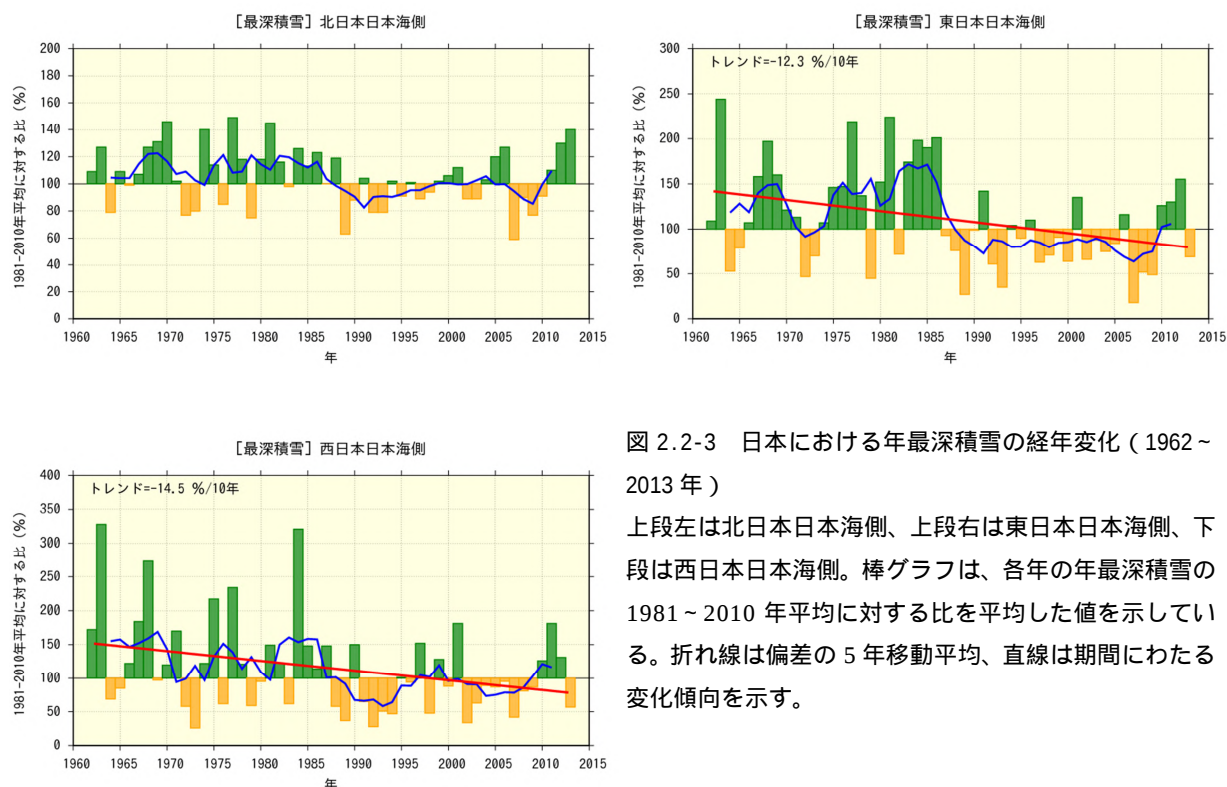


図 2.2-3 日本の年最深積雪の経年変化（1962～2013 年）

上段左は北日本日本海側、上段右は東日本日本海側、下段は西日本日本海側。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。

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²³の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2013 年の 113 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）。異常多雨については同期間で変化傾向は見られない。

²³ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2013 年の 113 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、113 年間に 4 回で、つまり約 28 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。

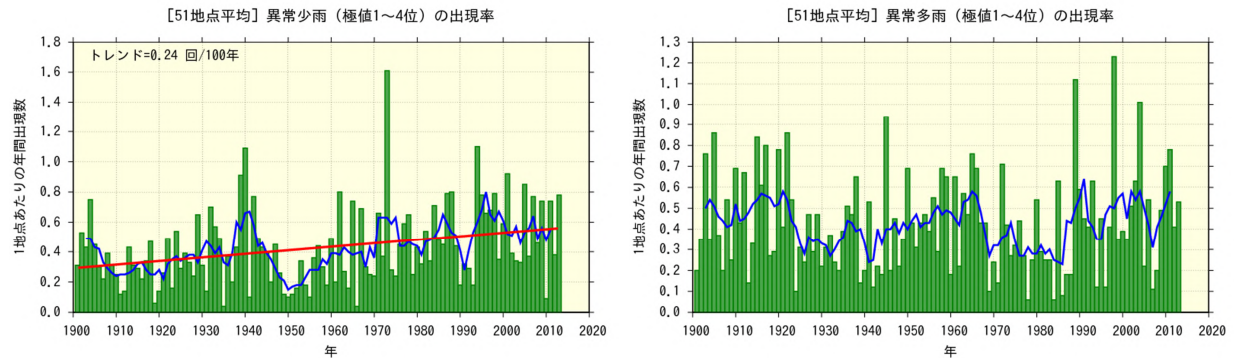


図 2.2-4 月降水量の少ない方から 1～4 位（異常少雨）と多い方から 1～4 位（異常多雨）の年間出現数の経年変化

1901～2013 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 1901～2013 年の 113 年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 左）。日降水量 200 mm 以上の日数についても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）。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。

