

気候変動監視レポート

2012

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況について



平成25年6月
気象庁

気候変動監視レポート 2012

世界と日本の気候変動および温室効果ガスとオゾン層等の状況について

気 象 庁

（表紙の説明）

図は、日本における 2012 年の年平均気温、年降水量および年間日照時間の年平均差（比）分布。解説など詳細は 4 ページに掲載。

はじめに

2012年を振り返ると、日本においては、冬の低温や大雪、北～東日本における厳しい残暑など、社会的に大きな影響を与える現象が発生しました。また、米国においては、広い範囲で顕著な高温・少雨となり、トウモロコシなどの農作物の生育に影響を及ぼしました。一方、世界の年平均気温は長期的に上昇し続けており、長期的に減少している北極海の海水域面積は2012年9月に1979年以降の過去最少を更新しました。

平成24年に公開された気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の「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」では、暑い日や大雨などの極端な現象の頻度が増加している可能性が高く、また、地球温暖化の進行に伴い、このような極端な現象の頻度がさらに増加する可能性が高いとされています。大雨や干ばつ、熱波等の極端な現象は社会経済へ与える影響が非常に大きいため、科学的な情報や知見を基礎とする適切な「適応策」による対応が不可欠です。

気象庁では、平成8年より、気候、海洋、大気環境の観測・監視結果を取りまとめた「気候変動監視レポート」を刊行しています。本年のレポートでは、冬のユーラシア大陸の顕著な寒波や北～東日本における厳しい残暑、米国の顕著な高温・少雨についての解析結果を掲載するとともに、猛暑日の日数や1時間降水量50mm以上の回数といった極端な現象の長期変化傾向について掲載しています。また、今年から大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することによって生じる「海洋酸性化」等の新たな監視結果も掲載しています。本レポートが気候変動対策のより適切な実施のための科学的基礎となるとともに、地球環境問題を理解するための一助となれば幸いです。

最後に、本書の作成にあたり、気候問題懇談会検討部会の近藤洋輝部会長をはじめ専門委員各位には、内容の査読にご協力をいただきました。ここに厚くお礼を申し上げます。

平成25年6月
気象庁長官 羽鳥 光彦

目次

第1章 2012年の気候	1
1.1 世界の天候・異常気象	1
1.2 日本の天候・異常気象	4
1.3 大気・海洋の特徴	10
1.3.1 季節ごとの特徴	10
1.3.2 特定事例の解析	16
第2章 気候変動	21
2.1 気温の変動	21
2.1.1 世界の平均気温	21
2.1.2 日本の平均気温	22
2.1.3 日本における極端な気温	23
2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象	25
2.2 降水量の変動	27
2.2.1 世界の陸域の降水量	27
2.2.2 日本の降水量	27
2.2.3 日本の積雪量	28
2.2.4 日本における大雨等の発生頻度	29
2.2.5 アメダスでみた大雨発生回数の変化	31
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	32
2.4 台風の変動	33
2.5 海面水温の変動	33
2.5.1 世界の海面水温	33
2.5.2 日本近海の海面水温	34
【コラム】太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation : PDO）	35
2.6 エルニーニョ／ラニーニャ現象	36
2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動	37
2.8 日本沿岸の海面水位の変動	37
2.9 海氷域の変動	39
2.9.1 北極・南極の海氷	39
2.9.2 オホーツク海の海氷	40
【コラム】北極域の海氷域面積の減少	40
2.10 北半球の積雪域の変動	41
第3章 地球環境の変動	43
3.1 温室効果ガスの変動	43
3.1.1 世界と日本における二酸化炭素	44
【コラム】海洋酸性化により懸念される影響	48
3.1.2 世界と日本におけるメタン	49
3.1.3 世界と日本における一酸化二窒素	51

3.2	オゾン層と紫外線の変動	51
3.2.1	世界と日本におけるオゾン層破壊物質	52
3.2.2	世界と日本におけるオゾン層	53
3.2.3	日本における紫外線	55
3.3	日本におけるエアロゾルと地上放射の変動	56
3.3.1	エアロゾル	56
3.3.2	黄砂	56
3.3.3	日射と赤外放射	57
	変化傾向の有意性の評価について	59
	用語一覧	60
	参考図	64
	参考文献	66
	謝辞	68

第1章 2012年の気候

1.1 世界の天候・異常気象

【ポイント】

- 東アジア北部～アフリカ北西部の広い範囲で異常低温（1～2月、12月）となった。
- 米国では、異常高温（3～7月）、異常少雨（5～9月、11月）となり、トウモロコシなどの農産物の生育が悪化し、世界的な穀物価格の上昇を引き起こした。
- パキスタンで多雨（9月）、米国東部・カリブ海諸国でハリケーン（10月）、フィリピンで台風（12月）の影響による気象災害が発生した。

2012年に発生した主な異常気象・気象災害は、図1.1-1、表1.1-1のとおり。

東アジア北部～アフリカ北西部の広い範囲で、偏西風の蛇行に伴い高気圧の勢力が強まり、異常低温（1～2月、12月）となった（図中③）。1～2月の寒波の影響により、ウクライナで130人以上、ポーランドやルーマニアでそれぞれ80人以上が死亡するなど、多くの国で気象災害が発生した。

米国では、異常高温（3～7月）、異常少雨（5～9月、11月）となった（図中⑦）。このため、トウモロコシなどの農産物の生育が悪化し、世界的な穀物価格の上昇を引き起こした。米国海洋大気庁によると、米国本土の3月及び7月の月平均気温が1895年以降で最も高くなった。

パキスタンでは9月に異常多雨（図中②）となり8月下旬以降の大雨の影響で570人以上、米国東部・カリブ海諸国では10月のハリケーン「サンディ」の影響により合わせて200人以上（図中⑧）、フィリピンでは12月の台風第24号の影響で1000人以上（図中①）が死亡するなど、気象災害が発生した。

年平均気温は、シベリア北部、ヨーロッパ南東部、中東、米国、南米中部、オーストラリア南西部などで平年より高く、中国北東部～カザフスタン東部、アラスカなどで平年より低くなった（図1.1-2）。

年降水量は、東シベリア～中国北部、東シナ海周辺、パキスタン、ヨーロッパ北部、アフリカ西部、オーストラリア東部などで平年より多く、アラビア半島、アフリカ北西部、米国中部～南部、ブラジル北東部、オーストラリア中部などで平年より少なかった（図1.1-3）。

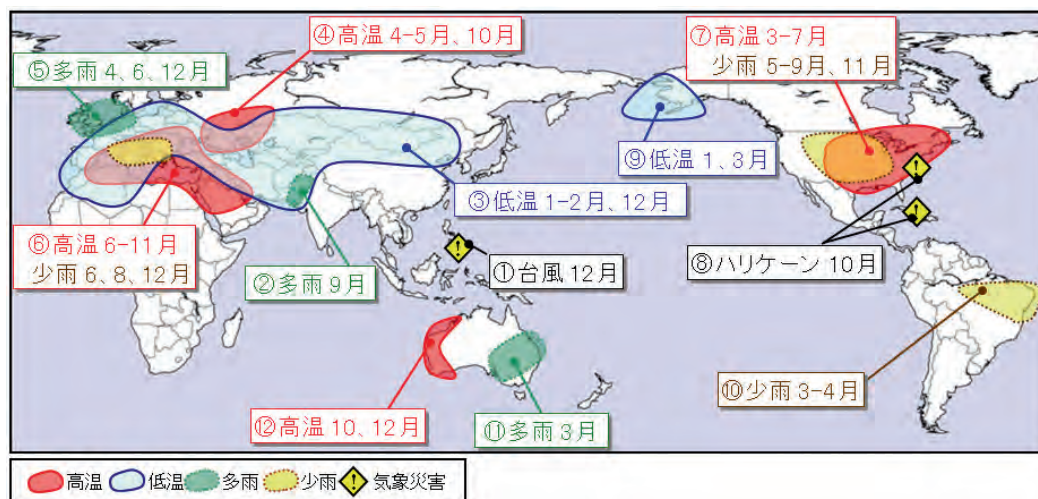


図1.1-1 2012年の主な異常気象・気象災害の分布図

2012年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が比較的大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。図中の丸数字は表1.1-1と対応している。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は月平均気温や月降水量で異常気象を示し、そのほかは気象災害を示す。

(第1章 2012年の気候)

表 1.1-1 2012年の世界の主な異常気象・気象災害の概要

気象災害の記述は米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所（ベルギー）の災害データベース（EM-DAT）や各国の政府機関の発表等に基づいている。

	異常気象の種類 (発生月)	地域	概況
①	台風（12月）	フィリピン	フィリピンではミンダナオ島を通過した台風第24号の影響により、1000人以上が死亡した。
②	多雨（9月）	パキスタン	パキスタンでは8月下旬から9月前半にかけて大雨となり、9月の月降水量は異常多雨となった。 パキスタンのジャコババード：9月の月降水量479mm（平年比8259%）。 パキスタンでは8月下旬以降の大雨や洪水により570人以上が死亡した。
③	低温（1～2月、12月）	東アジア北部～アフリカ北西部	1～2月の寒波の影響でウクライナでは130人以上、ポーランドで80人以上、ルーマニアで80人以上が死亡した。 カザフスタンのアスタナ：2月の月平均気温 -20.6°C （平年差 -7.4°C ）。 ルーマニアのブカレスト：2月の月平均気温 -6.5°C （平年差 -7.1°C ）。 中国チーリン（吉林）省のチャンチュン（長春）：12月の月平均気温 -16.7°C （平年差 -5.1°C ）。
④	高温（4～5月、10月）	カザフスタン西部～ロシア西部	ロシア西部のアストラハニ：4～5月の2か月平均気温 19.1°C （平年差 $+4.8^{\circ}\text{C}$ ）。
⑤	多雨（4、6、12月）	英国及びその周辺	英国のカンボーン：4月の月降水量160mm（平年比216%）、6月の月降水量142mm（平年比247%）。 フランスのナント：12月の月降水量164mm（平年比169%）。 イギリスでは4月と6月の降水量が1910年の統計開始以降で、最も多かった。
⑥	高温（6～11月）・少雨（6、8、12月）	地中海周辺～アラビア半島	地中海周辺～アラビア半島では6～11月にかけて異常高温、ヨーロッパ南部では6、8、12月に異常少雨となった。 トルコのアンタリヤ：6～11月の6か月平均気温 25.7°C （平年差 $+2.1^{\circ}\text{C}$ ）。 ブルガリアのソフィア：6月の月降水量8mm（平年比11%）。 フランスのバスティア：12月の月降水量10mm（平年比9%）。

表 1.1-1 2012年の世界の主な異常気象・気象災害の概要(続き)

⑦	高温(3~7月)・少雨(5~9月、11月)	米国東部~中部	米国ミズーリ州コロンビア:3~7月の5か月平均気温21.2℃(平年差+4.1℃)。 米国ネブラスカ州ノースプラット:5~9月の5か月間降水量90mm(平年比27%)。 米国本土の3月及び7月の月平均気温が1895年以降で最も高くなった。 米国では、高温と少雨により大きな農業被害がもたらされた。
⑧	ハリケーン(10月)	米国東部・カリブ海諸国	米国東部では、ハリケーン「サンディ」の影響により120人以上が死亡した。またハイチなどカリブ海諸国で合わせて80名以上が死亡した。
⑨	低温(1,3月)	アラスカ	アラスカでは、平年より気温が低くなることが多く、1月と3月は異常低温となった。 米国アラスカ州のコールドベイ:1月の月平均気温-7.6℃(平年差-5.6℃)、3月の月平均気温-6.5℃(平年差-5.5℃)。
⑩	少雨(3~4月)	ブラジル北東部	ブラジルのパトス:3~4月の2か月降水量29mm(平年比9%)。
⑪	多雨(3月)	オーストラリア東部	オーストラリア東部では、1~3月にかけて平年よりも降水量が多く、3月は異常多雨となった。 オーストラリア東部のウォガウォガ:3月の月降水量208mm(平年比437%)。
⑫	高温(10,12月)	オーストラリア西部	オーストラリア西部のジェラルトン:10月の月平均気温19.9℃(平年差+2.2℃)、12月の月平均気温25.3℃(平年差+2.8℃)。

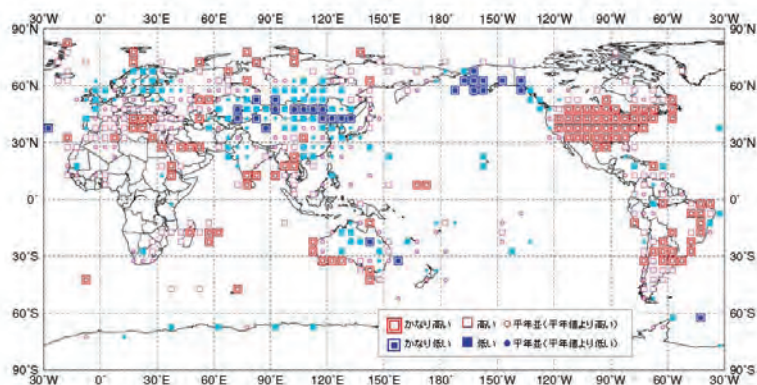


図 1.1-2 年平均気温規格化平年差階級分布図(2012年)

各観測点の年平均気温平年差を年の標準偏差で割り(規格化)、緯度・経度5度格子の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を-1.28、-0.44、0、+0.44、+1.28とし、それぞれの階級を「かなり低い」「低い」「平年並(平年値より低い)」「平年並(平年値より高い)」「高い」「かなり高い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は1981~2010年の平均値。標準偏差の統計期間も1981~2010年。

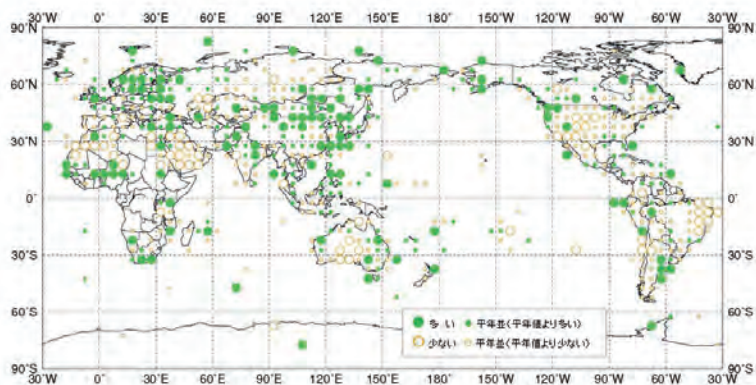


図 1.1-3 年降水量平年比分布図 (2012年)

各観測点の年降水量平年比を緯度・経度 5 度格子の領域ごとに平均した。階級区分値を 70%、100%、120%とし、それぞれの階級区分を「少ない」「平常並 (平常値より少ない)」「平常並 (平常値より多い)」「多い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平常値がない領域を意味する。なお、平常値は 1981～2010 年の平均値。

1.2 日本の天候・異常気象¹

【ポイント】

- 北日本から西日本にかけて寒冬となり、日本海側では「平成 18 年豪雪」に次ぐ積雪となった。
- 梅雨前線や台風等の影響により西日本太平洋側と沖縄・奄美ではたびたび大雨となり、夏の降水量がかなり多くなった。また、「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」が発生した。
- 8 月下旬から 9 月前半にかけて、北日本から東日本にかけて記録的な高温となった。

(1) 年間の天候 (図 1.2-1)

- 年平均気温：全国的に平年並だった。北日本から西日本にかけては、春の前半まで低温傾向、春の後半から秋の前半まで高温傾向、秋の後半から初冬まで低温傾向と季節のメリハリがはっきりとした気温変化となった。沖縄・奄美では年の前半が高温傾向、年の後半が低温傾向となった (図 1.2-2)。
- 年降水量：沖縄・奄美でかなり多く、北・東日本日本海側と西日本で多かった。北・東日本太平洋側は平年並だった。
- 年間日照時間：沖縄・奄美でかなり少なく、北日本太平洋側と西日本で少なかった。東日本日本海側ではかなり多く、北日本日本海側と東日本太平洋側では多かった。

¹ 観測された気温や降水量が、平常値 (1981～2010 年の平均値) を計算した期間の累積度数の上位 10%の値を超える場合に「かなり高い (多い)」、下位 10%以下の場合に「かなり低い (少ない)」と表現している。

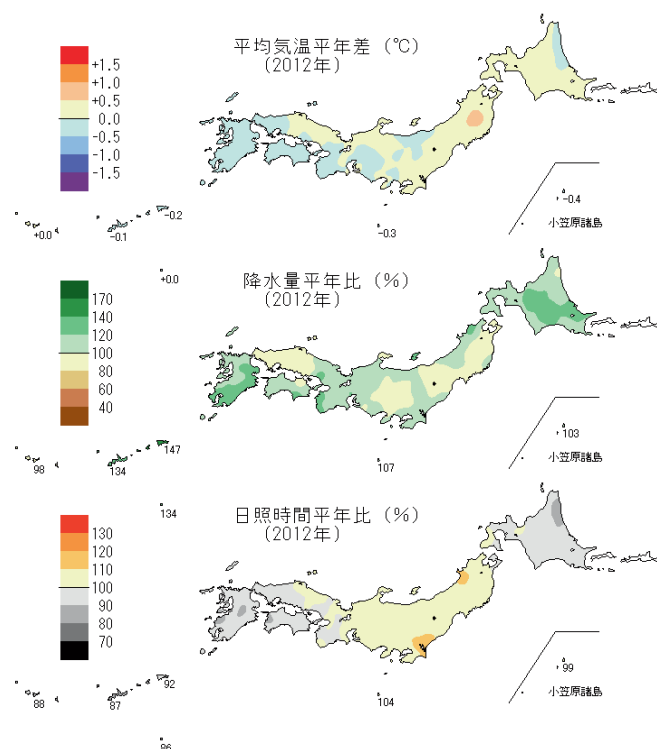


図 1.2-1 日本における 2012 年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布
平年値は 1981～2010 年の平均値。

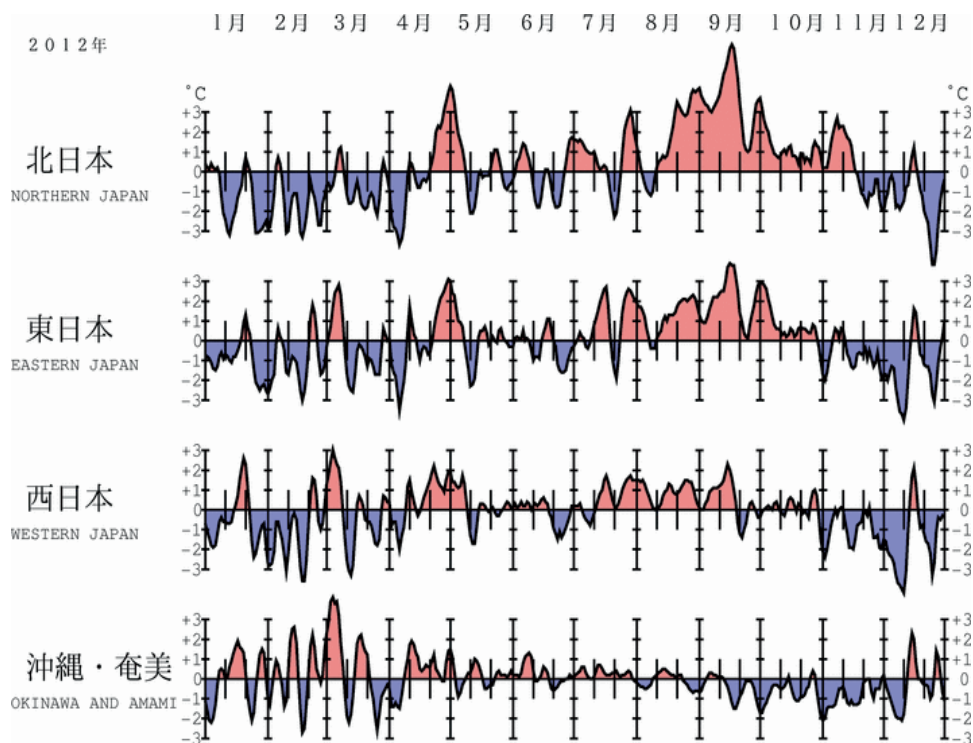


図1.2-2 地域平均気温平年偏差の5日移動平均時系列 (2012年1月～12月)
平年値は 1981～2010 年の平均値。

(第1章 2012年の気候)

(2) 季節別の天候

① 冬 (2011年12月～2012年2月) (図1.2-3 (a))

- 平均気温：北日本、東日本、西日本で低く、沖縄・奄美では平年並だった。
- 降水量：東・西日本日本海側で多く、北日本と東・西日本太平洋側および沖縄・奄美では平年並だった。
- 日照時間：東・西日本日本海側と沖縄・奄美でかなり少なく、北日本日本海側、東・西日本太平洋側で少なかった。北日本太平洋側では多かった。

冬型の気圧配置が強く寒気の影響を受けやすかったため、北日本から西日本にかけて3か月連続して月平均気温が低く、寒冬となり、日本海側ではたびたび大雪となった。全国のアメダスを含む観測所において、年最深積雪の大きい方からの1位を17地点で更新し、ここ10年間では2005/06年冬の「平成18年豪雪」に次ぐ積雪となった。沖縄・奄美では寒気や気圧の谷の影響により曇りの日が多く、冬の日照時間は1946年以降で最も少なかった。

② 春 (3～5月) (図1.2-3 (b))

- 平均気温：北日本、東日本、西日本で平年並、沖縄・奄美では高かった。
- 降水量：西日本で少なく、北・東日本日本海側、沖縄・奄美で平年並だった。一方、北・東日本太平洋側では多かった。
- 日照時間：北日本太平洋側でかなり少なく、北・東日本日本海側で少なかった。東日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美では平年並だった。

北日本から西日本にかけては、おおむね天気は数日の周期で変わったが、たびたび偏西風の蛇行が大きくなり上空に寒気が流れ込んだ。3月後半は冬型の気圧配置になる日が多く北日本を中心に気温が平年を下回った。4月上旬には急速に発達しながら日本海を進んだ低気圧の影響により各地で大荒れの天気となって広い範囲で記録的な暴風が観測されたほか、5月上旬には動きの遅い低気圧の影響で北・東日本太平洋側で記録的な大雨となった。また、東日本を中心にたびたび大気の状態が不安定となり、5月6日には関東地方などで竜巻が発生し、大きな被害をもたらした。一方で、4月下旬後半～5月上旬前半にかけては北日本を中心にかなりの高温となり、旭川では、えぞやまざくらの開花日と満開日が同日となった。沖縄・奄美では、5月中旬になると前線の影響により曇りや雨の日が多くなり、梅雨入りとなった。

③ 夏 (6～8月) (図1.2-3 (c))

- 平均気温：北日本、東日本、西日本で高く、沖縄・奄美では平年並だった。
- 降水量：西日本太平洋側と沖縄・奄美でかなり多く、西日本日本海側で多かった。一方、北日本太平洋側でかなり少なく、東日本で少なかった。北日本日本海側は平年並だった。
- 日照時間：東日本日本海側でかなり多く、北日本日本海側と東日本太平洋側で多かった。一方、沖縄・奄美でかなり少なく、西日本太平洋側で少なかった。北日本太平洋側と西日本日本海側では平年並だった。

太平洋高気圧が日本の東海上で強く、本州付近に張り出したため、夏の気温は北日本から西日本で高かった。一方、6～7月にかけてはオホーツク海高気圧がしばしば現れたため、北・東日本太平洋側では、気温が平年を大幅に下回った日もあった。梅雨前線が西日本付近に停滞したことや台風および太平洋高気圧の縁を回って南から暖かく湿った空気が流入した影響で、西日本と沖縄・奄美では降水量が多く日照時間が少なかった。台風の接近数が多かった沖縄・奄美では、夏の降水量が1946年以降最も多い値を更新した。梅雨前線の活動も活発で、7月11～14日にかけて九州北部地

方で記録的な大雨となり甚大な災害が発生した（「平成24年7月九州北部豪雨」）ほか、西日本ではたびたび大雨に見舞われた。

④ 秋（9～11月）（図1.2-3（d））

- 平均気温：北日本でかなり高く、東日本で高かった。一方、沖縄・奄美ではかなり低かった。西日本では平年並だった。
- 降水量：北日本日本海側でかなり多く、北日本太平洋側と東日本日本海側および沖縄・奄美で多かった。東日本太平洋側と西日本では平年並だった。
- 日照時間：東日本でかなり多く、西日本太平洋側で多かった。一方、北日本と沖縄・奄美で少なく、西日本日本海側では平年並だった。

9月は、東海上から勢力の強い太平洋高気圧が北・東日本に張り出したため、北・東日本を中心に晴れて気温の高い状態が続いた。北日本では9月の月平均気温が1946年以降のこれまでの記録を大幅に上回る記録的な高温となり、全国のアメダスを含む観測所において、月平均気温の高い方からの1位を51地点で更新した（表1.2-1）。また、北・東日本の一部では7月下旬からの少雨の状態が続いた。10月後半以降、北日本と東日本日本海側では低気圧の影響を受けやすく、曇りや雨または雪の日が多くなる一方、東日本以西では10日程度の周期で寒気が流れ込んで気温の低い時期が現れた。沖縄・奄美では気温の低い状態が続いた。

⑤ 初冬（12月）

低気圧の通過後は冬型の気圧配置が強まり、特に9～12日頃と24～26日頃は北からの強い寒気が流れ込んだ影響で、北日本から西日本にかけての日本海側を中心に広い範囲で大雪となった。月平均気温は沖縄・奄美で平年並だったほかは全国的に低く、東日本ではかなり低かった。降雪量は、北日本から西日本にかけての日本海側で多く、また北海道では低気圧の影響もあって日本海側・太平洋側・オホーツク海側共にかかなり多かった。降水量は、低気圧の影響を受けやすかった太平洋側も含めて全国的に多く、北日本と西日本ではかなり多かった。また、月間日照時間は、東日本太平洋側を除いて全国的に少なく、北日本日本海側と西日本ではかなり少なかった。

(第1章 2012年の気候)

表 1.2-1 月平均気温、月降水量、月間日照時間の記録を更新した地点数と地域 (2012年)

全国 154 の気象官署及び特別地域気象観測所のうち、各要素の記録を更新した地点数を示す。タイはこれまでの記録と同じ値となった地点数 (更新した地点数には含まない)。地域は更新及びタイ記録の地点数の合計が 6 以上のとき記載した。

	平均気温		降水量		日照時間	
	最高	最低	最大	最小	最大	最小
1月	0	0	1	1	1	3
2月	0	0	0	0	0	1
3月	0	0	5	0	0	2 / 1タイ
4月	0	0	0	0	0	0
5月	0	0	3	5	0	0
6月	0	0	4	1	0	4
7月	0	0	1	0	0	0
8月	0	0	3	1	5	1
9月	51 / 2タイ 北～西日本	0	0	0	4	0
10月	3 / 1タイ	0	0	0	0	0
11月	0	0	3 / 1タイ	0	0	2
12月	0	0	5	0	0	1

