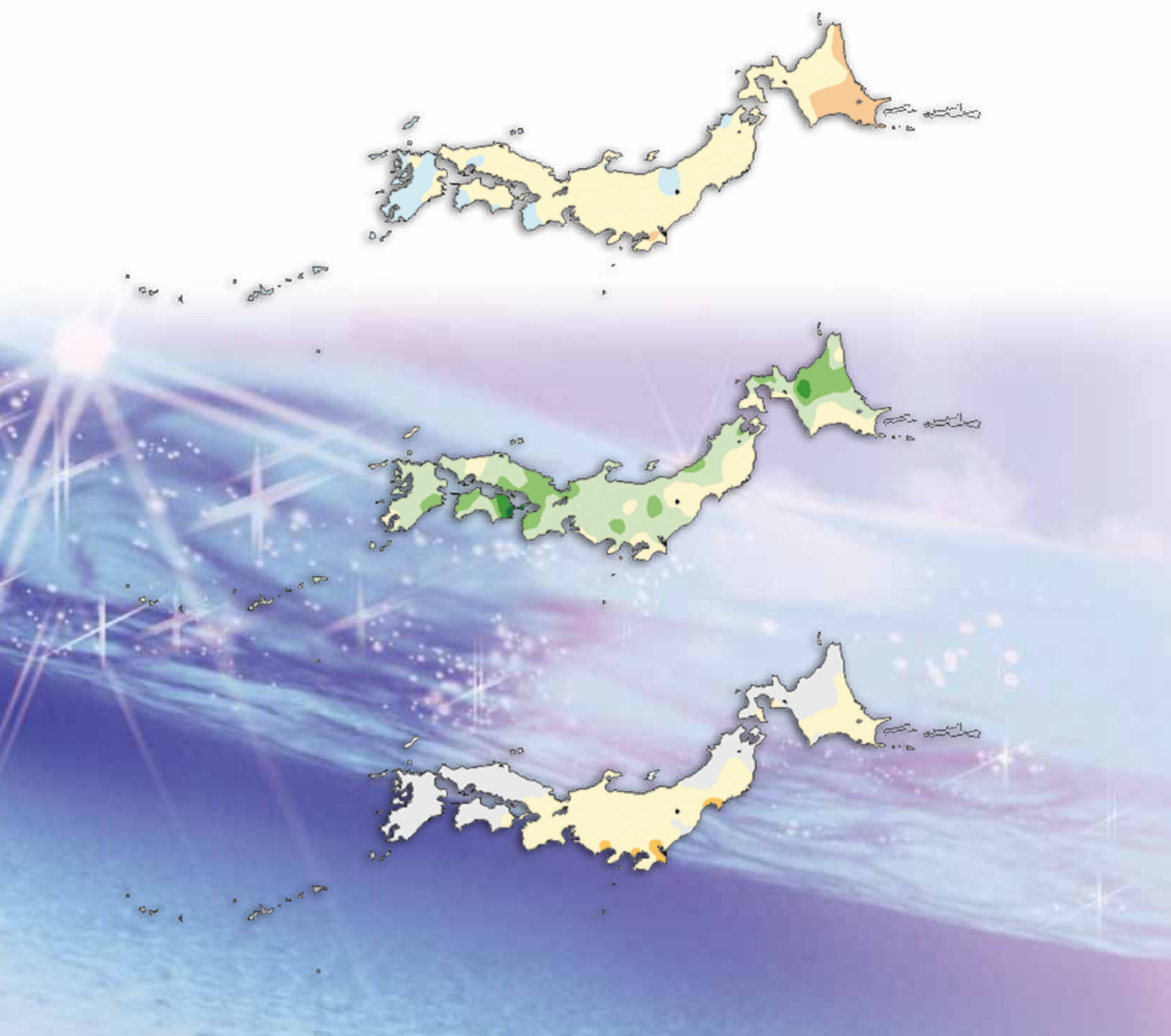


気候変動監視レポート

2011

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24年6月
気象庁

気候変動監視レポート 2011

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 2011 年の年平均気温、年降水量および年間日照時間の平年差（比）分布。詳細は 4 ページに掲載。

はじめに

地球温暖化の進行に伴い、極端な高温や大雨の頻度が増加する可能性が高いと予測されており、気候変動や異常気象による影響の増大が懸念されています。昨年はインドシナ半島の夏季の多雨によりタイで洪水が発生し、同国内のみならず国際的にも多大な影響をもたらし、我が国においても、現地の企業に甚大な被害が生じ、国内にもその影響が波及しました。

このように、気候変動や異常気象は様々な社会・経済活動に影響を及ぼすことから、利用者のニーズに応じた気候情報の作成及び提供の重要性が高まっています。このような背景のもと、国際的には世界気象機関（WMO）の主導により、「気候サービスのための世界的枠組み」（GFCS）の構築に向けた議論が進められています。気象庁においても、本年2月、交通政策審議会気象分科会より気候変動や異常気象に対応するための気候情報とその利活用のあり方について提言を受けました。この提言に沿って、気候情報を社会・経済活動のリスクの軽減に向けて具体的に活用いただけるよう、利用者との対話を進め、関係機関とも連携・協力してその活用策の創出と普及に努める計画です。

「気候変動監視レポート」は、気象庁における気候、海洋、大気環境の観測・監視結果を取りまとめ、平成8年より毎年刊行しているものです。本年のレポートでは構成及び内容の見直しを行い、異常気象に係る解析情報を充実させるとともに、気候変動が生態系に与える影響を示す指標となるさくらの開花やかえでの紅（黄）葉の長期変動等の新たな監視結果も掲載しています。本レポートが国内外の関係機関や気候情報の利用者に広く活用され、気候変動対策に貢献するとともに、地球環境に関する科学的理解の一助となることを期待しています。また、より分かりやすく、かつ利用しやすい気候情報の作成・提供に向けて、本レポートに対するご要望等利用者の皆様からのご意見を賜れば幸いです。

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24年6月
気象庁長官 羽鳥 光彦

目次

第1章 2011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	8
1.3.1 季節ごとの特徴	8
1.3.2 特定事例の解析	14
第2章 気候変動	17
2.1 気温の変動	17
2.1.1 世界の平均気温	17
2.1.2 日本の平均気温	18
2.1.3 日本における極端な気温	18
2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象	20
【コラム】ヒートアイランド現象に伴う相対湿度の長期変化	22
2.2 降水量の変動	23
2.2.1 世界の陸域の降水量	23
2.2.2 日本の降水量	23
2.2.3 日本の積雪量	24
2.2.4 日本における極端な大雨	25
2.2.5 アメダスでみた大雨発生回数の変化	26
2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅(黄)葉の変動	27
2.4 台風の変動	28
2.5 海面水温の変動	29
2.5.1 世界の海面水温	29
2.5.2 日本近海の海面水温	30
【コラム】太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation: PDO)	31
2.6 エルニーニョ/ラニーニャ現象	32
2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動	33
2.8 日本沿岸及び近海の海面水位の変動	33
2.9 海氷域の変動	34
2.9.1 北極・南極の海氷	34
2.9.2 オホーツク海の海氷	35
2.10 北半球の積雪域の変動	35
第3章 地球環境の変動	37
3.1 温室効果ガスの変動	37
3.1.1 世界と日本における二酸化炭素	38
3.1.2 世界と日本におけるメタン	41
3.1.3 日本における一酸化二窒素	43
3.2 オゾン層と紫外線の変動	43
3.2.1 世界と日本におけるオゾン層破壊物質	44

3.2.2	世界と日本におけるオゾン層	45
3.2.3	日本における紫外線	46
3.3	日本におけるエアロゾルと地上放射の変動	46
3.3.1	エアロゾル	47
	【コラム】 黒色炭素エアロゾルの長期変化傾向	49
	【コラム】 ライダーによるエアロゾル観測	50
3.3.2	黄砂	50
3.3.3	日射と赤外放射	51
	変化傾向の有意性の評価について	53
	用語一覧	54
	参考図	58
	参考文献	60
	謝辞	62

第1章 2011年の気候

1.1 世界の天候・異常気象

【ポイント】

- インドシナ半島では、雨季を通じて雨がが多く、洪水が発生した（7～12月）。また、アフリカ東部では干ばつ（1～9月）が発生した。
- 米国南部～メキシコ北部では、長期にわたり異常高温（3～9月）、異常少雨（1～11月）となった。
- ブラジル南東部の大雨（1月）、パキスタン南部の多雨（8～9月）、フィリピンを襲った台風第21号（12月）で、気象災害が発生した。

2011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。

インドシナ半島では7～12月に洪水が発生した（図中②）。インドシナ半島ではモンスーンに伴う積雲対流活動が雨季を通じて活発で、洪水の一因となった（詳細は第1.3.2節（1）を参照）。米国南部～メキシコ北部では、長期にわたり異常高温（3～9月）、異常少雨（1～11月）となった（図中⑩、⑪）。太平洋～大西洋熱帯域の海面水温分布とそれに対応した積雲対流活動分布が、米国南部～メキシコ北部の高温・少雨の一因だったとみられる（詳細は第1.3.2節（2）を参照）。

年平均気温は、シベリア～ヨーロッパ西部、北米東部～中米北部などで平年より高く、モンゴル～中央アジア、インドシナ半島及びその周辺、北米西部、オーストラリア北部などで平年より低くなった（図1.1-2）。

年降水量は、フィリピン～インドシナ半島、パキスタン南部及びその周辺、米国北東部及びその周辺、南米北部、オーストラリアなどで平年より多く、中国南部、サウジアラビア、ヨーロッパ、米国南部～メキシコ北部、ポリネシア中部などで平年より少なかった（図1.1-3）。

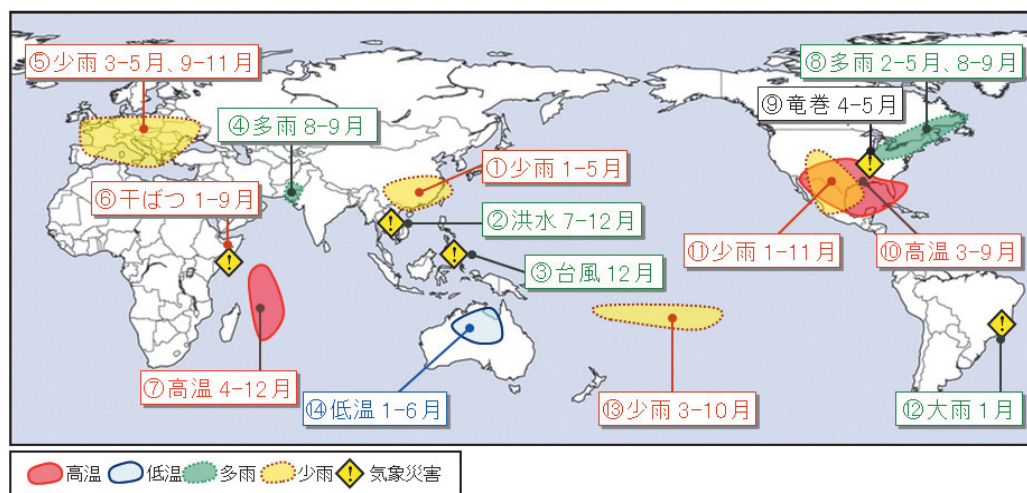


図1.1-1 2011年の主な異常気象・気象災害の分布図

2011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、そのほかの「大雨」「台風」などは気象災害を示す。

(第1章 2011年の気候)

表 1.1-1 2011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）や国連の報道機関（IRIN）、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	地域	概況
1	少雨（1～5月）	中国南東部	シャンハイ（上海）：1～5月の5か月間降水量143mm（平年比37%）。
2	洪水（7～12月）	インドシナ半島	インドシナ半島では、モンスーンの雨季を通して平年より雨の多い状況が続いた。6～9月の4か月間降水量は、インドシナ半島のほとんどの地点で平年の約1.2倍から1.8倍の雨となった。7月以降、チャオプラヤ川やメコン川の流域で洪水が発生し、タイでは700人以上、カンボジアでは240人以上、ベトナムでは40人以上が死亡したと伝えられた。詳細は第1.3.2節（1）を参照。
3	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21号により、1200人以上が死亡したと伝えられた。
4	多雨（8～9月）	パキスタン南部	シンド州のカラチ国際空港：9月の月降水量213mm（平年比2068%）。シンド州全体では、洪水により480人以上が死亡したと伝えられた。
5	少雨（3～5月、9～11月）	ヨーロッパ	フランスのパリ／オルリー空港：3～5月の3か月間降水量23mm（平年比16%）。ポーランドの首都ワルシャワ：9～11月の3か月間降水量16mm（平年比13%）。
6	干ばつ（1～9月）	アフリカ東部	ソマリアなどアフリカ東部では、この60年で最悪の干ばつで1千万人以上が影響を受けていると伝えられた。
7	高温（4～12月）	セイシェル～モーリシャス	セイシェル国際空港：7月の月平均気温27.2℃（平年差+1.1℃）。
8	多雨（2～5月、8～9月）	米国北東部及びその周辺	米国北東部及びその周辺では、2～5月は低気圧や前線の影響を受け、また、8～9月は低気圧や前線に加えハリケーン「アイリーン」の影響を受け、それぞれ異常多雨となった。米国オハイオ州ヤングスタウン：2～5月の4か月間降水量645mm（平年比210%）。米国ペンシルベニア州アレンタウン：8～9月の2か月間降水量672mm（平年比311%）。
9	竜巻（4～5月）	米国南東部・中部	米国南東部では、4月下旬に300個以上の竜巻が発生し、350人以上が死亡したと伝えられた。米国ミズーリ州ジョプリンを、5月22日に強い竜巻（EF-5）が襲い、単一の竜巻としては1950年の統計開始以降で最多となる150人以上が死亡したと伝えられた。
10	高温（3～9月）	米国南部及びその周辺	米国テキサス州オースティン：3～5月の3か月平均気温23.1℃（平年差+2.8℃）、6～8月の3か月平均気温31.9℃（平年差+3.3℃）。米国南部ではテキサス州などで1895年以降で最も暑い夏になったと伝えられた。詳細は第1.3.2節（2）を参照。
11	少雨（1～11月）	米国南部～メキシコ北部	米国テキサス州アマリロ国際空港：1～11月の総降水量143mm（平年比28%）。メキシコのサカタカス州サカタカス：1～11月の総降水量173mm（平年比33%）。6月には、米国南部や南西部で複数の大規模な森林火災が発生し、アリゾナ州ではアリゾナ史上最大の森林火災が発生したと伝えられた。11月には、メキシコ北部で深刻な干ばつが発生し、約250万人もの飲み水に影響を及ぼしていると伝えられた。詳細は第1.3.2節（2）を参照。

表 1.1-1 2011年の世界の主な異常気象・気象災害の概要(続き)

12	大雨(1月)	ブラジル南東部	リオデジャネイロ州では、1月中旬、山間部を中心に集中豪雨に見舞われ、洪水や地滑りによる被害が発生したと伝えられた。このため、800人以上が死亡したと伝えられた。リオデジャネイロ州ノバフリブルゴでは、1月11~12日の2日間降水量が270mmに達した。
13	少雨(3~10月)	ポリネシア中部	タヒチ島/ファアア:3~10月の総降水量309mm(平年比40%)。9月には、ツバルやトケラウ諸島の人々が、水不足による被害を受けていると伝えられた。
14	低温(1~6月)	オーストラリア北部	オーストラリア北部では、1月から6月にかけて、南からの寒気の影響でたびたび異常低温となった。オーストラリア北部のマウントアイザ:5月の月平均気温17.6℃(平年差-3.5℃)。

図 1.1-2 年平均気温規格化平年差階級分布図(2011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。

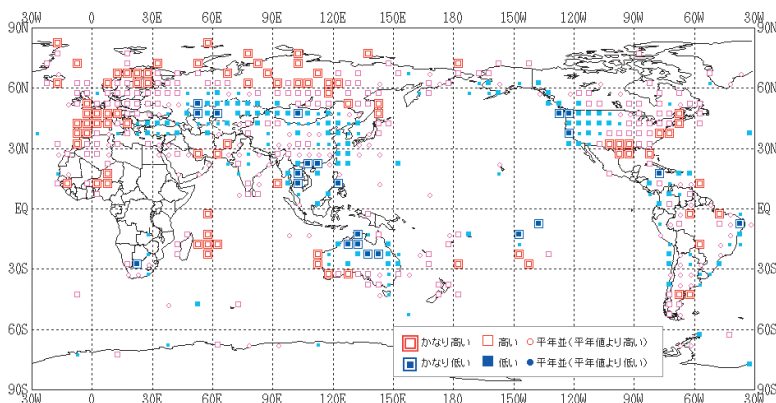
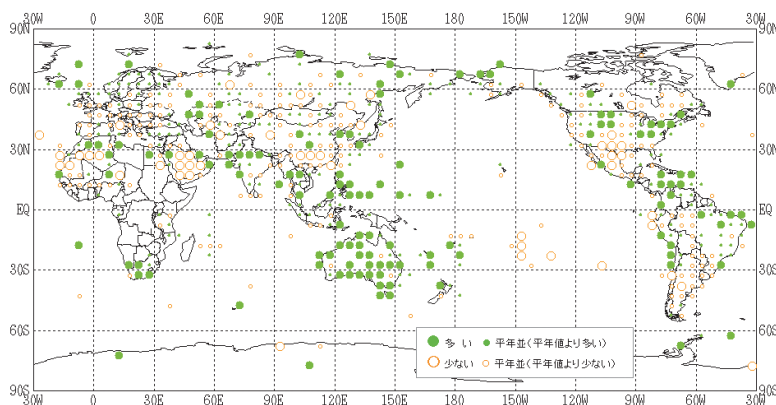


図 1.1-3 年降水量平年比分布図(2011年)

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」「平年並(平年値より少ない)」「平年並(平年値より多い)」「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。



1.2 日本の天候・異常気象¹

【ポイント】

- 全国的に春は低温、夏と秋は高温だった。
- 多くの地方で梅雨入り・梅雨明けがかなり早かった。
- 平成23年7月新潟・福島豪雨、台風第12号及び台風第15号で記録的な大雨となった。

(1) 年間の天候 (図1.2-1)

- 年平均気温：北日本から西日本にかけて平年並で、沖縄・奄美では低かった。全国的に5月までは寒気の影響を受けやすく、低温となるが多かった一方、6月から11月にかけては高温となるが多かった (図1.2-2)。
- 年降水量：北・東日本太平洋側、沖縄・奄美を除いて多く、低気圧や前線の影響を受けやすかった北日本日本海側ではかなり多かった。
- 年間日照時間：東日本太平洋側で多い一方、西日本で少なく、沖縄・奄美でかなり少なかった。

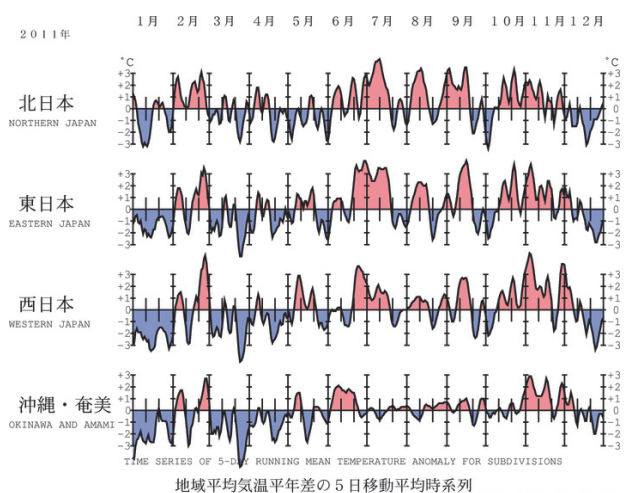
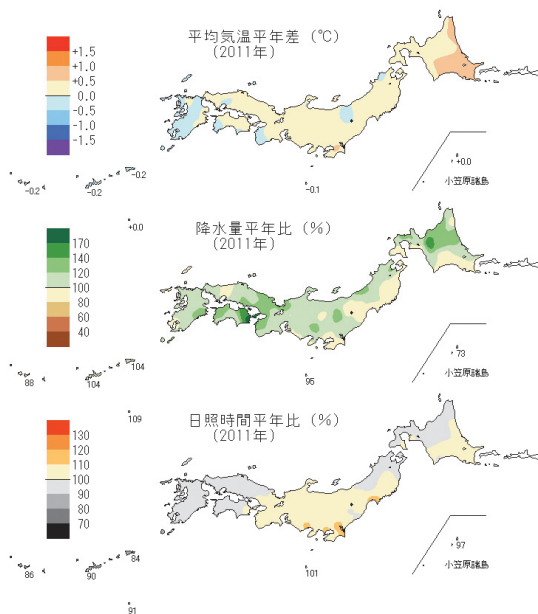


図1.2-2 地域平均気温平年偏差の5日移動平均時系列 (2011年1月～12月)

平年値は1981～2010年の平均値。

図1.2-1 日本における2011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。

(2) 季節別の天候

① 冬 (2010年12月～2011年2月) (図1.2-3 (a))