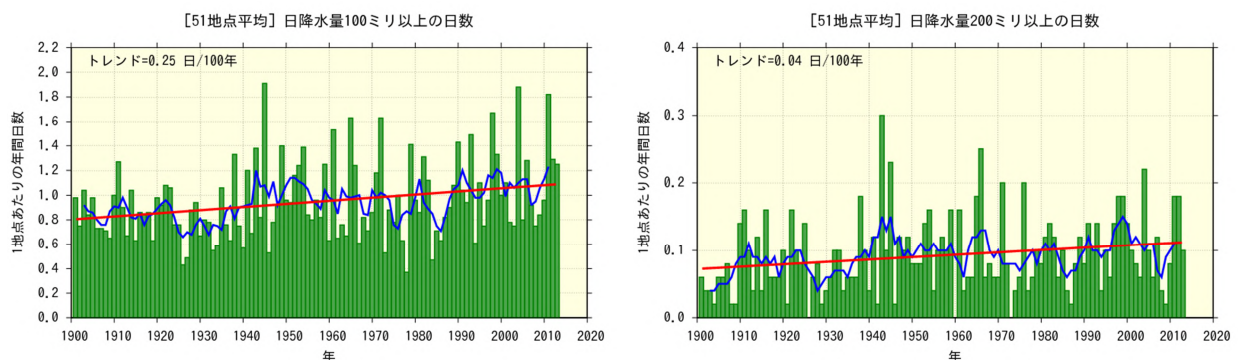


図 2.2-5 日降水量 100 mm 以上、200 mm 以上の年間日数の経年変化

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。

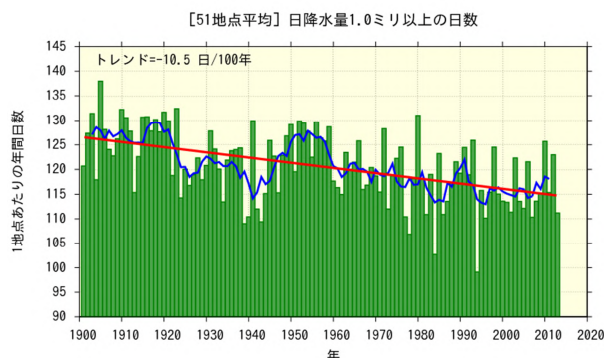


図 2.2-6 日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化
図の見方は図 2.2-5 と同様。

(第2章 気候変動)

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ており、1976 年からの 38 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 38 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可能であることから、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 38 年間の変化傾向をみた²⁴。

1 時間降水量 50 mm 以上の年間観測回数は統計期間 1976～2013 年で増加傾向が明瞭に現れており（信頼度水準 95% 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も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）。一方、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が、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小さいことから、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。

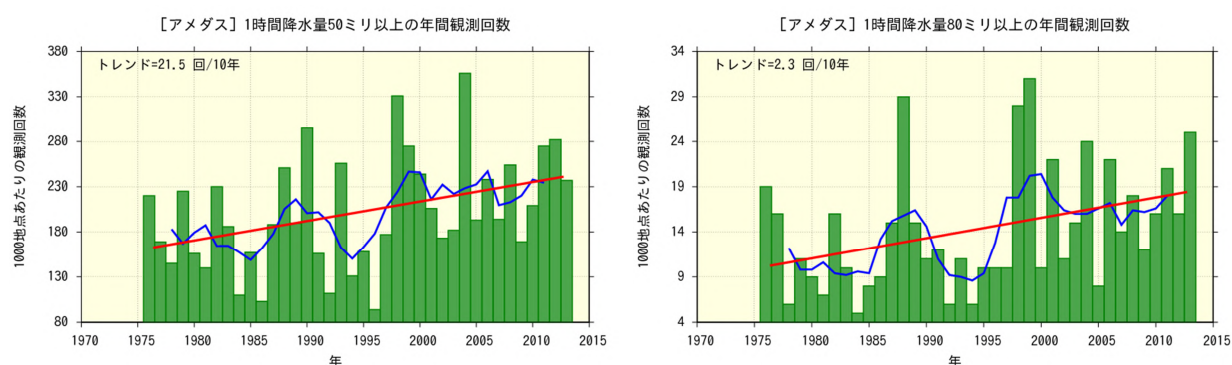


図 2.2-7 アメダス地点で 1 時間降水量が 50 mm、80 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

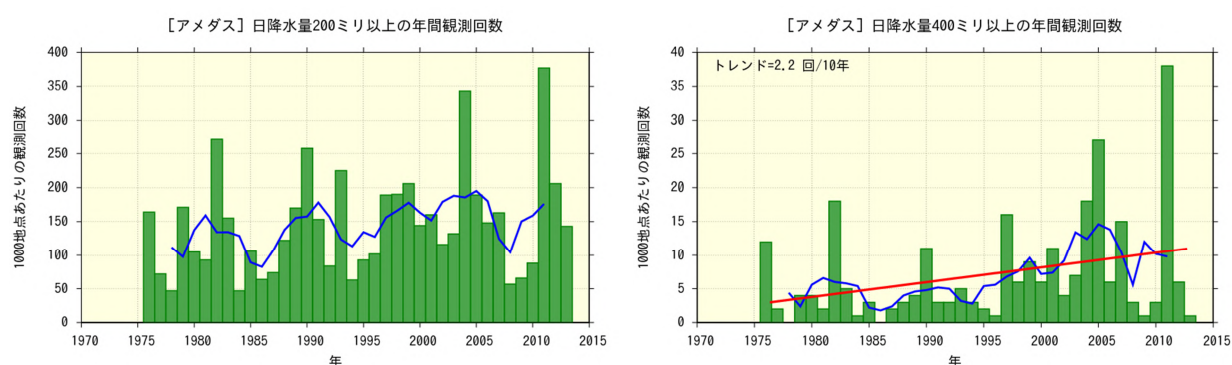


図 2.2-8 アメダス地点で日降水量が 200 mm、400 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）図の見方は図 2.2-7 と同様。