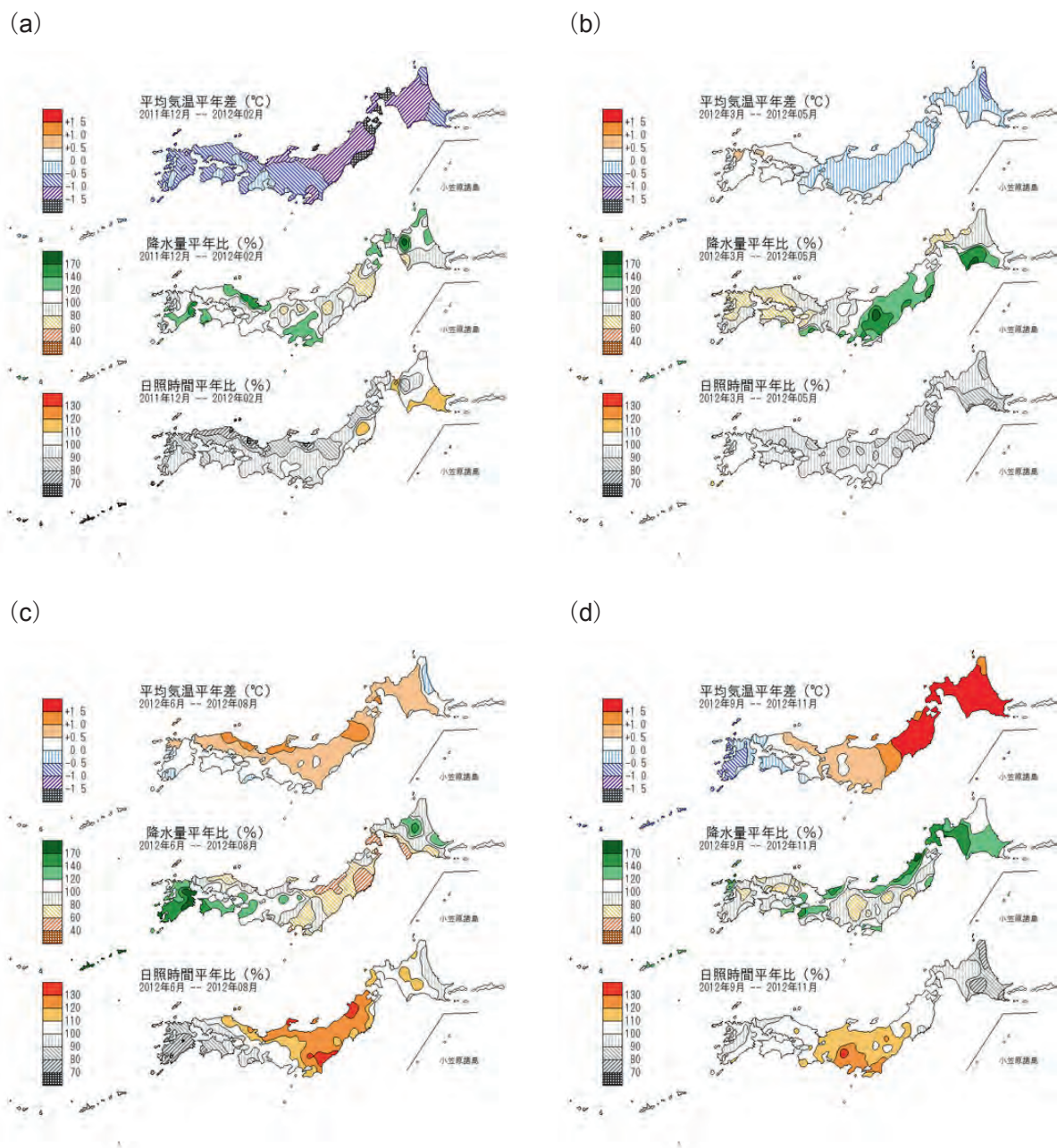


図 1.2-3 日本における 2012 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）分布
 (a) : 冬 (2011 年 12 月～2012 年 2 月)、(b) : 春 (3～5 月)、(c) : 夏 (6～8 月)、(d) : 秋 (9～11 月)
 平年値は 1981～2010 年の平均値。

1.3 大気・海洋の特徴²

【ポイント】

- 冬のユーラシア大陸の顕著な寒波は、エルニーニョ監視海域の海面水温が基準値より低い状態（ラニーニャ現象の傾向）であったことや北大西洋熱帯域の積雲対流活動が活発だったことが関連した可能性がある。
- 夏の米国の高温・少雨は、太平洋から北米にかけての偏西風の蛇行やメキシコ湾からの水蒸気の流入が少なかったことが一因と考えられる。
- 北・東日本の厳しい残暑は、アジアモンスーン域の積雲対流活動が活発だったことにより、太平洋高気圧が日本の東海上で非常に強まったことが一因と考えられる。

異常気象の要因を把握するためには、上空の大気の流れや熱帯の積雲対流活動、海面水温等の状況など、大気・海洋の特徴を把握することが重要である³。以下では、2012年のこれらの特徴について記述する。

1.3.1 季節ごとの特徴⁴

(1) 冬（2011年12月～2012年2月）

東部太平洋赤道域の海面水温は2011年秋から2011/2012年冬にかけて基準値より低い傾向となったが、ラニーニャ現象の発生には至らなかった（図2.6-1）。北太平洋の海面水温は中央部で平年より高く、東部や赤道域で平年より低くなる負のPDO（詳細は35ページ【コラム】太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation：PDO）を参照）の偏差分布となった（図1.3-1）。ラニーニャ現象の傾向に伴って、熱帯の積雲対流活動はインド洋東部からフィリピン付近で平年より活発、日付変更線付近では不活発だった（図1.3-2）。

500hPa高度では、大西洋からユーラシア大陸にかけては正偏差（平年と比べて高度が高い）と負偏差（平年と比べて高度が低い）が交互に分布する波列パターンが明瞭だった（図1.3-3）。これは偏西風の南北蛇行が大きく、西シベリア付近では北側に、日本付近では南側に蛇行しやすかったことを意味する。偏西風が南に蛇行した日本付近では、上空に強い寒気が流入した。シベリア高気圧は平年より強く、日本付近では冬型の気圧配置が強まった（図1.3-4）。このため、北日本から西日本にかけては低温となり、日本海側の積雪は過去10年では「平成18年豪雪」に次いで多かった。優勢なシベリア高気圧に伴って、東アジア北部は顕著な低温となった。また、1月から2月にかけてはシベリア高気圧が優勢だったことに加えて北西に強く張り出したため、東アジア北部からヨーロッパにかけては寒波に見舞われた（詳細は第1.3.2節（1）を参照）。

² 「エルニーニョ現象／ラニーニャ現象」「モンスーン」「北極振動」については、巻末の用語一覧を参照のこと。

³ 大気・海洋の特徴の監視に用いられる代表的な図としては、以下のものがある。

- ・海面水温図：海面水温の分布を表し、エルニーニョ／ラニーニャ現象等の海洋変動の監視に用いられる。
- ・外向き長波放射量図：晴天時は地表から、雲のある場合には雲の上端から、宇宙に向かって放出される長波放射の強さを表す。この強さは雲の上端の高さに対応するため、積雲対流活動の監視に用いられる。
- ・500hPa高度図：上空5000m付近の大気の流れや気圧配置を表し、偏西風の蛇行や北極振動等の監視に用いられる。
- ・海面気圧図：地表の大気の流れや気圧配置を表し、太平洋高気圧やシベリア高気圧、北極振動等の監視に用いられる。

⁴ 気象庁ホームページでは、世界各地で起こった異常気象をもたらしたと考えられる大気大循環、海洋の状態等の監視結果を、月別に「気候系監視速報」として取りまとめて公表している。

<http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/diag/sokuho/index.html>

(2) 春 (2012年3月～5月)

中部から東部太平洋赤道域の海面水温は平年より低かったが、冬と比べると低温は弱まった(図1.3-5)。一方、西部太平洋熱帯域の海面水温は平年より高かった。これに対応して、熱帯の積雲対流活動はインドシナ半島からインドネシア付近で平年より活発だった(図1.3-6)。北太平洋の海面水温分布は引き続き負のPDOパターンを示した。

北太平洋から北米にかけては偏西風の南北蛇行が大きく、米国付近では北側に蛇行しやすかった(図1.3-7)。これに対応して、米国は暖かい高気圧に覆われやすく(図1.3-8)、高温となった。

(3) 夏 (2012年6月～8月)

東部太平洋赤道域の海面水温は基準値より高い傾向となったが、エルニーニョ現象には至らなかった(図2.6-1)。北太平洋の海面水温分布は引き続き負のPDOパターンを示した。北大西洋の海面水温は平年より高かった(図1.3-9)。

熱帯の積雲対流活動は、南シナ海北部からフィリピン東方海上で平年より活発だった(図1.3-10)。フィリピン付近の対流活動が活発な場合、太平洋高気圧は日本付近で強まることが知られており(例えば、Nitta, 1987)、これに関連して太平洋高気圧の本州付近への張り出しが平年より強まったことから、北日本から西日本にかけては高温となった。8月下旬から9月中旬にかけては太平洋高気圧の勢力が日本の東海上で非常に強まり、北日本と東日本では厳しい残暑となった(詳細は第1.3.2節(3)を参照)。

メキシコ湾からバハマ諸島付近の積雲対流活動は平年より活発だった(図1.3-10)。これに対応して、北大西洋の亜熱帯高気圧の西への張り出しが平年より弱かった(図1.3-12)。このため、高気圧の西縁に沿ってメキシコ湾から米国に流入する水蒸気が平年より少なく、米国では少雨となった(詳細は第1.3.2節(2)を参照)。

500hPa高度は、北半球中緯度帯で広く正偏差となった(図1.3-11)。これは中緯度帯の偏西風が平年と比べて北偏し、暖かい高気圧に覆われやすかったことを示している。これに関連して、ユーラシア大陸や北米では高温となる場所が多く、特に米国や地中海周辺では顕著な高温となった。

(4) 秋 (2012年9月～11月)

太平洋赤道域の海面水温は西部で平年より高く、東部では平年よりやや低かった(図1.3-13)。インド洋熱帯域の海面水温は西部で平年より高く、インドネシア周辺では平年より低かった。

これらの海面水温分布に対応して、熱帯の積雲対流活動は、太平洋西部やインド洋西部で平年より活発、インド洋東部からインドネシアで平年より不活発だった(図1.3-14)。9月のパキスタン付近はモンスーンに伴う積雲対流活動が活発となり、顕著な多雨となった。

日本近海から日付変更線付近にかけての海面水温は平年と比べてかなり高かった(図1.3-13)。特に9月は太平洋高気圧の勢力が日本の東海上で非常に強かったため、北海道周辺海域の海面水温は記録的に高くなった(詳細は第1.3.2(3)を参照)。

大西洋からヨーロッパにかけては偏西風の南北蛇行が大きく、南側に蛇行した英国付近は低温、北側に蛇行した黒海付近は高温となった(図1.3-15)。シベリア付近は500hPa高度が正偏差となり、暖かい高気圧に覆われやすく(図1.3-16)、高温となった。

(第1章 2012年の気候)

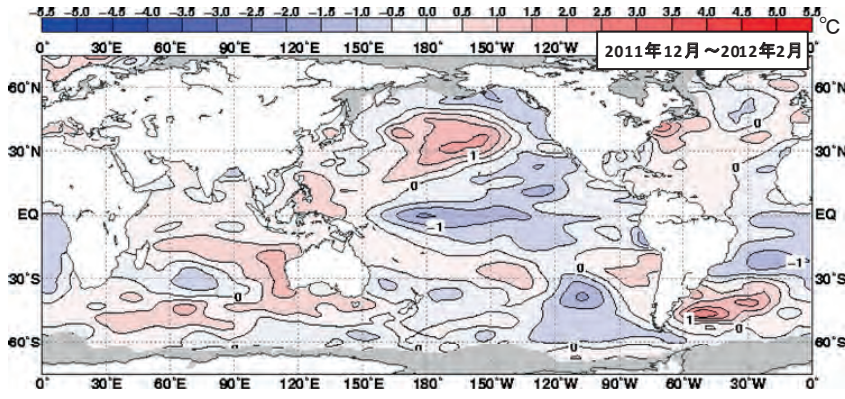


図 1.3-1 3か月平均海面水温平年偏差(2011年12月～2012年2月)
等値線の間隔は0.5°C。灰色陰影は海水域を表す。平年値は1981～2010年の平均値。

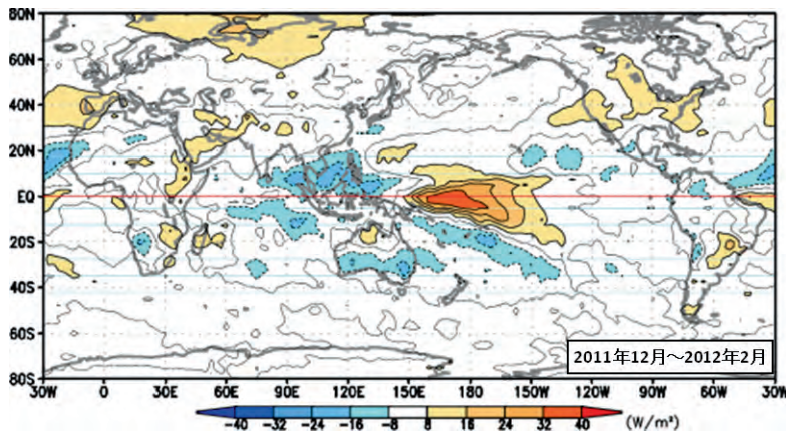


図 1.3-2 3か月平均外向き長波放射量平年偏差(2011年12月～2012年2月)
等値線の間隔は8W/m²。平年値は1981～2010年の平均値。熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。

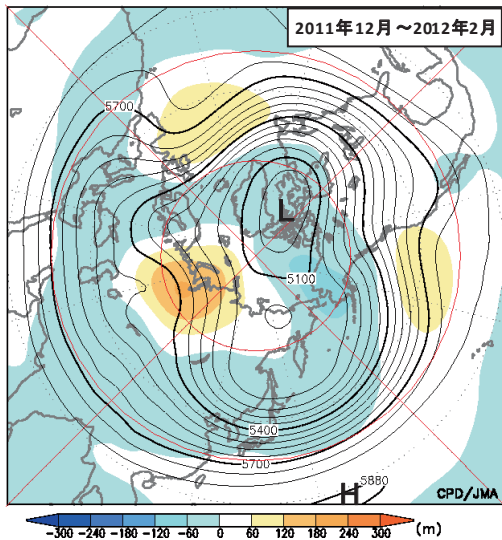


図 1.3-3 3か月平均500hPa高度・平年偏差(2011年12月～2012年2月)

等値線の間隔は60m。陰影は平年偏差。平年値は1981～2010年の平均値。図中のHとLはそれぞれ高気圧と低気圧を示す。等値線が高緯度側に出っ張っているとこゝろ(凸部分)は高压部、低緯度側に凹んでいるところは低圧部に対応する。偏西風は等値線に沿って流れ、等値線間隔の密なところは風速が速く、粗いところは遅い。

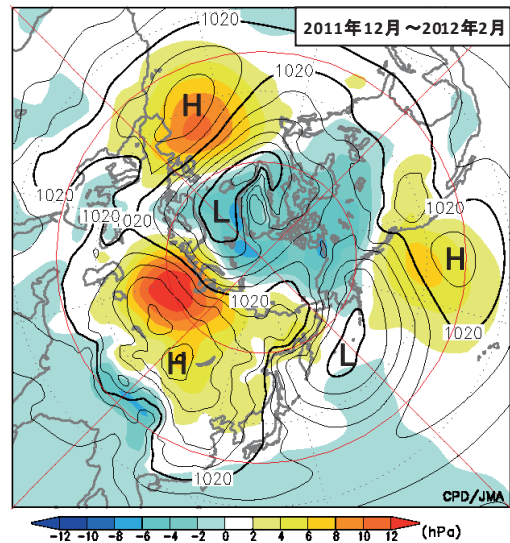


図 1.3-4 3か月平均海面気圧・平年偏差(2011年12月～2012年2月)

等値線の間隔は4hPa。陰影は平年偏差。平年値は1981～2010年の平均値。図中のHとLはそれぞれ高気圧と低気圧を示す。

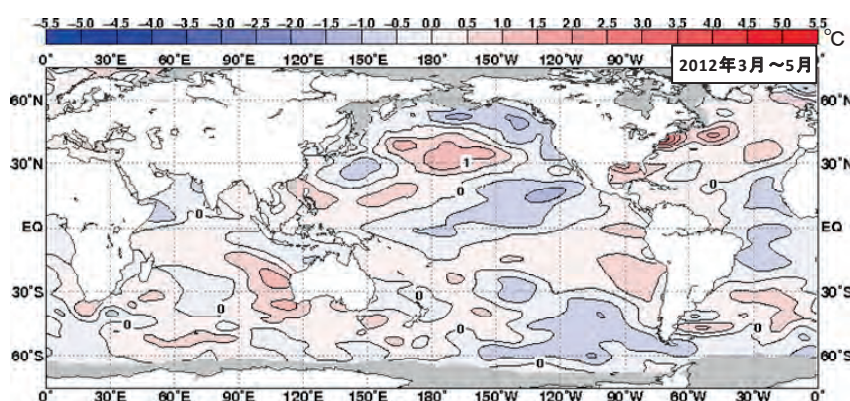


図 1.3-5 3か月平均海面水温平年偏差 (2012年3月~5月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

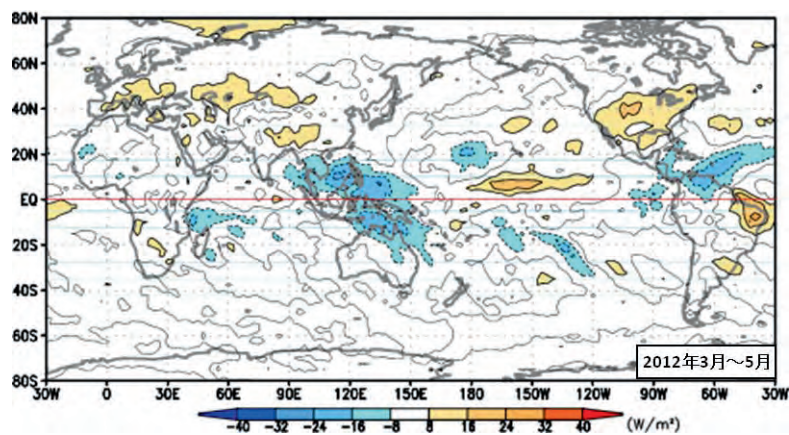


図 1.3-6 3か月平均外向き長波放射量平年偏差 (2012年3月~5月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

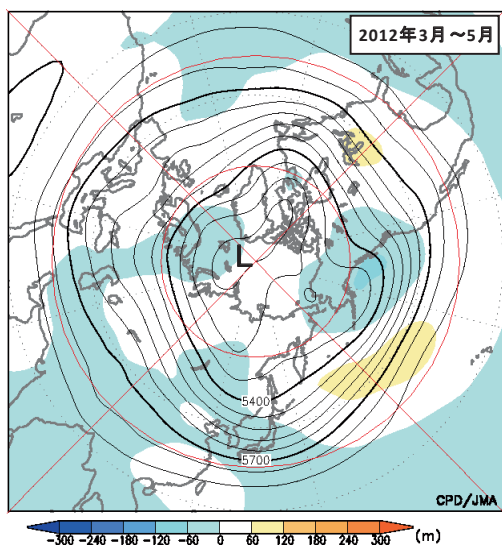


図 1.3-7 3か月平均500hPa高度・平年偏差 (2012年3月~5月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

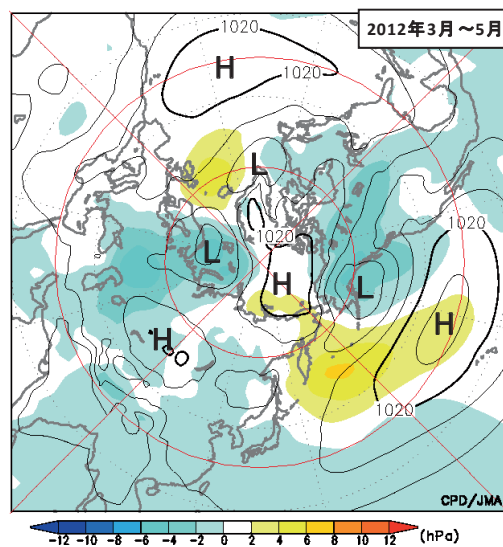


図 1.3-8 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2012年3月~5月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

(第1章 2012年の気候)

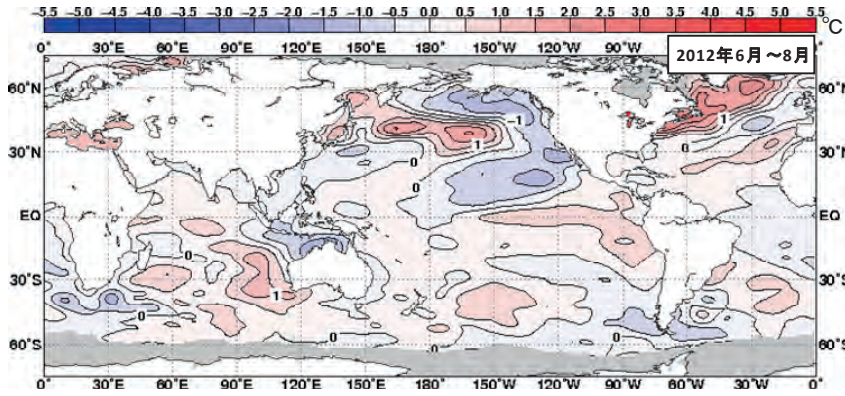


図 1.3-9 3か月平均海面水温平年偏差(2012年6月~8月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

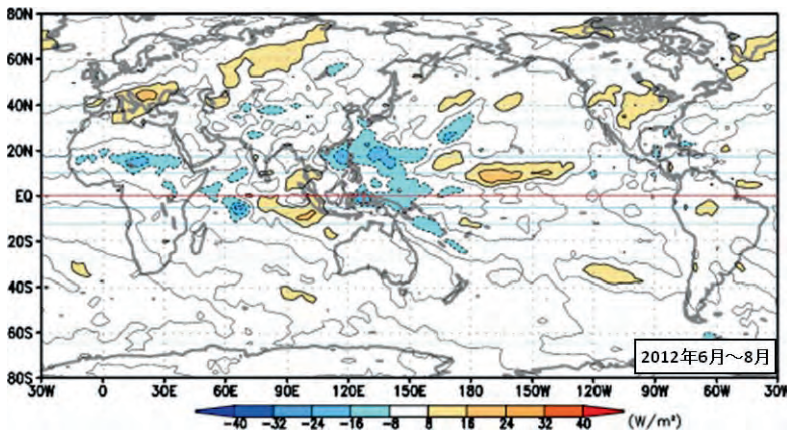


図 1.3-10 3か月平均外向き長波放射量平年偏差(2012年6月~8月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

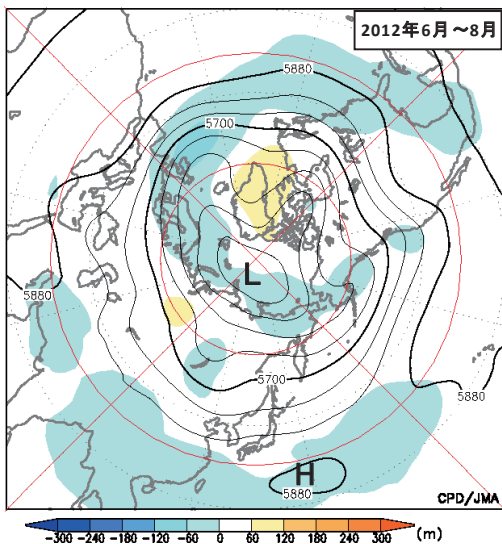


図 1.3-11 3か月平均500hPa高度・平年偏差(2012年6月~8月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

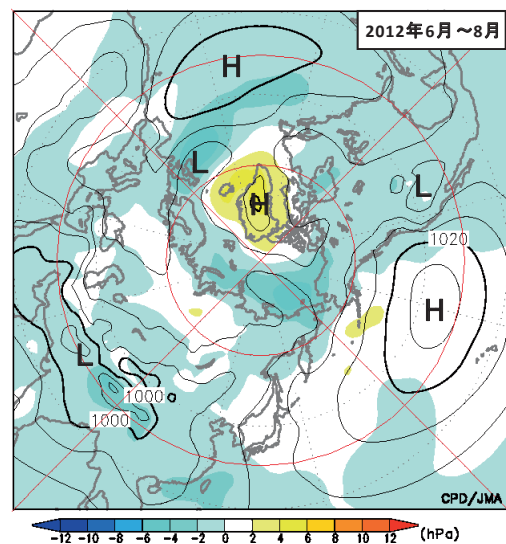


図 1.3-12 3か月平均海面気圧・平年偏差(2012年6月~8月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

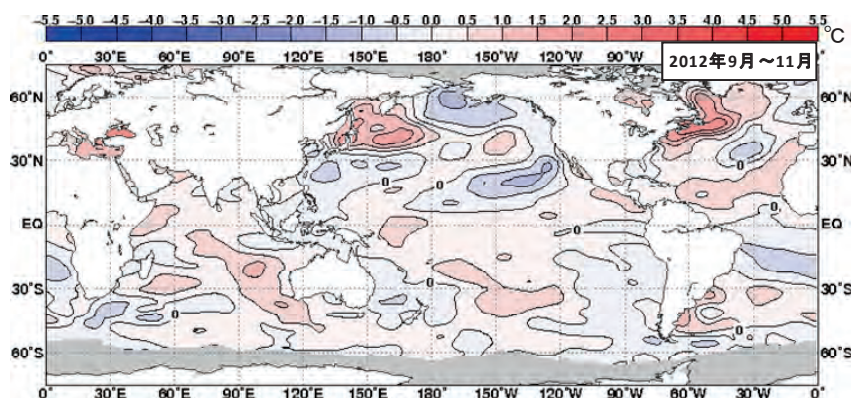


図 1.3-13 3か月平均海面水温平年偏差 (2012年9月~11月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

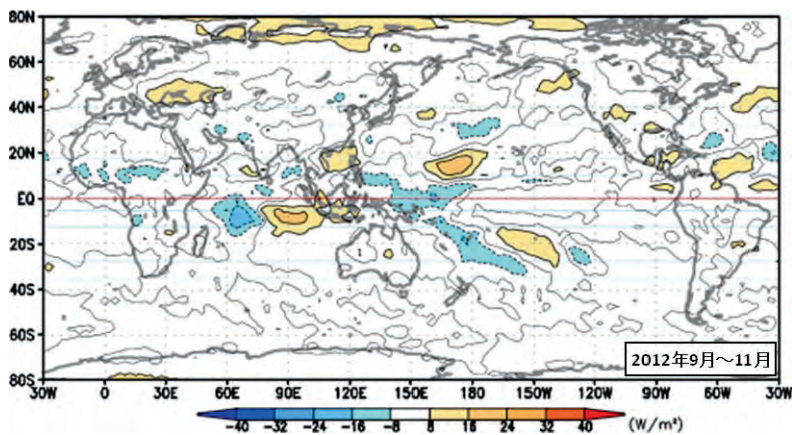


図 1.3-14 3か月平均外向き長波放射量平年偏差 (2012年9月~11月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

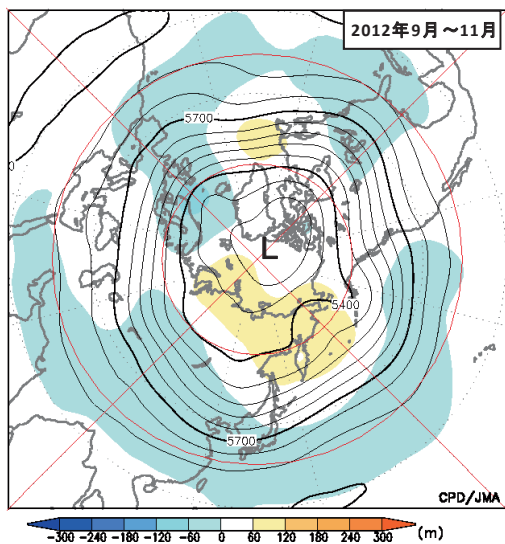


図 1.3-15 3か月平均500hPa高度・平年偏差 (2012年9月~11月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

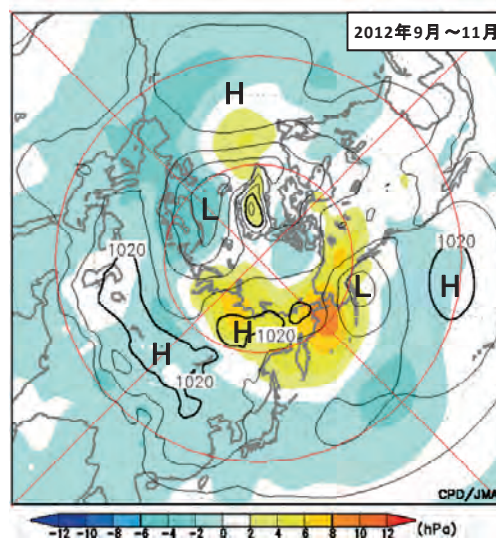


図 1.3-16 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2012年9月~11月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