- 平均気温：西日本、沖縄・奄美では低く、北日本では高かった。
- 降水量：北日本太平洋側、東日本日本海側でかなり多く、北日本日本海側、東日本太平洋側、西日本日本海側で多かった。
- 日照時間：北日本日本海側ではかなり多く、東日本日本海側、東・西日本太平洋側で多かった。

¹ 観測された気温や降水量が、平年値 (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。

冬型の気圧配置が長続きした気温の低い時期と、寒気の影響が弱く気温の高い時期との対照が全国的に明瞭だった。2010年12月終わりから1月末にかけては、日本付近に強い寒気が断続的に流れ込んだため、全国的に気温が低く、アメダスを含む22地点で積雪の深さが観測史上1位を更新するなど、日本海側の広い範囲で降雪量が多くなった。それ以外の期間では冬型の気圧配置は長続きせず、特に2010年12月前半と2月後半は日本付近へ強い寒気が流れ込むことがほとんどなかったため、全国的に気温が高かった。冬の降水量は北・東日本太平洋側で多かった。また、北・東日本日本海側では、降水量が12月にかなり多く、日照時間が2月にかなり多かったことから、冬としては降水量と日照時間がともに多くなった。

② 春(3月～5月)(図1.2-3(b))

- 平均気温：全国的に低く、特に西日本、沖縄・奄美でかなり低かった。
- 降水量：北・東日本日本海側でかなり多かった。
- 日照時間：沖縄・奄美でかなり少なく、北日本、東日本日本海側で少なかった。東・西日本太平洋側では多かった。

期間の前半は、冬型の気圧配置や冷涼な高気圧の影響で、西日本を中心に気温がかなり低く、太平洋側の地方を中心に少雨・多照となった。一方、期間の後半は、天気は短い周期で変化したが、前線や低気圧、台風の影響により曇りや雨の日が多く、全国的に多雨・寡照となり、寒気を伴った低気圧の影響などにより北日本を中心に低温となった。このため、春の気温は全国で低くなった。また、春の降水量は北・東日本日本海側でかなり多くなった。春の日照時間は梅雨前線の影響が顕著だった沖縄・奄美でかなり少なかった。

③ 夏(6月～8月)(図1.2-3(c))

- 平均気温：全国的に高かった。
- 降水量：西日本で多く、北日本太平洋側、沖縄・奄美では少なかった。
- 日照時間：西日本で少なかった。

太平洋高気圧が強まって気温がかなり高くなる時期(6月下旬など)と、太平洋高気圧が弱まって気温が低くなる時期(7月下旬など)があるなど、気温の変動が大きかったが、夏の平均気温は全国的に高かった。台風や前線、湿った気流などの影響により各地で大雨となった時期があった。特に7月終わりには、平成23年7月新潟・福島豪雨により、新潟県と福島県会津では記録的な大雨が降って甚大な災害が発生した。梅雨のない北海道地方を除き、梅雨入りは東北・北陸地方以外の地方でかなり早く、梅雨明けは奄美・九州南部・九州北部・四国地方以外の地方でかなり早かった。梅雨の期間が短かった北日本太平洋側と、梅雨がかなり早く明けた沖縄・奄美では夏の降水量が少なかった。

④ 秋(9月～11月)(図1.2-3(d))

- 平均気温：全国的に高く、東・西日本、沖縄・奄美ではかなり高かった。
- 降水量：全国的に多く、北日本日本海側、西日本太平洋側ではかなり多かった。
- 日照時間：沖縄・奄美ではかなり少なく、北日本日本海側、西日本で少なかった一方、東日本日本海側でかなり多く、東日本太平洋側で多かった。

偏西風が平年より北寄りに流れて暖かい空気に覆われることが多かったため、秋の平均気温は全国的に高く、東・西日本、沖縄・奄美ではかなり高かった。台風や低気圧などの影響により、秋の降水量は全国的に多く、北日本日本海側、西日本太平洋側ではかなり多かった。9月には台風第12

(第1章 2011年の気候)

号と台風第15号による記録的な大雨により甚大な災害が発生した。期間を通じて湿った気流の影響を受けやすかった沖縄・奄美では、統計を開始した1946年以降、秋の日照時間が最も少ない値(平年比79%)となった。

⑤ 初冬(12月)

月の後半を中心に断続的に強い寒気が流れ込んだため北日本から西日本にかけては月平均気温が低くなった。沖縄・奄美は月を通して寒気や気圧の谷の影響で曇りや雨の日が多く、月間日照時間がかなり少なかった。

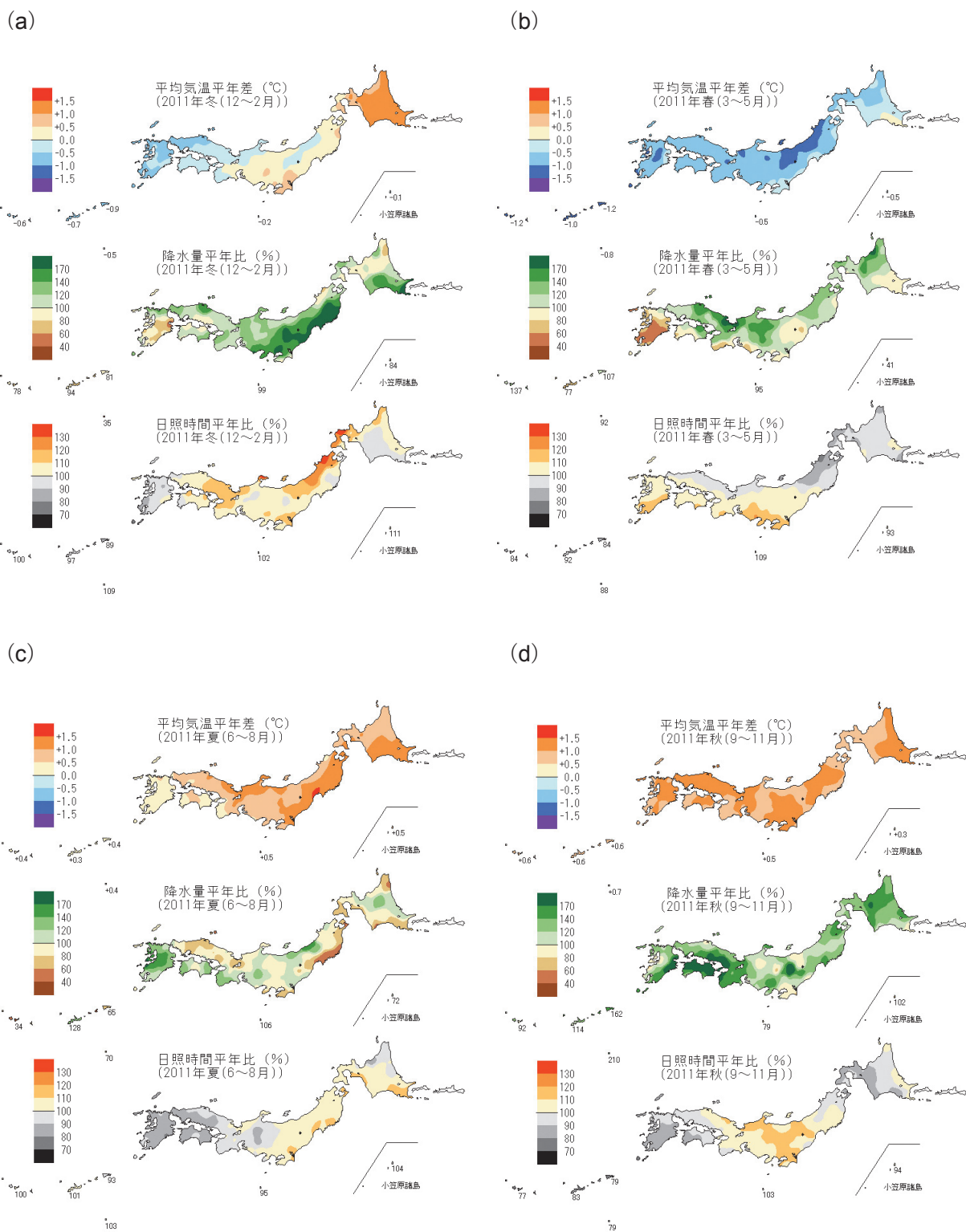


図 1.2-3 日本における 2011 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差 (比) 分布
 (a) : 冬 (2010 年 12 月~2011 年 2 月)、(b) : 春 (3~5 月)、(c) : 夏 (6~8 月)、(d) : 秋 (9~11 月)
 平年値は 1981~2010 年の平均値。

1.3 大気・海洋の特徴²

【ポイント】

- 2010年夏に発生したラニーニャ現象は、2011年春に終息した。2011年秋以降、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）が続いていた。
- タイなどで顕著な洪水をもたらした夏季のインドシナ半島の多雨は、モンスーンに伴う積雲対流活動が雨季を通じて活発となったことが要因と考えられる。
- 米国南部～メキシコ北部で高温・少雨の一因は、太平洋～大西洋熱帯域の海面水温分布とそれに対応した積雲対流活動分布であったと考えられる。

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、2011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 (2010年12月～2011年2月)

2010年夏に発生したラニーニャ現象は、同年秋から2010/2011年冬にかけて最盛期を迎えた(図2.6-1)。太平洋熱帯域の海面水温は、東経150度より東側の広い範囲で平年より低く、西側で高かった(図1.3-1)。ラニーニャ現象に伴って、熱帯の積雲対流活動は、インド洋東部やフィリピン、オーストラリア付近で平年より活発だった(図1.3-2)。オーストラリア北東海上の積雲対流活発域は、過去のラニーニャ現象時と比べるとやや西寄りとなった。このため、オーストラリア東部では、12月～1月前半に記録的な大雨となった。

500hPa高度や海面気圧は、高緯度域で平年より高く、中緯度域で低い分布となり(負の北極振動)、北極地方から中緯度帯に寒気が流れ込みやすかった(図1.3-3、図1.3-4)。このため、ヨーロッパやモンゴル・中国、米国等の冬平均気温は平年より低かった。負の北極振動は冬の前半に卓越し、後半は正の北極振動に変わった。

1月は、シベリア高気圧が平年と比べて非常に強く、また、アリューシャン低気圧も強かったことから、日本付近では冬型の気圧配置が強まった(図略)。このため、全国的に低温となり、日本海側では広い範囲で大雪となった。

(2) 春 (2011年3月～5月)

ラニーニャ現象は2011年春に終息したが、東部太平洋赤道域を除く太平洋熱帯域の海面水温は季節を通じて中・東部で平年より低く、西部で高かった(図1.3-5)。これに対応して、熱帯の積雲対流活動は、フィリピンからインドネシア付近では平年より活発、日付変更線付近では不活発となった(図1.3-6)。

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、用語集を参照のこと。

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：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>

500hPa 高度 (図 1.3-7) を見ると、ヨーロッパから日本付近にかけては、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) が交互に分布した。これは、偏西風の南北蛇行が大きく、ヨーロッパでは北側に、日本付近では南側に蛇行しやすかったことを意味する。これに対応して、ヨーロッパは高気圧に覆われやすく (図 1.3-8)、低気圧や前線の影響を受けにくかったため、少雨となった。また、日本付近では上空に寒気が流入しやすく、全国的に低温となった。

3月には、シベリア高気圧が平年と比べて非常に強く、日本付近では冬型の気圧配置が強まった (図略)。このため、東日本以西はかなり低温となった。

(3) 夏 (2011年6月~8月)

太平洋の海面水温は、赤道域では平年と比べて大きな違いはなかったが、熱帯域では中部から東部にかけて平年より低く、フィリピンの東では平年並だった (図 1.3-9)。北大西洋熱帯域の海面水温は平年より高かった。

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、太平洋西部とカリブ海付近で平年より活発、太平洋中部と東部では不活発だった (図 1.3-10)。この太平洋から大西洋にかけての積雲対流活動分布が、米国付近の大気の流れに影響を及ぼし、米国南部からメキシコ北部の高温・少雨に関連したとみられる (詳細は第 1.3.2 節 (2) を参照)。

太平洋の積雲対流活動分布に関連して、太平洋高気圧は全般に平年より強く、日本付近への張り出しが強かった (図 1.3-12)。2011年夏のフィリピン付近の対流活動は2~3週間程度の周期の変動が卓越した。日本付近の太平洋高気圧の強さは、フィリピン付近の対流活動と関連があり (例えば、Nitta, 1987)、これに対応して日本付近の太平洋高気圧の勢力も同様の周期で大きく変動した。このため、この夏は全国的に高温で、また、気温の変動が大きかった。

北半球中高緯度では、全般に偏西風の南北蛇行が大きかった (図 1.3-11)。偏西風の南北蛇行が特に明瞭だった7月は、北側に蛇行したロシア西部や東シベリア、米国北東部から南部では顕著な高温、南側に蛇行したヨーロッパや西・中央シベリアでは顕著な低温となった。

(4) 秋 (2011年9月~11月)

エルニーニョ監視海域の海面水温は秋を通じて基準値より低い値 (ラニーニャ現象の傾向) だった (図 1.3-13)。過去のラニーニャ現象が発生していた秋における熱帯域の海面水温は、太平洋西部やインドネシア付近で平年より高く、インド洋では低い傾向があるが、この秋は前者の領域で平年並、後者では高かった。

ラニーニャ現象発生時の秋は、インドネシアからフィリピン付近で積雲対流活動が平年より活発になるが、この秋は平年並あるいは不活発傾向だった一方、アラビア海を含むインド洋西部ではかなり活発となった (図 1.3-14)。このような過去のラニーニャ現象時と異なる積雲対流活動分布は、上述のインド洋から太平洋にかけての海面水温分布が関連したとみられる。

ヨーロッパから日本付近にかけては、偏西風の南北蛇行が大きく、ヨーロッパと日本付近では北側に蛇行した (図 1.3-15)。これに対応して、ヨーロッパは高気圧に覆われやすく (図 1.3-16)、低気圧や前線の影響を受けにくかったため、少雨となった。また、日本付近は暖かい空気に覆われやすく、全国的に高温となった。

(第1章 2011年の気候)

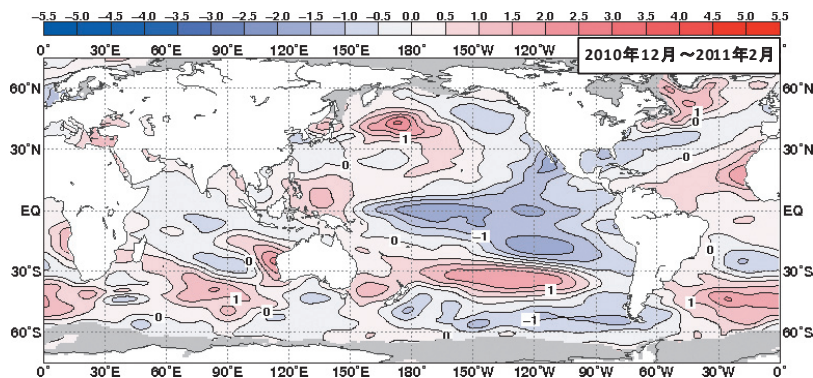


図 1.3-1 3か月平均海面水温平年偏差 (2010年12月～2011年2月)
等値線の間隔は0.5℃。灰色陰影は海水域を表す。平年値は1981～2010年の平均値。

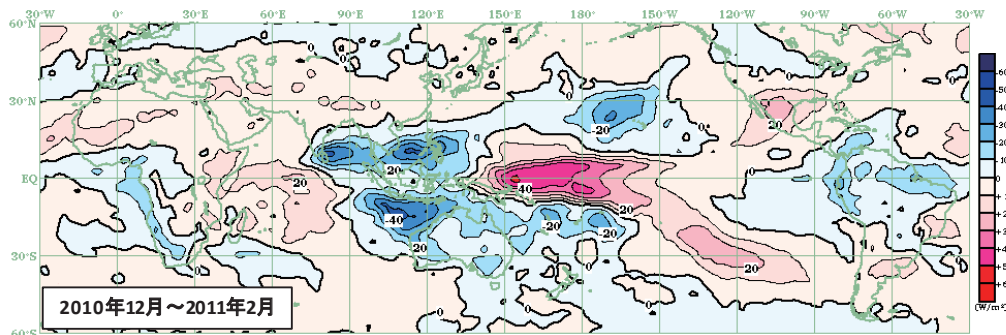


図 1.3-2 3か月平均外向き長波放射量平年偏差 (2010年12月～2011年2月)

等値線の間隔は10W/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。

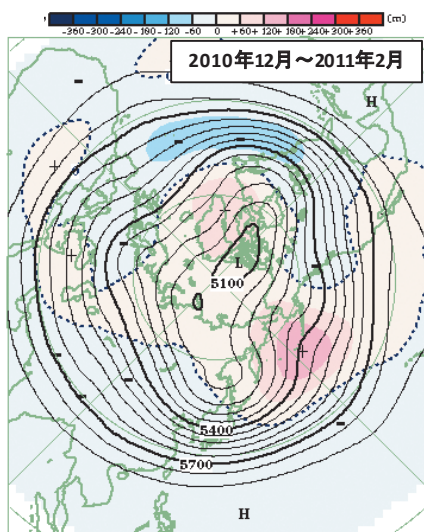


図 1.3-3 3か月平均500hPa高度・平年偏差 (2010年12月～2011年2月)

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。等値線が高緯度側に出っ張っているとこ (凸部分) は高压部、低緯度側に凹んでいるところは低压部に対応する。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。

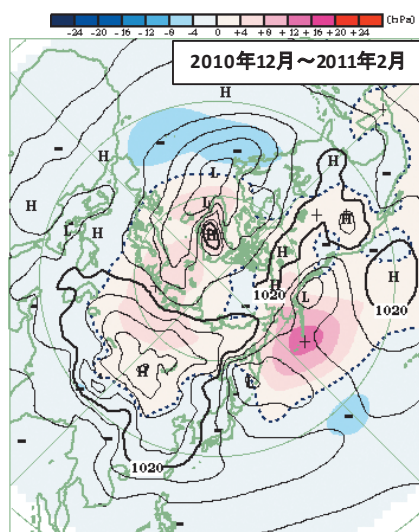


図 1.3-4 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2010年12月～2011年2月)

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。

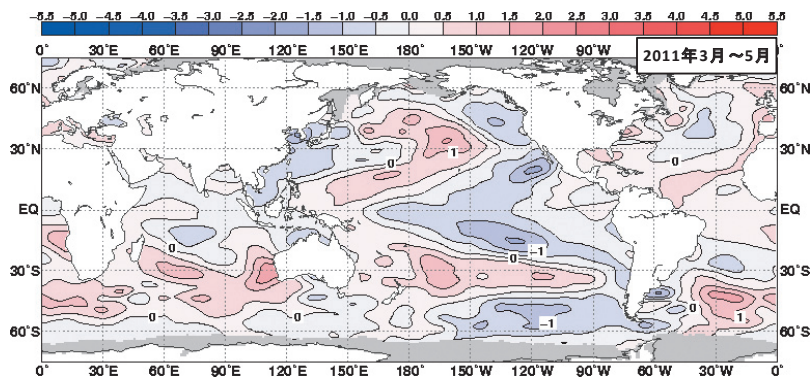


図 1.3-5 3 か月平均海面水温年平均偏差 (2011年3月～5月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

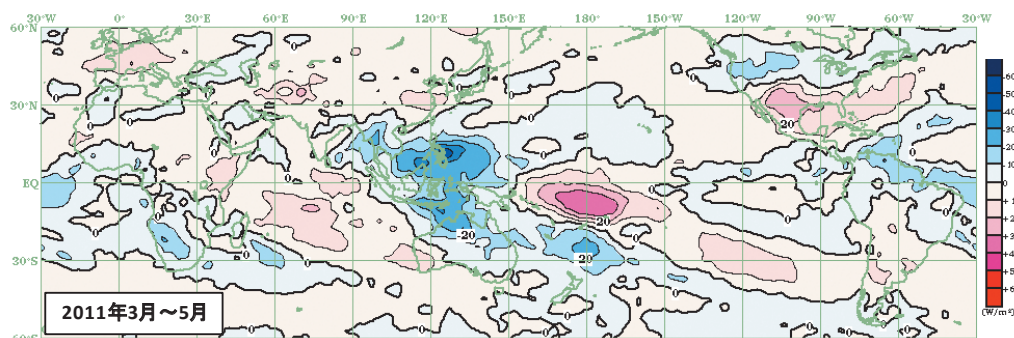


図 1.3-6 3 か月平均外向き長波放射量年平均偏差 (2011年3月～5月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

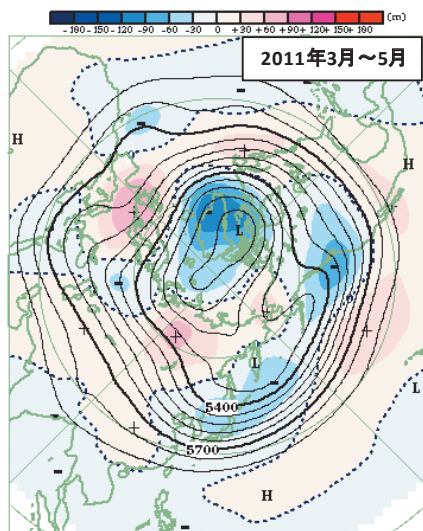


図 1.3-7 3 か月平均 500hPa 高度・年平均偏差 (2011年3月～5月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

