# 気候変動監視レポート 2016

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



## 気候変動監視レポート 2016

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



(表紙の説明)

図は、2016年の年平均気温偏差の分布図。図中の丸印は、各観測点の2016年の年平均気温偏差を 緯度、経度5度の領域ごとに平均した値を示す。(p.1 図 I.1-1)

#### はじめに

「気候変動監視レポート」は、我が国と世界の大気と海洋の観測・監視結果をとり まとめた気候変動に関する年次報告であり、平成8年より刊行しています。

2016年は、台風第1号の発生が統計開始以来2番目の遅さとなった一方、8月には 統計開始以来初めての東北地方太平洋側からの台風の上陸、前線や相次ぐ台風の影響 で、北日本では記録的な多雨となり大きな被害が発生しました。世界に目を向けると、 中国長江流域の4月から7月にかけての記録的な多雨、東南アジアの干ばつ(1~5月)、 インドの熱波(3~5月)、ハイチのハリケーン(10月)などで大きな災害となりまし た。また、2014年に発生した顕著なエルニーニョ現象は、2016年の春には終息したも のの、我が国や世界の天候に引き続き大きな影響を及ぼし、また世界の年平均気温が3 年連続で最高値の記録を更新したことの一つの要因にもなりました。このように、2016 年も各地で極端な気象・気候現象が社会や経済活動に影響を及ぼしました。

気候変動に関する政府間パネル(IPCC)の第5次評価報告書(2013~2014年)に おいて、1950年頃以降、多くの極端な気象・気候現象の変化が観測され、今後、熱波 はより頻繁でより長く続き、極端な降水はより強くより頻繁になる可能性が非常に高 いことなど極端現象の増加が示唆されています。このような気候変動の及ぼす影響に 対し、世界的には新しい地球温暖化対策の枠組みである「パリ協定」が昨年11月に発 効され、日本でもパリ協定に先駆けて、気候変動に適応し影響を最小化するための「気 候変動の影響への適応計画」(平成27年11月)が閣議決定され、国や地方公共団体で 様々な取組が進められています。

今回のレポートでは、エルニーニョ現象終息後の影響や顕著な気候に関するトピックスを特集としてとりまとめるとともに、最新の科学的な情報・知見を掲載しております。本レポートが、国内外の気候変動に係る関係機関・関係者に広く活用され、気候変動の適応や緩和などの対策や地球環境に関する理解の一助となることを願ってやみません。

最後に、気象庁に設けた気候問題懇談会の検討部会長である近藤洋輝氏をはじめ各 専門委員には、本レポート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 29 年 7 月 気象庁長官 橋田 俊彦

トピックス	1
I 終息したエルニーニョ現象の気候への影響	1
I.1 世界・日本の年平均気温がこれまでの最高値を更新	1
I.2 エルニーニョ現象終息後の大気の流れと天候への影響	2
Ⅱ 2016 年 8 月の顕著な天候と海面水温について	6
II.1 天候と海面水温の状況	6
II.2 大気の流れの特徴	
III ひまわり8号を用いた新たな海面水温情報	10
III.1 ひまわりによる海面水温画像	
III.2 北西太平洋域の海面水温解析の高度化	
III.3 高解像度化した海面水温情報の仕様	······12
Ⅳ 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因	13
第1章 2016年の気候	15
1.1 世界の大候・英帛丸家	
1.2 日本の天候・異常気象	22
1.2.1 年間の天候	
1.2.2 季節別の天候	23
1.3 大気・海洋の特徴	27
第2章 気候変動	
2.1 気温の変動	
2.1.1 世界の平均気温	
2.1.2 日本の平均気温	
2.1.3 日本における極端な気温	
2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象	
2.2 降水量の変動	
2.2.1 世界の陸域の降水量	
2.2.2 日本の降水量	
2.2.3 日本の積雪量	
<b>2.2.4</b> 日本における大雨等の発生頻度	
<ul><li>2.2.4 日本における大雨等の発生頻度</li></ul>	······ 41 ····· 43
<ul> <li>2.2.4 日本における大雨等の発生頻度</li></ul>	
<ul> <li>2.2.4 日本における大雨等の発生頻度</li></ul>	41 43 43 44 44
<ul> <li>2.2.4 日本における大雨等の発生頻度</li></ul>	41 43 43 44 44 46 47
<ul> <li>2.2.4 日本における大雨等の発生頻度</li></ul>	41 43 43 44 44 46 47 47