1.3.2 特定事例の解析⁵

(1) 冬のユーラシア大陸の顕著な寒波

2011/2012年冬はユーラシア大陸中緯度域の広い範囲で低温となり、カザフスタンやモンゴル、中国北部では顕著な低温となった。特に1月後半から2月前半は、中央アジアからヨーロッパにかけて顕著な寒波に見舞われた(図1.3-17)。この寒波の影響により、ウクライナでは130人以上、ルーマニアやポーランドでは80人以上が死亡した(各国政府、EM-DAT⁶)。日本でも、北日本、東日本及び西日本で寒冬となり、2011年12月から2012年2月の各月の月平均気温は3地域ともに低かった。3地域そろって冬平均気温が低温となったのは2005/2006年冬以来、3か月連続で低温となったのは1985/1986年冬以来であった。また、日本海側の地域を中心に積雪が多く、多くのアメダス地点で冬の最深積雪の記録を更新するなど、1990年代以降では「平成18年豪雪」の2005/2006年冬に次ぐ水準の積雪となった(図1.3-18)。

この冬は、上空を流れる偏西風(寒帯前線ジェット気流、亜熱帯ジェット気流)が大西洋からユーラシア大陸にかけて南北に非常に大きく蛇行した。寒帯前線ジェット気流が西シベリア付近で北に蛇行したことにより、シベリア高気圧の勢力が非常に強くなった。このため、モンゴルや中国北部などでは顕著な低温となり、また、日本付近では強い冬型の気圧配置となった。日本付近では偏西風が南側に蛇行し、たびたび上空に強い寒気が流入した。亜熱帯ジェット気流が日本付近で南側に蛇行しやすかった要因としては、ラニーニャ現象傾向の海面水温分布の影響によってインド洋東部からインドネシア付近の積雲対流活動が活発だったことが考えられる。寒帯前線ジェット気流が大西洋からユーラシア大陸上で蛇行しやすかった一因としては、ラニーニャ現象傾向の海面水温分布や北大西洋熱帯域の積雲対流活動が活発だったことが考えられる。シベリア高気圧の強化にはバレンツ海付近(ロシア北西海上)の少ない海水が関連した可能性がある。顕著な寒波をもたらした大気の流れの特徴と要因を図1.3-19にまとめる。

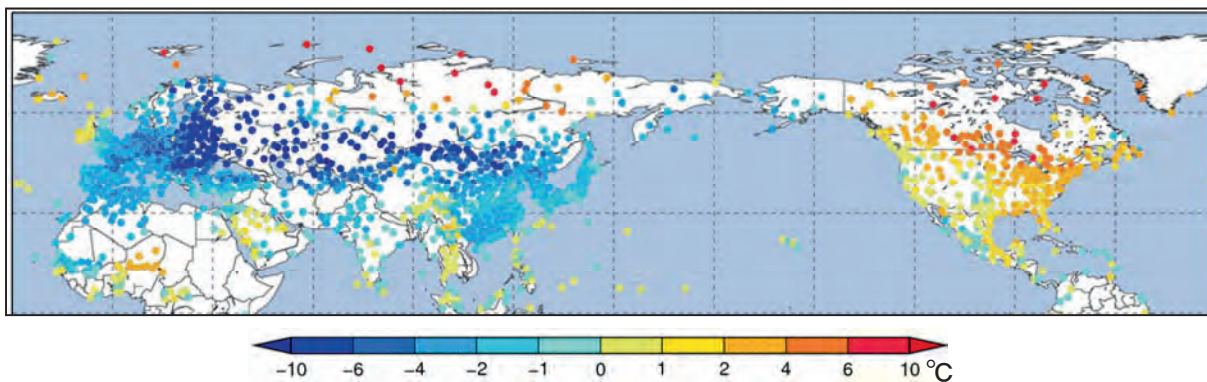


図1.3-17 2012年1月21日~2月19日の平均気温平年差(°C)

各国からの通報データによる。平年値は1981~2010年の平均値。

⁵ 本分析にあたっては、異常気象分析検討会委員の協力を頂いた。同検討会は気象庁が2007年6月に設置し、大学・研究機関等の気候に関する専門家から構成される。社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、検討会は最新の科学的知見に基づいて発生要因を分析し、気象庁は検討会の分析結果を踏まえて異常気象の発生要因等に関する見解を迅速に発表している。

⁶ 米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所(ベルギー)の災害データベース <http://www.emdat.be/>

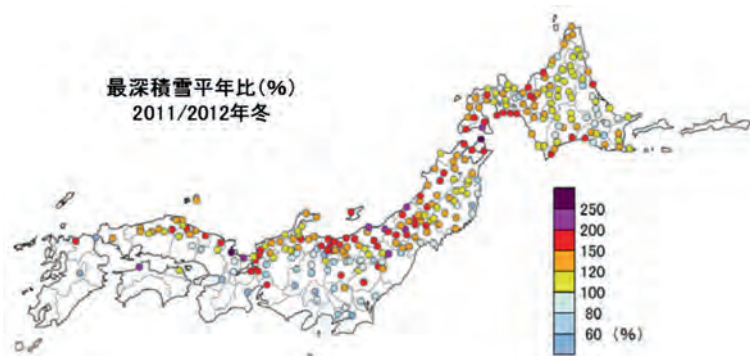


図 1.3-18 2011/2012 年冬の最深積雪平年比 (%)
平年値は 1981~2010 年の平均値。

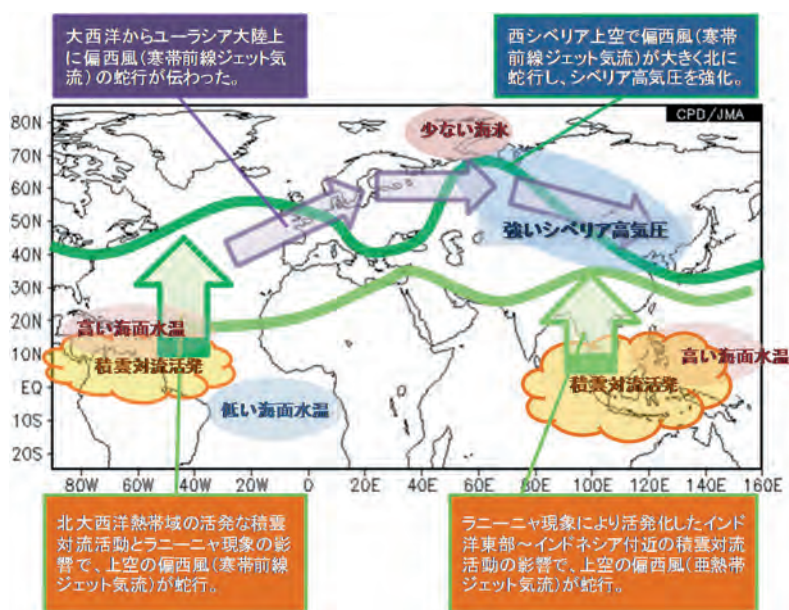


図 1.3-19 2011/2012 年冬のユーラシア大陸の低温をもたらした主要因の模式図

(2) 夏の米国の高温・少雨

2012年夏は、米国の広い範囲で高温・少雨となった。このため、大豆やトウモロコシの生産地帯である米国中西部のコーンベルトで生産量の大幅な減少が見込まれ、穀物価格が高騰した（農林水産省，2012）。米国では春頃から高温・少雨の傾向となり、6月以降も広い範囲で高温・少雨が続き、6月下旬から7月上旬には中西部を中心に高温傾向が顕著となった。7月中旬以降は東部や南部でまとまった降水があり、8月には中西部の東側にも一時的に降水があったが、中西部の西側を中心に雨の少ない状態が9月まで続いた（図 1.3-20）。米国中西部インディアナ州のインディアナポリスでは6月下旬以降、日最高気温が40℃以上となった日も出現し、7月31日時点の1月1日以降の積算降水量は平年の約6割だった。中西部の西側に位置するネブラスカ州ノーフォークでも、インディアナポリスと同様に6月下旬から高温となり、少雨の状態は9月まで続いた（図 1.3-21）。

この夏は、米国上空の偏西風が米国中央部を中心に北側に蛇行する傾向があり、これに対応して暖かい高気圧に覆われやすかった。高温・少雨が顕著だった6月～7月上旬は太平洋から北米にかけて偏西風の南北蛇行が大きく、米国中央部では北側への蛇行が明瞭だった（図 1.3-22）。夏の米国中央部では大西洋を中心とする亜熱帯高気圧の西縁に沿ってメキシコ湾から水蒸気が流入するが、2012年は流入が平年より少なく、大気は乾燥した。これはメキシコ湾付近で積雲対流活動が平年より活発だったことに対応して、亜熱帯高気圧が西に張り出しにくかったことが関係したとみられる。

(第1章 2012年の気候)

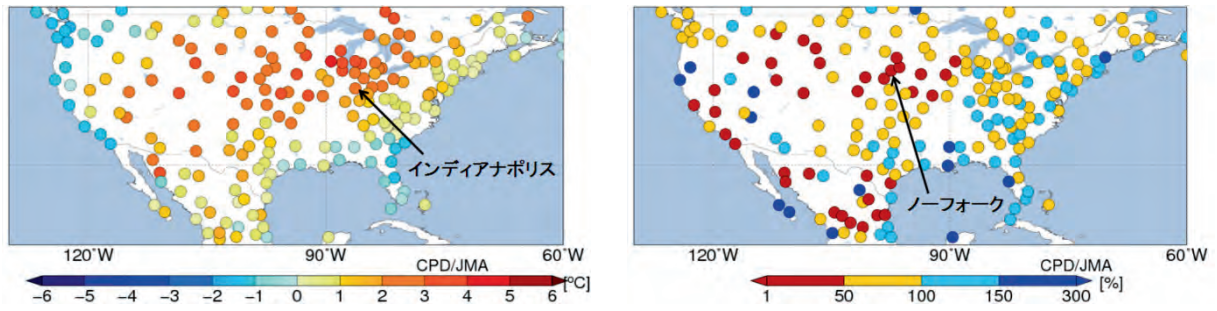


図 1.3-20 米国中西部の高温・少雨の状況

2012年6月1日～7月10日の平均気温の平年差(°C) (左)、及び2012年6月1日～9月30日の降水量平年比(%) (右)。平年値は1981～2010年の平均値。

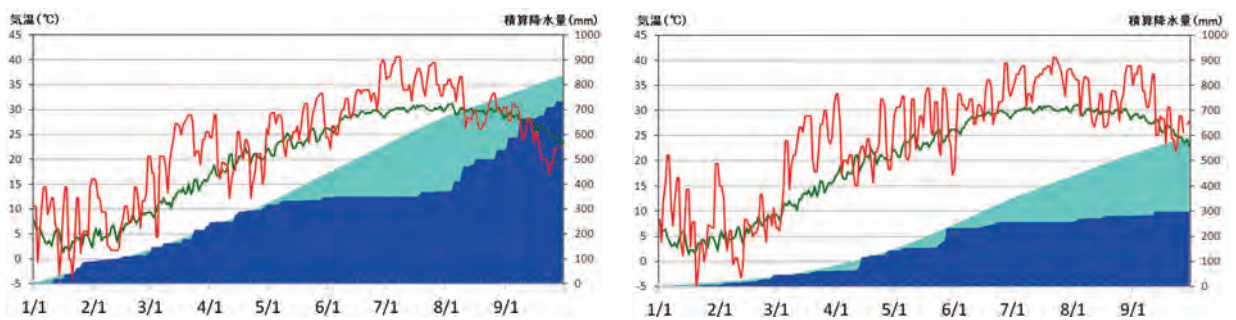


図 1.3-21 インディアナポリス (左) 及びノーフォーク (右) の降水量と日最高気温

赤線は2012年の日最高気温(°C)、緑線は日最高気温の過去20年間(1992～2011年)の平均値(°C)、青色は2012年1月1日～9月30日の積算降水量(mm)、水色は1月1日～9月30日の積算降水量の平年値(mm)。平年値は1981～2010年の平均値。

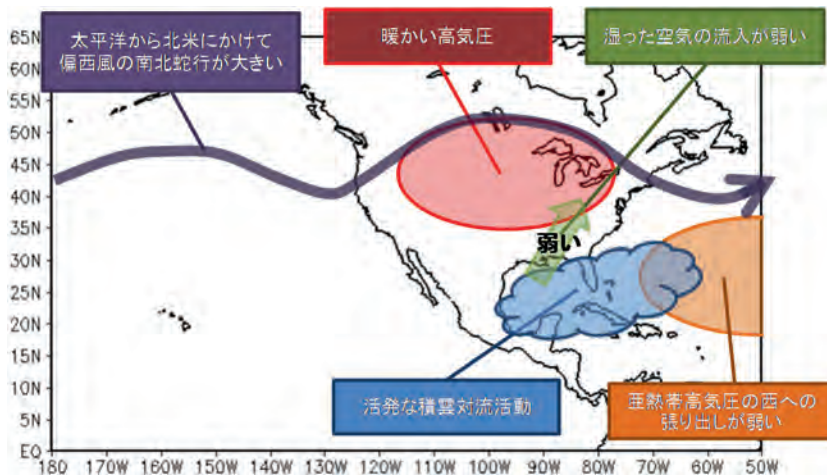


図 1.3-22 2012年夏の米国での高温・少雨をもたらした主要な要因の模式図

(3) 北日本～東日本の厳しい残暑と北海道周辺海域の高い海面水温

北日本と東日本では8月半ばから9月中旬にかけて晴れて暑い日が多く、気温のかなり高い状態が続いた(図 1.3-23)。北日本の旬平均気温は8月下旬から9月中旬までの3旬続けて、統計を開始した1961年以降で第1位となり、東日本の旬平均気温は8月下旬と9月上旬は第2位、9月中旬は第1位(2011年とタイ記録)だった。また、北海道周辺海域の海面水温は非常に高くなり、9月中旬の海面水温は22.5°Cで平年より4.6°C高く、1985年以降の全期間を通じて最も高い旬平均海

面水温となった(図1.3-24)。

8月下旬～9月中旬の期間、日本付近の上空では北東海上を中心に偏西風が大きく北側に蛇行した。これに関連して、日本の東の海上で太平洋高気圧の勢力が非常に強まるとともに、北日本～東日本に張り出した。高気圧の張り出しに伴って南から暖かい空気が流れ込んだことや、高気圧に覆われて晴れたことなどにより気温がかなり高くなった。また、北海道周辺海域では晴天下の日照による熱が海面付近に蓄積されたことなどによって(図1.3-25)、海面水温が非常に高くなった(図1.3-26)。日本付近の偏西風の北への蛇行には、アラビア海からベンガル湾にかけてとその周辺域でモンスーンに伴う積雲対流活動が活発だったことが一因と考えられる。また、8月下旬と9月中旬は、偏西風の北への蛇行に加えて、フィリピン北東海上の活発な積雲対流活動や沖縄・東シナ海を北上した台風(第14号～第16号)の影響により、北・東日本で高気圧が非常に強まったとみられる。厳しい残暑をもたらした大気の流れの特徴と要因を図1.3-27にまとめる。

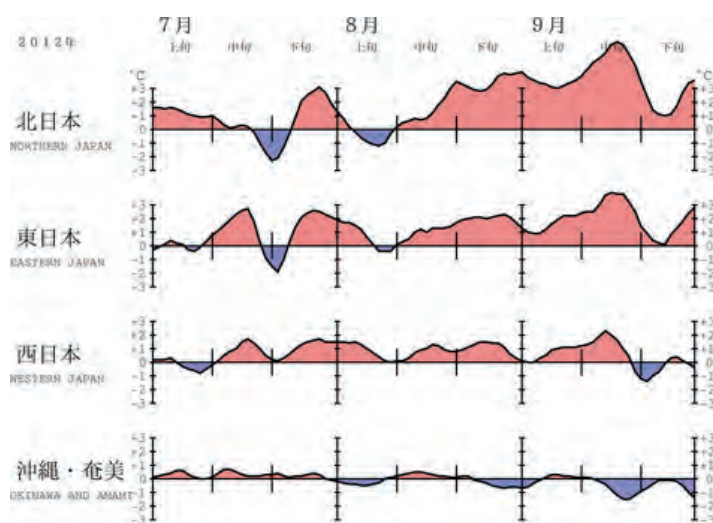


図1.3-23 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列(2012年7～9月)
平年値は1981～2010年の平均値。

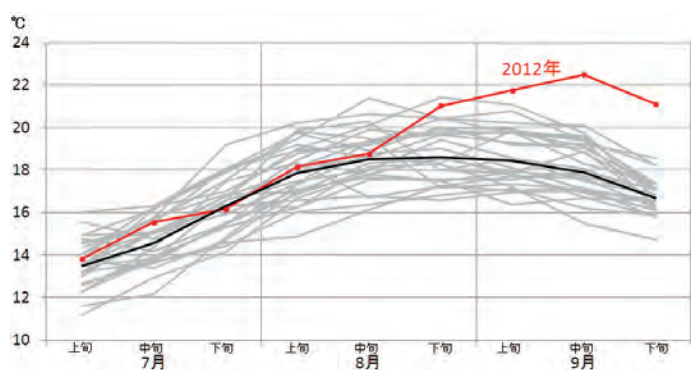


図1.3-24 北海道周辺海域の海面水温の推移(7～9月)
1985～2012年の年ごとの旬平均時系列。赤線が2012年、灰線がその他の年、黒線が平年値(1981～2010年の平均値)。

(第1章 2012年の気候)

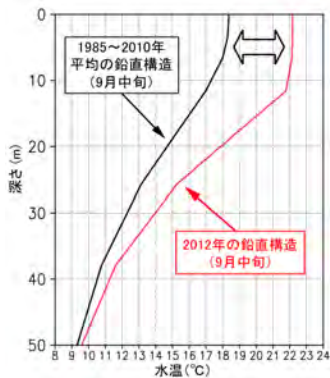


図 1.3-25 北海道周辺海域における海水温の鉛直構造
北海道周辺海域における9月中旬の海水温の鉛直構造。赤線は2012年、黒線は長期平均(1985~2010年の平均値)の鉛直構造をそれぞれ示す。海水温が平均より特に高い範囲(図中の⇔)は海面から10数mに限られており、深さ50mでは平均との違いは小さくなっている。この範囲に熱が蓄積されていたことを示している。

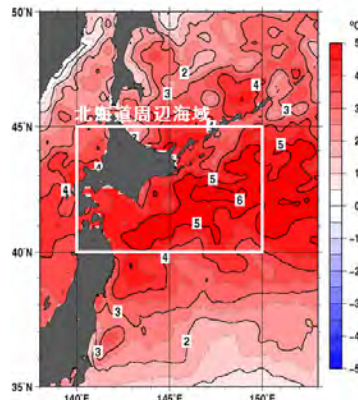


図 1.3-26 2012年9月中旬の海面水温平年差
平年値は1981~2010年の平均値。白枠は北海道周辺海域の範囲(北緯40~45度、東経140~150度)を表す。

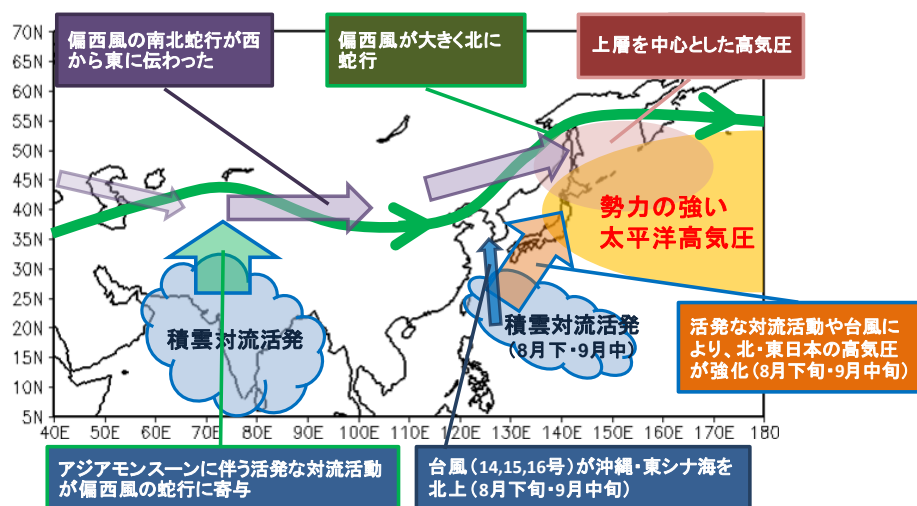


図 1.3-27 2012年の北・東日本の厳しい残暑をもたらした主要因の模式図

第2章 気候変動

2.1 気温の変動⁷

【ポイント】

- 2012年の世界の年平均気温は、1891年以降で8番目に高い値に、日本の年平均気温は1898年以降で20番目に高い値になった。
- 世界の年平均気温は、100年あたり0.68℃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1.15℃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

2012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+0.14℃で、統計開始年の1891年以降では8番目に高い値となった。北半球の年平均気温偏差は+0.19℃で7番目に高い値、南半球の年平均気温偏差は+0.09℃で6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0.68℃である⁸（信頼度水準99%で統計的に有意⁹）。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、多くの地域で上昇していること、最近の30年余りの上昇率はそれ以前に比べて大きくなっていることがわかる（図2.1-2）。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。

⁷ 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.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/temp/index.html>

⁸ IPCC第4次評価報告書（IPCC, 2007）では、世界の平均気温の上昇率は100年あたり0.74℃（1906～2005年）であり、値は異なるが、両者は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、使用データを含め算出方法および統計期間の違いによる。

⁹ 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。

(第2章 気候変動)

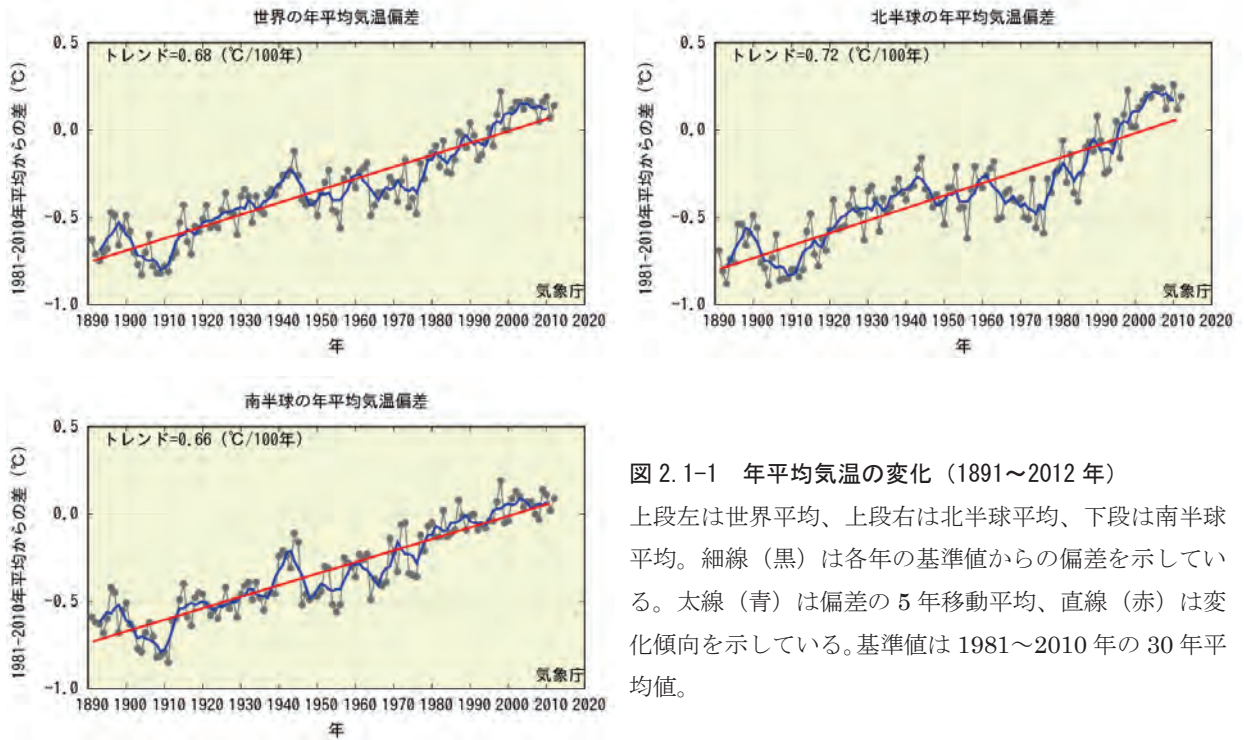


図 2.1-1 年平均気温の変化 (1891~2012 年)
 上段左は世界平均、上段右は北半球平均、下段は南半球平均。細線 (黒) は各年の基準値からの偏差を示している。太線 (青) は偏差の 5 年移動平均、直線 (赤) は変化傾向を示している。基準値は 1981~2010 年の 30 年平均値。

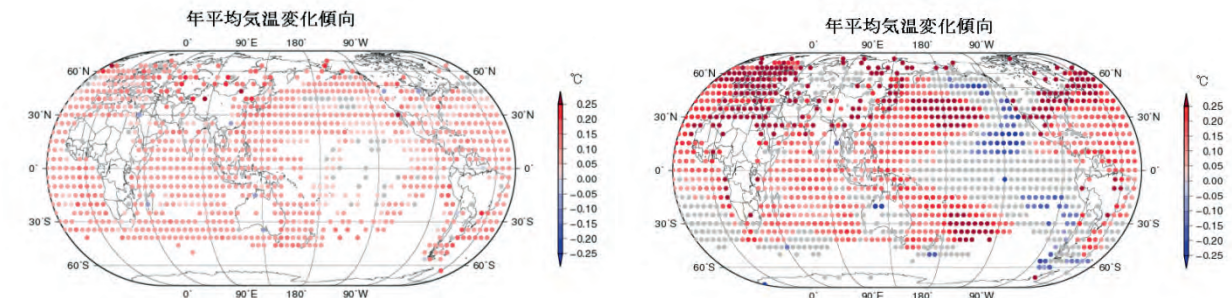


図 2.1-2 緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の変化傾向
 左は 1891~2012 年、右は 1979~2012 年の期間の変化傾向で、10 年あたりの割合で示している。灰色は変化傾向が見られないことを示す。

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 17 観測地点 (表 2.1-1) について、1898~2012 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。

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。

要素	観測地点
地上気温 (17 観測地点)	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、多度津、宮崎、名瀬、石垣島

2012年の日本の年平均気温の偏差は $+0.06^{\circ}\text{C}$ で、1898年以降で20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 1.15°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 1.15°C 、春は 1.30°C 、夏は 1.02°C 、秋は 1.17°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。

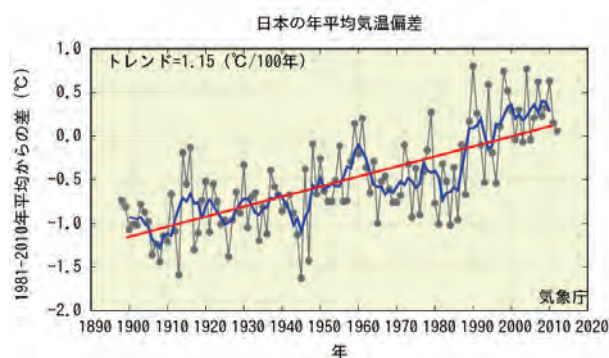


図 2.1-3 日本における年平均気温の経年変化 (1898～2012年)

細線(黒)は、国内17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17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15観測地点で解析を行った。

(1) 月平均気温における異常値¹⁰の出現数

統計期間1901～2012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2.1.2節に示されている年平均気温の上昇傾向と符合している。

¹⁰ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2012年の112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、112年間に4回で、つまり28年に1回(約0.036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)

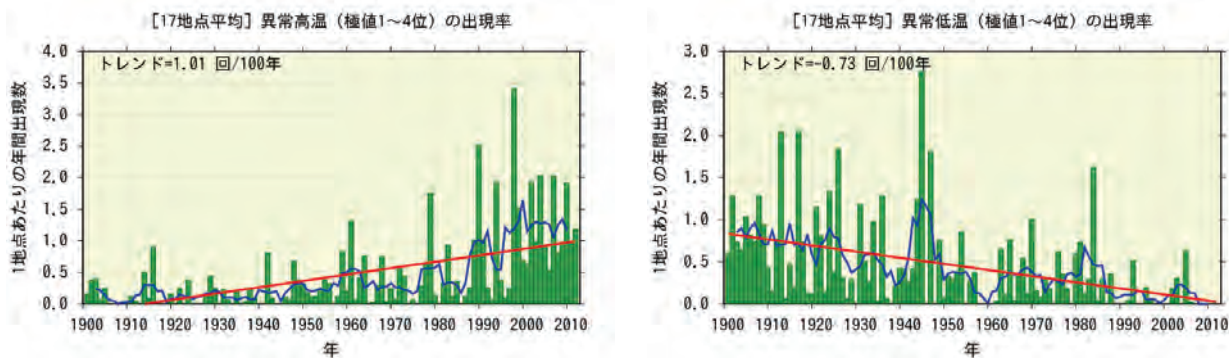


図 2.1-4 月平均気温の高い方から 1~4 位（異常高温）と低い方から 1~4 位（異常低温）の年間出現数の経年変化
 1901~2012 年の月平均気温の各月における異常高温と異常低温の年間出現数。年々の値はその年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの出現数を意味する。折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(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 1931~2012 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）。