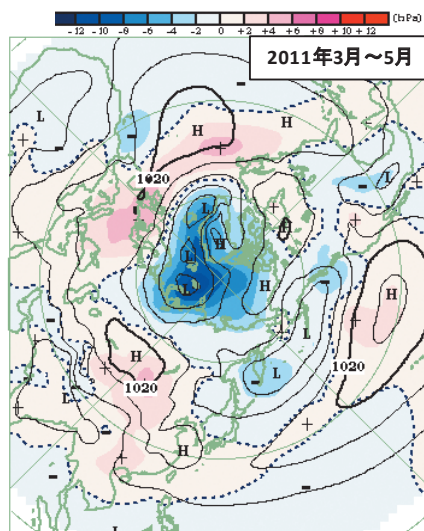


図 1.3-8 3 か月平均海面気圧・年平均偏差 (2011年3月～5月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

(第1章 2011年の気候)

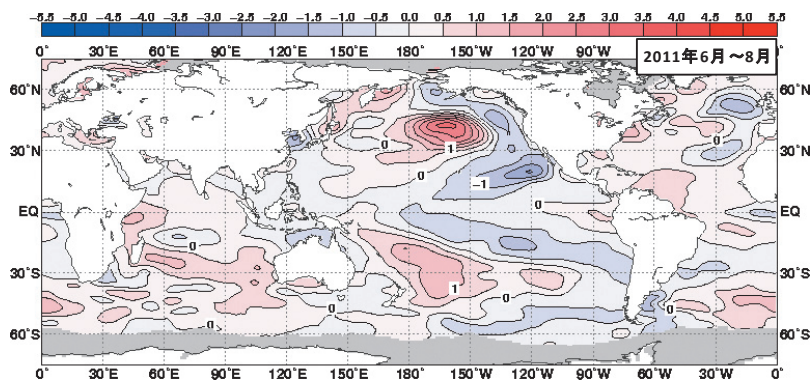


図 1.3-9 3か月平均海面水温平年偏差(2011年6月～8月)
図の見方は図 1.3-1 と同様。

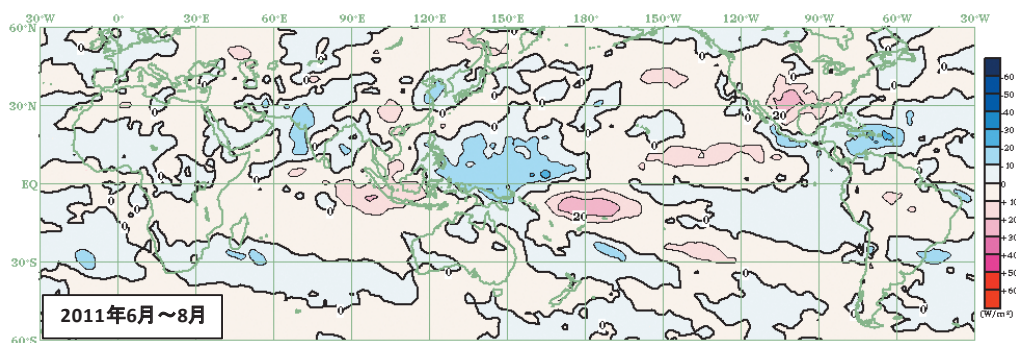


図 1.3-10 3か月平均外向き長波放射量平年偏差(2011年6月～8月)
図の見方は図 1.3-2 と同様。

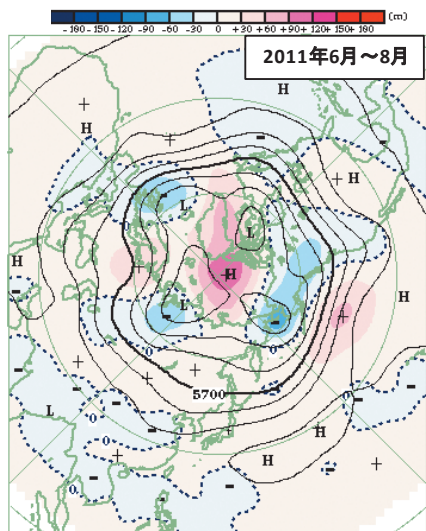


図 1.3-11 3か月平均500hPa高度・平年偏差(2011年6月～8月)
図の見方は図 1.3-3 と同様。

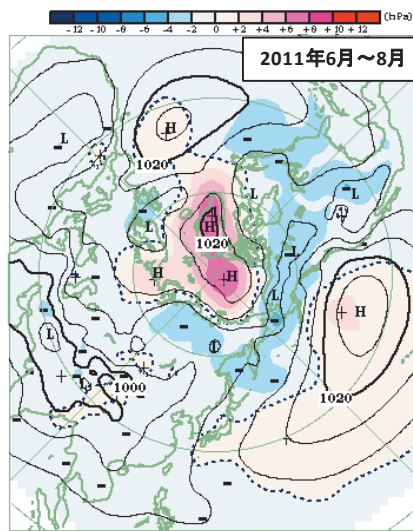


図 1.3-12 3か月平均海面気圧・平年偏差(2011年6月～8月)
図の見方は図 1.3-4 と同様。

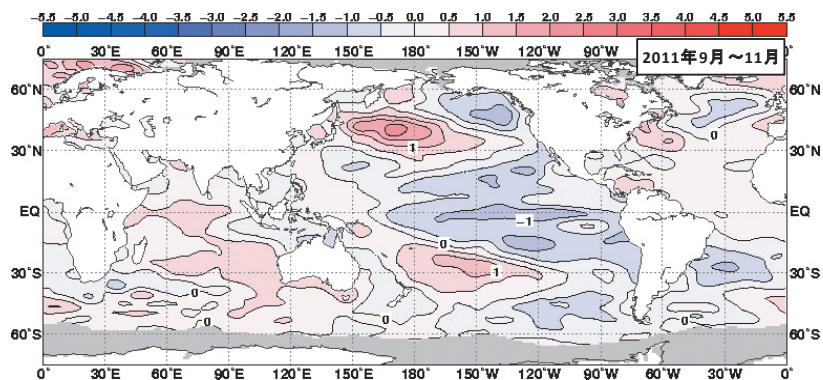


図 1.3-13 3 か月平均海面水温
 年偏差 (2011年9月～11月)
 図の見方は図 1.3-1 と同様。

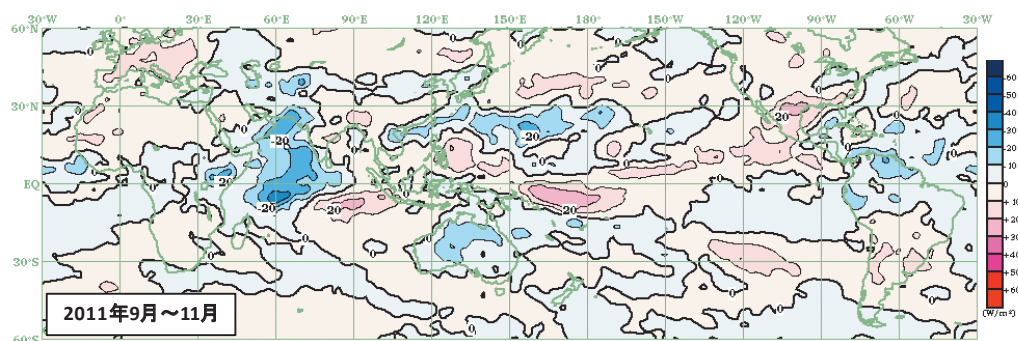


図 1.3-14 3 か月平均外向き長波放射量
 年偏差 (2011年9月～11月)
 図の見方は図 1.3-2 と同様。

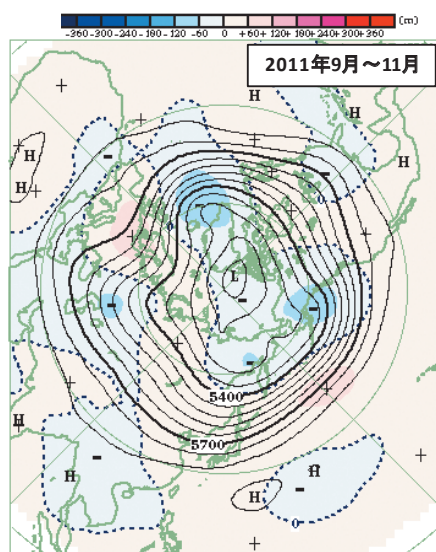


図 1.3-15 3 か月平均 500hPa 高度・
 年偏差 (2011年9月～11月)
 図の見方は図 1.3-3 と同様。

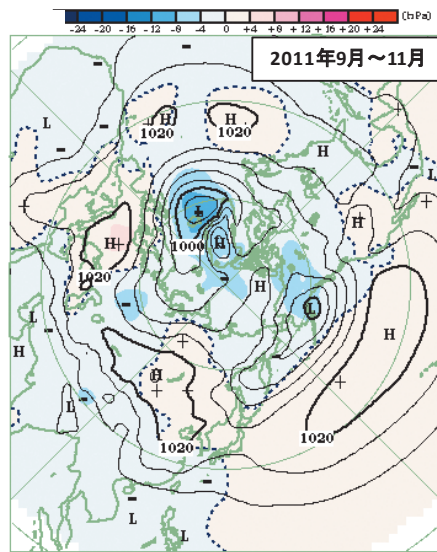


図 1.3-16 3 か月平均海面気圧・
 年偏差 (2011年9月～11月)
 図の見方は図 1.3-4 と同様。

1.3.2 特定事例の解析

(1) インドシナ半島の雨季の多雨

インドシナ半島では、概ね5月にモンスーンの雨季に入り、10月に次第に明けるが、2011年は雨季を通して平年より雨の多い状況が続いた(図1.3-17)。6~9月の4か月間降水量は、タイ北部のチェンマイで921mm(平年比134%)、タイの首都バンコクで1251mm(同140%)、ラオスの首都ビエンチャンで1641mm(同144%)など、インドシナ半島のほとんどの地点で平年の約1.2倍から1.8倍の雨となった。タイの国内平均降水量は、1951年の統計開始以降で、5~9月の5か月間降水量が1970年、1956年に次ぐ第3位となった(タイ気象局, 2011)。

2011年のインドシナ半島の降雨の特徴として、チャオプラヤ川やメコン川の流域全体に、雨季を通して、降水量が平年より多い状態が続いたことが挙げられる(図1.3-18)。これは、アジアモンスーンに伴う積雲対流活動が平年と比べて活発だったことが関連したとみられる(図1.3-19)。

これが誘因となって、チャオプラヤ川やメコン川の流域で洪水が発生し、各地で被害が発生した。特にチャオプラヤ川が氾濫したタイでは、長期間にわたって洪水が続き、死者が700名を超えるなど甚大な被害となった(タイ防災局, 2011)。また、日系企業が多く入居するアユタヤ県を中心とした工業団地が冠水し、工場が操業停止となるなど、日本国内にも大きな影響を与えた(独立行政法人日本貿易振興機構, 2011)。

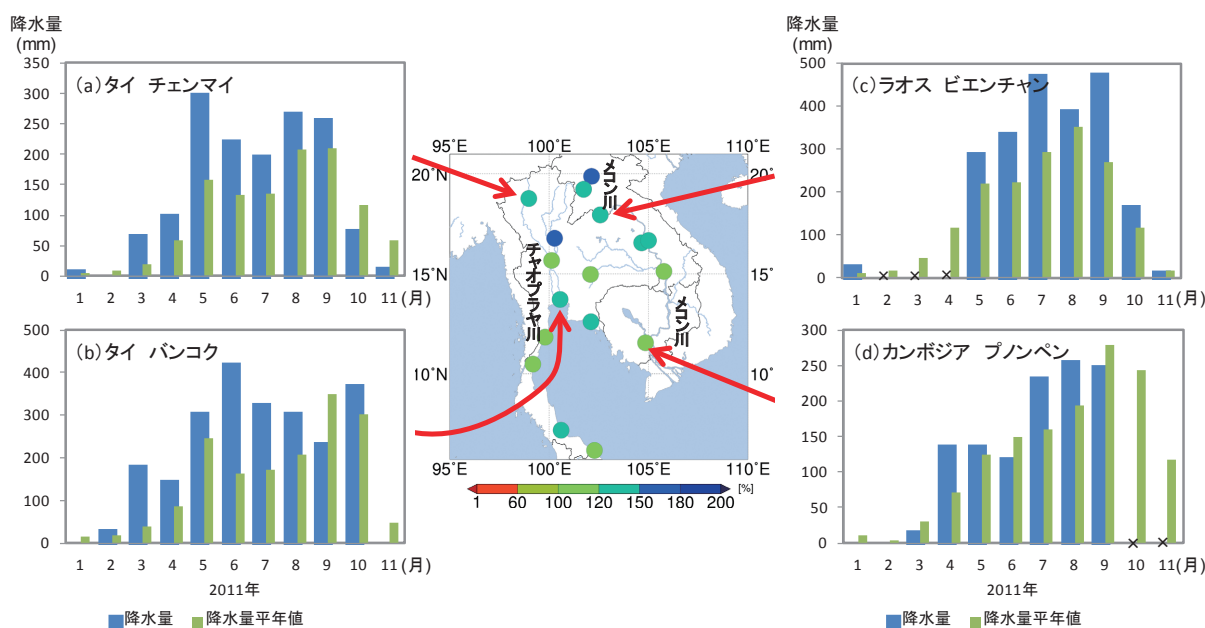


図1.3-17 2011年6月~9月の4か月降水量平年比(%)の分布と主な地点の月降水量の経過

平年値は1981~2010年の平均値。経過図の×はデータの未入電を示す。

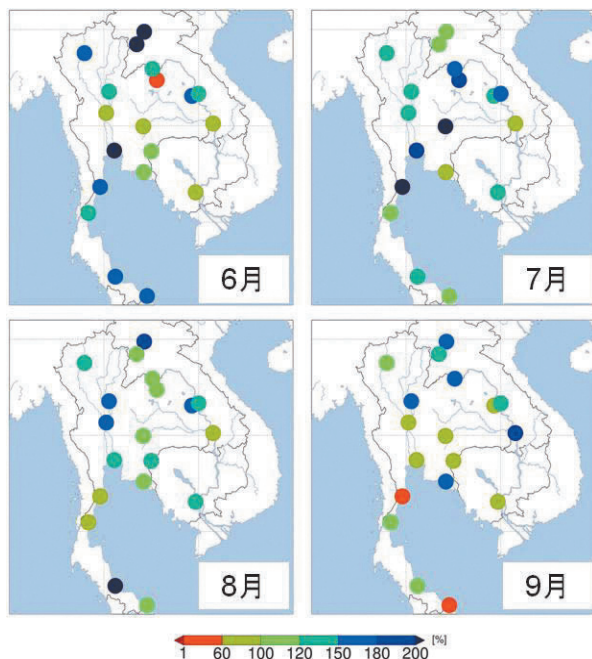


図 1.3-18 2011年6月～9月の各月の月降水量平年比(%)の分布

平年値は1981～2010年の平均値。

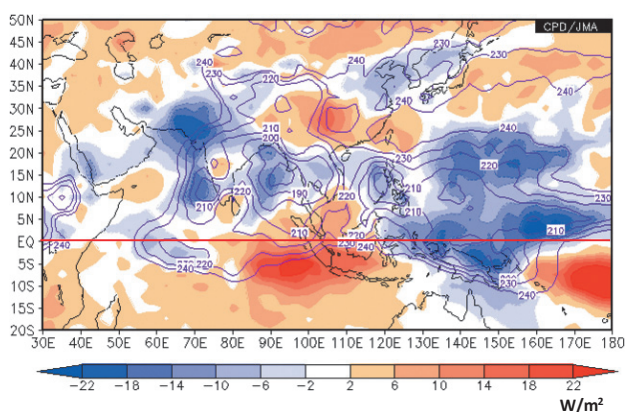


図 1.3-19 2011年6月～9月の4か月平均外向き長波放射(OLR)・平年偏差

等値線はOLRの実況値を表し、間隔は 10W/m^2 。陰影域は平年偏差を表し、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。平年値は1981～2010年の平均値。

(2) 米国南部～メキシコ北部の高温・少雨

米国南部からメキシコ北部は、2011年春から夏にかけて高温が続き、特に夏は米国テキサス州付近を中心に記録的な高温となり(図 1.3-20)、ダラスでは、7月2日～8月10日の40日間続けて、日最高気温が 100°F (37.8°C)以上となった(図 1.3-21)。また、2010年秋から2011年秋にかけては少雨の状態が続き(図 1.3-22、図 1.3-23)、顕著な干ばつに見舞われた。このため、穀物生産や家畜に大きな損害が生じるとともに、各地で森林火災が発生し、家屋の焼失など大きな被害が生じた。

太平洋熱帯域では2011年春まではラニーニャ現象が発生し、2011年夏以降はラニーニャ現象と似た海面水温分布が継続した(図 1.3-5、1.3-9、1.3-13)。また、この期間、北大西洋熱帯域では海面水温が高い状態が続いた。これらの海面水温分布の影響により、熱帯の積雲対流活動は、中米西岸からカリブ海付近で活発、太平洋中部から東部で不活発となった(図 1.3-6、1.3-10、1.3-14)。これに伴い、偏西風が通常と比べ北を流れたため、米国南部からメキシコ北部では、暖かい空気に覆われやすくなるとともに、低気圧の影響を受けにくい状態が継続した。このため、米国南部からメキシコ北部にかけて顕著な高温・少雨が発生した。

(第1章 2011年の気候)

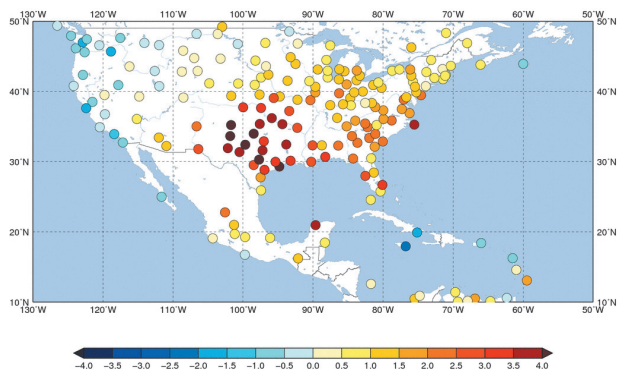


図 1.3-20 2011年6~8月平均気温規格化平年差
平年値は1981~2010年の平均値。

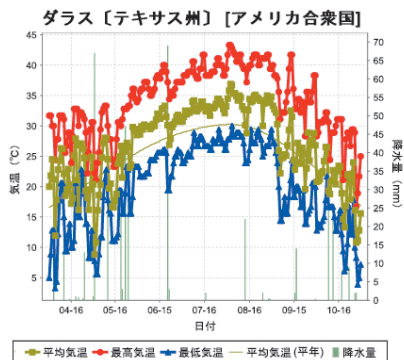


図 1.3-21 米国ダラスにおける日別値の推移 (2011年4月1日~10月31日)
平年値は1981~2010年の平均値。

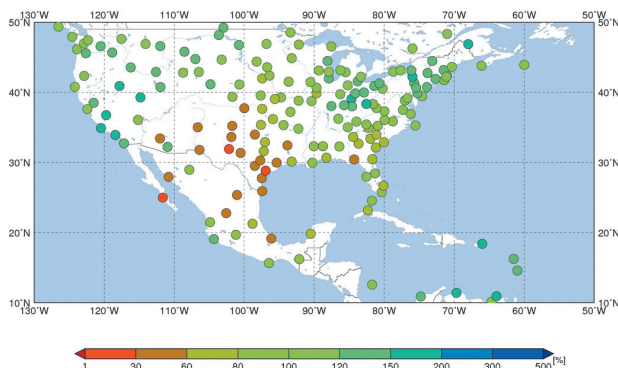


図 1.3-22 2010年10月~2011年11月の降水量平年比(%)
平年値は1981~2010年の平均値。

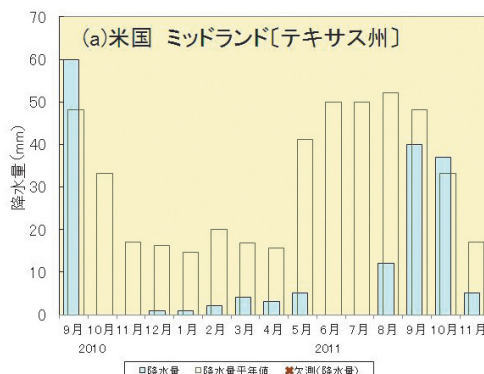


図 1.3-23 米国ミッドランドにおける月降水量の推移 (2010年9月~2011年11月)
水色棒グラフは各月の降水量、黒枠の棒グラフは各月の降水量平年値を表す。平年値は1981~2010年の平均値。