### 目次

2.6 エルニーニョ/ラニーニャ現象と太平洋十年規模振動49
2.6.1 エルニーニョ/ラニーニャ現象······49
2.6.2 太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation : PDO)50
2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動
2.8 日本沿岸の海面水位の変動
2.9 海氷域の変動
<b>2.9.1</b> 北極・南極の海氷
2.9.2 オホーツク海の海氷
2.10 北半球の積雪域の変動
第3章 地球環境の変動
<b>3.1</b> 温室効果ガスの変動 ······58
3.1.1 世界と日本における二酸化炭素 ······ 59
3.1.2 世界と日本におけるメタン
3.1.3       世界と日本における一酸化二窒素 ·······69
3.2 オゾン層と紫外線の変動
3.2.1 世界と日本におけるオゾン層
3.2.2 日本における紫外線
3.2.3 世界と日本におけるオゾン層破壊物質
3.3 日本におけるエーロゾルと地上放射の変動
3.3.1 エーロゾル
3.3.2 黄砂
3.3.3 日射と赤外放射
変化傾向の有意性の評価について
用語一覧(五十音順)
<i>参考図</i> ······84
参考文献
謝辞
<i>地球環境・海洋に関する情報リスト</i>

#### トピックス

#### I 終息したエルニーニョ現象の気候への影響

- 2014年夏に発生したエルニーニョ現象は、2015年11~12月に最盛期を迎え、2016年春に終息 した。
- 2016年の世界の年平均気温偏差(1981~2010年平均からの差)は+0.45℃となり、1891年の統計開始以降では最も高い値となった。また、2016年の日本の年平均気温偏差(1981~2010年平均からの差)は+0.88℃で、1898年の統計開始以降では最も高い値となった。この要因の一つとして、エルニーニョ現象に伴って対流圏全体の気温が上昇したことが関連したと考えられる。
- エルニーニョ現象の影響と見られる大気の流れの特徴に伴って、中国長江流域では4月から7 月にかけて多雨となったほか、北西太平洋の台風第1号の発生は1951年以降で2番目に遅かった。

#### I.1 世界・日本の年平均気温がこれまでの最高値を更新<sup>1</sup>

2016年の世界の年平均気温偏差(1981~2010年平均からの差)は+0.45℃となり、1891年の統計開始以降では最も高い値となった。

地域別では、北大西洋や北太平洋の一部地域等で低温となったが、ユーラシア大陸、北米大陸、 太平洋熱帯域、インド洋など、広い範囲で顕著な高温となった(図 I.1-1)。また、月別では 1~4 月及び 6~7月、季節別では冬(前年 12~2 月)、春(3~5 月)及び夏(6~8 月)の平均気温偏差 が統計を開始した 1891 年以降で最も高い値となった。



図 I.1-1 2016 年の年平均気温偏差の分布図

2016年の日本の年平均気温偏差(1981~2010年平均からの差)は+0.88℃で、1898年の統計開 始以降では最も高い値となった。

一般的に、エルニーニョ現象が発生すると、低緯度の大気が暖められ、その影響が中高緯度に伝わるとともに、時期が3か月程度遅れてインド洋の海面水温も上がる(弱い西風から東風に転じ、

図中の丸印は、各観測点の2016年の年平均気温偏差を緯度、経度5度の領域ごとに平均した値を示す。

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> 気象庁ホームページでは、世界及び日本の月別、季節別、年別の平均気温を公表している。 http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html

東部にやや厚く蓄積されていた暖かい海水が西部及び熱帯域に広がるため)ので<sup>2</sup>(1.3節参照)、エ ルニーニョ現象からやや遅れて世界の平均気温が上昇することが知られている。

以上のように、2016年の世界の年平均気温が最も高かったことについては、地球温暖化の進行の ほか、2016年春まで継続していたエルニーニョ現象の影響で太平洋熱帯域、インド洋熱帯域の海面 水温が高くなったこと、大気全体の温度が高くなったことが要因の一つと考えられる。日本の年平 均気温についても、地球温暖化や大気全体の高温という背景要因に加え、2016年春まで継続してい たエルニーニョ現象やインド洋熱帯域の高い海面水温の影響により、冬から春にかけて日本の南海 上や東海上で平年より高気圧が強く、暖かい空気が流れ込みやすかったことが要因の一つと考えら れる。

なお、長期的には、世界の年平均気温は、100年あたり0.72℃の割合で上昇しており、また、日本の年平均気温は、100年あたり1.19℃の割合で上昇している。

世界					日本
順位	年	気温偏差(℃)	順位	年	気温偏差(℃)
1	2016	+0.45	1	2016	+0.88
2	2015	+0.42	2	1990	+0.78
3	2014	+0.27	3	2004	+0.77
4	1998	+0.22	4	1998	+0.75
5	2013	+0.20	5	2015	+0.69
	2010	+0.20	6	2010	+0.61
7	2005	+0.17		2007	+0.61
8	2009	+0.16	8	1994	+0.56
	2006	+0.16	9	1999	+0.49
	2003	+0.16	10	2013	+0.34
	2002	+0.16			