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、2013 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

【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²⁵の観測対象地点(2014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0.9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3.0日の変化率で遅くなっている(いずれも信頼度水準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(2014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

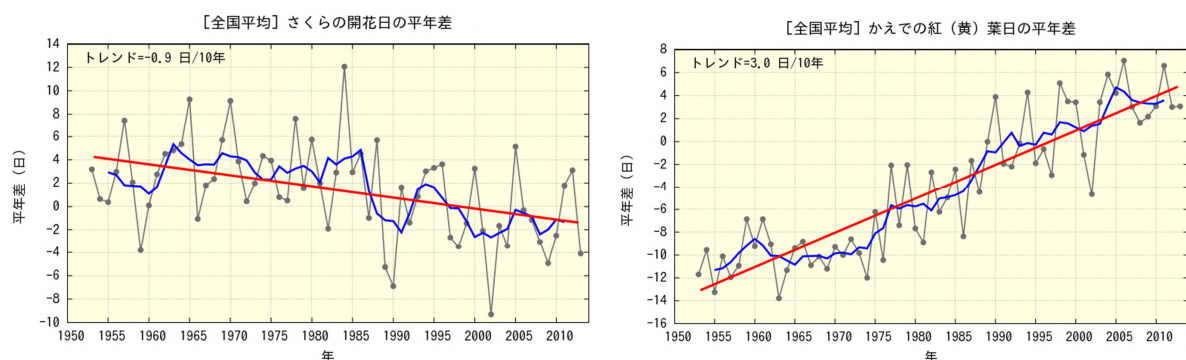


図2.3-1 さくらの開花日の経年変化(1953~2013年:左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(同:右図) 黒の実線は年差(観測地点(表2.3-1参照)で現象を観測した日の年値(1981~2010年の平均値)からの差を全国平均した値)を、青の実線は年差の5年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

²⁵ 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。

2.4 台風²⁶の変動

【ポイント】

- 2013 年の台風の発生数は 31 個で、平年より多かった。
- 台風の発生数に明瞭な長期変化傾向は見られない。

2013 年の台風の発生数は 31 個（平年値 25.6 個）で、平年より多かった。年間発生数が 30 個を超えたのは、1994 年以来 19 年ぶりだった。1990 年代後半以降それ以前に比べては発生数が少ない年が多くなっている（図 2.4-1）ものの、明瞭な長期変化傾向は見られない。

また、台風を中心付近の最大風速データが揃っている 1977 年以降について、「強い」以上の勢力となった台風の発生数、および全発生数に対する割合にも変化傾向は見られない（図 2.4-2）。

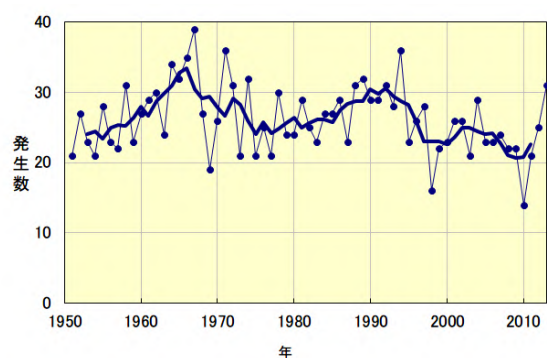


図 2.4-1 台風の発生数の経年変化

細い実線は年々の値を、太い実線は 5 年移動平均を示す。

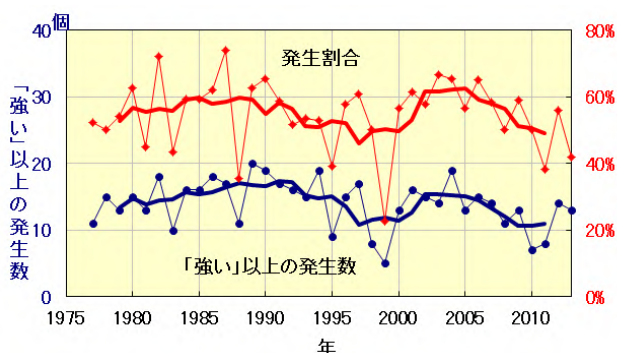


図 2.4-2 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化

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。

2.5 海面水温の変動²⁷

【ポイント】

- 2013 年の世界全体の年平均海面水温平年差は +0.13 で、1891 年以降では 2 番目に高い値となった。
- 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、2013 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 +1.08 である。

2.5.1 世界の海面水温

2013 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 +0.13 で、1891 年以降では 2 番目に高い値となった。世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、

²⁶ 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）がおよそ 17 m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風を中心付近の最大風速により、勢力を「強い」（33 m/s 以上 44 m/s 未満）、「非常に強い」（44 m/s 以上 54 m/s 未満）、「猛烈な」（54 m/s 以上）と区分している。

²⁷ 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）

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: 1891~2013 年)(図 2.5-1)。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、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おり、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いる。これ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) についても同様であり、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。