第2章 気候変動

2.1 気温の変動⁵

【ポイント】

- 2011年の世界の年平均気温は、1891年以降で12番目に高い値に、日本の年平均気温は1898年以降で17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現れている。

2.1.1 世界の平均気温

2011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+0.07℃で、統計開始年の1891年以降では12番目に高い値となった。北半球の年平均気温偏差は+0.12℃で11番目に高い値、南半球の年平均気温偏差は+0.02℃で12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⁶（信頼度水準99%で統計的に有意⁷）。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0.71℃、0.66℃である（いずれも信頼度水準99%で統計的に有意）。世界、北半球、南半球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。なお、2011年の世界の年平均気温が2010年に比べて低くなった要因の一つとしては、2010年夏から2011年春まで持続し、また2011年秋に発生したラニーニャ現象の影響が考えられる。

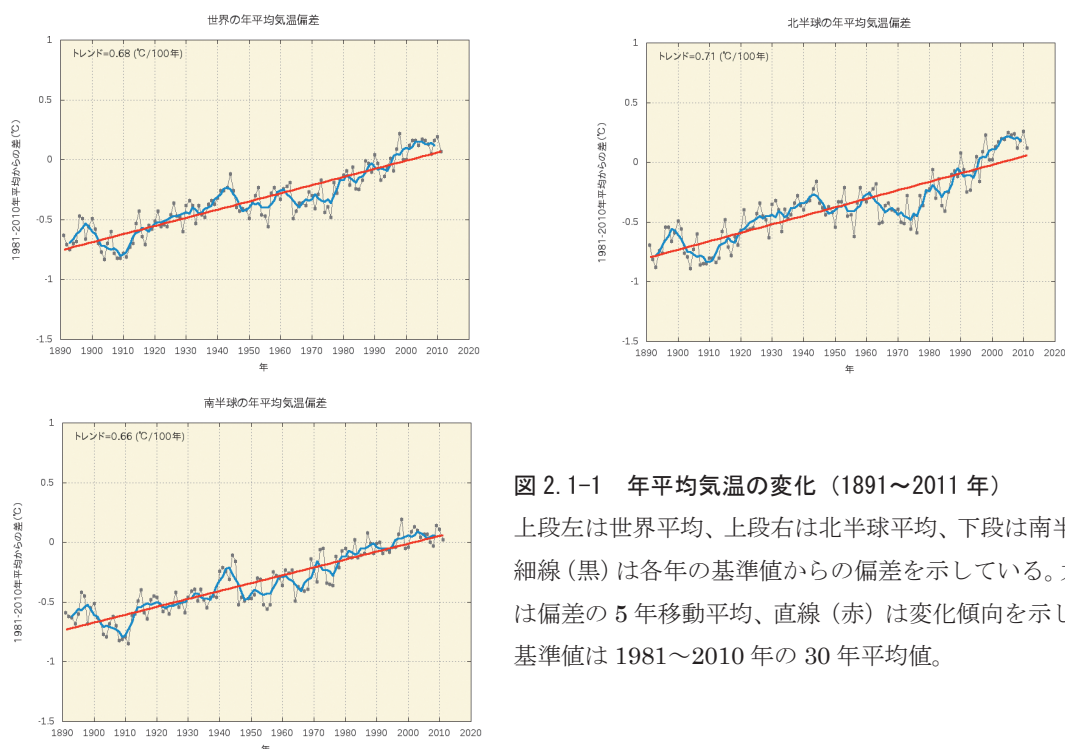


図 2.1-1 年平均気温の変化（1891～2011年）

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。

⁵ 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>

⁶ 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。

⁷ 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)

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年から2011年まで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

2011年の日本の年平均気温の偏差は+0.15°Cで、1898年以降で17番目に高い値となった(図2.1-2)。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1.19°C、春は1.30°C、夏は1.00°C、秋は1.14°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。

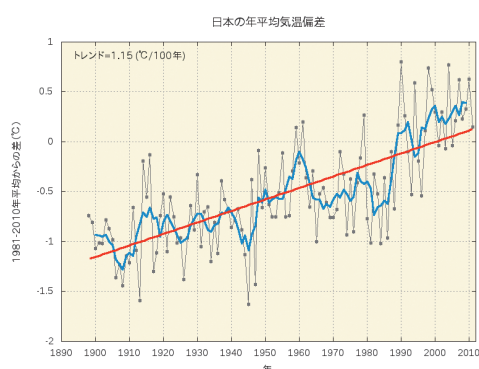


図 2.1-2 日本における年平均気温の経年変化(1898~2011年)
細線(黒)は、国内17観測地点(表2.1-1参照)での年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。太線(青)は偏差の5年移動平均を示し、直線(赤)は長期的な傾向を示している。基準値は1981~2010年の平均値。

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⁸の出現数

統計期間 1901～2011 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 2.1-3）。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。

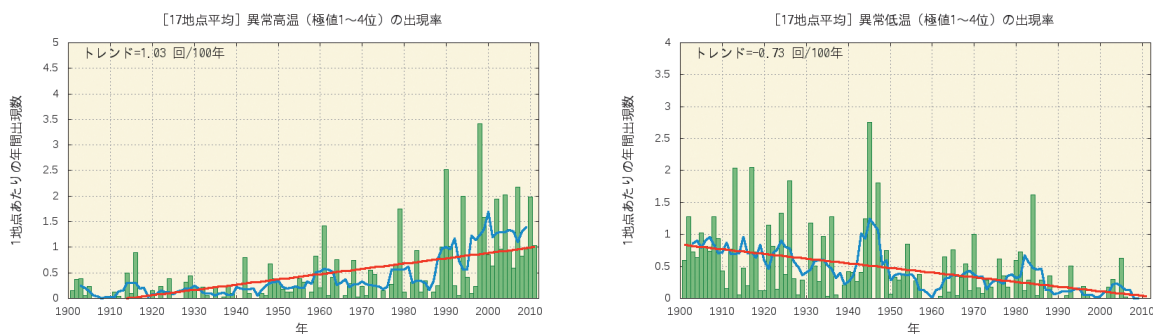


図 2.1-3 月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温）と低い方から 1～4 位（異常低温）の年間出現数の経年変化
1901～2011 年の月平均気温の各月における異常高温と異常低温の年間出現数。年々の値はその年の異常高温あるいは異常低温の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの出現数を意味する。折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(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 1931～2011 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現れている（信頼度水準 90%で統計的に有意）（図 2.1-4）。

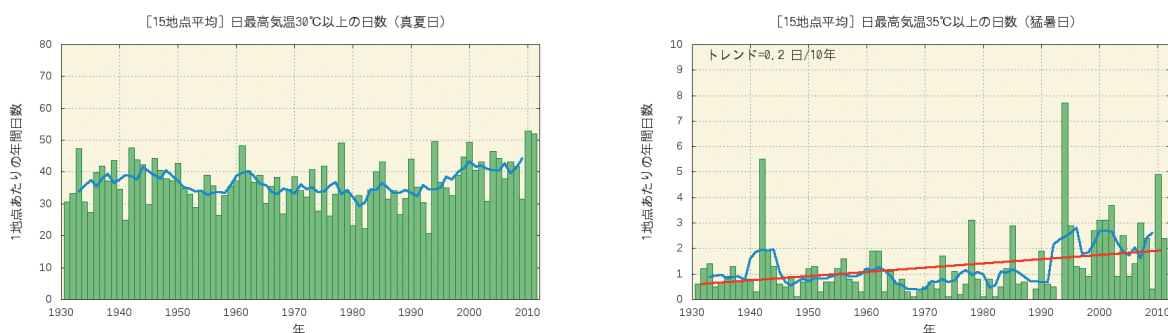


図 2.1-4 日最高気温 30℃以上（真夏日）及び 35℃以上（猛暑日）の年間日数の経年変化
1 地点あたりの年間日数。棒グラフは年々の値を、折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

(3) 日最低気温 0℃未満（冬日）および 25℃以上（熱帯夜⁹）の年間日数

日最低気温が 0℃未満（冬日）の日数は、統計期間 1931～2011 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 2.1-5）。

⁸ ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2011 年の 111 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、111 年間に 4 回で、つまり約 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（用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

⁹ 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。

(第2章 気候変動)

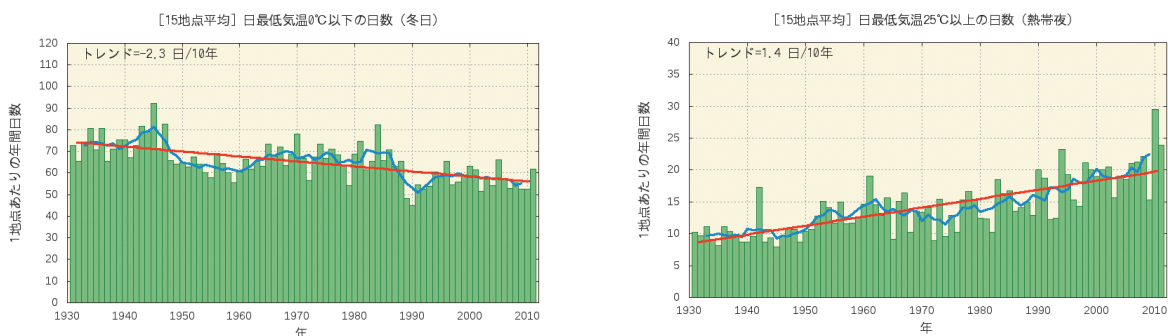


図 2.1-5 日最低気温 0°C未満（冬日）及び日最低気温 25°C以上（熱帯夜）の年間日数の経年変化

図の見方は図 2.1-4 と同様。

2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象¹⁰

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 2011 年における気温の変化量を比較すると、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量

1931 年から 2011 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、気温の変化量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。

都 市	気温				
	変化量 (°C/100 年)				
	平均気温			日最高 気温	日最低 気温
	年	1 月	8 月		
札幌	2.7	3.8	1.3	0.9	4.5
仙台	2.3	3.1	0.7	1.0	3.2
東京	3.2	4.7	1.7	1.5	4.5
横浜	2.8	3.7	1.5	2.3	3.6
新潟※	2.1	2.6	1.4	1.9	2.4
名古屋	2.9	3.2	2.4	1.1	4.1
京都	2.7	2.8	2.4	0.9	3.9
大阪※	2.8	2.7	2.5	2.3	3.8
広島※	2.1	1.9	1.6	1.0	3.2
福岡	3.1	3.0	2.4	1.6	5.2
鹿児島※	2.9	3.0	2.7	1.3	4.2
17 観測地点※	1.5	1.7	1.0	1.0	1.9

¹⁰ 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.kishou.go.jp/climate/cpdinfo/himr/index.html>

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量は、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量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量の差が、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）。

また、これら都市において 1 月の平均気温の上昇量は 8 月に比べ大きく、日最低気温の上昇量は日最高気温の上昇量より大きい。また、階級別日数の経年変化については、熱帯夜の年間日数は、札幌を除き増加傾向を示しているほか、冬日の年間日数は、全般に減少傾向である（表 2.1-3）。ヒートアイランド現象にともなう都市と郊外の気温差は、夏季より冬季に、日中より夜間に大きいといわれており、この効果が顕著に現れているものと考えられる。

表 2.1-3 大都市における階級別日数の変化量、2011 年の熱帯夜と冬日の年間日数

変化量については 1931 年から 2011 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）の平均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、階級別日数の変化量については累年の統計が行えないため表示しない（ただし、15 観測地点は表 2.1-1 の 17 観測地点のうち飯田・宮崎を除いた 15 観測地点の平均を示す）。2011 年の日数の（ ）内の数字は平年との差を示す。

都 市	年間の階級別日数			
	変化量（日/10年）		2011年（日）	
	熱帯夜	冬日	熱帯夜 （平年差）	冬日 （平年差）
札幌	0.0	-4.8	0(-0.1)	126(+1.2)
仙台	0.3	-6.1	4(+2.6)	88(+17.7)
東京	3.8	-8.6	49(+21.2)	5(-0.8)
横浜	2.9	-6.7	33(+14.5)	4(-3.9)
新潟※	---	---	26(+14.9)	47(+9.7)
名古屋	3.7	-7.5	40(+20.6)	36(+7.5)
京都	3.6	-8.0	33(+14.5)	31(+8.1)
大阪※	---	---	51(+13.6)	9(+2.2)
広島※	---	---	37(+8.8)	25(+8.0)
福岡	4.8	-5.4	51(+17.8)	7(+2.7)
鹿児島※	---	---	65(+13.4)	5(+2.0)
15 観測地点 ※	1.4	-2.3	---	---

【コラム】ヒートアイランド現象に伴う相対湿度の長期変化

観測所の移転の影響がない7都市（札幌、仙台、東京、横浜、名古屋、京都、福岡）と都市化の影響が小さいとみられる15観測地点（表2.1-1の17観測地点から飯田・宮崎を除いた15観測地点）を対象に、1931年から2011年における平均相対湿度と平均水蒸気圧の変化量を表2.1-4に示す。年平均相対湿度は15観測地点平均に比べて都市における減少量が大きな値となっている。一方、年平均水蒸気圧については、東京・名古屋・京都を除く都市では有意な変化傾向は見られず、東京・名古屋・京都の減少量についても小さい。また、1月と8月の変化量を比較しても、平均水蒸気圧に変化傾向が見られにくい一方で平均相対湿度が大きく減少している傾向は、夏季と冬季と同様である。このことから、平均相対湿度の減少は、気温上昇に伴う飽和水蒸気圧の上昇が主な要因であり、ヒートアイランド現象の影響により気温上昇の大きい都市においては湿度の減少も大きくなっていると考えられる¹¹。

表 2.1-4 大都市における平均相対湿度と平均水蒸気圧の変化量

1931年から2011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観測地点から移転の影響のある飯田と宮崎を除いたもの）の平均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。

都 市	平均相対湿度			平均水蒸気圧		
	変化量 (%/100年)			変化量 (hPa/100年)		
	年	1月	8月	年	1月	8月
札幌	-13.4	-10.7	-14.1	<i>-0.1</i>	0.5	<i>-1.5</i>
仙台	-9.4	-11.0	-8.2	<i>0.3</i>	<i>0.3</i>	<i>-1.0</i>
東京	-18.2	-23.3	-14.8	-0.7	<i>-0.4</i>	-1.9
横浜	-14.3	-18.7	-10.8	<i>-0.1</i>	<i>-0.4</i>	<i>-0.8</i>
名古屋	-18.7	-18.2	-19.6	-0.9	<i>-0.2</i>	-2.5
京都	-16.7	-15.6	-16.7	-0.7	<i>-0.1</i>	-2.0
福岡	-17.0	-14.3	-16.9	<i>-0.1</i>	<i>0.0</i>	-1.2
15観測地点	-7.1	-6.3	-7.8	0.3	<i>0.2</i>	<i>0.2</i>

¹¹ 相対湿度は以下の式より求められる。

$$\text{相対湿度(\%)} = \frac{\text{水蒸気圧}}{\text{飽和水蒸気圧}} \times 100$$

水蒸気圧とは大気中に含まれている水蒸気の圧力、飽和水蒸気圧は大気中に含みうる最大の水蒸気圧で気温が1℃上がる毎におよそ6%大きくなる。水蒸気圧が一定でも気温が上昇すれば飽和水蒸気圧が大きくなり、相対湿度は小さくなる。

2.2 降水量の変動¹²

【ポイント】

- 2011年の世界の年平均降水量偏差(陸域のみ)は+55mmだった。
- 2011年の日本の年平均降水量偏差は+172mm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。

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、2011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+55mmであった(図2.2-1)。世界の陸域の年降水量は1880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変化傾向を算出するには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。

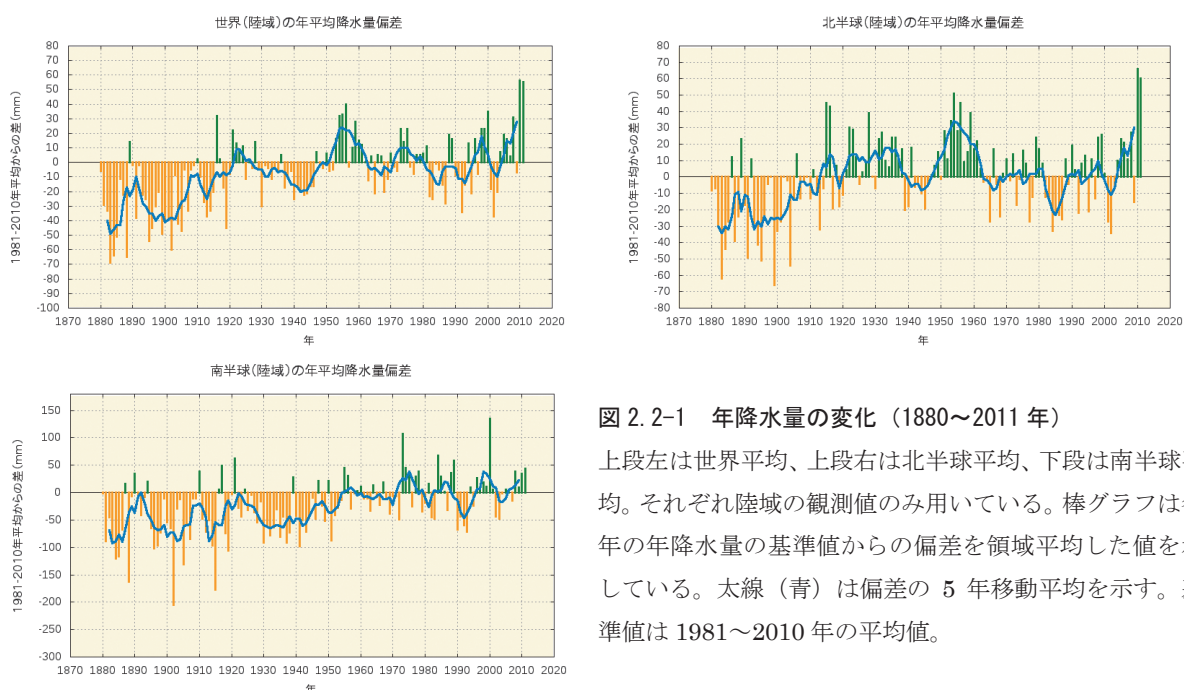


図 2.2-1 年降水量の変化(1880~2011年)

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

日本の降水量についての変化傾向をみるため、1898年から2011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2011年の年平均降水量の偏差は+172mm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年代頃に多雨期がみられ、1970年代以降は年ごとの変動が大きくなっている。

¹² 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>

(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

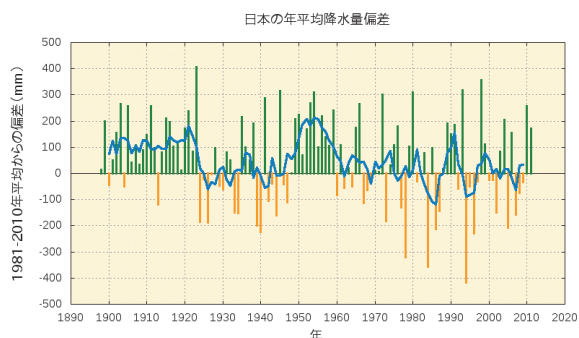


図 2.2-2 日本における年降水量の経年変化(1898~2011年)

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 2011 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¹³ (%で表す) を平均して解析した。計算に用いた観測点を地域毎に表 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、浜田、彦根、下関、福岡、大分、長崎、熊本

2011 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 110%、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 2011 年の期間の年最深積雪の変化傾向を見ると、北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 4.4%、14.3%である (いずれも信頼度水準 95%で統計的に有意)。東日本日本海側では減少しており、減少率は 10 年あたり 12.3%である (信頼度水準 99%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、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

¹³ 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。

必要である。

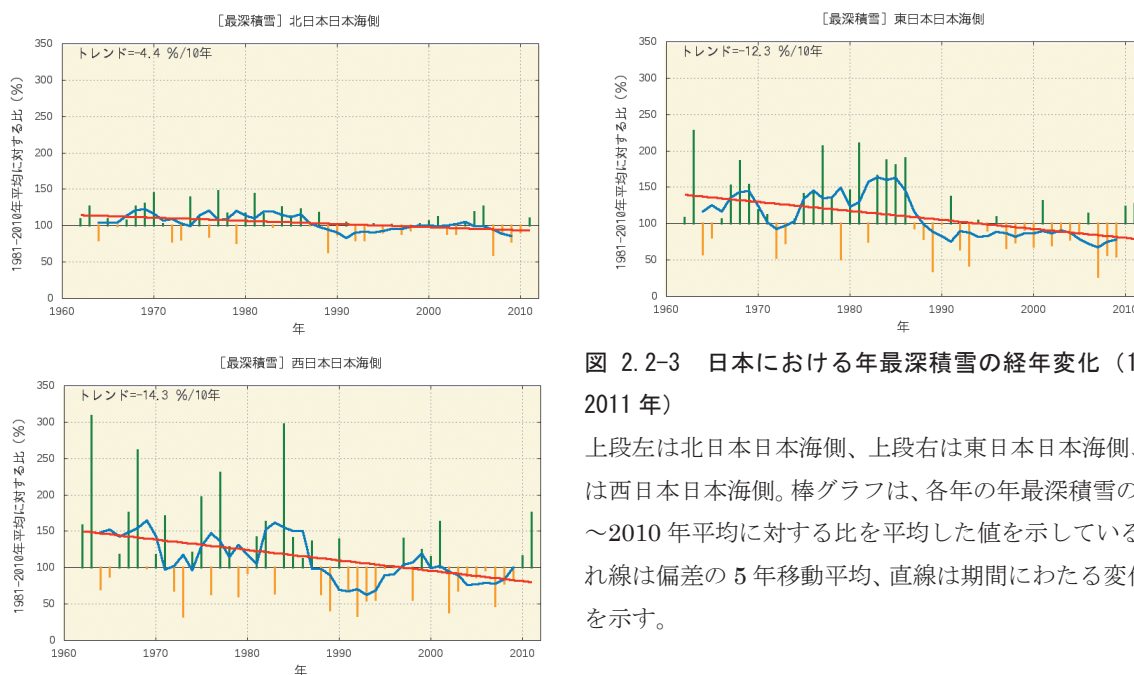


図 2.2-3 日本における年最深積雪の経年変化（1962～2011年）

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 日本における極端な大雨

表 2.2-1 の 51 地点の観測値を用い、日本における極端な大雨の変化傾向の解析を行った。

(1) 月降水量の異常値¹⁴の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2011年の111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。