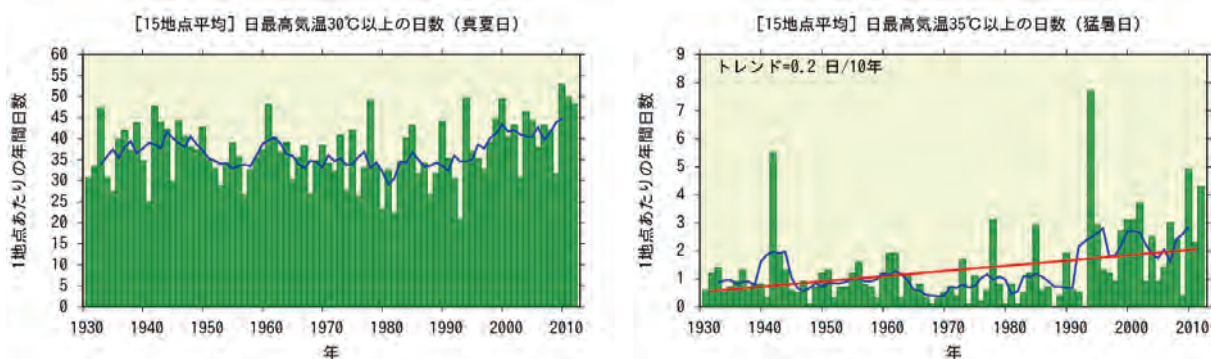


図 2.1-5 日最高気温 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の年間日数の経年変化

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¹¹）の年間日数

日最低気温が 0℃未満（冬日）の日数は、統計期間 1931~2012 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）。

¹¹ 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。

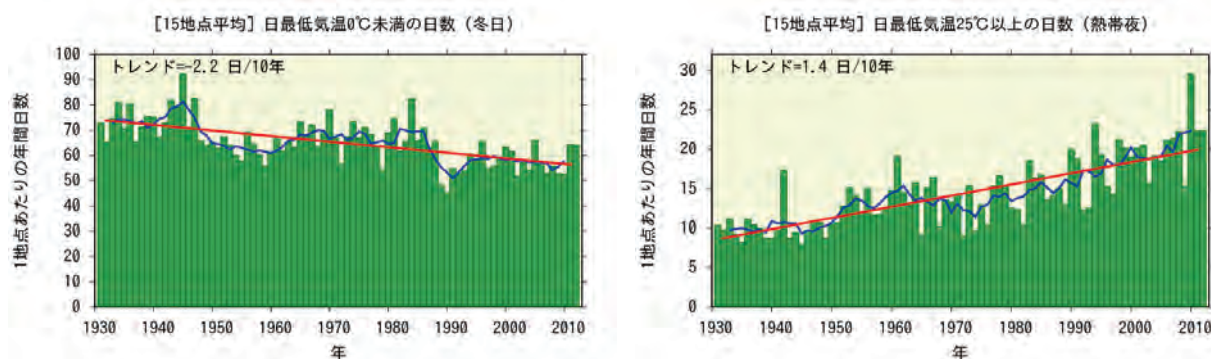


図 2.1-6 日最低気温 0°C 未満 (冬日) 及び日最低気温 25°C 以上 (熱帯夜) の年間日数の経年変化

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¹²

日本の 11 都市 (札幌、仙台、東京、横浜、新潟、名古屋、京都、大阪、広島、福岡、鹿児島) と都市化の影響が小さいとみられる 17 観測地点 (表 2.1-1) を対象に、1931 年から 2012 年における気温の変化率を比較すると、11 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 大都市における気温の変化率

1931 年から 2012 年までの観測値から算出した値を示し、都市化の影響の少ない 17 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 17 観測地点のうちの飯田・宮崎は、統計期間内に庁舎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。

観測所	気温変化率 (°C/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	2.7	1.8	2.8	3.5	0.9	1.3	0.5	0.7	1.4	4.5	4.7	3.3	4.5	5.8
仙台	2.3	2.5	1.1	2.6	3.1	1.0	1.1	0.5	0.9	1.6	3.2	3.7	1.8	3.4	3.8
新潟※	2.1	2.5	1.5	2.0	2.3	1.9	2.3	0.8	1.6	2.7	2.3	2.7	2.0	2.0	2.5
名古屋	2.9	3.0	2.2	3.1	3.2	1.1	1.2	0.6	1.1	1.5	4.0	4.5	3.2	4.4	4.0
東京	3.2	3.1	1.9	3.4	4.6	1.5	1.5	1.0	1.6	1.9	4.5	4.5	2.7	4.4	6.2
横浜	2.7	2.8	1.6	2.8	3.7	2.3	2.5	1.6	2.4	2.8	3.5	3.7	2.1	3.6	4.8
京都	2.7	2.9	2.2	2.7	2.8	0.9	1.2	0.8	0.7	1.0	3.8	4.1	3.2	4.0	4.0
広島※	2.0	2.3	1.6	2.5	1.7	1.0	1.5	1.2	0.5	0.8	3.1	3.3	2.6	3.9	2.9
大阪※	2.8	2.7	2.2	3.2	2.9	2.2	2.3	2.0	2.1	2.3	3.7	3.6	3.5	4.3	3.5
福岡	3.1	3.3	2.2	3.8	3.0	1.6	1.8	1.3	1.6	1.7	5.1	6.0	3.8	6.2	4.7
鹿児島※	2.9	3.2	2.4	3.0	2.8	1.3	1.6	1.2	1.2	1.2	4.1	4.6	3.5	4.6	3.9
17 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

¹² 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。

(第2章 気候変動)

都市化の影響が小さいとみられる 17 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 17 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、都市化の影響が小さいとみられる 17 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見られる一方、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、季節や地域による差も見られる。

階級別日数の経年変化については、冬日の年間日数は全般に有意な減少傾向であり、熱帯夜の年間日数は札幌を除いて有意な増加傾向を示している。真夏日の年間日数は 15 観測地点平均では有意な増加傾向が見られない一方、札幌と仙台を除く都市では増加傾向となっており、猛暑日の年間日数も札幌と仙台を除いて全般に有意な増加傾向である。（表 2.1-3）。

表 2.1-3 大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 2012 年まで（猛暑日は 1961 年から 2012 年まで）の観測値から算出した値を示し、都市化の影響の少ない 15 観測地点（表 2.1-1 の 17 観測地点のうち庁舎の移転がある飯田・宮崎を除いた 15 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、統計期間内に庁舎の移転があり、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。

観測所	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	-5.9	0.3	<i>0.9</i>	<i>0.1</i>
新潟※	---	---	---	0.6
名古屋	-7.3	3.7	0.9	2.3
東京	-8.5	3.9	1.2	0.7
横浜	-6.6	3.0	2.1	0.4
京都	-7.8	3.6	1.0	2.1
広島※	---	---	---	---
大阪※	---	---	---	---
福岡	-5.3	4.8	1.1	1.3
鹿児島※	---	---	---	---
15 地点	-2.2	1.4	<i>0.5</i>	0.5

2.2 降水量の変動¹³

【ポイント】

- 2012年の世界の年平均降水量偏差(陸域のみ)は+2mm だった。
- 2012年の日本の年平均降水量偏差は+144mm だった。
- 日本の日降水量 100mm 以上の大雨の年間日数、および 200mm 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 1.0mm 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、2012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¹⁴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いるため、変化傾向は求めている。

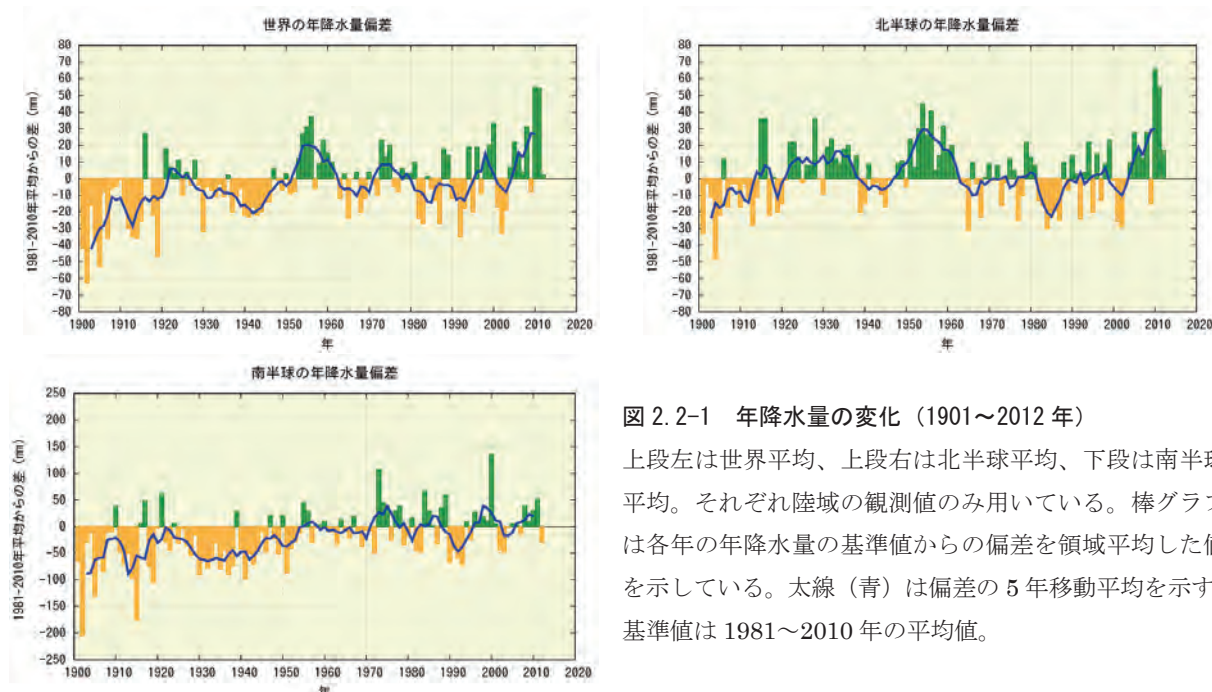


図 2.2-1 年降水量の変化(1901~2012年)

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。

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2012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 2012 年の年平均降水量の偏差は+143.7mm であった。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。

¹³ 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.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/temp/index.html>

¹⁴ 「気候変動監視レポート2011」では1880年を統計開始としているが、本レポートではおおむね均質な統計値が得られると考えられる1901年以降について示す。

(第2章 気候変動)

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

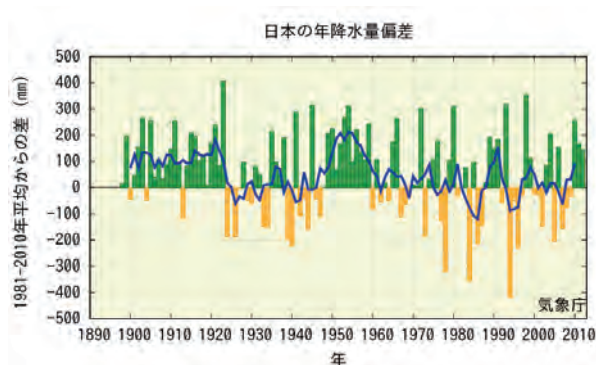


図 2.2-2 日本における年降水量の経年変化（1898～2012 年）棒グラフは、国内 51 観測地点（表 2.2-1 参照）での年降水量の偏差（1981～2010 年平均からの差）を平均した値を示している。青線は偏差の 5 年移動平均を示している。

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 2012 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¹⁵（%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。

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

2012 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 130%、東日本日本海側で 127%、西日本日本海側で 175%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 1980 年以前と比べると少ない状態が続いている。この減少の程度は東日本日本海側と西日本日本海側で大きい。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 年から 2012 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 11.2%、14.4%である（いずれも信頼度水準 95%で統計的に有意）。北日本日本海側でも減少傾向が現れており、減少率は 10 年あたり 3.6%である（信頼度水準 90%で統計的に有意）。なお、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、

¹⁵ 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。

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。

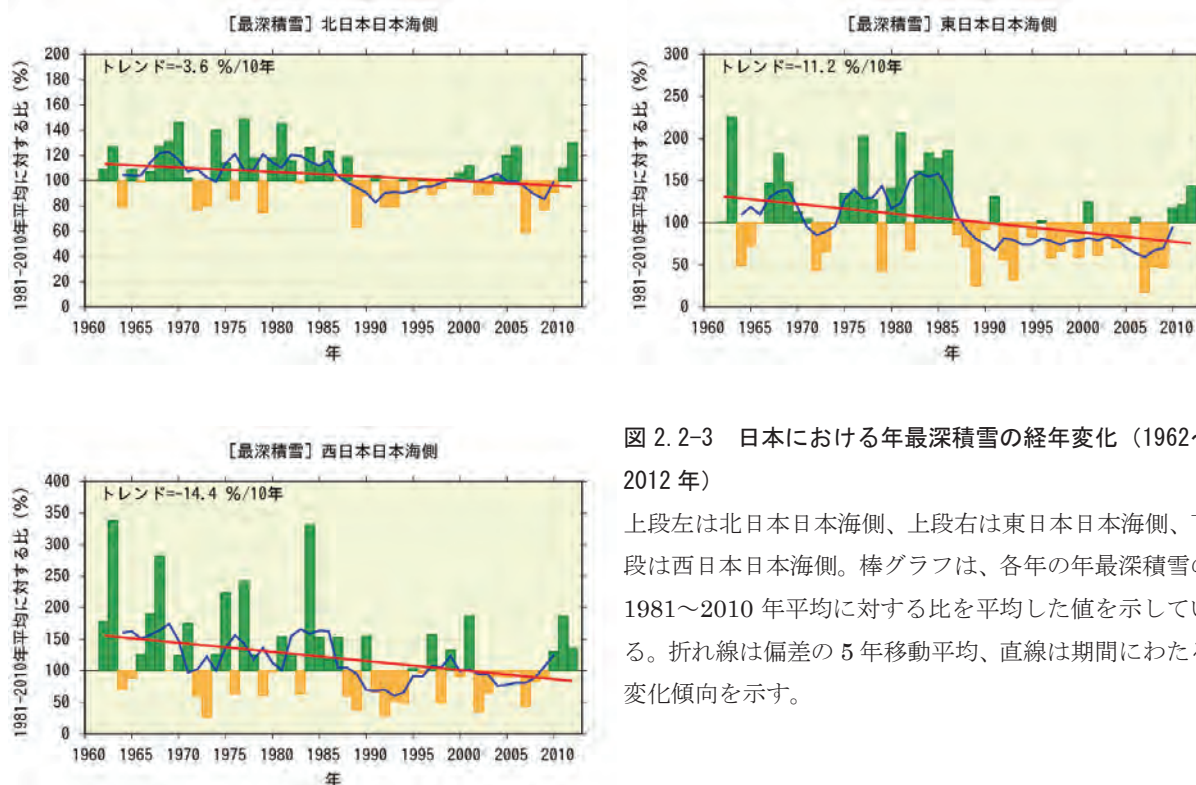


図 2.2-3 日本における年最深積雪の経年変化（1962～2012年）

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¹⁶の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2012年の112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。

¹⁶ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2012年の112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、112年間に4回で、つまり28年に1回（約0.036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)

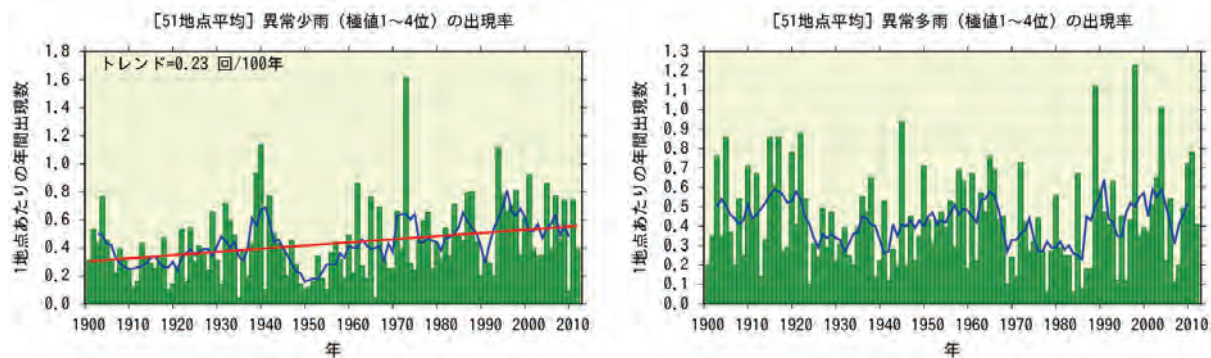


図 2.2-4 月降水量の少ない方から 1~4 位 (異常少雨) と多い方から 1~4 位 (異常多雨) の年間出現数の経年変化

1901~2012 年の月平均降水量の各月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 100mm 以上、200mm 以上及び 1.0mm 以上の年間日数

日降水量 100mm 以上の日数は 1901~2012 年の 112 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)。日降水量 200mm 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)。一方、日降水量 1.0mm 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。

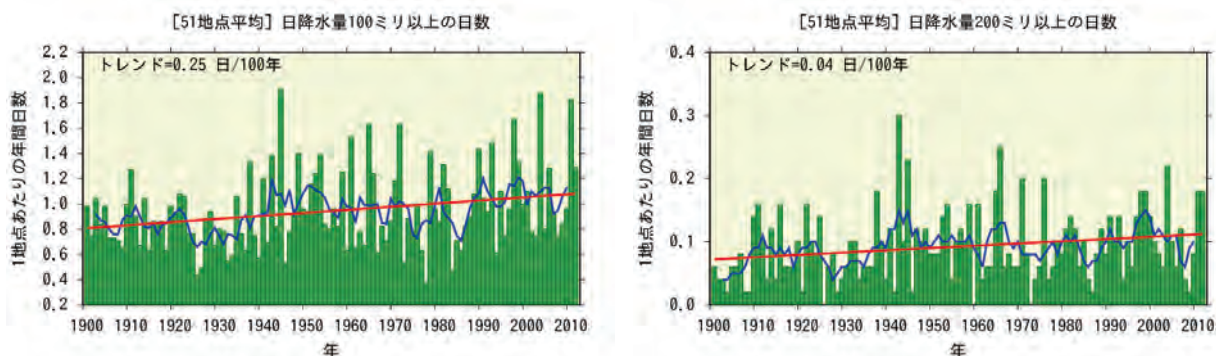


図 2.2-5 日降水量 100mm 以上、200mm 以上の年間日数の経年変化

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。

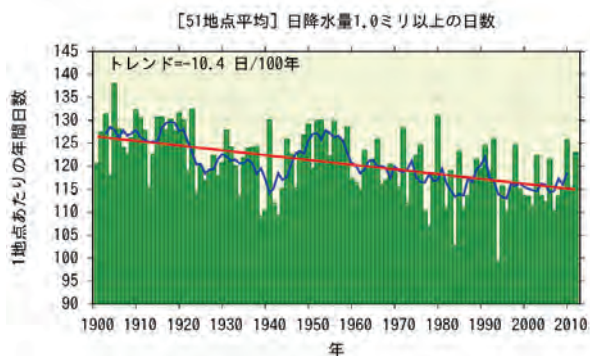


図 2.2-6 日降水量 1.0mm 以上の年間日数の経年変化

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ており、37年間のデータが利用可能となっている。气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37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、局地的な大雨などは比較的よく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)50mm及び80mm以上の短時間強雨の発生回数(図2.2-7)、そして日降水量200mm及び400mm以上の大雨の発生回数(図2.2-8)を年ごとに集計し、最近37年間の変化傾向をみた¹⁷。

1時間降水量50mm以上の年間観測回数は統計期間1976~2012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80mm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200mm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400mm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。

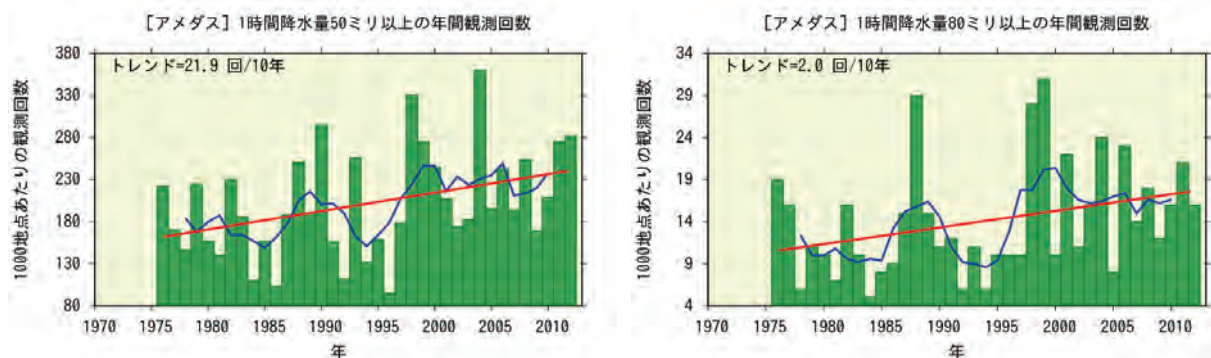


図 2.2-7 アメダス地点で1時間降水量が50mm、80mm以上となった年間の回数(1,000地点あたりの回数に換算)折れ線は5年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

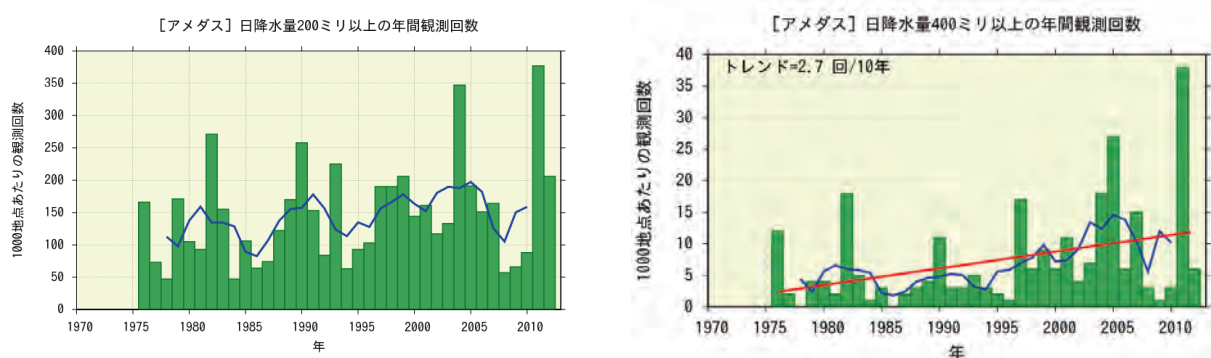


図 2.2-8 アメダス地点で日降水量が200mm、400mm以上となった年間の回数(1,000地点あたりの回数に換算)図の見方は図2.2-7と同様。

¹⁷ 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、2012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。

生物季節観測は、植物の開花、満開、紅(黄)葉や動物の初見、初鳴などを観測することによって、生物に及ぼす気象の影響を知るとともに、その結果から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が目的としている。

さくらの開花とかえでの紅(黄)葉¹⁸の観測対象地点を表 2.3-1 に、開花日、紅(黄)葉日の経年変化を図 2.3-1 に示す。1953 年以降、さくらの開花日は早くなっており、変化率は 10 年あたり 0.9 日である。また、かえでの紅(黄)葉日は遅くなっており、変化率は 10 年あたり 3.2 日である(いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意)。さくらの開花日やかえでの紅(黄)葉日の早い・遅いは現象発現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

観測項目	観測地点
さくらの開花 (59 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、舞鶴、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 (52 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、舞鶴、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

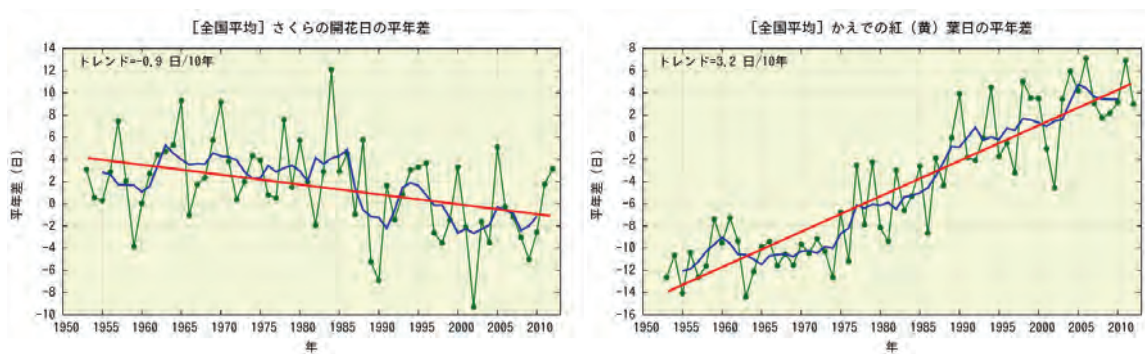


図 2.3-1 さくらの開花日の経年変化(左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(右図)

緑の実線は平年差(観測地点(表 2.3-1 参照)で現象を観測した日の平年(1981~2010年の平均)からの差を全国平均した値)を、青の実線は平年差の 5 年移動平均を、赤の直線は変化傾向を示している。

¹⁸ 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、いたやかえで(いたやかえでは黄葉する)、やまもみじ、おおもみじ」を対象に観測を行っている。

2.4 台風の変動¹⁹

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- 2012年の台風の発生数は25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。

2012年の台風の発生数は25個（平年値25.6個）で、平年並だった。最近の数年は発生数が平年値を下回る年がほとんどとなっている（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）。

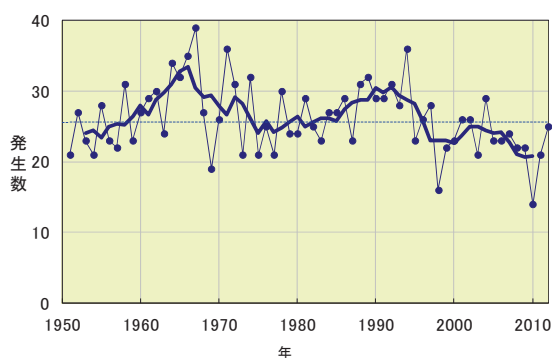


図 2.4-1 台風の発生数の経年変化

細い実線は年々の値を、太い実線は5年移動平均を示す。細い破線は平年値（1981～2010年の平均値）。

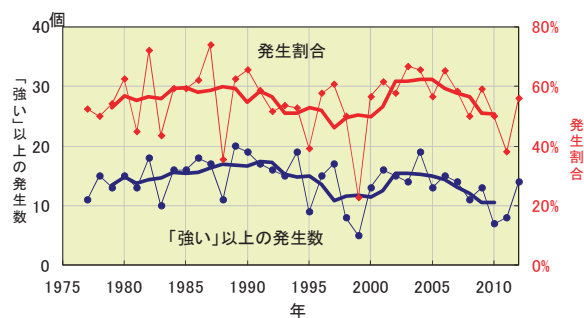


図 2.4-2 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化

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²⁰

【ポイント】

- 2012年の世界全体の年平均海面水温平年差は $+0.09^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では9番目に高い値となった。
- 世界全体の年平均海面水温は上昇しており、上昇率は100年あたり 0.51°C である。
- 九州・沖縄海域、日本海の中部および南部、関東の南、日本南方海域における、2012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 $+0.71\sim 1.72^{\circ}\text{C}$ である。

2.5.1 世界の海面水温

2012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 $+0.09^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では9番目に高い値となった。世界全体の年平均海面水温は上昇しており、上昇率は100年あたり 0.51°C である（信頼度水準99%で統計的に有意。統計期間：1891～2012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 $0.42\sim 0.72^{\circ}\text{C}$ 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、北太平洋では、海面水温が十年規模で変動する現象（太平洋十年規模振動：PDO）が見ら