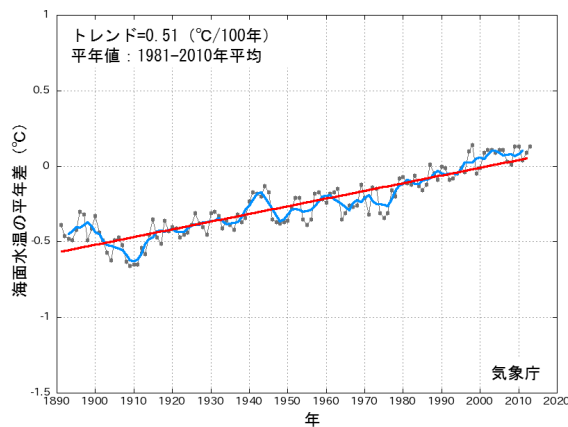


図 2.5-1 世界全体の年平均海面水温年差の経年変化 (1891~2013 年)

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。

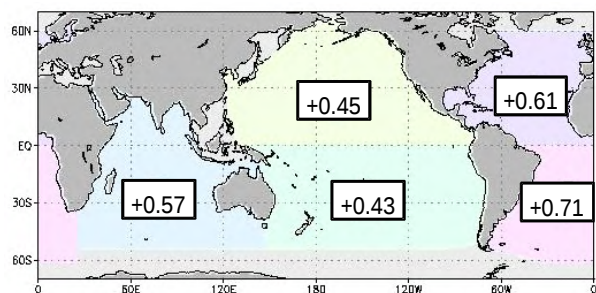


図 2.5-2 各大洋の海域平均海面水温 (年平均) の変化傾向 (/100 年)

1891 年から 2013 年までの上昇率を示す。いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意である。

(第2章 気候変動)

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、2013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、 $+1.08$ /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($+0.45$ /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。

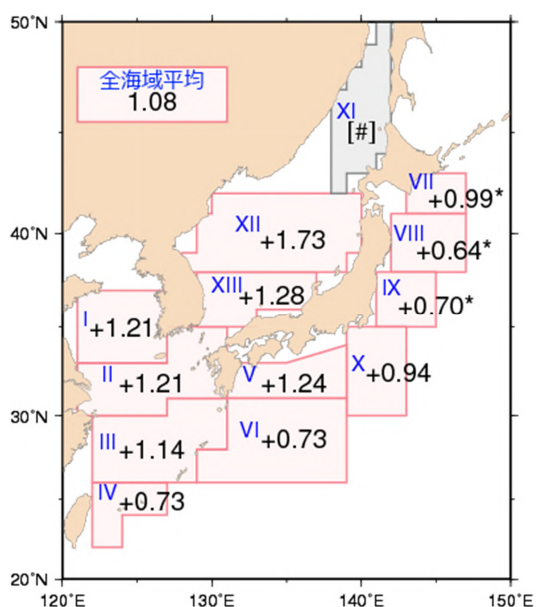


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温(年平均)の変化傾向(/100年)

1900年から2013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

【コラム】海洋の健康診断表 総合診断表 第2版の公開

海洋は、その大きな熱容量により大気と比べて非常に多くの熱を吸収するとともに、人間活動により排出された二酸化炭素の多くを吸収していることから、地球温暖化の進行や気候変動に密接に関わっている。気象庁では、最新の観測結果や研究の成果を踏まえ、地球温暖化に関わる海洋の長期変化や気候に関連する海洋の変動などについて「海洋の健康診断表 総合診断表」としてとりまとめ、平成18年に第1版を公表し、随時気象庁ホームページで更新している。

気象庁では、地球温暖化へ対応するため、北西太平洋域の二酸化炭素等の観測を1984年から実施してきた。この成果に基づいて、第1版の公表以降、新たに「海洋による二酸化炭素吸収量」や「海洋中の二酸化炭素蓄積量」の解析を行い、また、これまでの長期にわたる海洋気象観測の成果に基づき「表層水温の長期変化」や「海洋酸性化」に関する解析を行った。そして、これらの解説を加えるとともに第1版以降に蓄積された観測結果を追加した「総合診断表 第2版」を平成25年10月に公表した（内容の一例を図2.5-4に示す）。

また、「総合診断表」による地球温暖化に関わる海洋の長期変化傾向等の解説に加え、より短い時間スケールの変動や、海域ごとの海水温・海流、潮位、海水等の変動に関する気象庁の発表する海洋情報全般を「海洋の健康診断表」（<http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html>）に掲載し、随時更新している。気象庁の海洋に関する情報を産業、防災及び調査研究等にご活用願いたい。