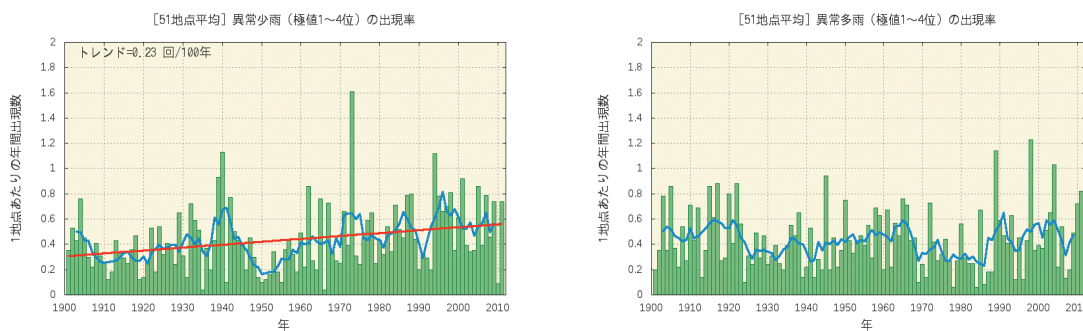


図 2.2-4 月降水量の少ない方から1～4位（異常少雨）と多い方から1～4位（異常多雨）の年間出現数の経年変化

1901～2011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。

¹⁴ ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2011年の111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、111年間に4回で、つまり約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（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)

(2) 日降水量 100mm 以上、200mm 以上の年間日数

日降水量 100mm 以上の日数は 1901～2011 年の 111 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）。

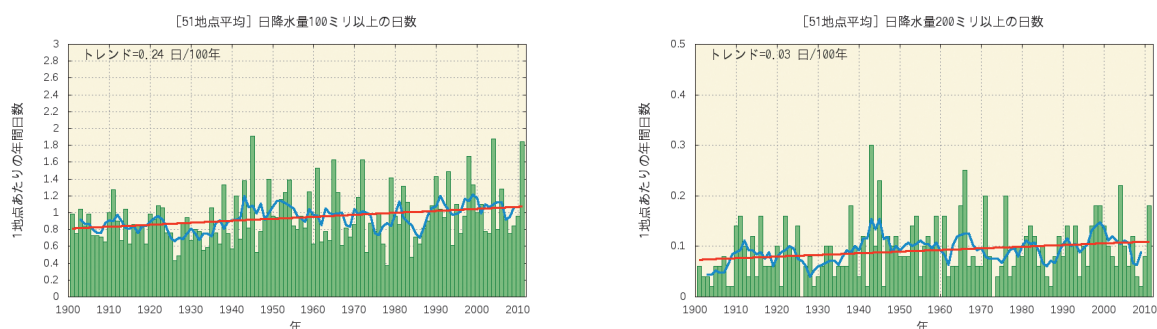


図 2.2-5 日降水量 100mm 以上の年間日数の経年変化

図の見方は図 2.2-4 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 箇所の地域気象観測所（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、35 年程度のデータが利用可能となっている。气象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあるのと比べるとアメダスの 35 年間は短い、アメダスの地点数は气象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が可能であることから、局地的な大雨などは比較的良好に捉えることができる。

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 2.2-6）、そして日降水量 200mm 及び 400mm 以上の大雨の発生回数（図 2.2-7）を年ごとに集計し、ここ 30 年余りの変化傾向をみた¹⁵。

1 時間降水量 50mm 以上の年間観測回数は統計期間 1976～2011 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現れている（信頼度水準 90% 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。

¹⁵ 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、2011 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。

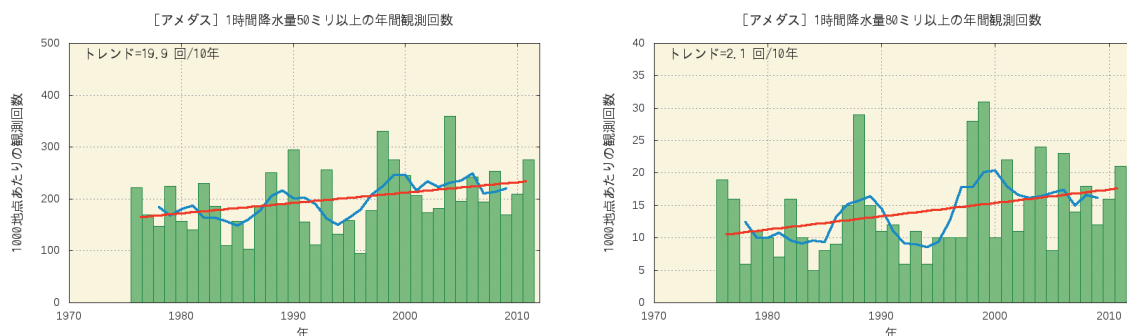


図 2.2-6 アメダス地点で1時間降水量が50mm、80mm以上となった年間の回数(1,000地点あたりの回数に換算)折れ線は5年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

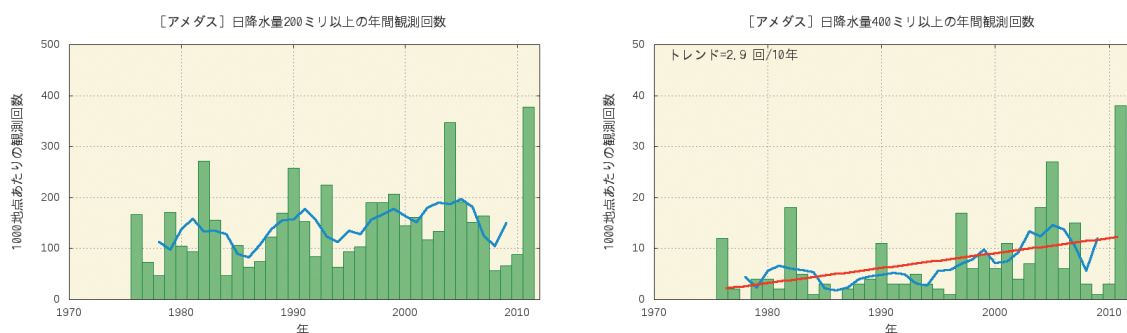


図 2.2-7 アメダス地点で日降水量が200mm、400mm以上となった年間の回数(1,000地点あたりの回数に換算)図の見方は図 2.2-6 と同様。

2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅(黄)葉の変動

【ポイント】

- さくらの開花日は早まる傾向が明瞭に現れている。
- かえでの紅葉日は遅くなる傾向が明瞭に現れている。

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、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としている。

さくらの開花とかえでの紅(黄)葉¹⁶の観測対象地点を表 2.3-1 に、変化傾向を図 2.3-1 に示す。1953年以降、さくらの開花日は早まる傾向が明瞭に現れており、変化率は50年あたり4.8日である(信頼度水準95%で統計的に有意)。また、かえでの紅(黄)葉日は遅くなる傾向が明瞭に現れており、変化率は50年あたり16.1日である(信頼度水準95%で統計的に有意)。さくらの開花日、かえでの紅(黄)葉日は気温との相関が高いことから、これらの経年変化は長期的な気温の上昇が影響の1つとして考えられる。

¹⁶ 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、やまもみじ、おおもみじ」を対象に観測を行っている。

(第2章 気候変動)

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

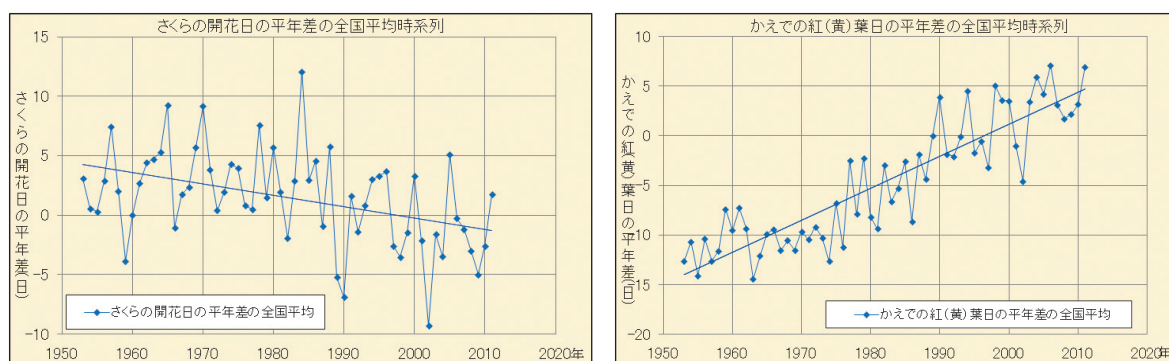


図 2.3-1 さくらの開花日の経年変化(左図)と、かえでの紅(黄)葉日の経年変化(右図)

折れ線は、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)からの差を平均した値を示している。直線は一次回帰分析による変化傾向を示す(さくら: -4.8 (日/50年))、かえで: $+16.1$ (日/50年))。

2.4 台風の変動¹⁷

【ポイント】

- 2011年の台風の発生数は21個で、台風統計開始の1951年以降で4番目に少なかった。
- 台風の発生数に変化傾向は見られない。

2011年の台風の発生数は21個(平年値25.6個)で、台風統計開始の1951年以降で2003年等と並び4番目に少なかったが、台風の発生数に変化傾向は見られない。ただし、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)。

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)。

¹⁷ 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。

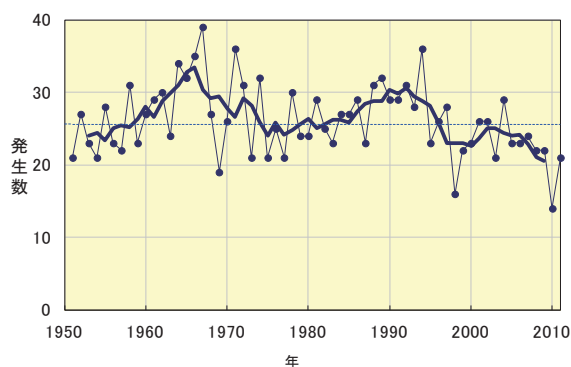


図 2.4-1 台風の発生数の経年変化

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）。

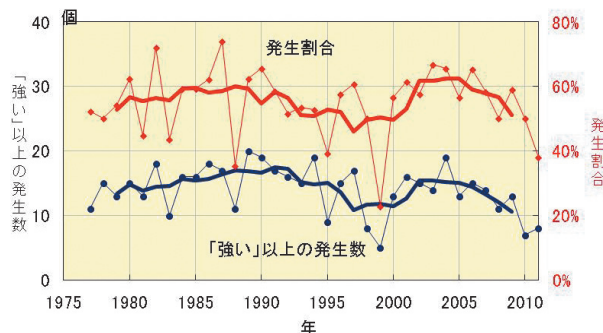


図 2.4-2 「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化

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¹⁸

【ポイント】

- 2011年の世界全体の年平均海面水温平年差は $+0.04^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では2007年と並んで11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、日本海の中中部および南部、関東の南、日本南方海域における、2011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 $0.71\sim 1.73^{\circ}\text{C}$ である。

2.5.1 世界の海面水温

2011年の世界全体の年平均海面水温平年差(1981年～2010年の平均値からの差)は $+0.04^{\circ}\text{C}$ で、1891年以降では2007年と並んで11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:1891～2011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)が見られ、周辺の地域の天候へ影響していると考えられている(コラム参照)。この変動の指標である2010/2011年冬季のPDO指数は -1.3 であった。

¹⁸ 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)

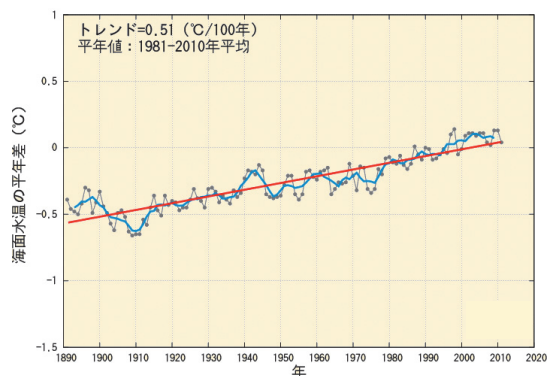


図 2.5-1 世界全体の年平均海面水温年差の経年変化 (1891~2011年)

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。

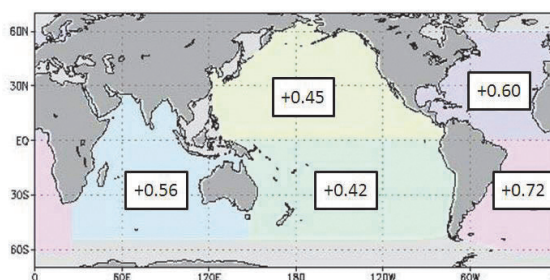


図 2.5-2 各大洋の海域平均海面水温 (年平均) の変化傾向 (°C/100年)

1891年から2011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、日本近海における海域別の年平均海面水温の変化傾向を示す。九州・沖縄海域、日本海の中中部および南部、関東の南、日本南方海域における、2011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0.71~1.73°Cである (信頼度水準99%で統計的に有意)。また、北海道周辺・日本東方海域

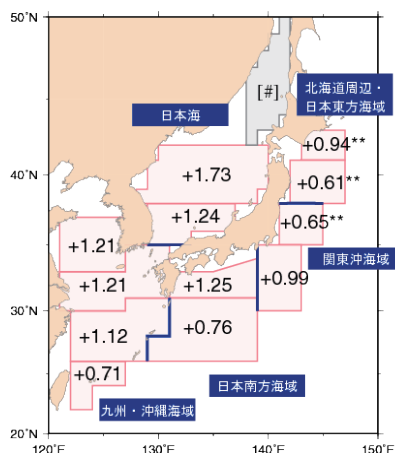


図 2.5-3 日本近海の海域平均海面水温 (年平均) の変化傾向 (°C/100年)

1900年から2011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90%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。

また、北海道周辺・日本東方海域及び関東の東における海域平均海面水温 (年平均) にも上昇傾向が現れており、上昇率は100年あたり0.61~0.94°Cである (信頼度水準90%で統計的に有意)。これらの上昇率は、北太平洋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) より大きな値となっている。

【コラム】太平洋十年規模振動 (Pacific Decadal Oscillation : PDO)¹⁹

海水温の変動には、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に加え、十年から数十年規模の変動も存在することが知られている。太平洋では十年以上の周期で大気と海洋が連動して変動しており、PDO (Pacific Decadal Oscillation : 太平洋十年規模振動) と呼ばれている。海面水温は、北太平洋中央部で平年より低く (高く) になるとき、北太平洋東部や赤道域で平年より高く (低く) に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、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。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 (図 2.5-5)。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、冬季の降水量はアラスカ、カナダ南西部から五大湖周辺にかけて、オーストラリア東部、シベリア東部、朝鮮半島、日本、および中米から南米北部にかけてで少ない傾向が、一方、米国南西部と南米南部などで多い傾向があるとされている。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、日本、朝鮮半島、および中国の一部などで低い傾向が見られる (Mantua and Hare, 2002)。

長い時間スケールでは、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、1980 年代までは概ね正の値 (北太平洋中央部で海面水温が低い状態) で推移していた。1990 年以降は数年毎に正負の値が交互に現れ、明瞭な傾向が見られないが、最近の数年は負の値が多くなっている (図 2.5-6)。

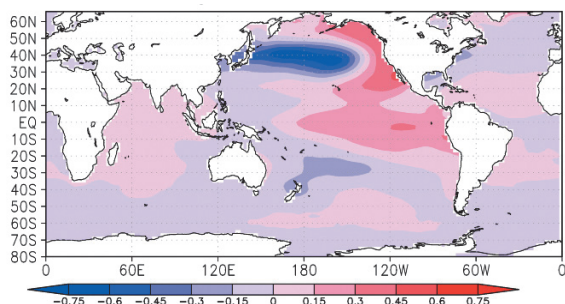


図 2.5-4 PDO (正極) 時の典型的な海面水温の偏差パターン (°C)

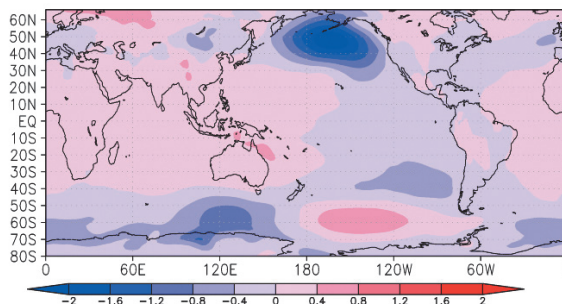


図 2.5-5 PDO (正極) 時の典型的な海面気圧の偏差パターン (hPa)

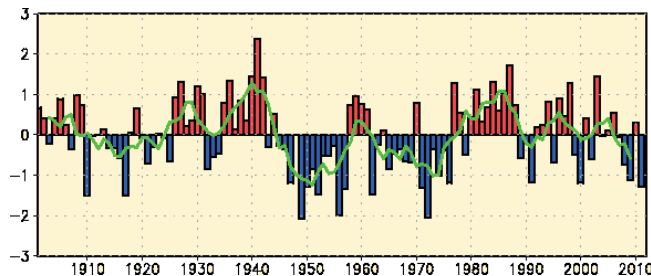


図 2.5-6 PDO 指数 (冬季平均値) の経年変化
縦軸は PDO 指数、横軸は年である。棒グラフは PDO 指数の冬季平均値、実線は 5 年移動平均値を表す。

¹⁹ 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²⁰

【ポイント】

○ 2010年夏に発生したラニーニャ現象は、2011年春に終息した。

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 左図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 右図は、南太平洋のタヒチとオーストラリアのダーウィンの海面気圧偏差の差を指数化した南方振動指数SOI (Southern Oscillation Index) の1950年以降の変化を示したものである。SOIは、太平洋の赤道付近で吹いている貿易風²¹の強さを示す目安であり、エルニーニョ／ラニーニャ現象に伴う大気側の変動を示す指標の一つである。SOIは、2010年春にラニーニャ現象の発生に伴って正に転じた後、ラニーニャ現象が終息した2011年春以降も正の状態が続いている。

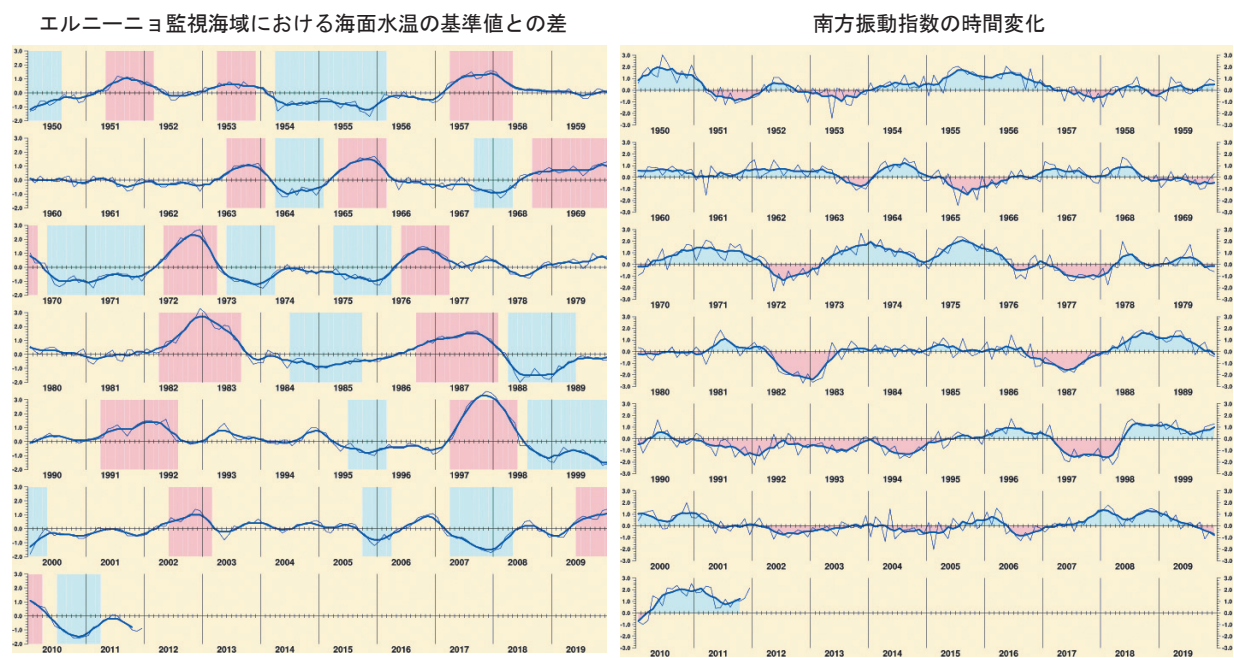


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差(°C) (左) 及び南方振動指数の時間変化 (右)