¹⁹ 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、台風を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。

²⁰ 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.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html（世界）

http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html（日本近海）

(第2章 気候変動)

れ、周辺の地域の天候へ影響していると考えられている（詳細は 35 ページ【コラム】太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation : PDO）を参照）。この変動の指標である 2011/2012 年冬季の PDO 指数は -1.4 であった。

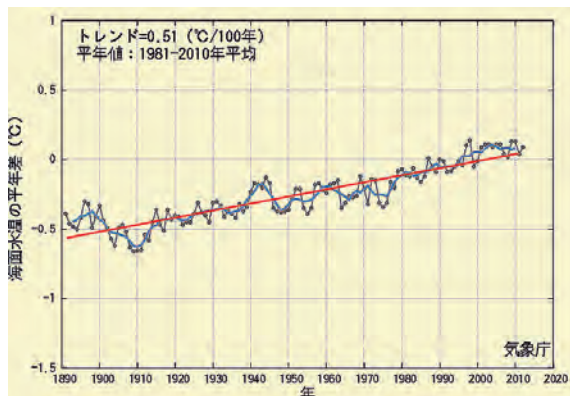


図 2.5-1 世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化 (1891~2012 年)

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。

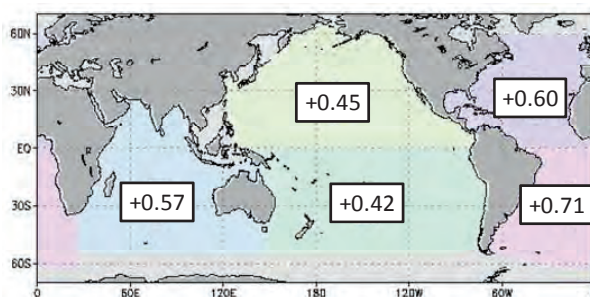


図 2.5-2 各大洋の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（°C/100 年）

1891 年から 2012 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。

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、2012 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、100 年あたり +1.08°C 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（100 年あたり +0.45°C）（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、九州・沖縄海域、日本海の中中部および南部、関東の南、日本南方海域では、海域平均海面水温（年平均）が長期的に上昇しており、これらの海域の上昇率は 100 年あたり +0.71~1.72°C である（信頼度水準 99% で統計的に有意）。また、釧路沖では長期的な上昇傾向が明瞭に現れており、この海域の上昇率は 100 年あたり +0.98°C である（信頼度水準 95% で統計的に有意）。三陸沖及び関東の東では長期的な上昇傾向が現れており、これらの海域の上昇率は 100 年あたり +0.63~0.67°C である（信頼度水準 90% で統計的に有意）。

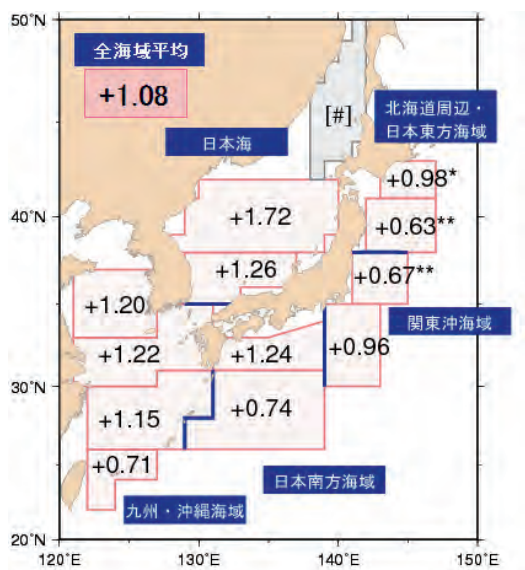


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（°C/100 年）

1900 年から 2012 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、*付の値と**付の値は信頼度水準 95% と 90% でそれぞれ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。

【コラム】太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation : PDO)²¹

地球温暖化の指標として用いられる全球平均地上気温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。これは、温暖化に伴う百年規模の変動（変化傾向）の上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。

海面水温の変動にも、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。

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 2.5-4）。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 2.5-5）。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 年頃から現在はおおむね負の状態が続いている。

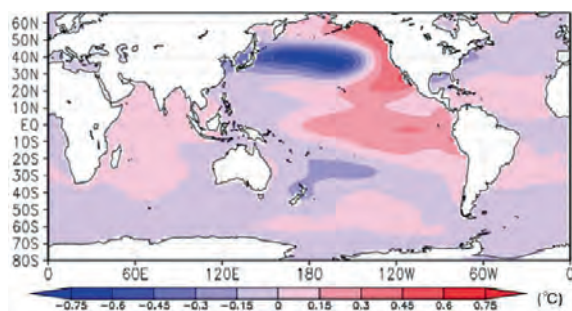


図 2.5-4 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

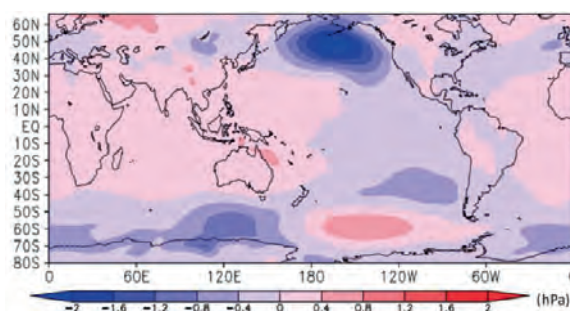


図 2.5-5 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

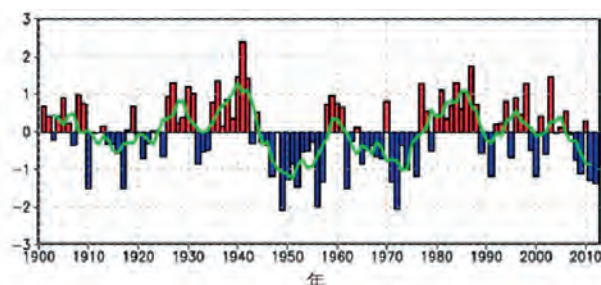


図 2.5-6 PDO 指数（冬季平均値）の経年変化
縦軸は PDO 指数、横軸は年である。棒グラフは PDO 指数の冬季平均値、実線は 5 年移動平均値を表す。

²¹ 気象庁ホームページでは、PDO 指数の変動を公表している。
http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/b_1/pdo/pdo.html

2.6 エルニーニョ／ラニーニャ現象²²

【ポイント】

- 2011年春にラニーニャ現象が終息した後、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。

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とされる。

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(第1.3節参照)。

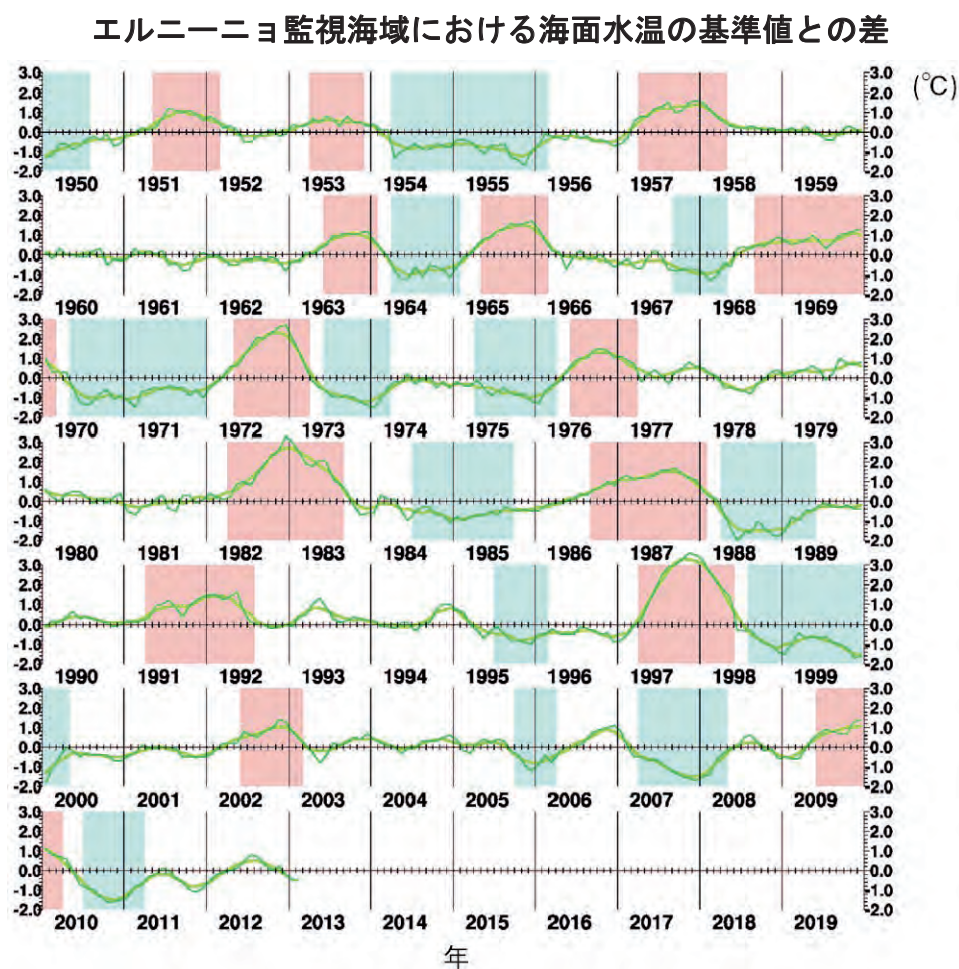


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の時間変化(°C)

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。

²² 「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

2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動²³

【ポイント】

- 世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり $1.99 \times 10^{22} \text{J}$ の割合で上昇している。

地球表面の7割を占める海洋は、大気と比べて熱容量が大きいため、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。気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第4次評価報告書 (IPCC, 2007) は、1961年から2003年の間に海洋が蓄えた熱量は気温の上昇や氷の融解などを含む地球上のエネルギー変化量の80%以上を占めており、海洋に蓄えられた熱量のうち、およそ3分の2が海面から700m深までの海洋表層に吸収さ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 (ここでは海面から700m深までとする) 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 $1.99 \times 10^{22} \text{J}$ 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°C 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。

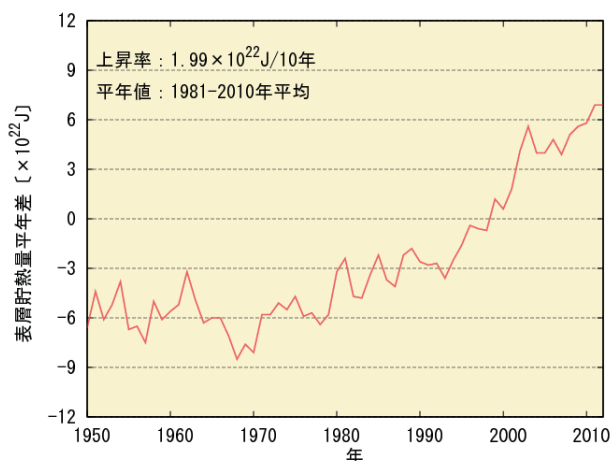


図 2.7-1 海洋表層 (0-700m) の全球貯熱量の経年変化
1981~2010年の平均からの偏差。

2.8 日本沿岸の海面水位の変動²⁴

【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。

気候変動に関する政府間パネル (IPCC) 第4次評価報告書 (IPCC, 2007) では、地球温暖化による海水の熱膨張及び山岳氷河や南極などの氷床の融解のため、世界平均の海面水位は明瞭な上昇傾向²⁵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、2012年までの上昇率は年あたり

²³ 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.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/ohc/ohc_global.html

²⁴ 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.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html

²⁵ IPCC 第4次評価報告書 (IPCC, 2007) では、「世界平均海面水位は1961年から2003年にかけて、年あたり $1.8 [1.3 \sim 2.3] \text{ mm}$ の割合で上昇した。1993年から2003年にかけての上昇率はさらに大きく、年あたり $3.1 [2.4 \sim 3.8] \text{ mm}$ 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)。

(第2章 気候変動)

1.1mmであった（上昇率は信頼度水準99%で統計的に有意）。

2012年の日本沿岸の海面水位は平年値（1981～2010年平均）と比べて68mm高く、1960年以降で第1位の値を更新した。

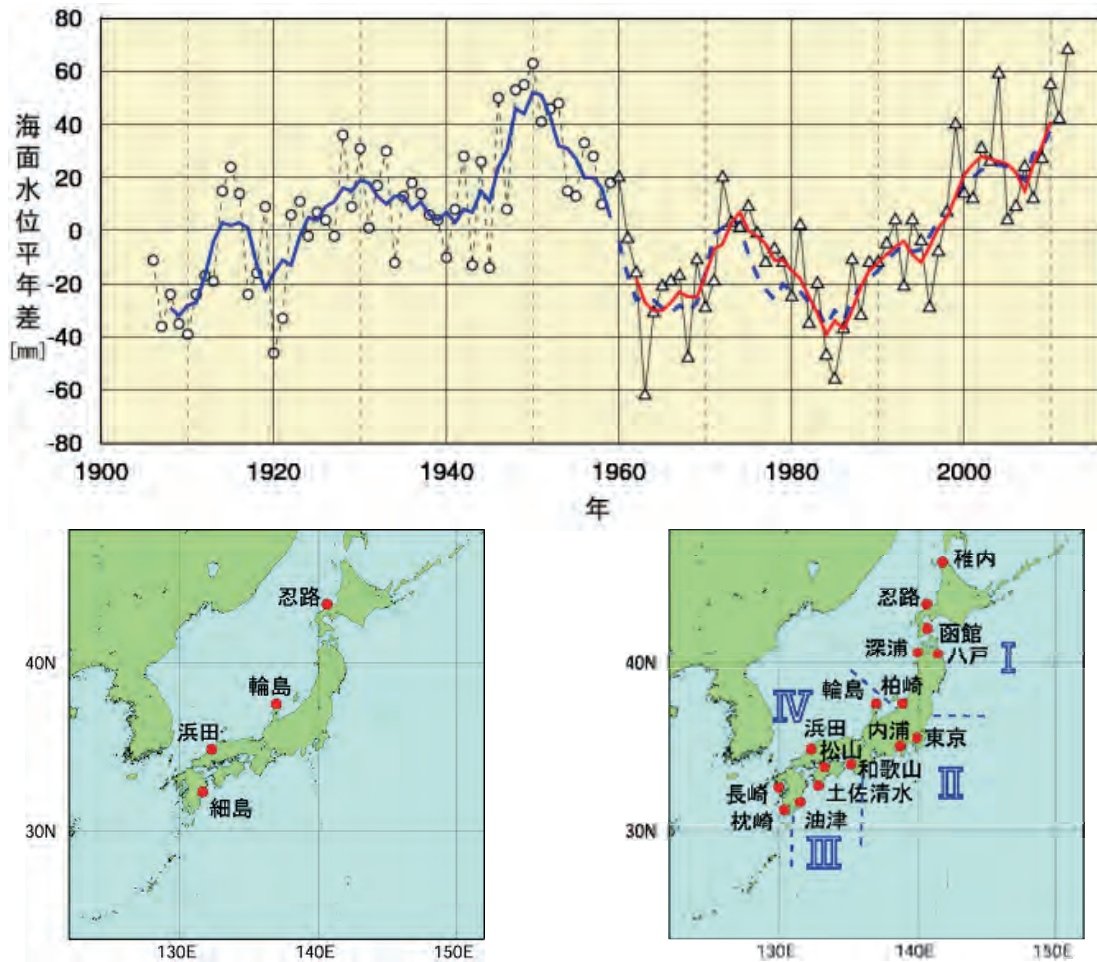


図 2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2012年）と検潮所位置図

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年から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（1962～2010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年と2012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欠測としている。

2.9 海氷域の変動²⁶

【ポイント】

- 北極域の海氷域面積は減少している。2012年の海氷域面積の年最小値は336万km²で、1979年以降最も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。
- 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173万km²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、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）。特に、年最小値は減少が顕著で、1979年から2012年までの減少率が年あたり9.4万km²となり（図2.9-1(a)）、2012年の年最小値は336万km²で、これまで最小だった2007年の431万km²を下回り、過去最小となった。また、北極域の年平均値は2012年までの減少率が年あたり5.9万km²となり（図2.9-1(b)）、2012年の年平均値はこれまでの最小であった2011年の1056万km²を下回る1046万km²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（図2.9-1(c)）（信頼度水準99%で統計的に有意）。

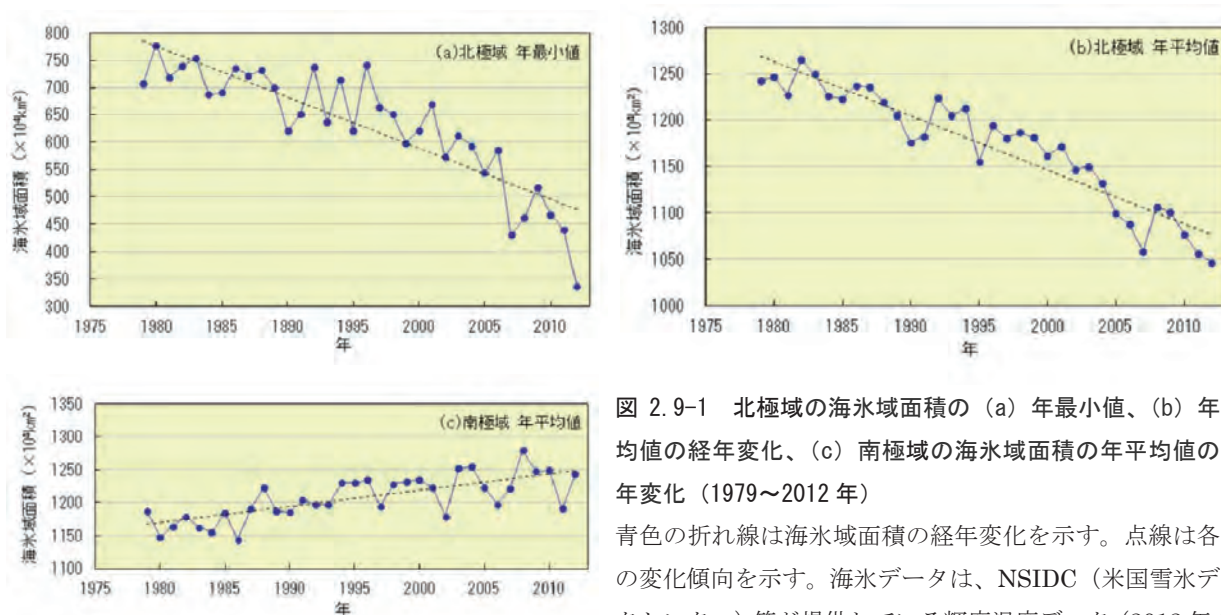


図 2.9-1 北極域の海氷域面積の (a) 年最小値、(b) 年平均値の経年変化、(c) 南極域の海氷域面積の年平均値の経年変化（1979～2012年）

青色の折れ線は海氷域面積の経年変化を示す。点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（2012年10月1日以降は速報値）を使用して作成している。

²⁶ 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.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_global/series_global.html（北極域・南極域）
http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/series_okhotsk/series_okhotsk.html（オホーツク海）

2.9.2 オホーツク海の海水

オホーツク海は、広範囲に海水が存在する海としては北半球で最も南にある海である。オホーツク海の海水の変化は、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水域面積²⁷や最大海水域面積²⁸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(図 2.9-2)(信頼度水準 99%で統計的に有意)。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 173 万 km²の減少、最大海水域面積は、10年あたり 5.8 万 km²(オホーツク海の全面積の 3.7%に相当)の減少となっている。

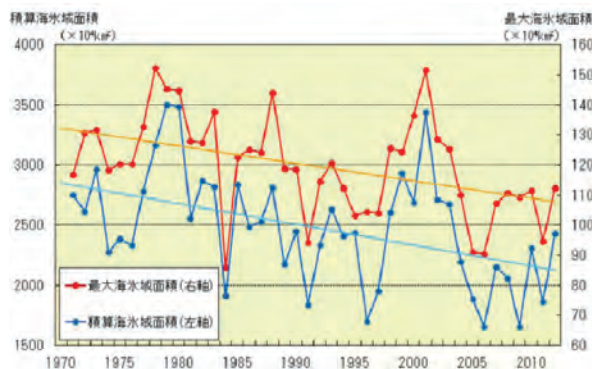


図 2.9-2 オホーツク海の積算海水域面積(青)と最大海水域面積(赤)の経年変化(1971~2012年)

直線は各々の変化傾向を示す。

【コラム】北極域の海水域面積の減少

北極域の 2012 年夏季の海水域面積は、観測データのある 1979 年以降で最小の 336 万 km²となった。その要因は、海水域面積の長期的な減少に加え、2012 年夏季の北極域の気象条件が重なった結果と考えられる。

北極域の海水域面積が長期的に減少していることについては、気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の第 4 次評価報告書(2007 年)で地球温暖化との関連が指摘されている。また、近年は北極域の海水が脆くなって夏季に融解しやすくなっていることが研究者や関係機関の共通認識となりつつある。

一方、2012 年の北極域の海水域面積の推移を見ると、3 月から 5 月まではほぼ平年並だったが、6 月上旬に海水域面積が急速に減少し、6 月中旬以降は過去最小かそれに近い海水域面積で推移した。例年は 8 月に入ると海水域面積の減少速度が鈍るが、2012 年は 8 月を通じて海水域面積の急速な減少が続き、9 月 15 日に海水域面積は観測史上最小の 336 万 km²となった。その後、海水域面積は増加に転じたが、12 月末まで平年より小さい値で推移した(図 2.9-3)。

2012 年 6 月から 8 月にかけて海水域面積が急速に減少した要因は、以下のように考えられる。まず、この期間の気圧配置が、グリーンランド付近に高気圧、北極海のシベリア側に低気圧が分布する傾向だった。この北極海の低気圧の東側では南から暖気が流入し、カナダの多島海やボーフォート海の気温が平年より高く経過したことが挙げられる。また、8 月上旬に北極海中央部で低気圧が発達し、これに伴う波浪で海水が砕かれた結果、海水の融解がさらに加速した可能性が考えられる(図 2.9-4)。

海水は海水面に比べ太陽光の反射率(アルベド)が大きいため、海水が減少すると、地球表面から反射される太陽エネルギーの割合が小さくなり、地球はより多くの太陽エネルギーを吸収して昇温するようになる。また、海水は海水から大気への熱輸送を遮断する効果があるが、海水が減少すると海洋から大気への熱輸送が大きくなり極域の気温が上昇する。このように、海水域面積の変化

²⁷ 積算海水域面積：前年 12 月 5 日～5 月 31 日までの 5 日ごとの海水域面積の合計。その年の海水の勢力をあらわす指標として用いている。

²⁸ 最大海水域面積：海水域が年間で最も拡大した半月の海水域面積。

は、気温の変化をより大きくするフィードバック効果を持つことから、海水域面積を長期にわたり監視することは、気候変動を監視する上で非常に重要である。

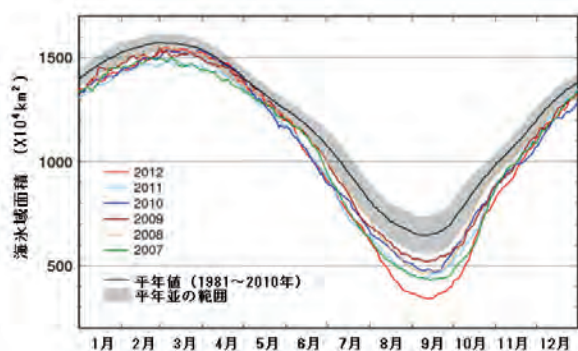


図 2.9-3 2007 年から 2012 年にかけての北極域の海水域面積の推移

2012 年は 6 月から 8 月まで海水域面積の急速な減少が続き、9 月の海水域面積は観測史上最小となった。

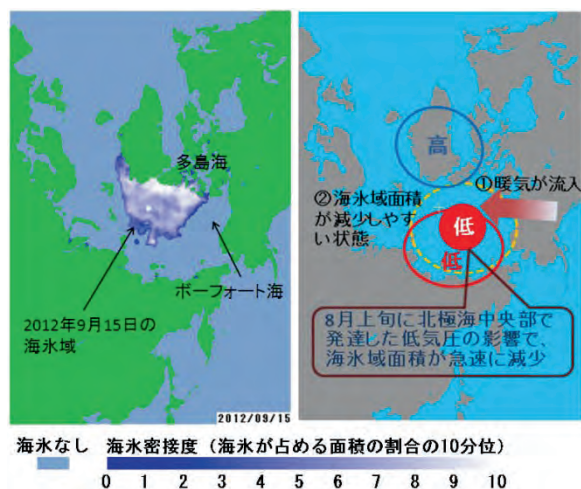


図 2.9-4 2012 年 9 月 15 日の海水域(左)と、海氷が著しく減少した要因(右)

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 年冬の積雪日数は、東アジア北部や中央アジア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）の積雪域面積の過去 25 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）一方、1～4 月には変化傾向は見られない（図 2.10-1 左図）。2011/2012 年冬（12～2 月）の積雪日数は東アジア北部や中央アジアで平年より多く、顕著な寒波に見舞われた 2 月はヨーロッパを含むユーラシア大陸の広い範囲で多かった。11・12 月は東アジア北部で平年より多かった（図 2.10-1 右図）。

(第2章 気候変動)

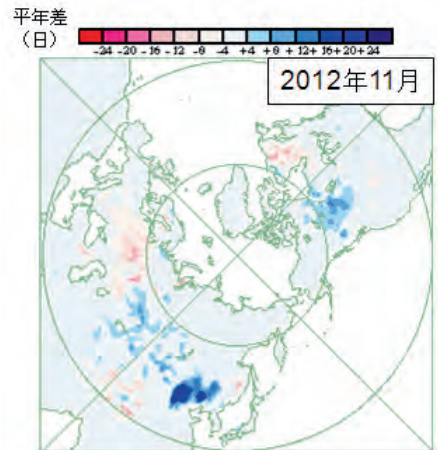
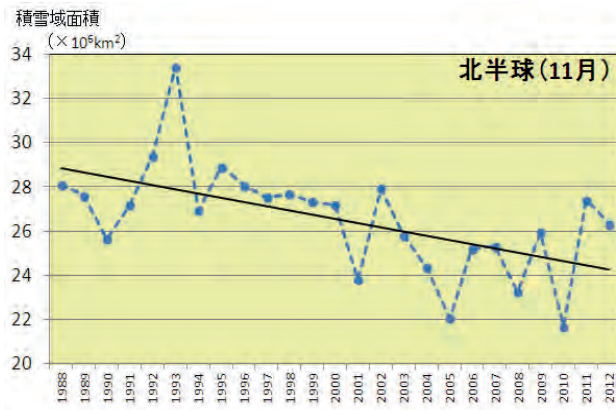
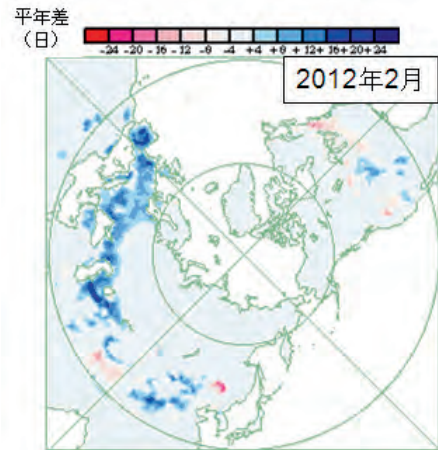
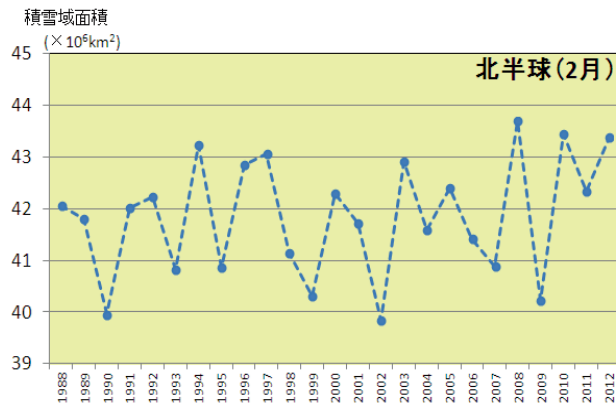