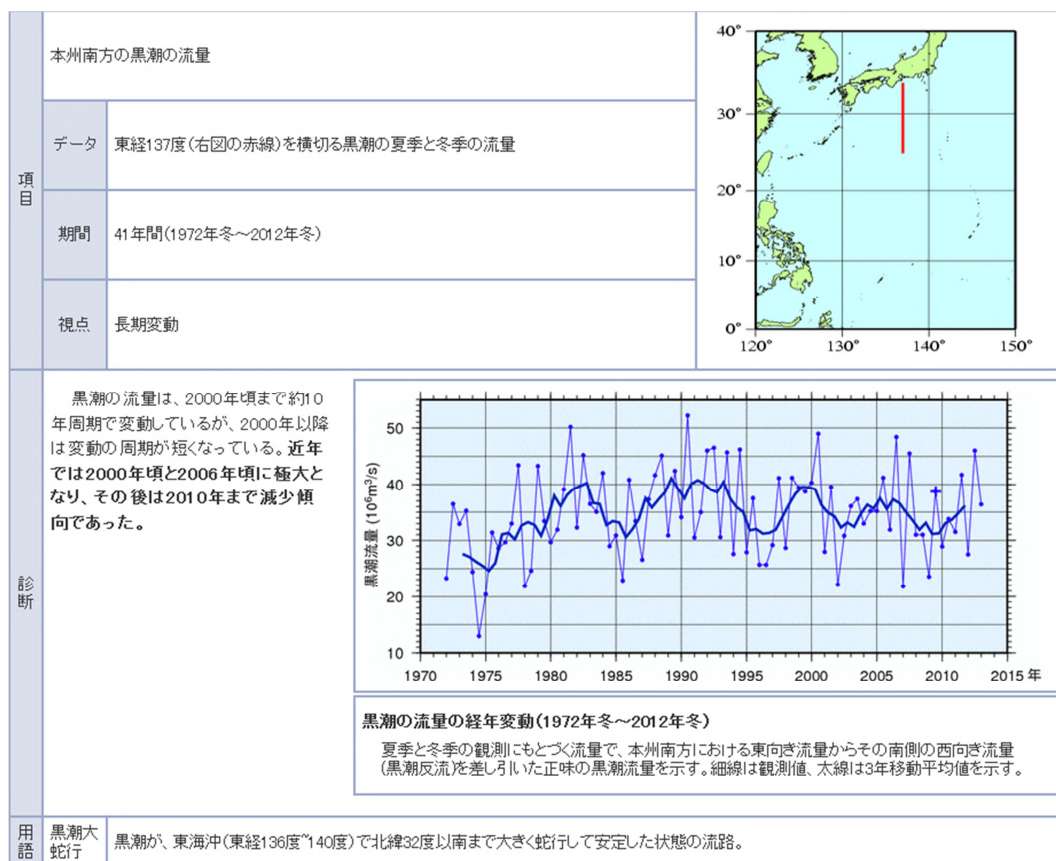


図 2.5-4 総合診断表の内容の一例（黒潮の流量に関する解説（要約））

黒潮は、大量の熱を低緯度から中緯度へ運んでおり、その流量の変動は気候に影響を与えていると考えられている。

2.6 エルニーニョ / ラニーニャ現象²⁸と太平洋十年規模振動²⁹

【ポイント】

- 2013 年は、エルニーニョ現象もラニーニャ現象も発生しない状態が続いた。
- 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。

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。最近では、エルニーニョ現象は 2009 年夏～2010 年春に、ラニーニャ現象は 2010 年夏～2011 年春に発生した。

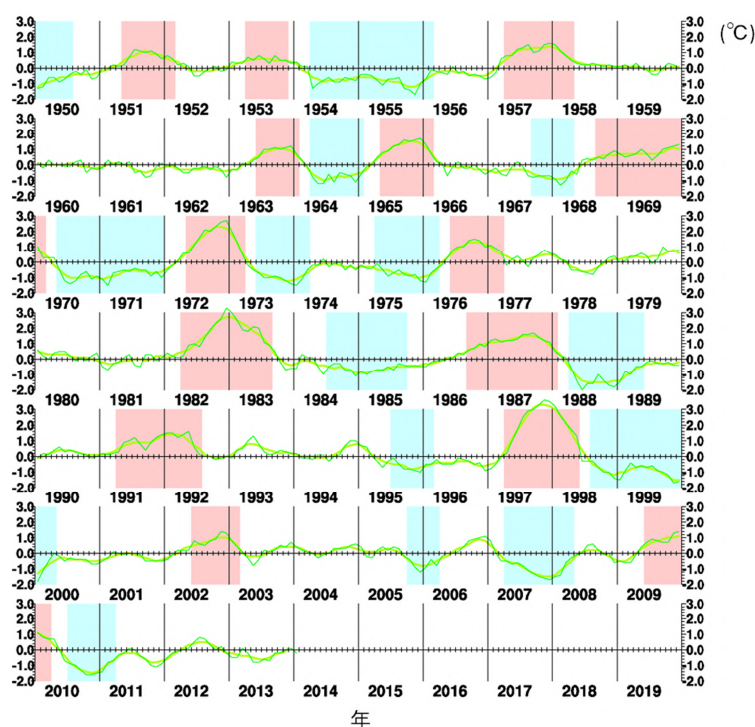


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の時間変化()

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。

²⁸ 「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

²⁹ 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。

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。2013/2014 年冬季の PDO 指数は-0.2 であり、2000 年以降としては負の傾向がやや弱かった(図 2.6-4)。