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。左図では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、右図では南方振動指数が正の値の期間は青、負の値の期間は赤で、それぞれ陰影を施してある。南方振動指数は、正の値は貿易風が強いことに、負の値は貿易風が弱いことに対応し、一般にラニーニャ現象発生時には正、エルニーニョ現象発生時には負となる。

²⁰ 「エルニーニョ／ラニーニャ現象」については、用語集を参照のこと。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

²¹ 貿易風は、熱帯域で定期的な吹いている東寄りの風。

2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動²²

【ポイント】

- 世界の海洋表層の貯熱量は、10年あたり $1.94 \times 10^{22} \text{J}$ の割合で上昇している。

地球表面の7割を占める海洋は、大気に比べて熱容量が大きいので、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 $1.94 \times 10^{22} \text{J}$ 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 0.020°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。

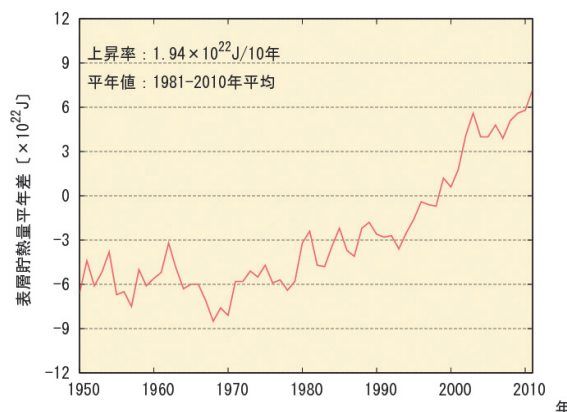


図 2.7-1 海洋表層 (0-700m) の全球貯熱量の経年変化
1981~2010年の平均からの偏差。

2.8 日本沿岸及び近海の海面水位の変動²³

【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。

1906年以降の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²⁴はみられない (図2.8-1)。1950年頃に極大がみられ、また約20年周期の変動が顕著である。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、2011年までの上昇率は年あたり1.0mmであった (上昇率は信頼度水準99%で統計的に有意)。

2011年の日本沿岸の海面水位は平年値 (1981~2010年平均) と比べて42mm高かった。1990年代後半以降は平年値と比べて高い年が続いている。

²² 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

²³ 気象庁ホームページでは、日本近海の海面水位を公表している。

http://www.data.kishou.go.jp/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html

²⁴ 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 [1.3~2.3] 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 [2.4~3.8] 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)

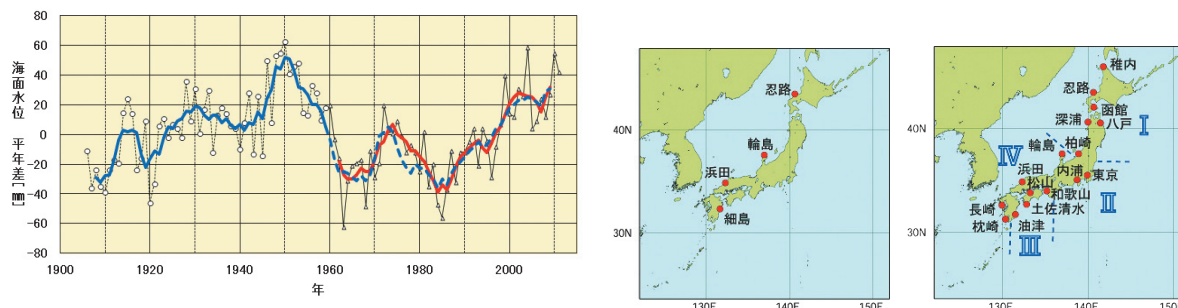


図 2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2011 年）と検潮所位置図

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、中図に示した 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（1962～2009 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.96 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²⁵

【ポイント】

- 北極海の海氷域面積は減少している。2011 年の海氷域面積の年最小値は 440 万 km²で、1979 年以降では 2007 年について 2 番目に小さい記録となった。
- 南極海の海氷域面積は増加しているが、年ごとの変動が大きい。
- 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 184 万 km²減少している。

2.9.1 北極・南極の海氷

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 2011 年までの減少率が年あたり 8.6 万 km²となり（図 2.9-1 (a)）、2011 年の年最小値は 440 万 km²で、2007 年の 431 万 km²について 1979 年以降 2 番目に小さい記録となった。また、北極域の年平均値は 2011 年までの減少率が年あたり 5.7 万 km²となり（図 2.9-1 (b)）、2011 年の年平均値はこれまでの最小であった 2007 年の 1058 万 km²をわずかに下回る 1056 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が（図 2.9-1 (c)）（信頼度水準 99%で統計的に有意）、年最小値は年ごとの変動が大きく、2011 年の年最小値はこれまでの最小であった 1997 年の 252 万 km²をわずかに下回る 248 万 km²となった。

²⁵ 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）

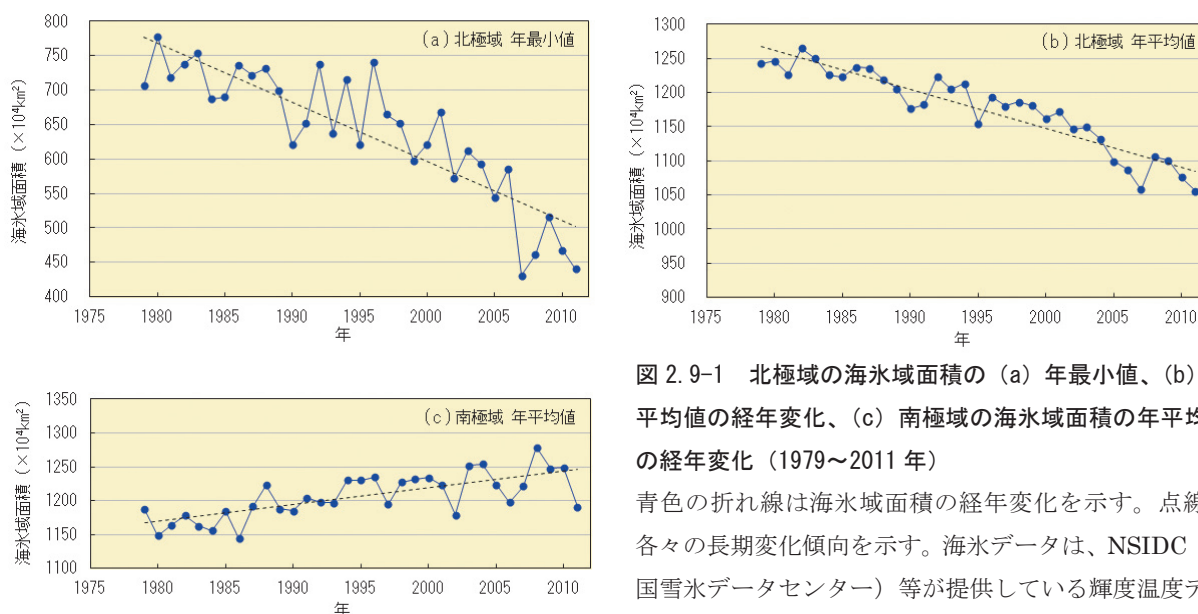


図 2.9-1 北極域の海水域面積の (a) 年最小値、(b) 年平均値の経年変化、(c) 南極域の海水域面積の年平均値の経年変化 (1979~2011 年)
 青色の折れ線は海水域面積の経年変化を示す。点線は各々の長期変化傾向を示す。海氷データは、NSIDC (米国雪氷データセンター) 等が提供している輝度温度データ (2011 年 10 月 1 日以降は速報値) を使用して作成している。

2.9.2 オホーツク海の海氷

オホーツク海の海水域面積の変化傾向については、積算海水域面積²⁶や最大海水域面積²⁷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)。オホーツク海の海氷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 184 万 km² の減少、最大海水域面積は、10 年あたり 6.0 万 km² (オホーツク海の全面積の 3.8% に相当) の減少となっている。

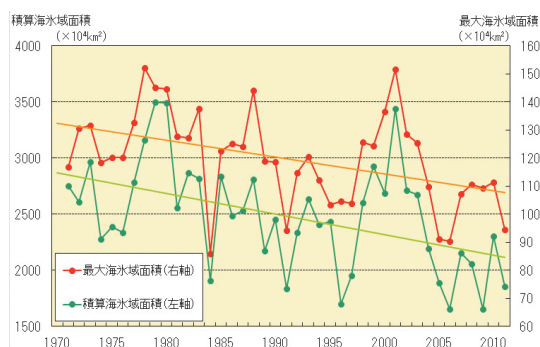


図 2.9-2 オホーツク海の積算海水域面積 (緑) と最大海水域面積 (赤) の経年変化 (1971~2011 年)
 直線はそれぞれの変化傾向を示す。

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。
- 2011 年春の積雪日数は、北米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

²⁶ 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。その年の海氷の勢力をあらわす指標として用いている。

²⁷ 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。

(第2章 気候変動)

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 24 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)。2010/2011 年冬 (12~2 月) の積雪日数は、米国やヨーロッパ東部で平年より多く、2011 年春 (3~5 月) は北米で多かった。11 月は西シベリアや中央アジア付近で平年より多かった (図 2.10-1)。

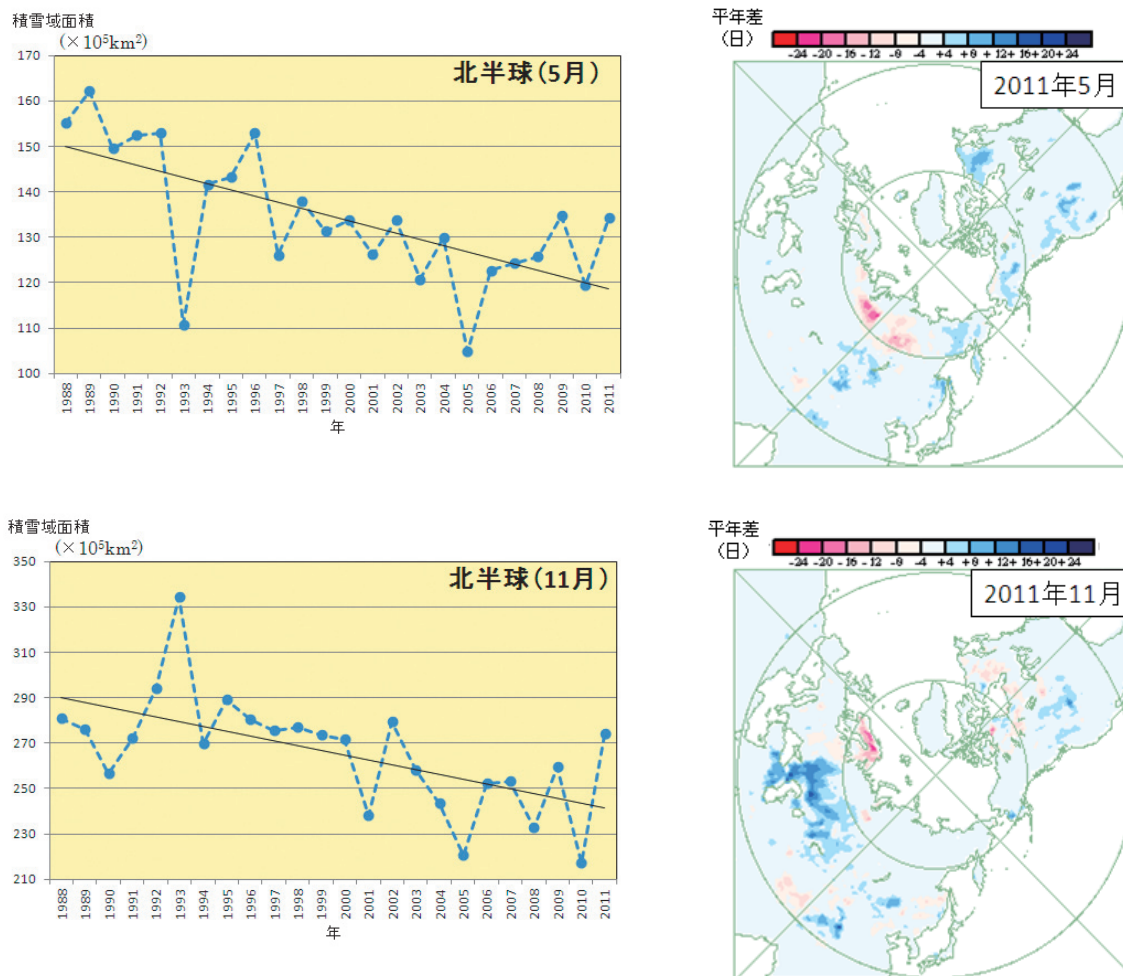


図 2.10-1 北半球 (北緯 30 度以北) における 5 月 (左上) 及び 11 月 (左下) の積雪域面積 (km²) の経年変動 (1988~2011 年) と 2011 年 5 月 (右上) 及び 11 月 (右下) の月積雪日数年平均偏差図
左図の直線 (黒色) は積雪域面積の変化傾向を示す。右図の暖色 (寒色) 域は、平年と比べて積雪日数が少ない (多い) ところを示す。平年値は 1989~2010 年の平均値。

第3章 地球環境の変動

3.1 温室効果ガスの変動²⁸

【ポイント】

- 二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的にみて増加している。
- 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、長期的にみて増加傾向にある。

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）²⁹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。2011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、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2011年から開始した（図3.1-1）。

表3.1-1 温室効果ガス等の世界平均濃度（2010年）

WMO（2011a）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	2010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	389.0 ppm (+39%)	+2.3 ppm	不定
メタン	約715 ppb	1808 ppb (+153%)	+5 ppb	12
一酸化二窒素	約270 ppb	323.2 ppb (+20%)	+0.8 ppb	114

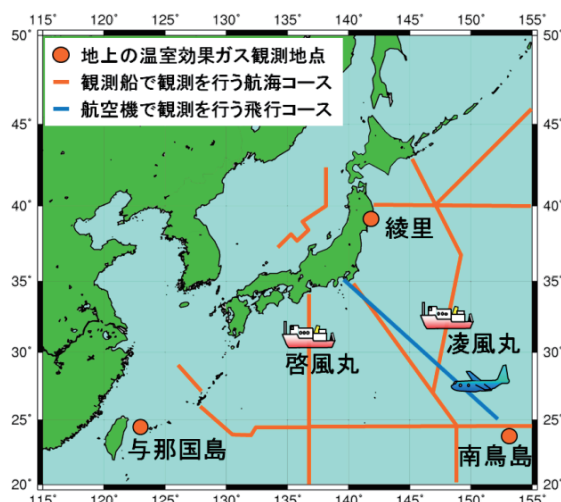


図3.1-1 気象庁における温室効果ガスの観測網

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、及び航空機を用いた上空の温室効果ガス観測を定期的に行っている。

²⁸ 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)

²⁹ 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 2010 年の濃度は前年に比べて 2.3ppm 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。

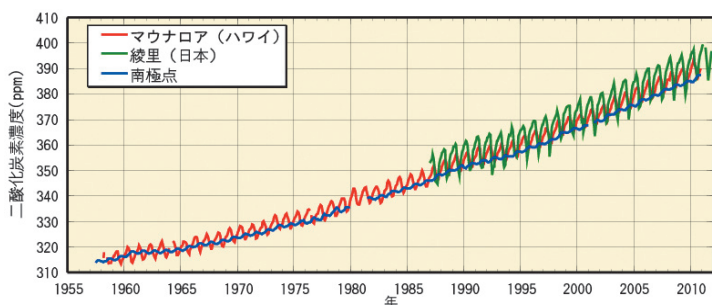


図 3.1-2 大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

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。

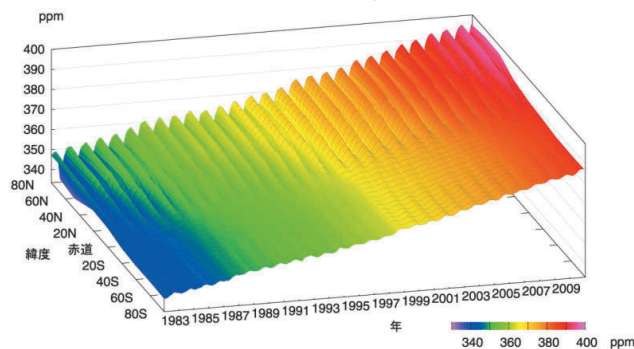


図 3.1-3 緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化

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。2011 年の年平均濃度は、綾里³⁰で 394.3ppm、南鳥島で 392.8ppm、与那国島では 394.4ppm 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

³⁰綾里の 2011 年の年平均値は、「平成 23 年(2011 年)東北地方太平洋沖地震」の影響により欠測となった 4 月を除く 11 か月分の月平均値を平均して求めている。

発生を迫るように、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。

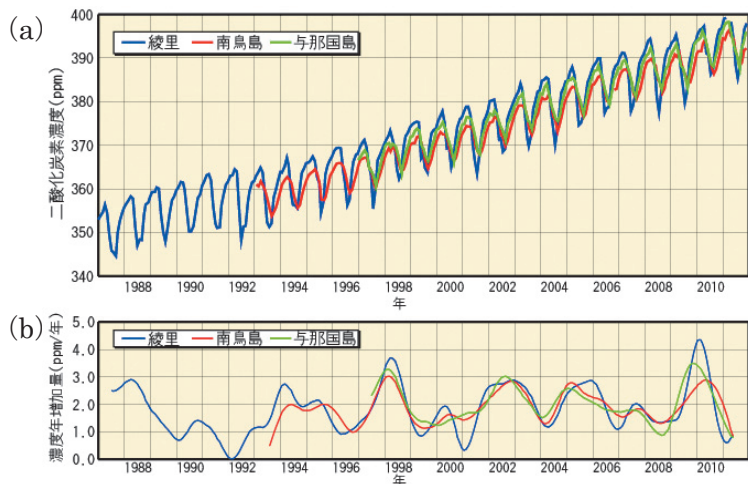


図 3.1-4 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化
綾里、南鳥島及び与那国島で観測された、(a) 大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化と、(b) 濃度年増加量 (各月の増加量を1年あたりに換算) の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。

(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 1984~2011 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)。

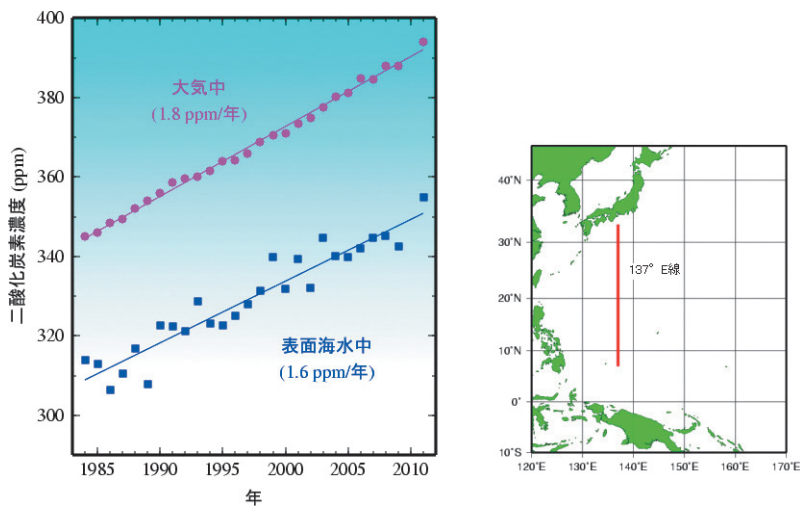


図 3.1-5 東経 137 度線 (右図の赤線部分) 上の冬季 (1~2 月) の表面海水中と大気中の二酸化炭素濃度の経年変化 (北緯 7~33 度の航行中連続観測データの平均値、1984~2011 年)

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。

表面海水中の二酸化炭素観測データの解析から、二酸化炭素濃度と水温・塩分等との間に相関があることがわかっている。この相関を利用して、太平洋全域を対象に、大気-海洋間における二酸化炭素交換量を解析した (図 3.1-6)。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に二酸化炭素が放出 (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交換量は、数年から十年規模の変動が卓越しており、1985～2010年の期間については、太平洋の二酸化炭素の吸収量に変化傾向は見られない。