図 2.10-1 北半球（北緯 30 度以北）における 2 月（左上）及び 11 月（左下）の積雪域面積（ km^2 ）の経年変化（1988～2012 年）と 2012 年 2 月（右上）及び 11 月（右下）の月積雪日数平年偏差図
 左図の直線（黒色）は積雪域面積の変化傾向を示す。右図の暖色（寒色）域は、平年と比べて積雪日数が少ない（多い）ところを示す。平年値は 1989～2010 年の平均値。

第3章 地球環境の変動

3.1 温室効果ガスの変動²⁹

【ポイント】

- 二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的に見て増加している。
- メタンの濃度は、1999～2006年がほぼ一定だったが、2007年以降再び増加傾向にある。
- 一酸化二窒素の濃度は、長期的に見て増加傾向にある。

気象庁では世界気象機関（WMO）／全球大気監視（GAW）計画の温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）³⁰を運営しており、世界各国の温室効果ガスのデータを収集し、集めたデータの解析及び国内外へのデータの提供を行っている。2012年までにWDCGGに報告されたデータを見ると、化学的に安定していて気候に長期的な影響を与える代表的な温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表3.1-1）。

また、気象庁では国内3地点（綾里（岩手県大船渡市）、南鳥島（東京都小笠原村）、与那国島（沖縄県与那国町））において、地上付近の温室効果ガス濃度を観測している。2010年からは日本周辺海域及び北西太平洋における洋上大気及び海水中の二酸化炭素等の高精度観測を海洋気象観測船により行っているほか、2011年からは北西太平洋において航空機による上空の温室効果ガス観測を開始した（図3.1-1）。

表3.1-1 温室効果ガス等の世界平均濃度（2011年）

WMO（2012）及びIPCC（2007）を基に作成。

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

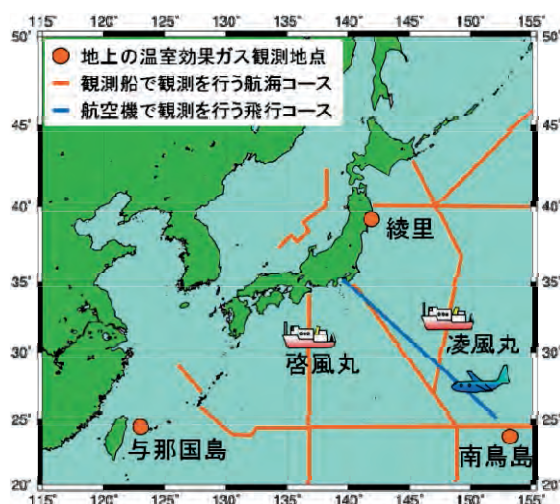


図3.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

気象庁では、綾里、南鳥島及び与那国島の3地点で連続観測を実施しているほか、2隻の海洋気象観測船（凌風丸、啓風丸）により洋上大気及び海水中の、航空機により上空の温室効果ガス観測を定期的に行っている。

²⁹ 気象庁ホームページでは、温室効果ガス等の監視成果を公表している。

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ghghp/info_ghg.html (大気中の温室効果ガス)

http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_2/a_2.html (海洋の温室効果ガス)

http://www.data.kishou.go.jp/shindan/a_3/a_3.html (海洋酸性化)

³⁰ WDCGG ホームページ http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/jp/wdcgg_j.html

3.1.1 世界と日本における二酸化炭素

(1) 世界における二酸化炭素濃度

世界の二酸化炭素濃度は季節変動を伴いながら年々増加している(図 3.1-2)。春から夏に減少し、秋から翌春にかけて増加する季節変動は、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)によるものである。二酸化炭素の放出源が北半球に多く存在するため、二酸化炭素濃度は相対的に北半球の中・高緯度帯で高く、南半球で低い(図 3.1-3)。季節変動の振幅は北半球の中・高緯度ほど大きく、陸域の面積の少ない南半球では小さい(Keeling *et al.*, 1989)。また、WDCGG の解析によると 2011 年の濃度は前年に比べて 2.0ppm 増えている(表 3.1-1)。最近 10 年の平均では年あたり 2.0ppm の割合で増えており、この濃度増加量は 1990 年代の平均濃度増加量(年あたり約 1.5ppm)より大きい。

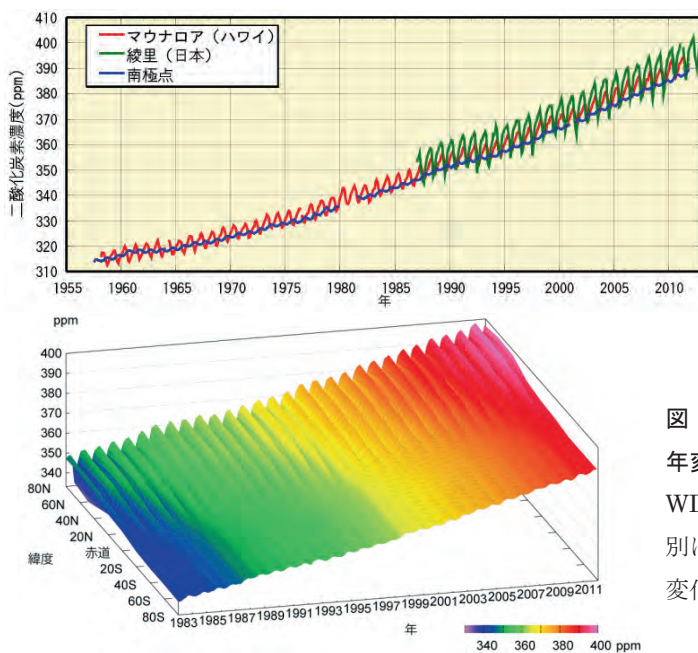


図 3.1-2 大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

マウナロア、綾里及び南極点における大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)及び米国二酸化炭素情報解析センター(CDIAC)が収集したデータを使用した。

図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。

(2) 国内の観測点における二酸化炭素濃度

国内の二酸化炭素濃度は、植物活動の影響による季節変動を繰り返しながら増加し続けている(図 3.1-4 (a))。綾里は与那国島や南鳥島に比べて高緯度に位置する(図 3.1-1)ため、陸上の植物活動による影響を受けやすく、季節変動が大きくなっている。また、与那国島と南鳥島はほぼ同じ緯度帯にあるものの与那国島の濃度が高く、季節変動の振幅も大きい。これは、与那国島がアジア大陸に近く、そこで排出される人為起源の二酸化炭素の影響に加え、秋から春にかけて植物の呼吸や土壌有機物の分解によって大陸の二酸化炭素濃度が高くなる影響を強く受けるためである。2012 年の年平均濃度は、綾里で 397.2ppm、南鳥島で 394.9ppm、与那国島では 397.0ppm で、前年に比べていずれも増加し、観測開始以来の最高値となった(いずれも速報値)。

二酸化炭素の濃度年増加量が大きくなる時期は主にエルニーニョ現象に対応している。これはエルニーニョ現象がもたらす高温などの全球的な異常天候により植物の呼吸や土壌有機物分解作用の強化及び光合成活動の抑制が生じ、陸上生物圏から大気への二酸化炭素放出が強まるためである(Keeling *et al.*, 1995; Dettinger and Ghil, 1998)。最近では 2009~2010 年のエルニーニョ現象発生を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した(図 3.1-4 (b))。これは世界でも同様の傾向である。

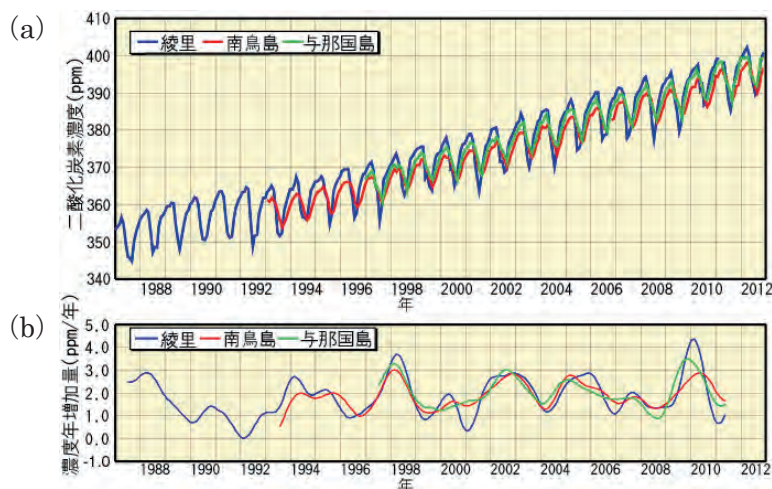


図 3.1-4 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化
綾里、南鳥島及び与那国島で観測された、(a) 大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化と、(b) 濃度年増加量(各月の増加量を1年あたりに換算)の経年変化を示す。算出方法はWMO (2009) による。

(3) 海洋の二酸化炭素濃度

気象庁の海洋気象観測船による観測から得られた、東経 137 度線上の北緯 7~33 度で平均した冬季の表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を見ると、本海域では、冬季には表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中の濃度より低く、海洋が大気中の二酸化炭素を吸収していることがわかる (図 3.1-5)。本海域における 1984~2012 年の大気中及び表面海水中の二酸化炭素濃度は増加しており、その増加率はそれぞれ年あたり 1.8ppm、1.6ppm であった (いずれも信頼度水準 99% で統計的に有意)。

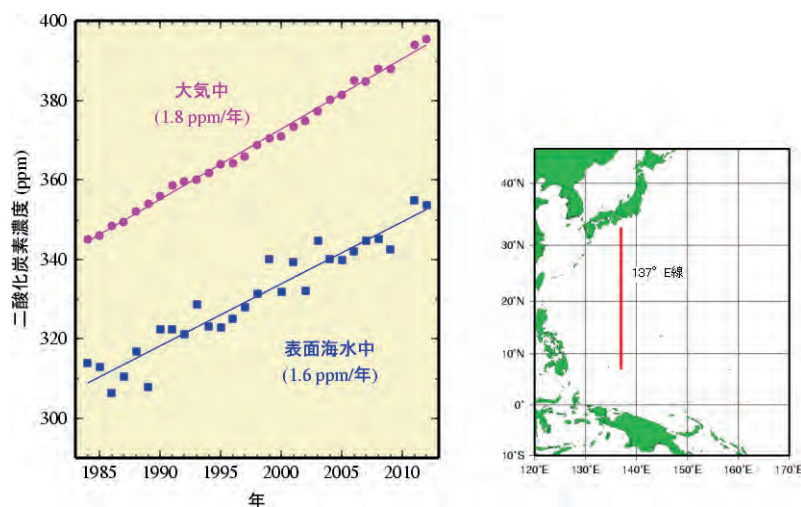


図 3.1-5 東経 137 度線 (右図の赤線部分) 上の冬季 (1~2 月) の表面海水中と大気中の二酸化炭素濃度の経年変化 (北緯 7~33 度の航行中連続観測データの平均値、1984~2012 年)

気象庁では海洋気象観測船凌風丸及び啓風丸によって、亜寒帯から赤道域にいたる北西太平洋で、表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度の観測を実施している。表面海水中及び大気中の二酸化炭素濃度は、表面海水及び大気試料をポンプで船内に引き込み、観測室内に設置した装置で航行中に連続的に観測している。

これまで蓄積された国内外の海洋観測データから、表面海水中の二酸化炭素濃度と水温・塩分・クロロフィル濃度との間には、海域や季節によってそれぞれ特徴の異なる相関関係があることがわかってきている。この相関関係を利用して、水温と塩分の解析データや衛星によるクロロフィル濃度の観測データから、太平洋全域を対象に表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、大気-海洋間における二酸化炭素交換量を解析した (Sugimoto *et al.*, 2012 : 図 3.1-6)。

(第3章 地球環境の変動)

二酸化炭素交換量の分布（左図）を見ると、赤道付近では海洋から大気へ二酸化炭素が放出（赤色）され、赤道域以外の広い海域では海洋が大気から二酸化炭素を吸収（青色）する特徴が見られる。太平洋全体では、平年（1985～2010年の平均）で年間に7.1億トン炭素（炭素の重量に換算した年間交換量）の二酸化炭素を吸収している。この量は、全海洋の1990年代の年平均吸収量22億トン炭素（IPCC, 2007）の約30%に相当する。年ごとの二酸化炭素吸収量には増加傾向が現れており、増加率は10年あたり0.6億トン炭素である（信頼度水準90%で統計的に有意）。

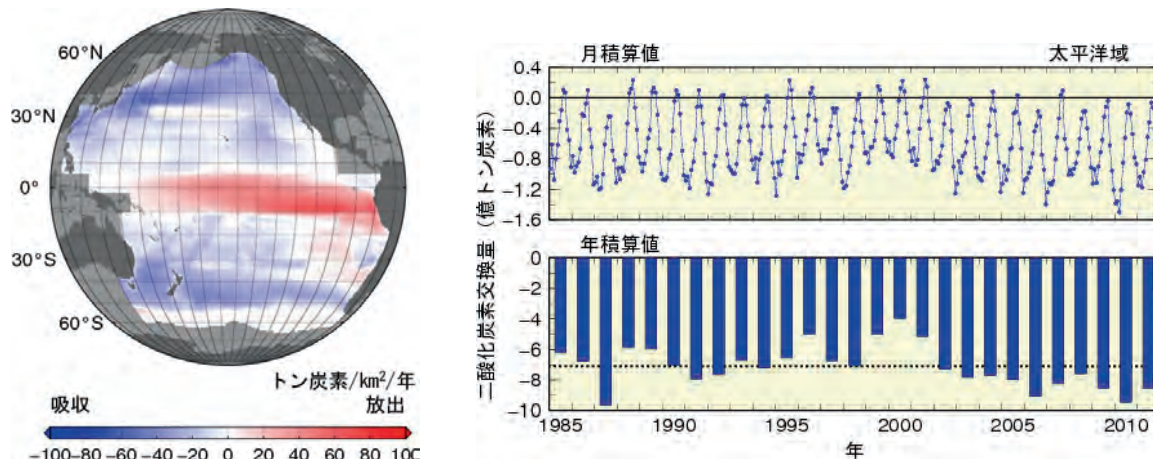


図 3.1-6 太平洋における大気－海洋間の二酸化炭素交換量の 2011 年の分布（左図）並びに二酸化炭素交換量の月ごと及び年間の積算値（1985～2011 年）（右図）

二酸化炭素交換量の積算値の正の値は海洋から大気へ二酸化炭素が放出されていることを、負の値は大気中の二酸化炭素が海洋に吸収されていることを示す。単位は、二酸化炭素交換量を炭素の重量に換算した値を用い、分布図では1年あたり単位面積あたりの「トン炭素/km²/年」、積算値では「億トン炭素」を用いる。左図は2011年の太平洋における二酸化炭素交換量の分布を表したもので、灰色の領域は解析対象範囲の外側を示す。右図は月積算値及び年積算値を示したもので、年積算値の図の点線は平年値（1985～2010年の平均：-7.1億トン炭素）を表す。

海洋内部の二酸化炭素の観測データを利用して、東経137度に沿った北緯10～30度の海域に蓄積された二酸化炭素量を見積もった（図3.1-7）。二酸化炭素蓄積量の変化は海面に近いほど大きく、海面から深さ700m程度までの海洋表層に含まれる二酸化炭素に増加が見られる。1994～2012年までの18年間に、この海域の二酸化炭素蓄積量は約120トン炭素/km²（単位面積あたりに蓄積した炭素の重量に換算）増加した。北西太平洋における二酸化炭素の蓄積量は、産業革命以降1990年代までの約250年間に300トン炭素/km²（Sabine *et al.*, 2004）増加したとされており、東経137度に沿ったこの海域では、その約3分の1に相当する量が、1994～2012年の最近の18年間にさらに増加したことを示している。

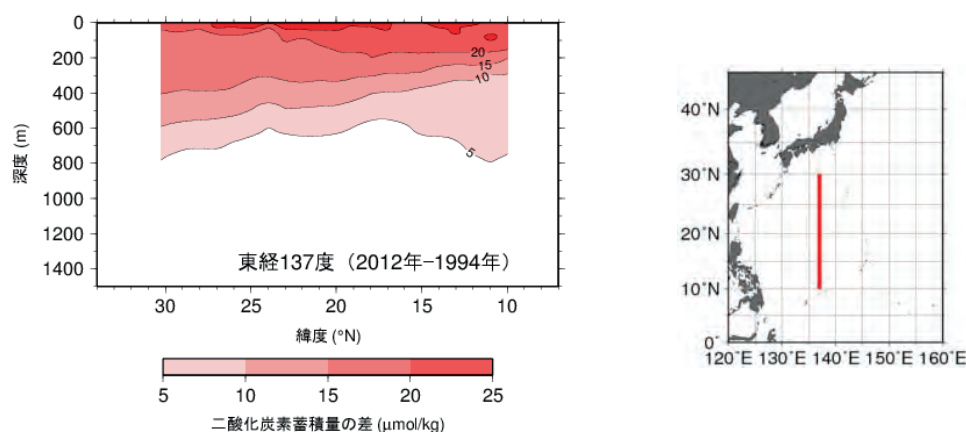


図 3.1-7 東経 137 度における 2012 年と 1994 年の海洋内部の二酸化炭素蓄積量の差

左図：海洋内部に蓄積した 2012 年と 1994 年の二酸化炭素量 ($\mu\text{mol}/\text{kg}$) の差。単位の「 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ 」は海水 1kg 中に含まれる二酸化炭素の物質質量であり、 $1\mu\text{mol}$ の二酸化炭素量を炭素の重量に換算すると約 $12\mu\text{g}$ に相当する。

右図：赤の線は解析対象とした海域（東経 137 度）を示す。

(4) 海洋酸性化

海洋は、人間活動により排出された二酸化炭素の最大の吸収源であり、海洋が二酸化炭素を吸収することで、海洋表面の海水の化学的性質に変化が生じている。特に、“海洋酸性化”として知られている海水中の pH（水素イオン濃度指数）の低下は、海洋による大気中の二酸化炭素の吸収能力を低下させて地球温暖化を加速させたり（Raven *et al.*, 2005）、プランクトンの成長を阻害して海洋の生態系に影響を与えたりするなど、懸念すべき問題となっている（詳細は 48 ページ【コラム】海洋酸性化により懸念される影響を参照）。IPCC 第 4 次評価報告書（IPCC, 2007）では、産業革命以降（1750 年以降）の人間活動で排出された大気中の二酸化炭素を海洋が吸収することにより、現在までに全球平均の海洋表面 pH は 0.1 低下したと見積もっており、今世紀末までには更に 0.14～0.35 低下すると予測している。

北西太平洋における海洋酸性化の現状を把握するため、1984 年以降の冬季における東経 137 度線上（北緯 3～34 度）の表面海水中の二酸化炭素濃度等のデータを用いて pH を見積もった（図 3.1-8、図 3.1-9）。その結果、北西太平洋における pH は全ての緯度で明らかに低下しており、各緯度における低下率は 10 年あたり 0.013～0.020 の範囲、平均では 0.017 であった（信頼度水準 99% で統計的に有意）。大気中及び海水中の二酸化炭素が年々増加しているために表面海水中の pH が低下していると考えられる。

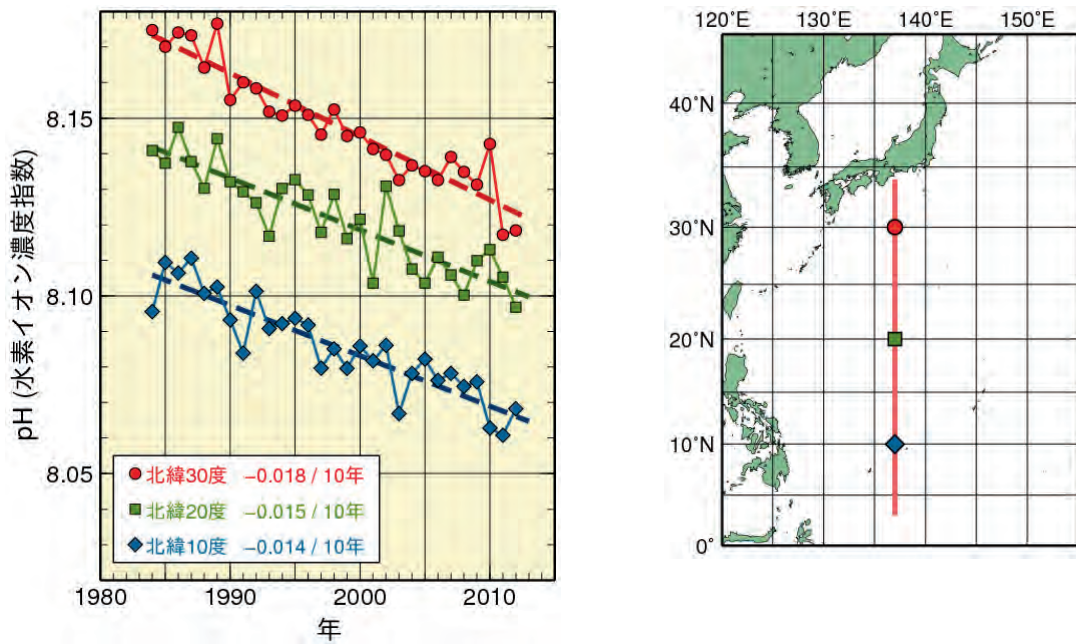


図 3.1-8 東経 137 度線 (右図) における冬季 (1~2 月) の表面海水中 pH の経年変化 (左図)
 東経 137 度線のうち北緯 10 度、20 度及び 30 度における経年変化を代表して図示した。図中の数字は各緯度における 10 年あたりの変化率を示す。

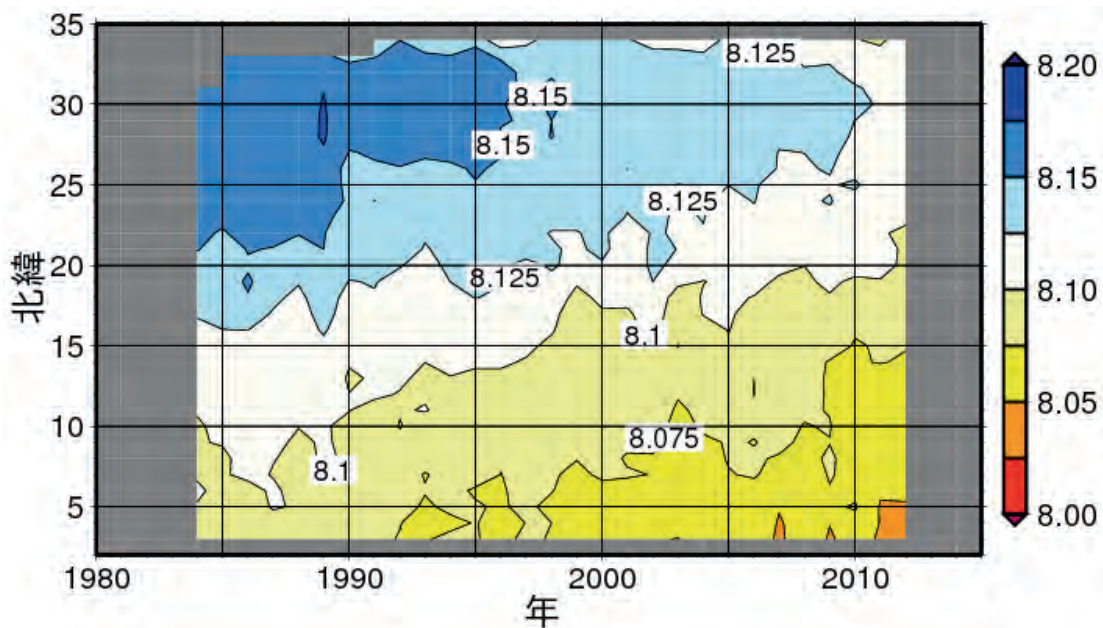


図 3.1-9 冬季 (1~2 月) の東経 137 度線上における表面海水中の pH の緯度-時間断面

【コラム】海洋酸性化により懸念される影響

海洋酸性化は、地球温暖化対策や生物多様性の維持に影響を与える恐れがある。IPCC 第 4 次評価報告書 (IPCC, 2007) では、海洋酸性化によって海洋が大気中の二酸化炭素を吸収する能力が低下する可能性を指摘している。これは、本来弱アルカリ性である海水が酸性側に向かう (pH が低下する) ことで、海洋内部の化学平衡が変化し、海洋が大気から吸収できる二酸化炭素の量が減少するためである。この結果として、大気中に残る二酸化炭素の割合が増え、地球温暖化が加速することが懸念される (Raven *et al.*, 2005)。

さらに海洋酸性化は、海洋の生態系にも大きな影響を与える可能性がある。例えば、多くの生物にとっての生育の場となっているサンゴ礁の発達や形成が阻害されたり、プランクトン、貝類、甲殻類といった生物の殻や骨格の成分である炭酸カルシウムが溶出して、正常に成長できなくなるといった状況が起こるのではないかと考えられている。さらに、このような食物連鎖の下位に属する植物プランクトンや小さな動物プランクトン等が成長、繁殖しにくい環境になると、上位に属する生物にも影響が及ぶ可能性がある。この結果、有用な水産資源の量に左右される水産業や、サンゴ礁等の海洋観光資源に依存する観光産業などの経済活動への影響も懸念される。

このように海洋酸性化は、重大な地球環境問題であるものの、まだ実態がよく分かっておらず、海洋酸性化に適切に対処していくためにも、海洋の監視を継続して、海洋酸性化に関する科学的な知見を集積していくことが必要である。

(5) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁気象研究所と独立行政法人国立環境研究所などが共同で、1993年から定期航空便を利用した上空の二酸化炭素濃度の観測を行っている (Machida *et al.*, 2008)。上空でも地上と同様に、季節変動を繰り返しながら濃度が増加していることがわかる (図 3.1-10)。北半球低緯度帯上空でみられる季節変動は地上における季節変動を反映したもののだが、振幅は地上より小さい。南半球低緯度帯上空では季節変動に濃度のピークが2度出現するなど、変動は複雑である (Matsueda *et al.*, 2008)。

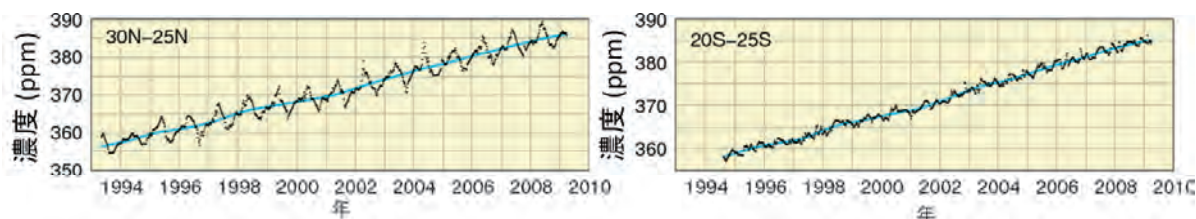


図 3.1-10 気象庁気象研究所と独立行政法人国立環境研究所による日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して観測された上空の二酸化炭素濃度の経年変化 (1993年4月～2009年3月、環境省、(株)日本航空、(財)日航財団の支援による)

左図は北緯25～30度の、右図は南緯20～25度の緯度帯平均を表す。黒線、青線はそれぞれ高度8～13kmで観測された緯度帯別の二酸化炭素濃度、季節変動成分を除いた経年変化を示す。算出方法はWMO (2009)による。

3.1.2 世界と日本におけるメタン

(1) 世界におけるメタン濃度

大気中のメタン濃度は、世界的な濃度の把握が可能となって以来上昇を続けてきたが、1999～2006年にかけてはその増加がほぼ止まった。しかし、2007年以降再び増加してきている (図 3.1-11の赤線)。このような近年の変動の原因に関しては、今のところ十分に解明されていない。WDCGGの解析では2011年の世界平均濃度は1813ppbで、1984年以降で最高値となった (表 3.1-1)。