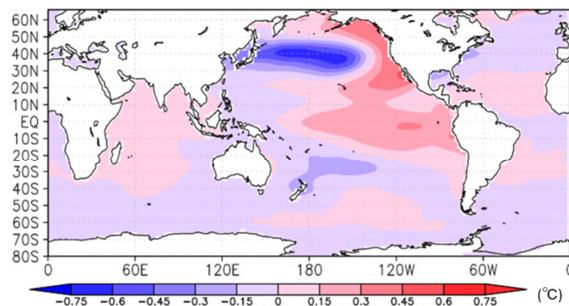


図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

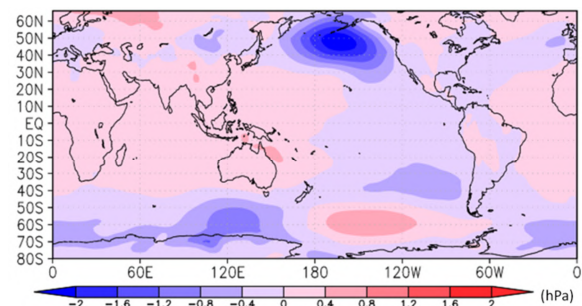


図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

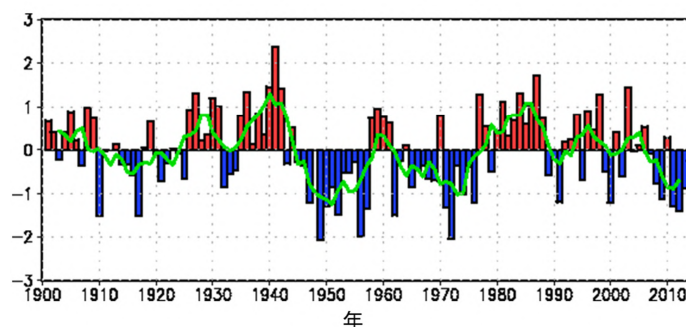


図 2.6-4 PDO 指数 (冬季平均値) の経年変化

縦軸は PDO 指数、横軸は年である。棒グラフは PDO 指数の冬季平均値、実線は 5 年移動平均値を表す。

2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動³⁰

【ポイント】

- 世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり 2.05×10^{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年から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。

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 2.05×10^{22} J である(信頼度水準99%で統計的に有意)。近年では1990年代半ばから2000年代初めにかけて急速に増加し、その後も1950年以降最も多い状態が続いている。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0.021℃上昇していた。海洋表層の貯熱量増加の要因としては、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や、様々な時間規模の自然変動による影響などが考えられる。

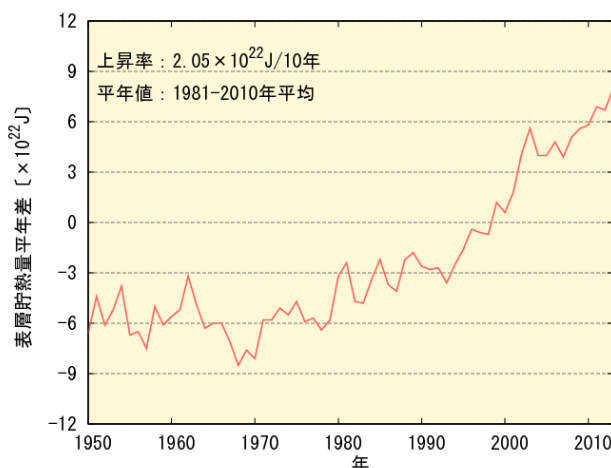


図2.7-1 海洋表層(0-700 m)の全球貯熱量の経年変化
1981年～2010年の平均からの偏差。2013年の値は暫定値。

2.8 日本沿岸の海面水位の変動³¹

【ポイント】

- 日本沿岸の海面水位を長期的に見た場合、世界平均の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。

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³²があるとしているが、1906年以降の日本沿岸の海面水位を長期的に見た場合、明瞭な上

³⁰ 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

³¹ 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

³² IPCC 第5次評価報告書 (IPCC, 2013) では、「世界平均海面水位は1971年から2010年にかけて、年あたり2.0 [1.7～2.3] mm の割合で上昇した。1993年から2010年にかけての上昇率はさらに大きく、年あたり3.2 [2.8～3.6] mm の割合であった。」ことが示されている。([]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)。

昇傾向はみられない(図 2.8-1)。1950 年頃に極大がみられ、1990 年代までは約 20 年周期の変動が顕著である。また 1990 年代以降は上昇傾向と共に約 10 年周期の変動が確認できる。なお、現在の観測体制となった 1960 年以降は上昇傾向が明瞭に現れており、2013 年までの上昇率は年あたり 1.1 mm であった(上昇率は信頼度水準 99%で統計的に有意)。ただし、この評価についてはまだ年数が短い為、今後も注意深く監視し続ける事が重要である。2013 年の日本沿岸の海面水位は平年値(1981~2010 年平均)と比べて 58 mm 高く、1960 年以降で第 3 位となった。