表 1.1-1 世界と日本の年平均気温の順位(上位 10 位まで)

#### I.2 エルニーニョ現象終息後の大気の流れと天候への影響

2014 年夏に発生したエルニーニョ現象は 2015 年 11~12 月に最盛期となり、2016 年春に終息した。本節では、エルニーニョ現象が最盛期を迎え終息したことに関連する大気の流れや天候の特徴として、中国長江流域の多雨、台風第1号の遅い発生について述べる。

#### (1) 中国長江流域において多雨が継続

2016年4月から7月にかけて、中国の長江中・下流域では多雨となり、流域の観測点で平均した4月1日からの積算降水量は、1997年以降の20年間で最も多い状態で経過した(図I.2-1)。特に6月下旬以降、降水量が多くなり、6月21日~7月20日までの30日間降水量は多いところで900mmを超えた(図I.2-2)。 中国政府の発表によると、長江流域の多雨による洪水や土砂災害により、6月下旬から7月上旬に200人以上が死亡した。

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> 気象庁ホームページ「エルニーニョ/ラニーニャ現象に伴うインド洋熱帯域の海洋変動」より http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/learning/faq/whatiselnino2.html



図 I.2-1 長江中・下流域の4月1日からの領域平均積算降水量(4月1日~8月31日、単位mm)。 中国気象局による地上実況気象通報(速報値)に基づいて気象庁で作成。埋め込み地図の赤枠内にある長江中・下 流域の51 観測地点の平均日降水量を4月1日から積算した値。各折れ線グラフ(実線)は1997年以降の各年の積 算降水量で、赤色は2016年、紺色は大規模な洪水が発生した1998年、緑色は積算降水量が多かった1999年、灰 色がその他の年を示す。点線は1997年から2015年までの19年間の平均値を示す。



特に降水量が多かった6月21日~7月20日の30日間で積算したもの。気象庁に入電した各国気象局による地上 実況気象通報(速報値)に基づいて気象庁で作成。赤点は、長江中・下流域の51観測地点のうち、30日間降水量 の上位3地点(アンチン(安慶)、ウーハン(武漢)、マーチョン(麻城))、および4月1日から7月24日ま での降水量が最も多かったホワンシャン(黄山)を示す。各観測地点の降水量の右側の括弧内は平年比を示す。

このように多雨の状況が継続した要因として、エルニーニョ現象に追随してインド洋の海面水温が平年より高い状態となった(1.3節参照)ことに伴って、北西太平洋熱帯域では高気圧が強まり(図 I.2-3)、この高気 圧の縁を回る形で南シナ海から湿った空気が中国南部に侵入したため、長江流域付近では正味の水蒸気 の流入量が平年よりかなり多くなったことが挙げられる(図 I.2-4)。



図1.2-3 東南アジア付近の外向き長波放射量平年偏差(陰影)と海面気圧平年偏差(等値線) 暖色系(寒色系)の陰影は積雲対流活動が平年より不活発(活発)であることを示している。また、実線(破線) の等値線は平年より気圧が高い(低い)ことを示している。平年より気圧が高い領域の中心付近に「高」と示した。 海面気圧偏差の単位は hPa。いずれも 2016 年 4~6 月平均である。



図 I. 2-4 対流圏下層(高度 1500m 付近)における水蒸気の流れの平年偏差(矢印)と正味の水蒸気の流出・流入の 規格化偏差(陰影)

暖色系(寒色系)の陰影は正味の水蒸気の流出量(流入量)が平年より多いことを示している。いずれも2016年4~6月平均。水蒸気の流出・流入量については顕著さの度合いを表すため規格化偏差として表示している(参考:30年に一度の発生頻度の顕著な偏差は、規格化偏差の±1.83に対応する)。

#### (2) 台風第1号の発生が統計開始以来2番目の遅さに

2016年の北西太平洋における台風第1号の発生は7月3日で、これは統計のある1951年以降では 1998年の7月9日に次いで遅い記録となった(表I.2-1)。2016年を含め、台風第1号の発生が遅かった 年の上位4年はいずれもエルニーニョ現象がピークを迎えた冬に続くシーズンで、インド洋の海面水温が 高い状態になっていた時期という共通点がある。また、図I.2-3のように、北西太平洋熱帯域で高気圧が強 まり、台風発生域の対流活動が抑制されている点もこれらの年に共通している。