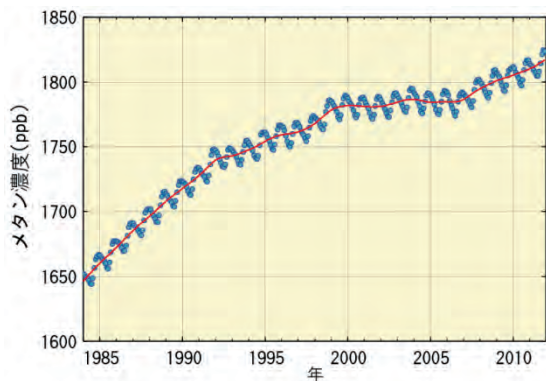


図 3.1-11 大気中のメタンの世界平均濃度

WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度の経年変化（青線）と、季節変動成分を除いた濃度変化（赤線）を示す（WMO, 2012）。算出方法は WMO（2009）による。

メタンは北半球の中・高緯度帯から南半球に向かうにつれて濃度が急激に減少しており、その濃度減少率は二酸化炭素より著しい。また、夏季には紫外線が強くなることにより OH ラジカル³¹が増加し、これと反応することでメタンが消滅するため、夏季にメタン濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している様子がみられる（図 3.1-12）。

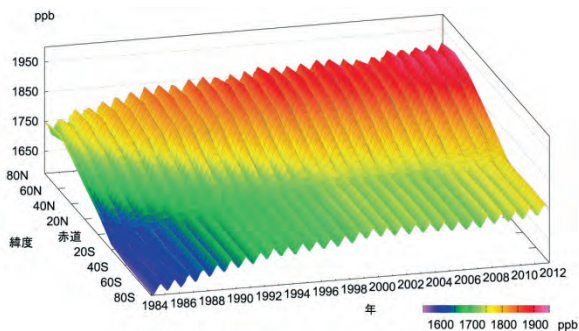


図 3.1-12 緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化

WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。

(2) 日本におけるメタン濃度

国内で観測しているメタン濃度は、世界での傾向と同様に、夏季に濃度が減少し冬季に増加する季節変動を繰り返している（図 3.1-13 (a)）。綾里は与那国島や南鳥島に比べて高緯度に位置するため 3 つの観測地点の中で最もその濃度が高い。与那国島は南鳥島とほぼ同じ緯度帯にありながら、秋から春にかけて南鳥島よりも濃度が高くなる。これは与那国島が人口密集度の高いアジア大陸の都市域に近く、人為起源の排出の影響を受けやすいためであると考えられる。2011 年の年平均濃度は、綾里で 1886ppb、南鳥島で 1848ppb、与那国島では 1870ppb で、前年に比べて増加し、観測開始以来の最高値となった（いずれも速報値）。

大気中のメタンの濃度年増加量の経年変化（図 3.1-13 (b)）には年々変動があり、観測所によって濃度年増加量が大きく異なる年が見られる。

³¹ OH ラジカルとは、オゾンに紫外線が作用し光分解することによって生じる酸素原子と、大気中の水蒸気が反応して生成する、極めて不安定で反応性が高い物質。

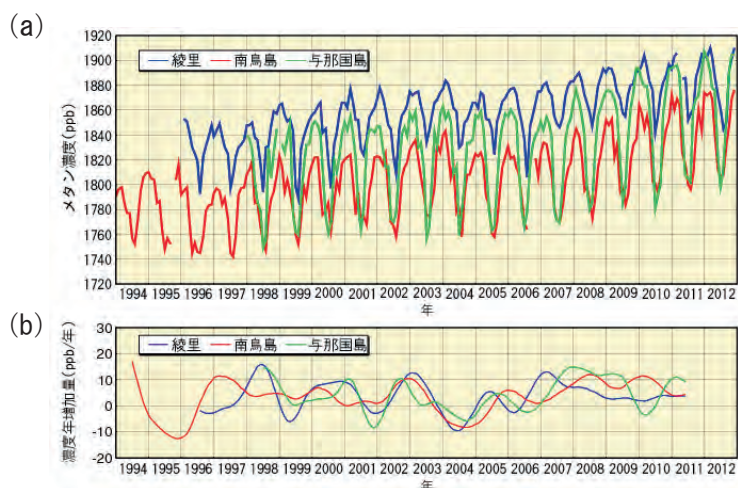


図 3.1-13 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化
綾里、南鳥島及び与那国島で観測された (a) 大気中のメタン月平均濃度の経年変化と、(b) 濃度年増加量 (各月の増加量を1年あたりに換算) の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。

3.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

一酸化二窒素の大気中濃度は増加を続けており、WDCGG の解析によると 2011 年の世界平均濃度は 324.2ppb であった。これは、18 世紀以前の平均的な値とされる 270ppb と比べると 20% の増加である (表 3.1-1)。

綾里における一酸化二窒素濃度の経年変化を見ると、明瞭な季節変動は認められないが、年々増加している (図 3.1-14)。2012 年の年平均濃度は 325.9ppb (速報値) であった。

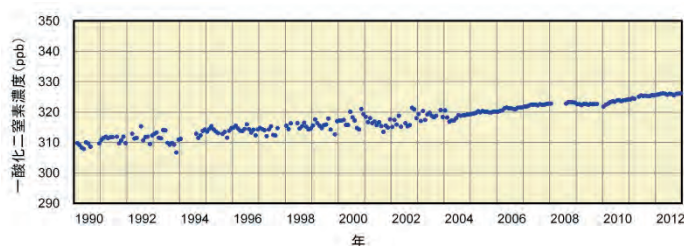


図 3.1-14 綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化
綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。なお、2004 年のはじめに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.2 オゾン層と紫外線の変動³²

【ポイント】

- オゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類 (CFC 類) の大気中濃度は、減少傾向にある。
- オゾン全量は、1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少し、現在も少ない状態が続いている。
- 南極のオゾンホールは、1980 年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降では増加傾向はみられない。
- 札幌とつくばの紅斑 (こうはん) 紫外線量年積算値は、観測を開始した 1990 年代初めから増加している。

気象庁では、「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」第二十二條第 1 項³³に基づき、国内 4 地点 (札幌、つくば、那覇、南鳥島) 及び南極昭和基地においてオゾン層の状況を、ま

³² 気象庁ホームページでは、オゾン層・紫外線に関する情報を公表している。
http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/ozonehp/diag_o3uv.html

³³ 「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」(昭和六十三年五月二十日法律第五十三号) 第二十二條 気象庁長官は、オゾン層の状況並びに大気中における特定物質の濃度の状況を観測し、その成果を公表するものとする。

た、綾里においてオゾン層破壊物質であるクロロフルオロカーボン類の大気中濃度を観測している。

3.2.1 世界と日本におけるオゾン層破壊物質

クロロフルオロカーボン類 (CFC-11、CFC-12、CFC-113 など、塩素等ハロゲン元素を含んだ炭素化合物であるハロカーボンの一種。以下 CFC 類と表記) は成層圏オゾン層を破壊する物質であり、1987 年に採択され、1989 年に発効した「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている。

また、ハロカーボン類は温室効果ガスであり、その大気中濃度は二酸化炭素に比べ 100 万分の 1 程度であるが、単位質量あたりの温室効果は二酸化炭素の数千倍と大きい。

(1) 世界のオゾン層破壊物質

世界の大気中の CFC 類の濃度は、1980 年代に急速に増加したが、1990 年代以降はモントリオール議定書の効果により減少傾向が見られる (図 3.2-1)。要素別にみると、CFC-11 は 1992~1994 年頃を境に減少傾向に転じている。CFC-12 は 2005 年頃まで増加しその後減少傾向に転じている。CFC-113 は CFC-11 と同様な傾向を示し、北半球で 1993~1994 年頃を境に、南半球では 1997 年前後を境としてゆるやかな減少傾向に転じている。また、CFC 類の排出源が多く存在する北半球と排出源が少ない南半球の濃度を比較すると、1980 年代よりも 1990 年代以降の方が差が小さくなり、両半球の濃度が徐々に近づいてきている。このことから、CFC 類の排出を抑制した効果が大気中の CFC 類の濃度に現れてきていることが分かる。

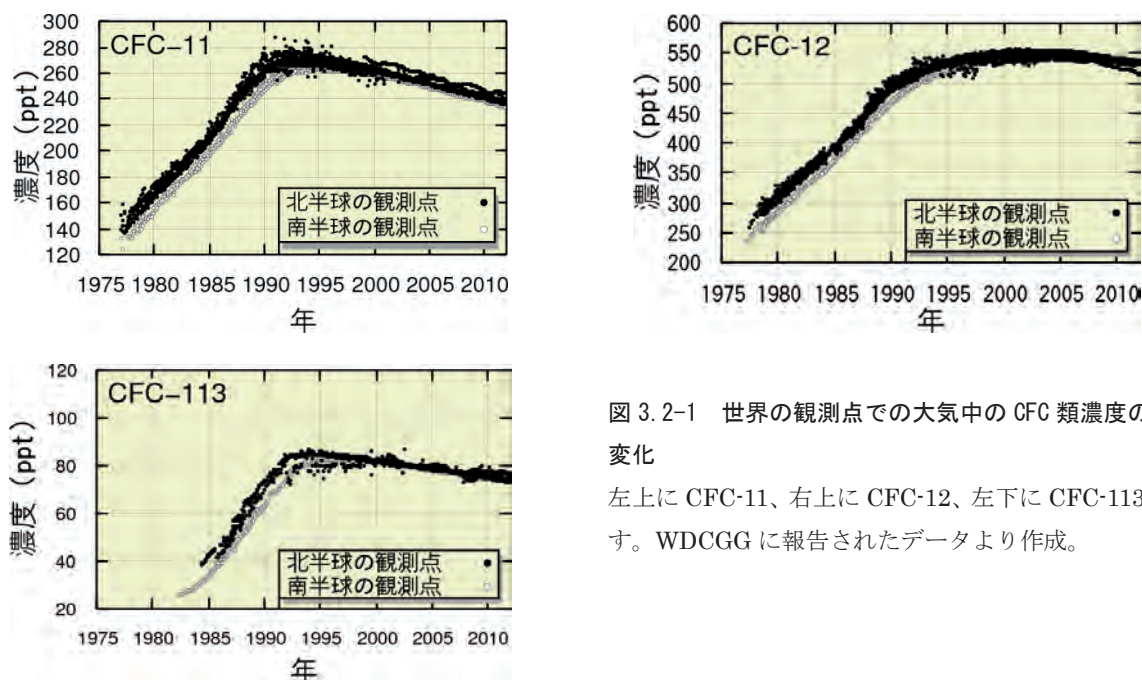


図 3.2-1 世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化
左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG に報告されたデータより作成。

(2) 日本のオゾン層破壊物質

綾里における CFC 類の観測結果においても、種類によりその時期は異なるが、いずれも減少傾向へ転じたことが確認できる (図 3.2-2)。要素別にみると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993~1994 年の約 270ppt をピークとして減少、CFC-12 はその増加が 1995 年頃から緩やかになり 2005 年頃をピークに減少、CFC-113 はごく緩やかな増加が 2001 年頃までに止まり、その後減少傾向がみられる。

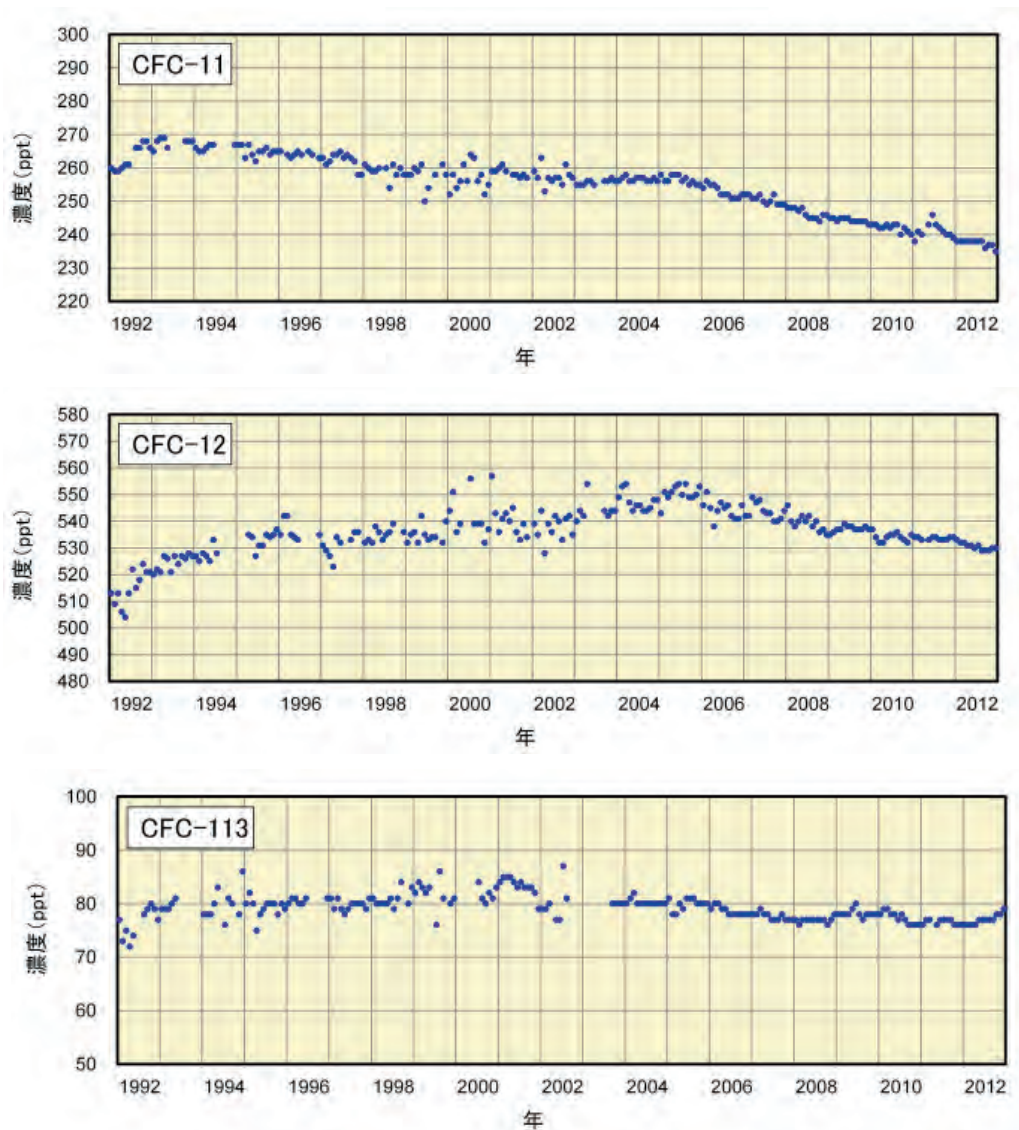


図 3.2-2 綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化

上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.2.2 世界と日本におけるオゾン層

(1) 世界全体のオゾン層

世界のオゾン全量は 1980 年代から 1990 年代前半にかけて大きく減少した。その後、1990 年代半ば以降はほぼ変化がないかわずかに増加傾向となっているものの、現在も少ない状態が続いている（図 3.2-3）。地上観測データによれば、オゾン層の破壊が進んだ 1980 年代の直前である 1979 年を基準とした場合、2012 年のオゾン全量は世界平均で約 2.0% 少ない状態である³⁴。オゾン全量の減少が 1990 年代半ば以降みられなくなったことは、CFC 類等のオゾン層破壊物質の大気中濃度が、1990 年代以降ほとんど変化がないか、または減少傾向に転じたためと考えられる。

³⁴ オゾン全量の長期的な変化傾向を示す曲線（図 3.2-3 の赤線）上の値から算出。

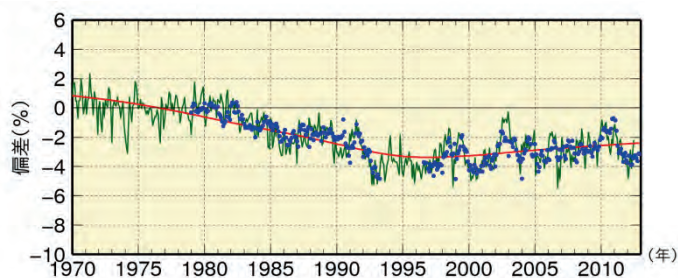


図 3.2-3 世界のオゾン全量の偏差 (%) の経年変化

実線(緑)は世界の地上観測によるオゾン全量の偏差 (%)。実線(赤)は EESC フィッティング曲線³⁵。●印は衛星観測データ(北緯 70 度～南緯 70 度)によるオゾン全量の偏差 (%)。比較の基準は 1970～1980 年の平均とした。観測データからは、季節変動、太陽活動、QBO³⁶の影響を除去している。使用した地上観測点数は 63 地点(北半球は 54 地点、南半球 9 地点)である。

(2) 日本上空のオゾン層

国内のオゾン全量は、札幌とつくばでは主に 1980 年代を中心に 1990 年代初めまで減少が進んだ(図 3.2-4)。1990 年代半ば以降は、国内 4 地点ともに緩やかな増加傾向がみられる。

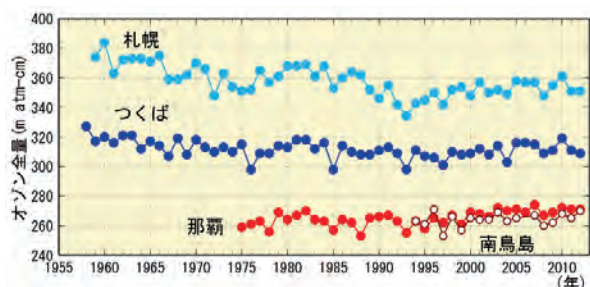


図 3.2-4 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始からの年平均値の経年変化。気象庁におけるオゾン観測は、1957 年につくばで開始し、現在は国内 4 地点(札幌、つくば、那覇、南鳥島)及び南極昭和基地でオゾン全量とオゾン鉛直分布の観測を実施している。

(3) 南極域上空のオゾンホール³⁷

オゾンホールの年最大面積は、1980 年代から 1990 年代半ばにかけて急激に拡大したが、それ以降では増加傾向はみられなくなった(図 3.2-5)。2012 年のオゾンホールの年最大面積は、1990 年代以降で最も小さい規模だった(図 3.2-5、3.2-6)。2012 年のオゾンホールの規模が小さかった要因の一つとして、オゾン層破壊の促進に関係する南極上空の低温域(−78℃以下)の面積が 7～8 月頃に小さかったことが考えられる。

オゾンホールの規模は、その年の気象状況により年々変動するが、長期的には成層圏のオゾン層破壊物質の総量に従って変化する。南極上空の成層圏のオゾン層破壊物質の総量は 2000 年代はじめのピーク後も多い状態が続いている(WMO, 2011)ため、南極上空のオゾン層が破壊されやすい状況は依然として続いている。

³⁵ オゾンの長期変化(トレンド)を議論する際に、EESC (Equivalent Effective Stratospheric Chlorine : 等価実効成層圏塩素と訳され、成層圏における臭素と塩素のオゾン破壊能力に関する標準化された指標)の変化の関数にフィッティングしたトレンドを表す曲線。「オゾン層破壊の科学アセスメント 2010」(WMO, 2011)において採用されている方法である。

³⁶ QBO (Quasi-Biennial Oscillation : 準 2 年周期振動)とは、赤道付近の成層圏で、東風と西風が約 2 年の周期で交互に出現する現象。

³⁷ 「オゾンホール」については巻末の用語一覧を参照。

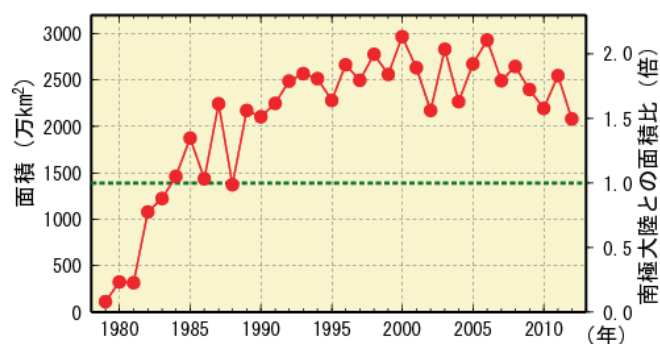


図 3.2-5 オゾンホール面積の経年変化

オゾンホールの面積（オゾン全量が 220m atm-cm 以下の領域の面積）の推移。1979 年以降の年最大値の経年変化。なお、南極大陸の面積（1390 万 km²）を緑点線で示す。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

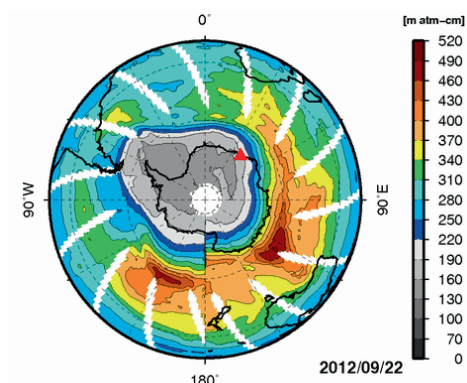


図 3.2-6 オゾンホール面積が年最大を記録した 2012 年 9 月 22 日のオゾン全量の南半球分布
中央の灰色の部分、オゾンホールの目安となる 220m atm-cm 以下の領域。白色の部分は観測値が得られなかった領域。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

3.2.3 日本における紫外線

国内の紅斑紫外線量³⁸年積算値は、観測を開始した 1990 年代初め以降、札幌とつくばで増加しており、増加率はそれぞれ 10 年あたり 4.9%、5.1%である（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 3.2-7）。増加の特徴としては、札幌では、主に 1990 年代半ばから 2000 年代に増加している。つくばと那覇では、1990 年代に増加した後、2000 年代は変化傾向がみられなかったが、つくばの最近 2 年間は、観測開始以来の第 1 位、第 2 位と高い値が続いた。これらの増加はオゾン全量の状況（図 3.2-4）から説明することができず、雲量の減少など天候の変化やエアロゾル量の減少が原因として考えられる（WMO, 2011；気象庁, 2011）。

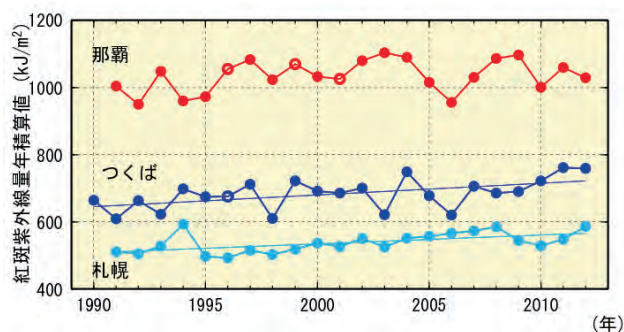


図 3.2-7 紅斑紫外線量年積算値の経年変化

丸印は札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始からの経年変化。年積算値（●及び○印）は、月平均値に月日数をかけて 12 か月分を積算して算出する。○印は、月平均値が資料不足値（1 か月の日別観測数が 20 日未満）となる月が含まれることを示す。統計的に有意に増加している札幌・つくばについて、全期間の傾向を直線で示した。

38 「紅斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

3.3 日本におけるエアロゾルと地上放射の変動³⁹

【ポイント】

- 地球規模で大きな影響を与えるような大規模な火山噴火は、1991年のピナトゥボ火山噴火以降は発生していないため、日本におけるエアロゾル等による大気の大気混濁は1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- 2012年の黄砂観測日数は12日、黄砂観測のべ日数は91日だった。

3.3.1 エアロゾル

国内の直達日射量⁴⁰観測により得られる大気混濁係数⁴¹から対流圏の変動を除いたバックグラウンド値の経年変化を見ると、火山噴火による成層圏エアロゾルの影響が明瞭に確認できる(図3.3-1)。1963年から数年継続しているやや高い値、1982～83年と1991～93年にみられる極大は、それぞれ1963年2～5月のアグン火山噴火(インドネシア)、1982年3～4月のエルチチョン火山噴火(メキシコ)、1991年6月のピナトゥボ火山噴火(フィリピン)によって火山ガスが成層圏に大量に注入され、成層圏が長期間にわたって混濁した結果である。ピナトゥボ火山噴火以降は大規模な火山噴火が発生していないため、日本における大気混濁係数はアグン火山噴火前のレベルまで戻っている。

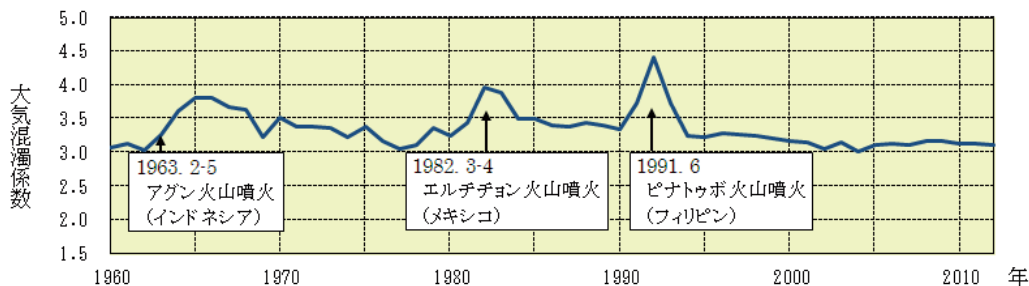


図3.3-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化(1960～2012年)

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エアロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内5地点(札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島)の平均値を求め、年平均値を算出している。

3.3.2 黄砂

大陸より日本へ飛来する黄砂もエアロゾルの一種である。気象庁では、国内61地点(2012年12月31日現在)の気象台や測候所で、職員が目視により大気中に黄砂粒子が浮遊していると判断した場合に「黄砂」として記録している。2012年の黄砂観測日数(国内の気象官署のいずれかで黄砂現象を観測した日数)は12日(図3.3-2)、黄砂観測のべ日数(国内の気象官署で黄砂現象を観測した日数の合計)は91日(図3.3-3)であった。

³⁹ 「エアロゾル」については巻末の用語一覧を参照。

気象庁ホームページでは、エアロゾルや黄砂に関する情報を公表している。

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/aerosolhp/aerosol_shindan.html (エアロゾル)

http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/kosahp/kosa_shindan.html (黄砂の統計情報)

<http://www.jma.go.jp/jp/kosa/> (黄砂の予測や実況)

⁴⁰ 直達日射量とは、太陽から地表面に直接入射するエネルギーである。直達日射量からは大気の大気混濁係数(大気混濁係数)を算出することができる。

⁴¹ 大気混濁係数は、エアロゾルのほか、水蒸気、オゾン、二酸化炭素等の日射の散乱・吸収に寄与する種々の物質を含む現実の大気的光学的厚さ(日射に対する大気の不透明さ、濁り具合)が、酸素や窒素などの空気分子以外の物質が存在しないと仮定した大気的光学的厚さの何倍であるかを表し、値が大きいほど大気を濁す物質が多いことを示す。

黄砂観測日数や黄砂観測のべ日数は、1967年～2012年の統計期間では増加傾向がみられるが、年々の変動が大きく、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。

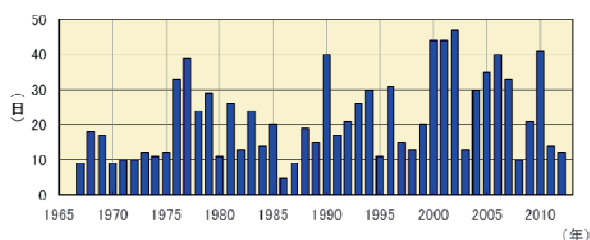


図 3.3-2 日本における年別の黄砂観測日数（1967～2012年、国内61地点）

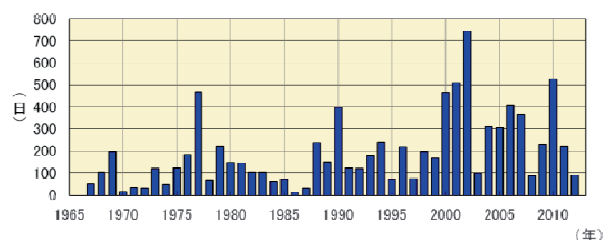


図 3.3-3 日本における年別の黄砂観測のべ日数（1967～2012年、国内61地点）

3.3.3 日射と赤外放射

地球における放射収支の変化は気候変動をもたらすため、その変化を監視することは重要である。気象庁では、直達日射、散乱日射及び下向き赤外放射⁴²を国内5地点（札幌・つくば・福岡・石垣島・南鳥島）で行っている。