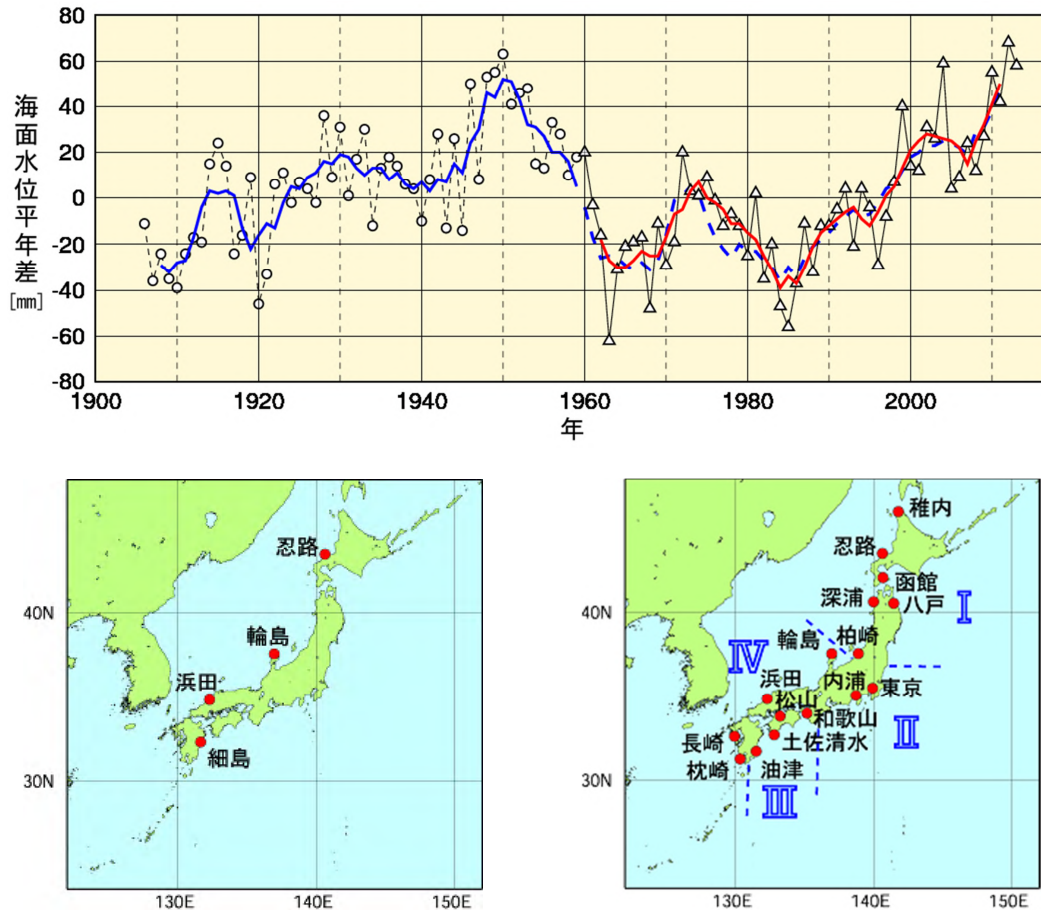


図 2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化(1906~2013 年)と検潮所位置図

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 年から 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：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 年から 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(1962~2011 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 年から 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可能性のある函館、深浦、柏崎、東京は、2011 年~2013 年のデータから除外している。八戸は検潮所が流失したため 2011 年以降欠測としている。

2.9 海氷域の変動³³

【ポイント】

- 北極域の海氷域面積は減少している。2013 年の海氷域面積の年最小値は 513 万 km² で、1979 年以降 6 番目に小さい記録とであった。
- 南極域の海氷域面積は増加している。2013 年の海氷域面積の年最大値は 2016 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 175 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 2013 年までの減少率が年あたり 9.2 万 km² となり、2013 年の年最小値は 513 万 km² で、1979 年以降 6 番目に小さい記録であった。また、北極域の年平均値は 2013 年までに年あたり 5.7 万 km² の割合で減少している。

一方、南極域の海氷域面積の年平均値は、年あたり 2.6 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）。2013 年の海氷域面積の年最大値は 2016 万 km² で、1979 年以降最も大きい記録となった。

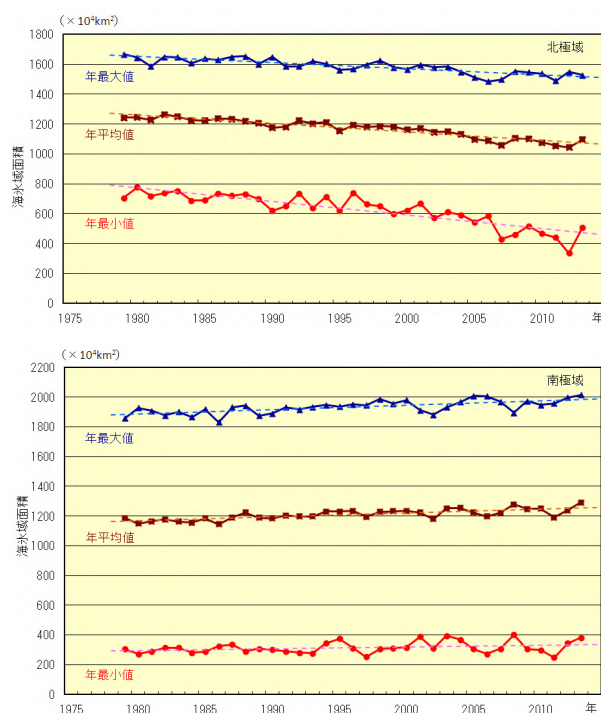


図 2.9-1 北極域（上）と南極域（下）の海氷域面積の経年変化（1979～2013 年）

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。

³³ 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。

オホーツク海の積算海氷域面積³⁴や最大海氷域面積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 175 万 km^2 の割合で減少しており、最大海氷域面積は、10 年あたり 5.8 万 km^2 （オホーツク海の全面積の 3.7%に相当）の割合で減少している。