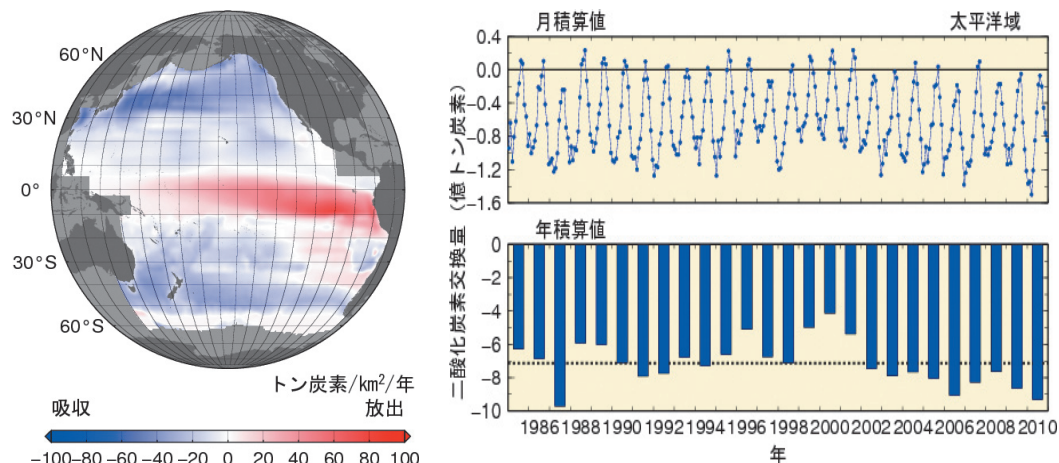


図 3.1-6 太平洋における大気－海洋間の二酸化炭素交換量の 2010 年の分布（左図）並びに二酸化炭素交換量の月ごと及び年間の積算値（1985～2010年）（右図）

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2010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500メートル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。1994～2011年までの17年間に、この海域の二酸化炭素蓄積量は約100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、1994～2011年の最近の17年間にさらに増加したことを示している。

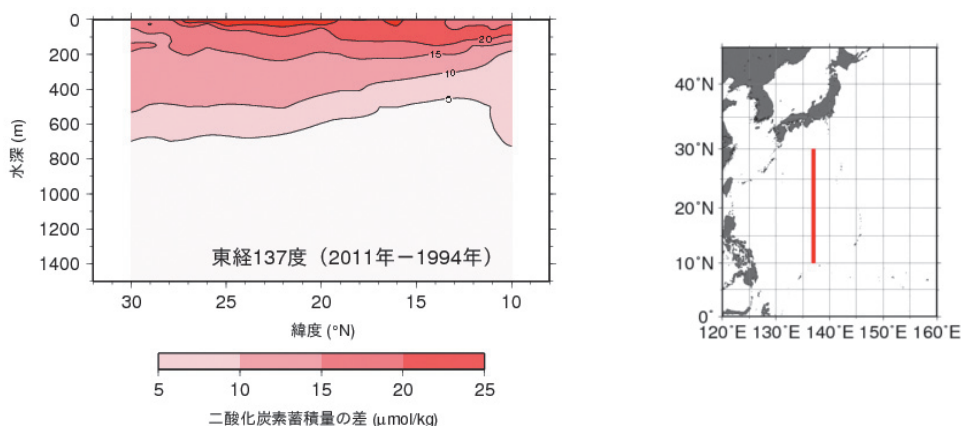


図 3.1-7 東経 137 度における 2011 年と 1994 年の海洋内部の二酸化炭素蓄積量の差

左図：海洋内部に蓄積した 2011 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) 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て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 3.1-8)。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)。

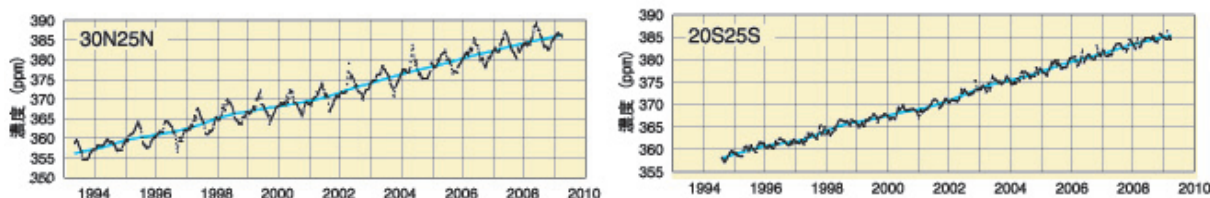


図 3.1-8 気象庁気象研究所と独立行政法人国立環境研究所による日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して観測された上空の二酸化炭素濃度の経年変化 (1993 年 4 月～2009 年 3 月、環境省、(株)日本航空、(財)日航財団の支援による)

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 3.1-9 の赤線)。WDCGG の解析では 2010 年の世界平均濃度は 1808ppb で、1984 年以降で最高値となった (表 3.1-1)。

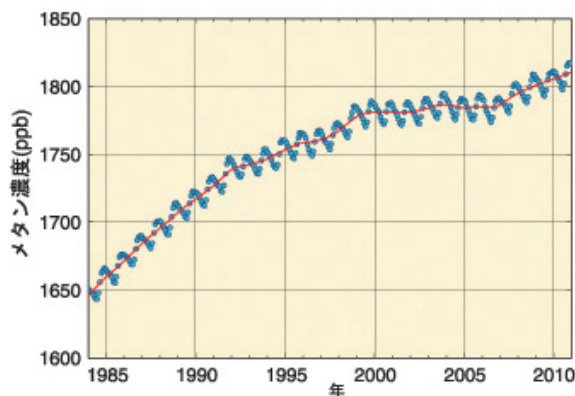


図 3.1-9 大気中のメタンの世界平均濃度

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, 2011a）。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 3.1-10）。

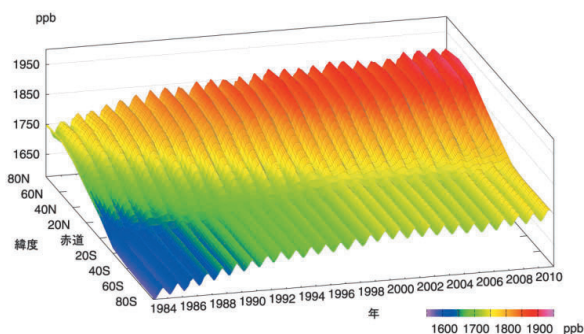


図 3.1-10 緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化

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 3.1-11 (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³⁰で 1884ppb、南鳥島で 1838ppb、与那国島では 1861ppb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 3.1-11 (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、オゾンに紫外線が当たることによって水蒸気が分解されて発生する、反応性が高く不安定な物質。

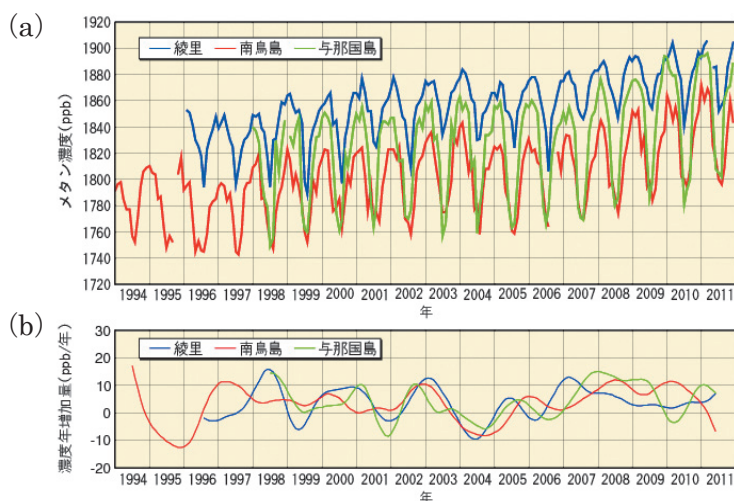


図 3.1-11 綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン濃度 (a) と濃度年増加量 (b) の経年変化

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 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 2010 年の世界平均濃度は 323.2ppb 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 3.1-12)。2011 年の年平均濃度³⁰は 325.1ppb (速報値) であった。

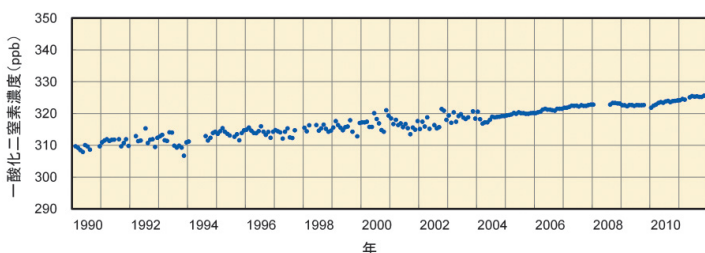


図 3.1-12 綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化

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³¹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 年代初めから増加傾向が明瞭に現れている。

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。

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。

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又は増加の鈍化が見られる (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。

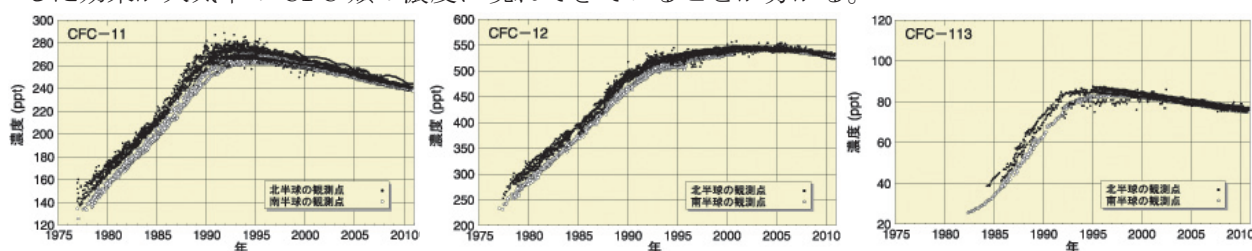


図 3.2-1 世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化

左に CFC-11、中に CFC-12、右に 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

綾里における同様の 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。

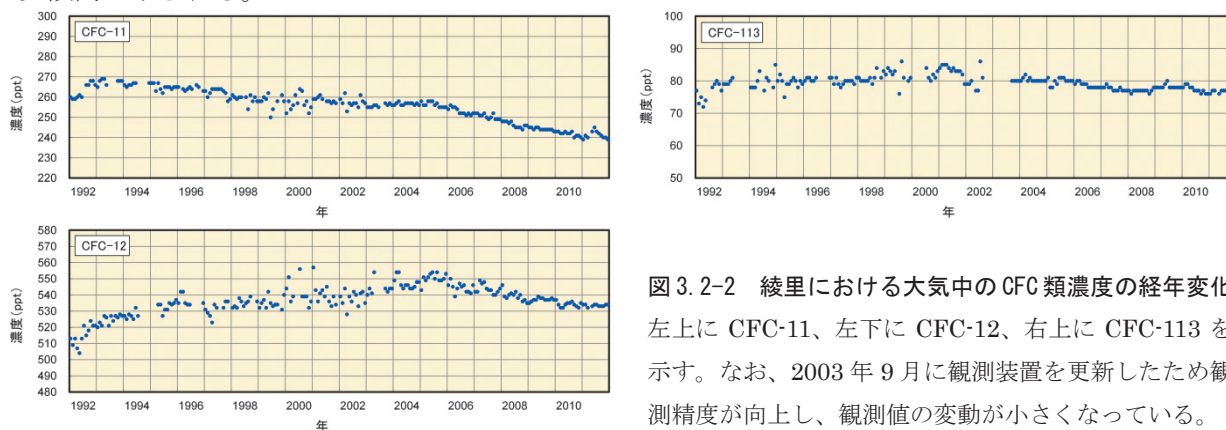


図 3.2-2 綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化
左上に CFC-11、左下に CFC-12、右上に CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

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、2011年のオゾン全量は世界平均で約2.1%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。

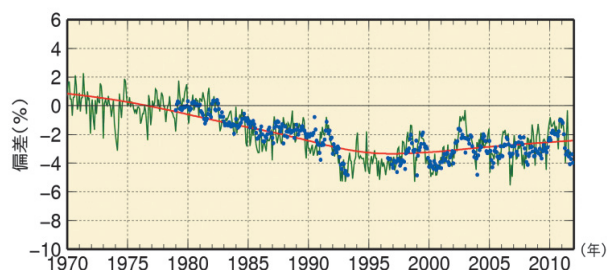


図3.2-3 世界のオゾン全量の偏差(%)の経年変化

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。

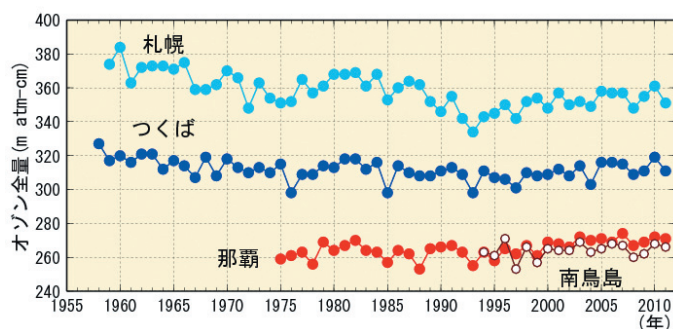


図3.2-4 日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化

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)。2011年のオゾンホールの年最大面積は、過去10年間(2001～2010年)の平均とほぼ同じ大きさだった(図3.2-5、3.2-6)。

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。成層圏のオゾン層破壊物質の総量は1990年代後半のピーク後も多い状態が続いているため、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。

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。

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, 2011b)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。

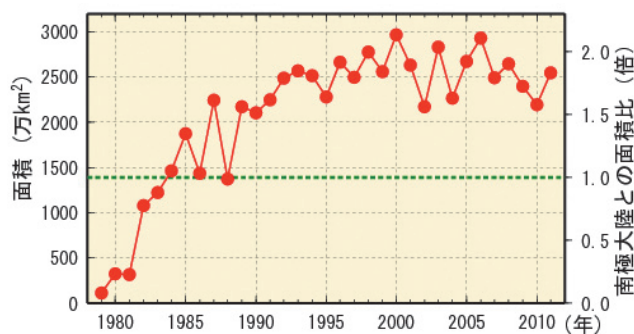


図 3.2-5 オゾンホールの面積の経年変化

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。

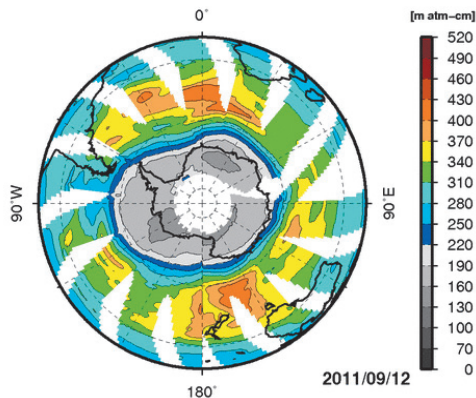


図 3.2-6 オゾンホール面積が年最大を記録した 2011 年 9 月 12 日のオゾン全量の南半球分布中央の灰色の部分が、オゾンホールの目安となる 220m atm-cm 以下の領域。白色の部分は観測値が得られなかった領域。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

3.2.3 日本における紫外線

国内の红斑紫外線量³⁸年積算値は、観測を開始した 1990 年代初め以降、札幌とつくばでは増加傾向が明瞭に現れており、増加率はそれぞれ 10 年あたり 4.4%、4.5% である（信頼水準 95% で統計的に有意）（図 3.2-7）。一方、那覇では、1990 年代に増加した後、2000 年代以降は変化傾向がみられなくなった。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, 2011b；気象庁, 2011）。

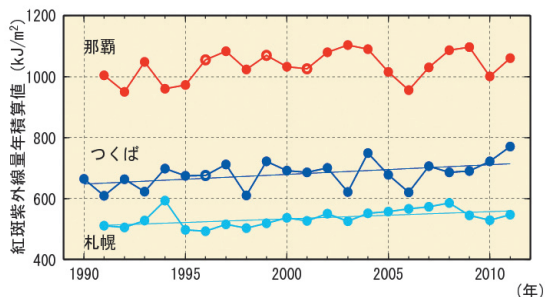


図 3.2-7 红斑紫外線量年積算値の経年変化

丸印は札幌、つくば、那覇における红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。

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は混濁は 1963 年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- 黄砂観測日数及び黄砂観測のべ日数は、年々変動が大きく長期的な変化傾向は見られない。

³⁸ 「红斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

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)

3.3.1 エーロゾル

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ー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。

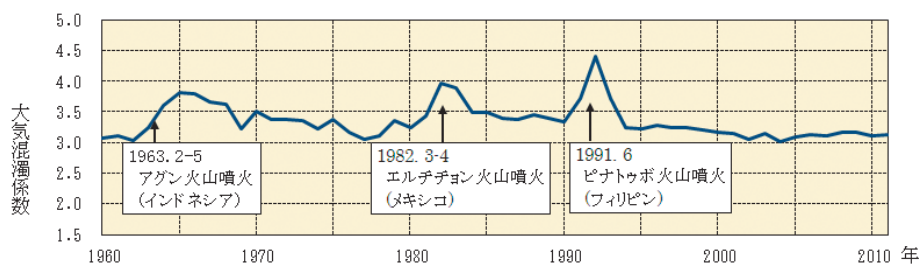


図 3.3-1 バックグラウンド大気混濁係数の経年変化 (1960~2011年)

大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エー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。

また、エーロゾルの変動は、サンフォトメータによるエーロゾルの光学的厚さ⁴²や粒形分布の観測からも解析することができる(図 3.3-2)。国内のエーロゾルは春に極大となる傾向がある。これは、大陸から飛来する黄砂や汚染大気などによる影響と考えられる。南鳥島では年間を通してエーロゾル光学的厚さが小さいが、これは陸上起源エーロゾルの発生源であるアジア大陸から遠いためと考えられる。また、波長500nmと862nmに関するエーロゾル光学的厚さの差が綾里や与那国島に比べて小さいことが多い。これは綾里や与那国島と比べて、エーロゾルの中で粒径が大きい部類に入る海塩エーロゾルが相対的に多いことを示している。

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濁り具合に関する指標であるホイスナー・デュボアの混濁係数(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、エーロゾルのほか、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の光学的厚さ(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。

⁴² エーロゾルの光学的厚さとは、エーロゾルの吸収・散乱による日射の減衰を示す量であり、大気中のエーロゾルの量が多いと値が大きくなる。

(第3章 地球環境の変動)

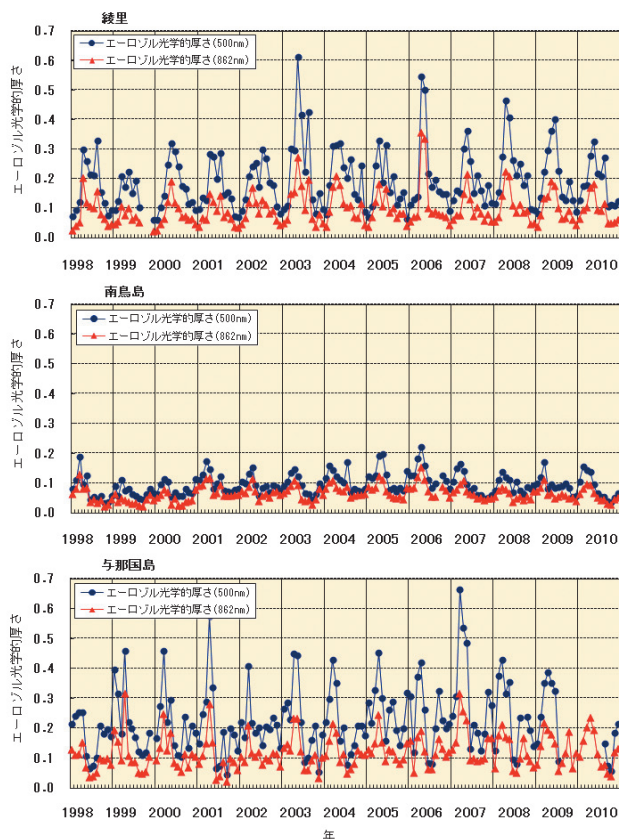


図 3.3-2 綾里、南鳥島、与那国島における 1998～2010 年の波長 500nm と 862nm のエアロゾル光学的厚さ

気象庁では国内 3 地点（綾里、南鳥島、与那国島）でサンフォトメータを用いて、波長別のエアロゾルによる大気全層の濁り具合を表すエアロゾル光学的厚さやエアロゾルの粒径分布の観測を行っている。2007 年 3 月までは 1 日 3 回の定時観測値を集計し、それ以降は連続観測値を集計している。綾里の 2003 年 5 月及び 2006 年春の極大はそれぞれ、シベリアの森林火災の煙の影響及び大規模な黄砂の影響によるもの。

【コラム】 黒色炭素エアロゾルの長期変化傾向

石炭やディーゼルエンジン、薪などの生物燃料等から放出される黒色炭素（ブラックカーボン）エアロゾルは、太陽光を吸収し大気を暖めて温暖化を促進するため、近年その監視が重要となっている。