(1) 全天日射量

世界の多くの地域における全天日射量は、1960年頃から1980年代後半まで減少し、1980年代後半から2000年頃まで急速に増加し、その後は大きな変化が見られないという傾向が報告されている（Ohmura, 2009）。日本における変化傾向（国内5地点平均）によると、1970年代後半から1990年頃にかけて急激に減少し、1990年頃から2000年代初めにかけて急激に増加し、その後は大きな変化は見られない。これは、前述の世界的な傾向とほぼ整合している（図3.3-4）。

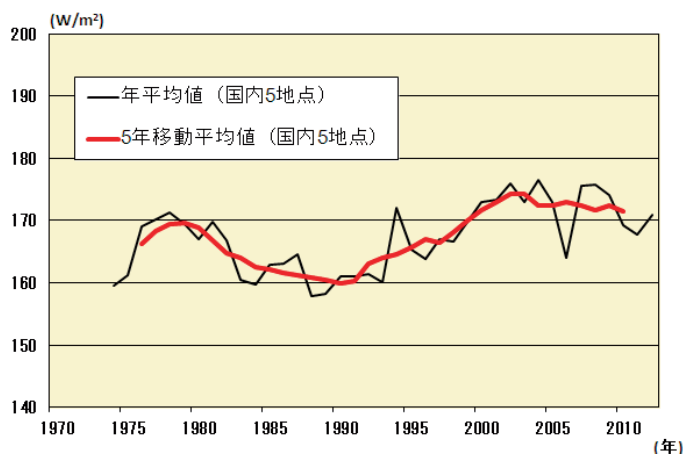


図 3.3-4 全天日射量の年平均値及び5年移動平均値の経年変化

国内5地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）の平均を示す。2010年に各地点で順次観測装置を更新し、より高精度な観測データが得られるようになった。

(2) 下向き赤外放射量

下向き赤外放射量の長期変化傾向を把握するため、1990年代初めから研究観測が行われているつくばについて解析した。2012年までの経年変化を見ると、1年当たり約 0.4W/m^2 の割合で増加を続けている（図3.3-5）。これは、全世界の基準地上放射観測網（BSRN）⁴³観測地点の解析結果（年 0.3W/m^2 の増加）と整合している（WCRP, 2010）。

⁴² 下向き赤外放射とは、天空の全方向から地表面に入射する赤外放射（赤外線）である。下向き赤外放射は、大気中の雲・水蒸気・炭酸ガス等からその絶対温度の4乗に比例して放射されるので、地球温暖化の監視に利用できる。

⁴³ BSRN（Baseline Surface Radiation Network：基準地上放射観測網）とは、地球規模の高精度な地表面放射収支を継続的に測定するための国際的な観測網。日本では、札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島、南極昭和基地が観測点として登録されている。

(第3章 地球環境の変動)

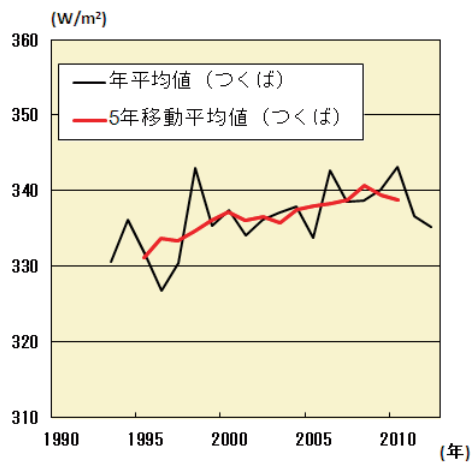


図 3.3-5 下向き赤外放射量の年平均値及び5年移動平均値の経年年変化(つくば)

変化傾向の有意性の評価について

気温や降水量等の観測値は、様々な時空間スケールの大気や海洋の運動のため、大きく変動している。自然変動を背景に地球温暖化に伴う気候系の変化傾向をとらえるためには、観測データを適切な統計量に変換し、時系列で並べた統計量にランダムな変動要因だけでは説明しにくい系統的な変化傾向が含まれている可能性がどの程度か検定を行う。この「統計的検定」の結果、経年変化がランダムな変動要因だけでは説明できないと判断することが妥当な場合には、「統計的に有意な変化傾向がある」等と表現される。

本レポートでは、統計量に見られる経年変化傾向の有無の可能性について、統計的有意性を 99%、95%、90%の信頼度水準で検定した結果を判断基準としており、それぞれ本文中の記述とは下表のとおり対応させている。

信頼度水準	本文中の対応する記述
99%以上で有意	「増加（減少）している（信頼度水準 99%で統計的に有意）」 「上昇（下降）している（信頼度水準 99%で統計的に有意）」
95%以上で有意	「増加（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）」 「上昇（下降）傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）」
90%以上で有意	「増加（減少）傾向が現れている（信頼度水準 90%で統計的に有意）」 「上昇（下降）傾向が現れている（信頼度水準 90%で統計的に有意）」
上記以外	「変化傾向は見られない」

なお、この統計的検定にあたっては次のような手法により検定している。

（イ）統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できる場合

気温偏差の場合、トレンド成分を除去した年々の統計量の出現頻度はおおむね正規分布に従うと考えることができる。正規分布とみなしてよい統計量に対しては、西暦年と累年の統計量との相関係数を用いて、t検定を行う。

（ロ）統計量の年々変動成分が正規分布に従うことが仮定できない場合

猛暑日や熱帯夜等の階級日数、1時間降水量 50mm 以上等の発生頻度の統計量は正規分布に従うことが仮定できない場合があるので、これらの統計量に対しては分布に依らない検定（ノンパラメトリック検定）を行う。

統計的検定では、原理的に、「統計的に有意」と判定されてもその結果が誤りである可能性が常に存在する。「信頼度水準 90%（95%、99%）以上で統計的に有意」の場合には、観測値における経年変化傾向がランダムな変動要因により出現しているにも関わらず誤って有意と判定してしまう確率をそれぞれ最大で 10%（5%、1%）まで許していることを意味している。逆に、系統的な変化傾向が存在していても、それを正しく検出できない場合もある。一般に、統計年数が短い、年々の変動幅が大きい、発生頻度が稀、等の場合には、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化する可能性が大きい。本レポートの分析結果は、以上の性質に留意の上で活用されたい。

用語一覧

IPCC（気候変動に関する政府間パネル）

気候変動に関する政府間パネル。世界気象機関（WMO）と国連環境計画（UNEP）により、1988年に設立された。各国の科学者や専門家で組織され、気候変動の（1）自然科学的根拠、（2）脆弱性・影響・適応策、（3）緩和策の評価を行い、報告書を取りまとめている。その報告書の内容は、地球温暖化に関する条約交渉の際などに、共通認識の情報として取り扱われている。

異常気象

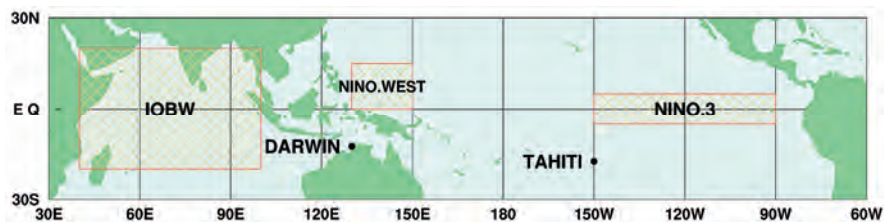
一般に過去に経験した現象から大きく外れた現象で、人が一生の間にまれにしか経験しない現象をいう。大雨や強風等の激しい数時間の気象から数か月も続く干ばつ、冷夏などの気候の異常も含まれる。気象庁では「ある場所・ある時季において30年に1回以下（30年に1回よりまれ）の頻度で発生する現象」を異常気象としている。

エルニーニョ現象に関する用語

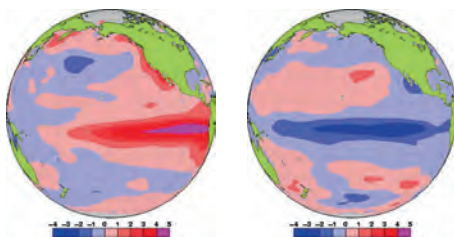
エルニーニョ現象／ラニーニャ現象：エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。ひとたびエルニーニョ現象やラニーニャ現象が発生すると、日本を含め世界中で異常な天候が起これると考えられている。

気象庁では、エルニーニョ監視海域（北緯5度～南緯5度、西経150度～西経90度；図A NINO.3の領域）の月平均海面水温の基準値（その年の前年までの30年間の各月の平均値）との差の5か月移動平均値が、6か月以上続けて $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上/ -0.5°C 以下となった場合をエルニーニョ／ラニーニャ現象としている。

図Bは典型的なエルニーニョ現象及びラニーニャ現象が発生している時の太平洋における海面水温の平年偏差の分布を示している。日付変更線（経度180度）の東から南米沿岸にかけての赤道沿いで、赤あるいは青の色が濃く、海面水温の平年偏差が大きくなっている。



図A エルニーニョ監視海域の位置



図B エルニーニョ現象時（1997年11月）の月平均海面水温平年偏差（左）及び、ラニーニャ現象時（1988年12月）の月平均海面水温平年偏差（右）

赤が平年より高く、青が平年より低く、色が濃いほど平年偏差が大きいことを表す。

左の図は、1997/98エルニーニョ現象が最盛期であった1997年11月における海面水温の平年偏差、右の図は1988/89ラニーニャ現象が最盛期であった1988年12月における海面水温の平年偏差。

南方振動：エルニーニョ／ラニーニャ現象は、太平洋の赤道付近で吹いている持続的な東風（貿易風）と密接な関係がある。貿易風は、エルニーニョ現象時には弱く、ラニーニャ現象時には強い傾向が見られる。貿易風の強さを決める要因は太平洋の東部と西部の間の海面気圧の差だが、この気圧差は大小を交互に繰り返しており、これを南方振動という。エルニーニョ／ラニーニャ現象と南方振動は、それぞれが独立に起きているのではなく、大気と海洋が相互に影響を及ぼしあっている一つの現象の異なった側面であり、これらを総合的に捉えて「エルニーニョ・南方振動 (El Niño - Southern Oscillation)」、略して「エンソ (ENSO)」という。

エアロゾル

大気中に浮遊している固体あるいは液体の微粒子。地表や海面から舞い上がるものや、工業活動によって排出される煤煙、気体（前駆物質）から生成される二次生成粒子などがある。太陽光の吸収・散乱や凝結核として雲の生成などに影響する。エアロゾルのうち、粒子の大きさ（粒径）が $2.5\mu\text{m}$ 以下と非常に小さいものを微小粒子状物質 (PM2.5) という。PM2.5 は、髪の毛の太さの $1/30$ 程度と非常に小さいため、健康への影響が懸念されている。

オゾン層に関する用語

オゾン全量：地表から大気圏上端までの気柱に含まれる全てのオゾンを積算した量。仮に大気中のオゾンを全て 1 気圧、 0°C として地表に集めたときに、オゾンだけからなる層の厚みをセンチメートル単位で測り、この数値を 1000 倍したもので、単位は $\text{m atm}\cdot\text{cm}$ （ミリアトムセンチメートル）または DU (Dobson Unit：ドブソン単位) である。地球全体の平均的なオゾン全量は約 $300\text{m atm}\cdot\text{cm}$ で、これは地表で約 3mm の厚さに相当する。

オゾン層破壊物質：成層圏オゾンを破壊する物質であり、通常、「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」によりその生産等が規制されている物質を指す。主要なものとして、クロロフルオロカーボン類 (CFC-11、CFC-12、CFC-113 など。これを日本では一般に「フロン」と呼ぶ場合がある)、四塩化炭素、ハイドロクロロフルオロカーボン類 (HCFCs)、1,1,1-トリクロロエタン、塩化メチル、ハロン類、臭化メチルなどがある。また、これらのオゾン層破壊物質は温室効果ガスでもある。

オゾンホール：南極上空のオゾン量が極端に少なくなる現象で、オゾン層に穴のあいたような状態であることからその名が付けられた。南半球の冬季から春季にあたる 8～9 月頃発生、急速に発達し、11～12 月頃に消滅するという季節変動をする。1980 年代初めからこのような現象が観測されている。

モントリオール議定書：オゾン層を破壊するおそれのある物質を特定し、当該物質の生産や消費の規制とそのスケジュールを規定するために 1987 年にカナダで採択され 1989 年に発効した国際条約。我が国は 1988 年に締結した。採択後もオゾン層の破壊状況について各国で検討を行い、規制措置の強化のための改正がなされた。正式名称は「オゾン層を破壊する物質に関するモントリオール議定書」。

温室効果に関する用語

温室効果：地球の大気には二酸化炭素などの温室効果ガスと呼ばれる気体がわずかに含まれている。これらの気体は赤外線を吸収し、再び放出する性質があるため、太陽からの光で暖められた地球の表面から熱放射として放出された赤外線の多くが、大気に吸収され、再び射出された赤外線が地球の表面に吸収される。これらの過程により、地表面及び地表面付近の大気を暖めることを温室効果と呼ぶ。仮に温室効果が無い場合の地球の表面の温度は -19°C と見積もられているが、温室効果のために世界の平均気温はおよそ 14°C と推定される。大気中の温室効果ガスが増えると温室効果

が強まり、地球の表面の気温が高くなる。代表的な温室効果ガスには、二酸化炭素、メタン、一酸化二窒素などがある。なお、水蒸気は最も大きな温室効果を持つが、地球温暖化問題を議論する際には一般的に人為起源温室効果ガスとは区別して扱う。

二酸化炭素：地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガス。先進工業国の産業革命（18世紀後半）以来、人間活動に伴う化石燃料の消費、森林減少などの土地利用の変化、セメント生産などによる二酸化炭素の排出により大気中の濃度が増加しつつある。1990年代においては化石燃料の燃焼により大気中に排出された二酸化炭素のうち、約半分が大気に残留し、約3分の1が海洋に吸収されていると推定されている（IPCC, 2007）。

メタン：二酸化炭素について地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスであり、湿地や水田、あるいは家畜及び天然ガスの生産やバイオマス燃焼など、その放出源は多岐にわたる（IPCC, 2007）。メタンは、主に大気中のOHラジカル（ラジカルとは非常に反応性が高く不安定な分子のこと）と反応し、消失する。

一酸化二窒素：1分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約300倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が114年と長い気体である。大気中への放出は海洋や土壌などの自然起源のものと、窒素肥料の使用や工業活動などによる人為起源のものがあり、これらは成層圏において主に太陽紫外線により分解されて消滅する。

黄砂

中国大陸を発生源とする土壌粒子エアロゾルがもたらす現象。アジア域の砂漠地帯（ゴビ砂漠、タクラマカン砂漠）や黄土高原などから舞い上げられた砂塵が、上空の強い風によって東方へ輸送され、徐々に降下する現象。日本における黄砂現象は、春先から初夏にかけて観測されることが多く、空が黄褐色に煙ることにより、一般にもよく知られた現象である。現象が著しいときは、視程の悪化により交通機関へ影響を与える場合がある。

紅斑（こうはん）紫外線量

太陽光に含まれる紫外線を継続的に浴びると、皮膚が赤くなる（紅斑）などの変化が起きる。これが長年にわたって繰り返されると、皮膚ガンや白内障の発症率の増加など健康に悪影響を与えることが知られている。紅斑紫外線量は、人体に及ぼす影響を示すために、波長によって異なる影響度を考慮して算出した紫外線量である。

平年値

その地点での気候を表す値で、その時々々の気象（気温、降水量、日照時間など）や天候（冷夏、暖冬、少雨、多雨）を評価する基準として利用される。気象庁では30年間の平均値を用い（現在は1981～2010年の平均）、西暦年の1位の数字が1になる10年ごとに更新している。

北極振動

高緯度域と中緯度域における海面気圧が、シーソーのように一方が高いと一方が低くなる現象である。北極地方の海面気圧が平年より高く、中緯度帯の気圧が平年より低い場合を「負の北極振動」と呼び、北極地方から中緯度に向かって寒気が流れ込みやすくなる。逆に、北極地方の気圧が平年より低く、中緯度帯の気圧が平年より高い場合を「正の北極振動」と呼び、中緯度への寒気の南下が弱くなる。

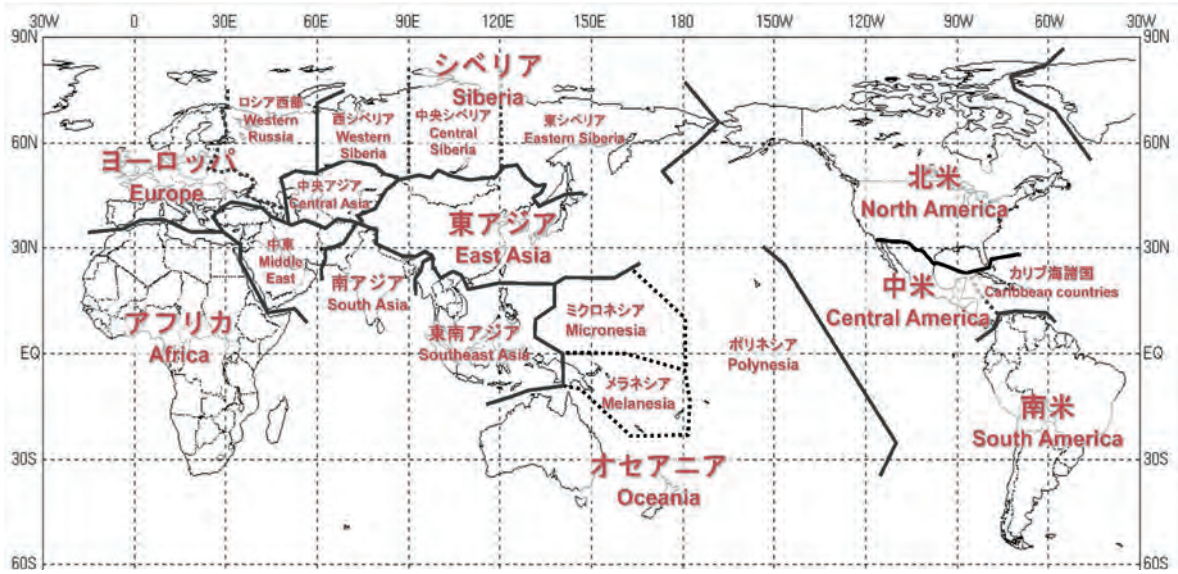
モンスーン

季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、アジア大陸からオーストラリア北部にかけては最も典型的なモンスーン気候帯である。

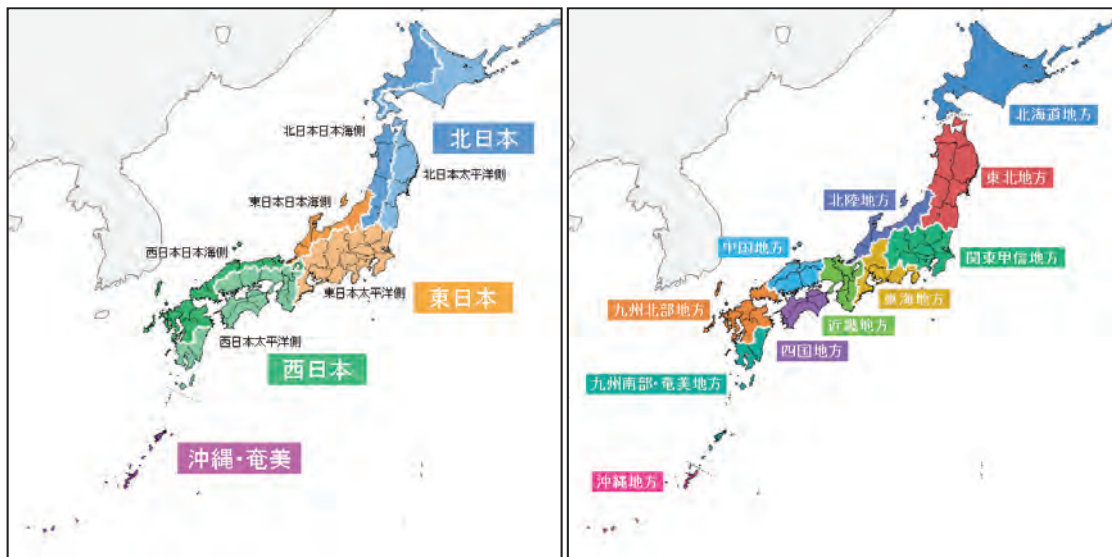
これらのほか、用語については気象庁ホームページの予報用語一覧も参考のこと。

(http://www.jma.go.jp/jma/kishou/known/yougo_hp/mokuji.html)

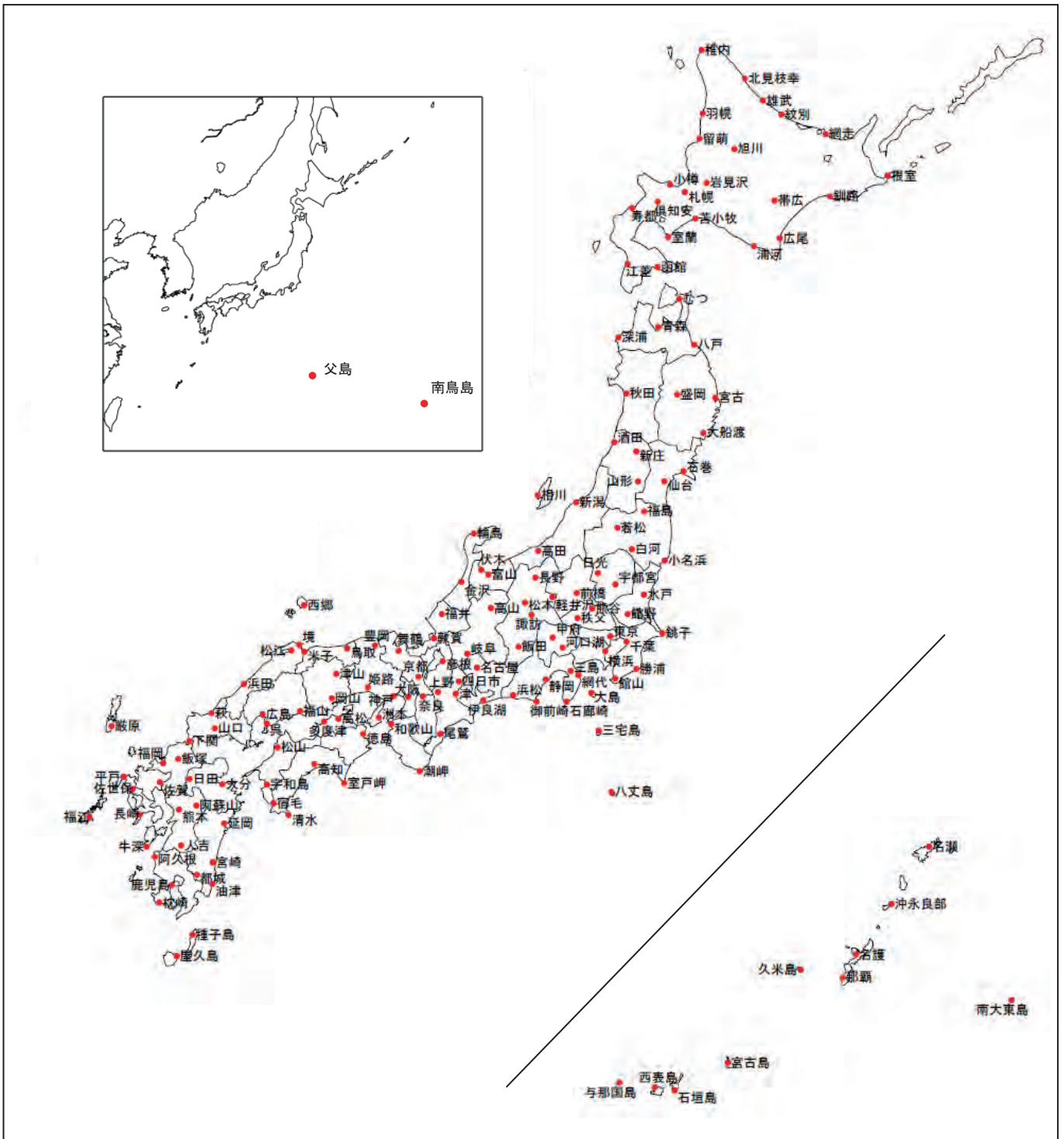
参考図



参考図 1 世界の地域区分



参考図 2 日本の地域区分



参考図3 日本の地上気象観測所分布図

参考文献

【第1章】

農林水産省, 2012: 米国の高温・乾燥と食料需給・価格の動向 (12月) .

http://www.maff.go.jp/j/zyukyu/jki/j_rep/monthly/201207_1/pdf/2012_1227_usa_drought.pdf,
Accessed 2013-05-15.

Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, 65, 373-390.

【第2章】

気象庁, 2011: 衛星データによる積雪域解析. 気候系監視資料 2010.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific decadal oscillation. *Journal of Oceanography*, 58, 35-44.

【第3章】

気象庁, 2005: 大気環境海洋観測報告 第5号.

気象庁, 2011: オゾン層観測報告 : 2010.

Dettinger, M. D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric CO₂ and climate. *Tellus*, 50B, 1-24.

IPCC, 2007: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K. B. Averyt, M. Tignor and H. L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 996 pp.

Keeling, C. D., S. C. Piper and M. Heimann, 1989: A three-dimensional model of atmospheric CO₂ transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations,"AGU Monograph, vol. 55", Washington, American Geophysical Union, pp.305-363.

Keeling, C. D., T. P. Whorf, M. Wahlen and J. van der Plicht, 1995: Interannual extremes in the rate of rise of atmospheric carbon dioxide since 1980. *Nature*, 375, 666-670.

Machida, T., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirofumi, N. Kondo, K. Goto, T. Nakazawa, K. Ishikawa and T. Ogawa, 2008: Worldwide measurements of atmospheric CO₂ and other trace gas species using commercial airlines. *J. Atmos. Oceanic Technol.*, 25(10), 1744-1754, doi:10.1175/2008JTECHA1082.1.

Matsueda, H., T. Machida, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirofumi, H. Ikeda, N. Kondo and K. Goto, 2008: Evaluation of atmospheric CO₂ measurements from new flask air sampling of JAL. *Pap. Meteorol. Geophys.*, 59, 1-17.

Ohmura, A., 2009: Observed decadal variations in surface solar radiation and their causes. *J. Geophys. Res.*, 114, D00D05, doi: 10.1029/2008JD011290.

- Raven, J., K. Caldeira, H. Elderfield, O. Hoegh-Guldberg, P.S. Liss, U. Reisbell, J. Shepard, C. Turley and A.J. Watson, 2005: Ocean acidification due to increasing atmospheric carbon dioxide. Policy Document 12/05, The Royal Society, London, UK, 60pp.
- Sabine, C. L., R. A. Feely, N. Gruber, R. M. Key, K. Lee, J. L. Bullister, R. Wanninkhof, C. S. Wong, D. W. R. Wallace, B. Tilbrook, F. J. Millero, T-H. Peng, A. Kozyr, T. Ono and A. F. Rios, 2004: The oceanic sink for anthropogenic CO₂. *Science*, 305, 367-371.
- Sugimoto, H., N. Hiraishi, T. Midorikawa and M. Ishii, 2012: A method for estimating the sea-air CO₂ flux in the Pacific Ocean. Technical Reports of the Meteorological Research Institute, 66, 32pp.
- WCRP, 2010: Summary Report from the Eleventh Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Scientific Review and Workshop. WCRP Informal Report No. 08/2010, 21pp.
- WMO, 2009: Technical Report of Global Analysis Method for Major Greenhouse Gases by the World Data Center for Greenhouse Gases. GAW Report No. 184, WMO/TD No.1473.
- WMO, 2011: Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2010. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No.52, 516pp.
- WMO, 2012: WMO Greenhouse Gas Bulletin No.8.
(http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/infohp/wdcgg/wdcgg_bulletin.html)

謝辞

本書は、気象庁関係各部が作成し、内容に関する検討は、近藤洋輝 専門委員を部会長とする気候問題懇談会検討部会の協力を得た。

気候問題懇談会検討部会

部会長 近藤 洋輝 一般財団法人 リモート・センシング技術センター
ソリューション事業部 特任首席研究員

今村 隆史 独立行政法人 国立環境研究所 環境計測研究センター
センター長

日下 博幸 筑波大学 計算科学研究センター 准教授

須賀 利雄 東北大学 大学院理学研究科 教授

早坂 忠裕 東北大学 大学院理学研究科 教授

渡部 雅浩 東京大学 大気海洋研究所 准教授

(敬称略)