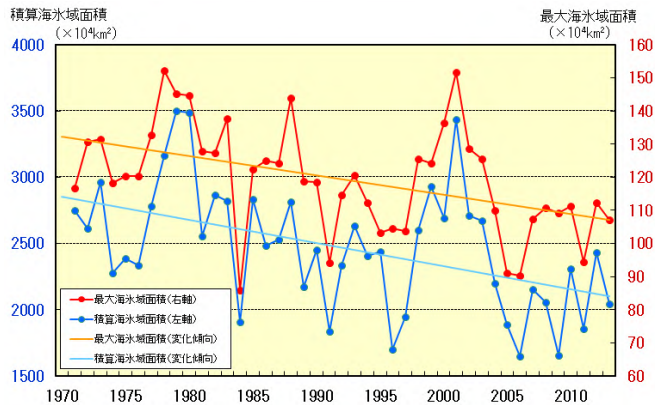


図 2.9-2 オホーツク海の積算海氷域面積（青）と最大海氷域面積（赤）の経年変化（1971～2013 年）
直線は各々の変化傾向を示す。

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 月や 11・12 月に明瞭な減少傾向がある。
- 2012/2013 年冬の積雪日数は、ヨーロッパや東アジア北部で平年より多かった。

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など、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、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）の観測値を用いて、独自に開発した解析手法に基づいて積雪域を解析している（気象庁，2011）。解析結果を見ると、北半球（北緯 30 度以北）における積雪域面積の過去 26 年間の経年変化には、5 月や 11・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）（図 2.10-1 左下図）。一方、1～4 月には変化傾向は見られない（図 2.10-1 左上図）。2012/2013 年冬（2012 年 12～2013 年 2 月）の積雪日数は、ヨーロッパや東アジア北部で平年より多く、中国西部で平年より少なかった（図 2.10-1 右上図）。11 月は中国西部や北米で平年より多く、ロシア西部からシベリア西部で平年より少なかった（図 2.10-1 右下図）。

³⁴ 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。

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。

(第2章 気候変動)

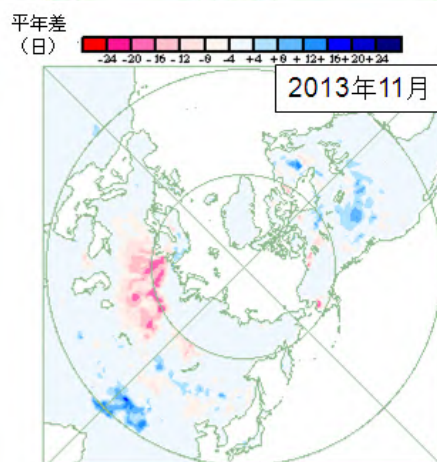
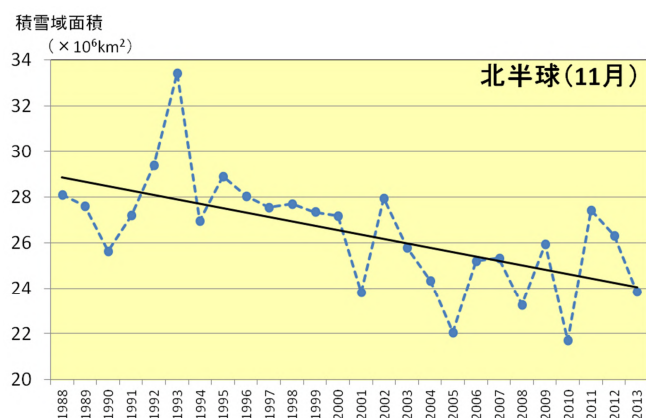
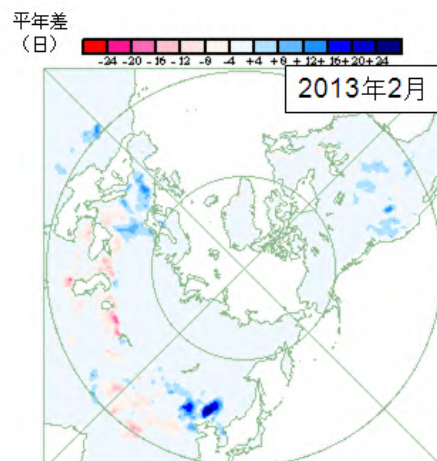
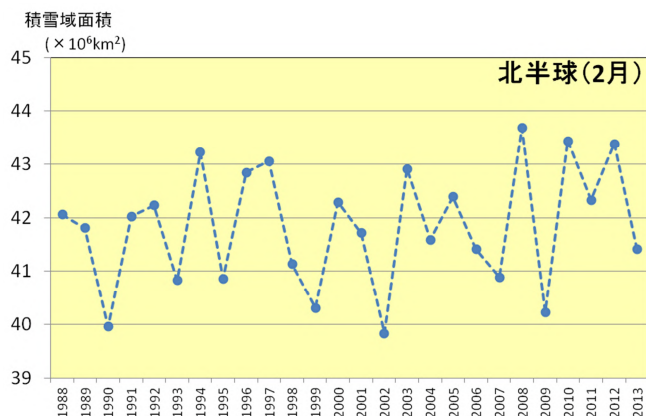


図 2.10-1 北半球（北緯 30 度以北）における 2 月（左上）及び 11 月（左下）の積雪域面積（ km^2 ）の経年変化（1988～2013 年）と 2013 年 2 月（右上）及び 11 月（右下）の月積雪日数平年偏差図
左図の直線（黒色）は積雪域面積の変化傾向を示す。右図の暖色（寒色）域は、平年と比べて積雪日数が少ない（多い）ところを示す。平年値は 1989～2010 年の平均値。