2010年より気象庁では、直達日射の観測に加え、散乱日射⁴³の観測も行っている。直達日射、散乱日射の観測データと数値モデルによる放射計算から、大気中に浮遊しているエアロゾルの質の指標となる一次散乱アルベド⁴⁴を解析することができる。エアロゾルの一次散乱アルベドは、エアロゾルに含まれる黒色炭素が増えると減少することから、大気中の黒色炭素の長期変動監視に利用することができる。

つくばでこれまで実施してきた研究観測から得られるエアロゾルの一次散乱アルベド及び光学的厚さの経年変化を見ると、1990年以降一次散乱アルベドが増加し、エアロゾル光学的厚さも減少している（図3.3-3）。これは、環境規制による黒色炭素の排出量減少が影響している可能性が考えられている（Kudo *et al.*, 2010）。

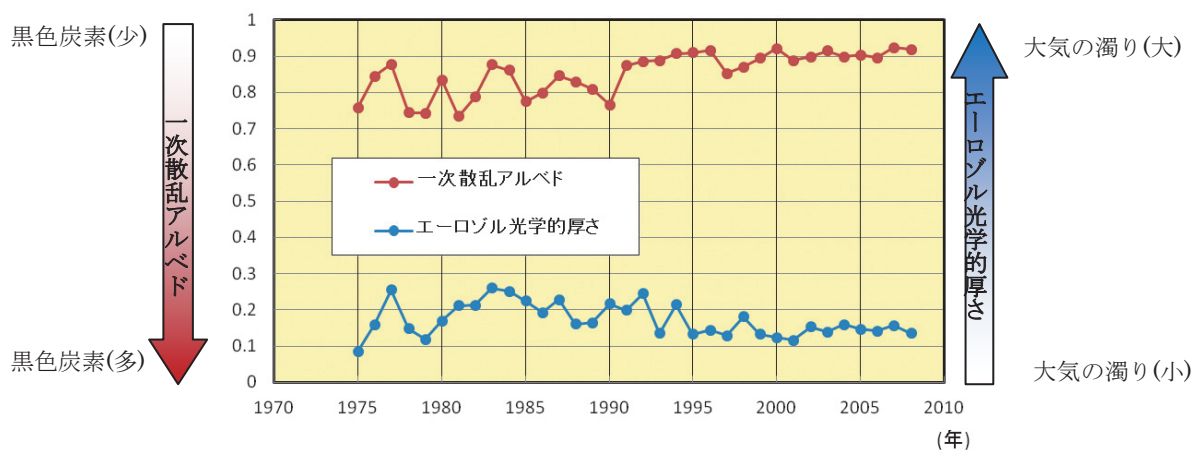


図3.3-3 つくばにおけるエアロゾルの質の指標となる一次散乱アルベドとエアロゾル光学的厚さの年平均値の経年変化（1975～2008年）

⁴³ 散乱日射とは、太陽面方向を除く天空の全方向から大気や雲で散乱されて地表面に入射する日射である。エアロゾルが多いと散乱日射が増える（直達日射が減る）ため、エアロゾルに関する情報も得られる。

⁴⁴ 一次散乱アルベドは、“散乱係数/消散係数”で定義され、0～1の値を取る。0に近いほど光を吸収する効果が高く1に近いほど光を散乱させる効果が高い。

【コラム】ライダーによるエアロゾル観測

気象庁では、岩手県大船渡市綾里において、2002年3月からライダーによるエアロゾルの鉛直分布観測を実施してきた。

これまでの観測結果から、通常対流圏は成層圏に比べてエアロゾル濃度が高く、3～5月にかけては黄砂による影響の為にエアロゾル濃度が増加し、秋から冬にかけてはエアロゾル濃度が低下することが確認できた(図3.3-4)。また、観測期間中に、シベリアの大規模森林火災(2003年)やサリチェフ火山の噴火(2009年)があり、前者では対流圏で、後者では成層圏でエアロゾル濃度の増加が捉えられた。シベリアの森林火災では、5月22～24日にかけて、北日本を中心に雲がほとんど無かったにもかかわらず、空がかすみ日照時間が減少した(気象庁, 2005)。

近年、衛星搭載型のライダーの開発・実用化により、広い範囲におけるエアロゾルの鉛直分布情報が得られるようになった。このことから、気象庁では綾里でのライダーによるエアロゾル観測を2011年末に終了し、以降は衛星ライダーデータを利用して全球のエアロゾルの鉛直分布の監視を行っている。

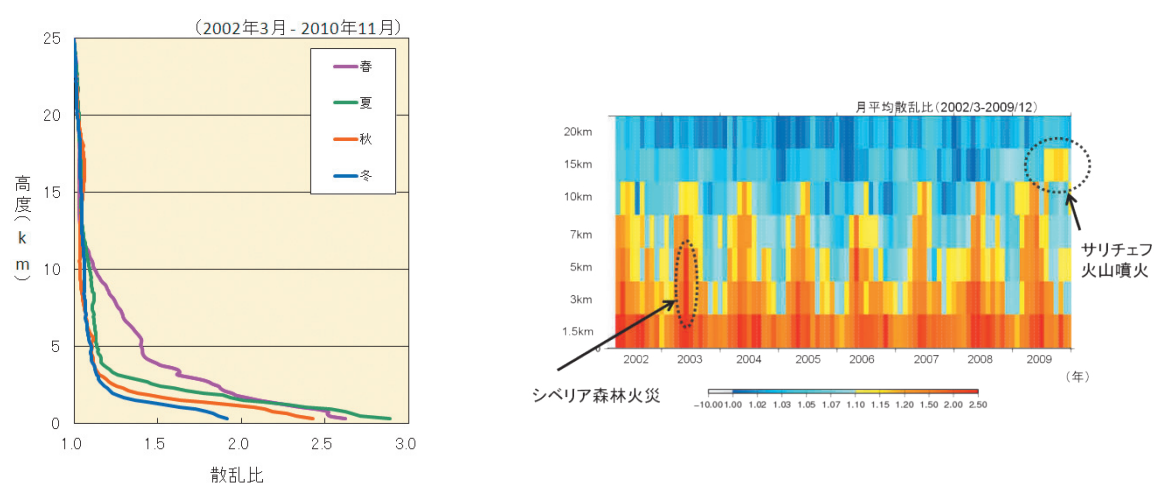


図 3.3-4 綾里におけるエアロゾル鉛直分布の季節別平均値(左図)と、経年変化(右図)

散乱比は、ライダーで受信した散乱光の強度から求めたエアロゾル濃度を示す値。値が大きいほどエアロゾル濃度が高いことを表す。

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(2011年12月31日現在)の气象台や測候所で、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。2011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14日(図3.3-5)、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220日(図3.3-6)であった。

黄砂観測日数や黄砂観測のべ日数は、年々の変動が大きく明瞭な変化傾向はみられないが、2000年以降は、黄砂観測日数が30日以上、黄砂観測のべ日数が300日以上となる年が多くなっている。

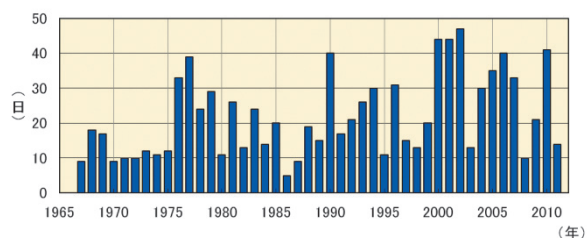


図 3.3-5 日本における年別の黄砂観測日数（1967～2011年、国内61地点）

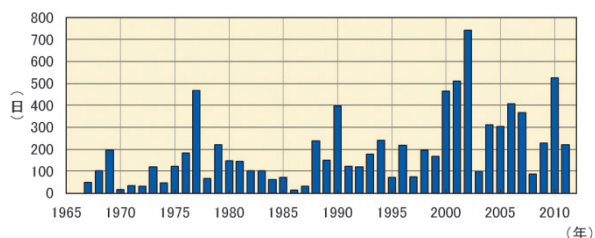


図 3.3-6 日本における年別の黄砂観測のべ日数（1967～2011年、国内61地点）

3.3.3 日射と赤外放射

地球における放射収支は、気候変動のエネルギー源であり、その変動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⁴⁵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3.3-7）。

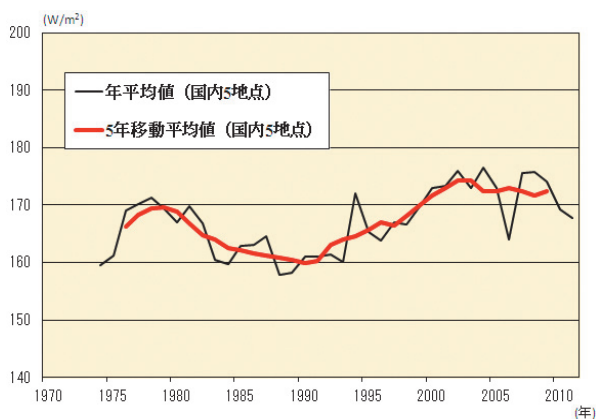


図 3.3-7 全天日射量の年平均値及び5年移動平均値の経年変化

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

下向き赤外放射量については、つくばにおいて1990年代初めから研究観測が行われている。このデータを用いて2010年までの5年移動平均を見ると、1年当たり約 0.4W/m^2 の割合で増加を続けている（図3.3-8）。これは、全世界の基準地上放射観測網（BSRN）⁴⁶観測地点の解析結果（ $+0.3\text{W/m}^2$ ）と整合している（WCRP, 2010）。

⁴⁵ 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。

⁴⁶ 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)

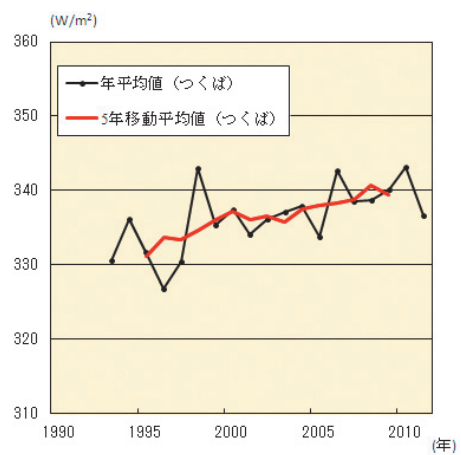


図 3.3-8 下向き赤外放射量の年平均値及び5年移動平均値の経年変化(つくば)

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概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確率が最大で 10%（5%、1%）含まれ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常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常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を参照）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常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、海面水温の平常偏差が大きくなっている。

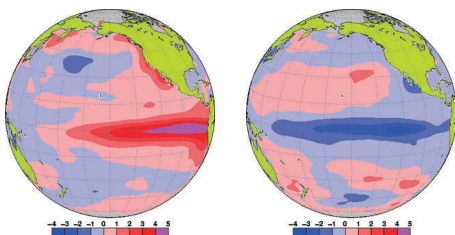


図A エルニーニョ監視海域の位置

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

赤が平常より高く、青が平常より低く、色が濃いほど平常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にあった1997年11月における海面水温の平常偏差、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常偏差。



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。

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 **m atm-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 **300m atm-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月ごろ発生、急速に発達し、11～12月ごろ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）

その地点での平均的な気候状態を表す用語で、その時々気象や天候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

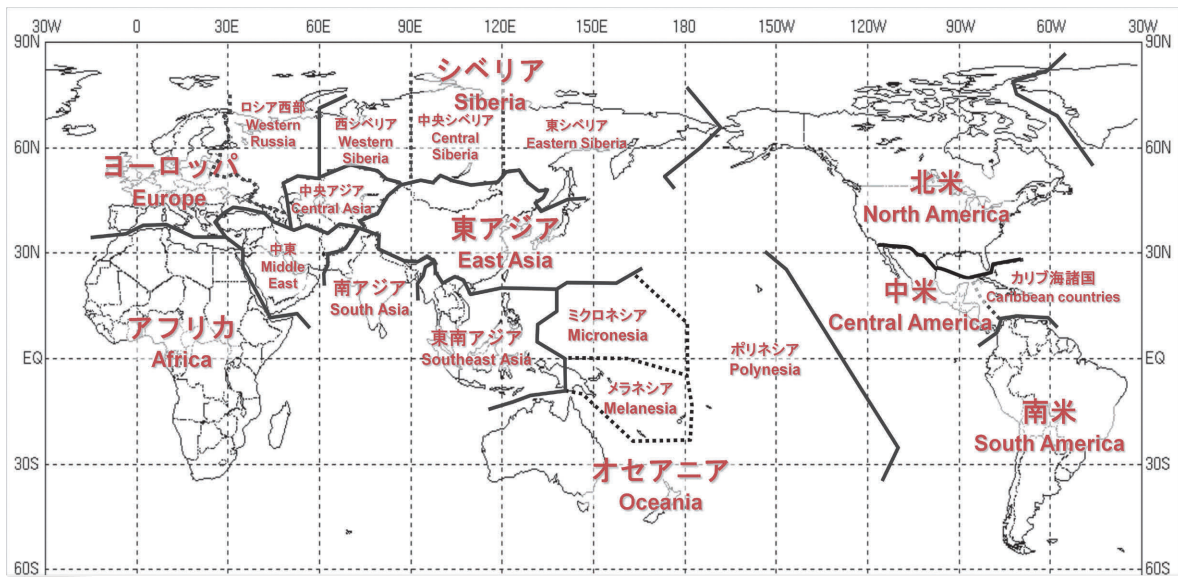
高緯度域と中緯度域における海面気圧が、シーソーのように一方が高くと一方が低くなる現象である。北極地方の海面気圧が平年より高く、中緯度帯の気圧が平年より低い場合を「負の北極振動」と呼び、北極地方から中緯度に向かって寒気が流れ込みやすくなる。逆に、北極地方の気圧が平年より低く、中緯度帯の気圧が平年より高い場合を「正の北極振動」と呼び、中緯度への寒気の南下が弱くなる。

モンスーン

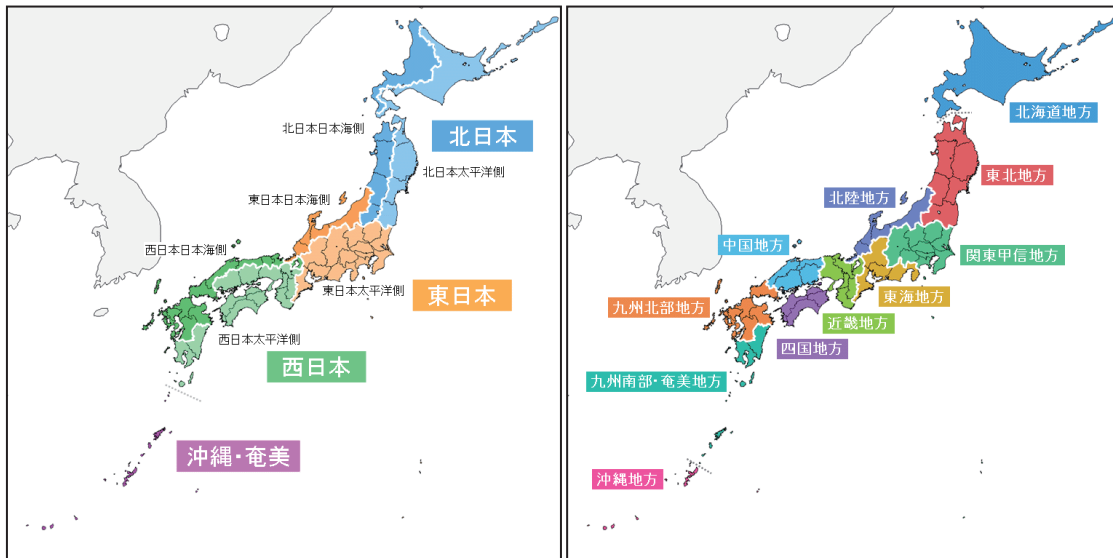
季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、アジア大陸からオーストラリア北部にかけては最も典型的なモンスーン気候帯である。

これらの他、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)

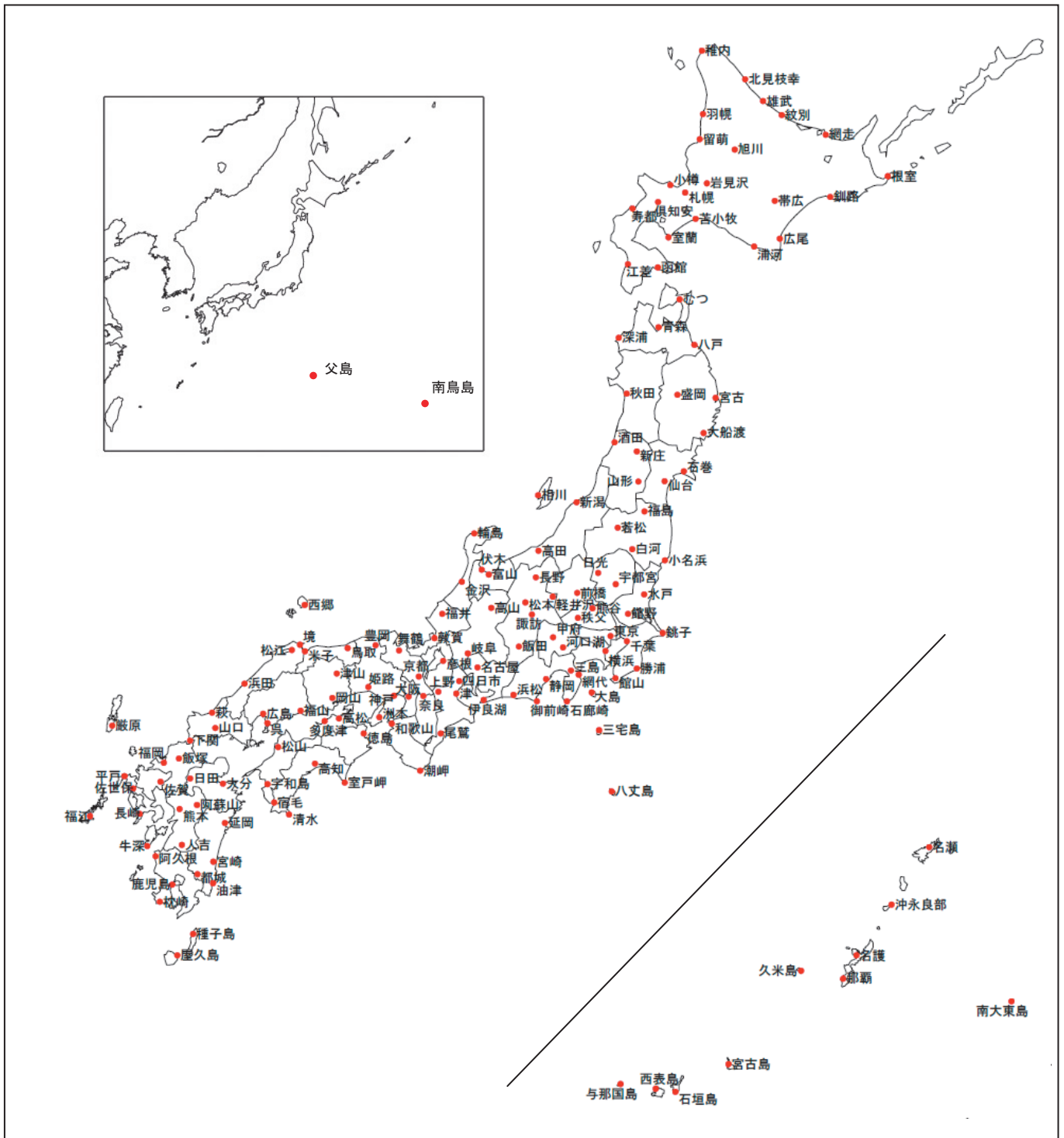
参考図



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】

タイ気象局, 2011: Natural Disasters 2011.

<http://www.tmd.go.th/en/event/NaturalDisasters-2011.pdf>

タイ防災局, 2011: รายงานสรุปสถานการณ์ อุทกภัย วาตภัย และดินโคลนถล่ม (ศอส.)

http://disaster.go.th/dpm/flood/news/flood_lastnews.html

独立行政法人日本貿易振興機構, 2011: タイ洪水に関する情報

<http://www.jetro.go.jp/world/asia/th/flood/>

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.

Kudo, R., A. Uchiyama, A. Yamazaki, and E. Kobayashi, 2010: Seasonal characteristics of aerosol radiative effect estimated from ground-based solar radiation measurements in Tsukuba, Japan, *J. Geophys. Res.*, 115, D01204, doi:10.1029/2009JD012487.

Machida, T., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirokuni, 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. Hirokuni, 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.
- 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.
- 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, 2011a: WMO Greenhouse Gas Bulletin No.7.
(http://www.data.kishou.go.jp/obs-env/infohp/wdcgg/wdcgg_bulletin.html)
- WMO, 2011b: Scientific Assessment of Ozone Depletion:2010, Global Ozone Research and Monitoring Project-Report No.52, 516pp.

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
利用推進部 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)