これらのことから、2016年4月から7月にかけて、中国の長江中・下流域で多雨となったこと、及び2016年の台風第1号の発生が遅かったことの要因として、エルニーニョ現象がピークを迎えた後にインド洋熱帯域の海面水温が高い状態が持続したことに関連して、北西太平洋熱帯域で対流活動が抑制され高気圧が強まったことが影響していたと考えられる。

順位	年	発生日時
		(日本標準時)
1	1998	7月9日15時
2	2016	7月3日09時
3	1973	7月2日03時
4	1983	6月25日15時
5	1952	6月10日03時
6	1984	6月9日15時
$\overline{\mathcal{O}}$	1964	5月15日15時
8	2001	5月11日09時
9	2006	5月9日21時
10	2011	5月7日21時

表 I.2-1 台風第1号の発生が遅かった年

#### II 2016 年 8 月の顕著な天候と海面水温

○ 2016年8月は西日本では厳しい暑さとなり、周辺海域では記録的に高い海面水温となった。
 ○ 北日本では前線や相次ぐ台風の影響で記録的な多雨となり、北海道を中心に大きな被害が発生した。

#### II.1 天候と海面水温の状況

#### (1) 天候の状況

8月中旬から下旬にかけて台風第7号、第11号、第9号、第10号(上陸順)が北海道地方、東 北地方、関東地方に相次いで上陸した。8月に日本に上陸した台風は計4個で、月間の上陸数とし ては最多タイの記録となった(統計開始は1951年)。北海道地方には台風第6号の接近(根室半島 を通過)もあり、北日本では相次ぐ台風の接近・上陸や、前線、湿った気流の影響で降水量がかな り多くなった。また、台風第10号は統計開始以来初めて東北地方の太平洋側に上陸して大雨をも たらす等、特に太平洋側で降水量が多くなり、北日本太平洋側の8月の降水量は平年比231%で1946 年の統計開始以降で最多となった。なお、月の前半は高気圧に覆われやすかったため、北日本の月 間日照時間もかなり多くなった。

西日本では7月下旬から8月下旬後半にかけて平年より気温が高く、降水量が少ない状態が続いた。西日本の8月の月平均気温は平年差+0.9℃と高く、また中旬の旬平均気温は平年差+1.6℃で1961年の統計開始以降で第2位の高温となった。月間日照時間は日本海側で平年比131%、西日本太平洋側で平年比126%で、1946年の統計開始以降でそれぞれ第2位、第3位の記録となった。



図 II. 1-1 2016 年 8 月の気温平年差、降水量・日照時間平年比の分布 平年値は 1981~2010 年の平均値

#### (2) 海面水温の状況

西日本周辺海域から沖縄周辺海域にかけて、8月の海面水温は平年よりかなり高い状態となった。 南鳥島近海から日本の東にかけては、複数の台風の影響を受けて海面水温が低下し、平年よりかな り低い海域もみられた。

東シナ海北部では、8月中旬には、海面水温が31℃を超える海域がみられ(図 II.1-2)、旬平均海面水温は29.9℃となり、解析値のある1982年以降で年間を通して最も高い水温となった。



図 II. 1-2 日本近海の旬平均海面水温分布図(上)と平年差分布図(下)(2016年8月中旬) 平年差は、海面水温の平年値(1981~2010年の30年間の平均値)からの差。左図の水色の枠は東シナ海北部の位置 を示す。

#### II.2 大気の流れの特徴(図II.2-2)

#### (1) 北日本太平洋側を中心とする多雨に関連する大気の流れの特徴

フィリピン付近から日本の南東海上では、7月末頃から対流活動が活発となった。中緯度の上空の偏西風は、カムチャツカ半島付近で大きく北に蛇行してブロッキング高気圧を形成する一方、その西側の日本付近や、東側の太平洋中部では南に蛇行して気圧の谷となった(図 II.2-1 (a))。

日本の南東海上では、太平洋中部の気圧の谷から分離して西進した上空の低気圧性の渦に対応し てさらに対流活動が活発となり(図 II.2-1 (b))、これに伴って日本の南海上を中心とする大規模な 低気圧性の循環が形成され、熱帯低気圧が発生しやすい状況となった。また、偏西風の蛇行に対応 して、日本の東海上の上空の風は南寄りとなり、地上付近の太平洋高気圧は、本州付近から日本の 南海上で平年より弱く、平年の位置より北東に偏って位置した。このため、日本の南東海上で発生 した熱帯低気圧から発達した台風(一部を除く)は、太平洋高気圧の縁辺を回るように日本の東海 上を進み、上空の南寄りの風に対応して北日本に接近、上陸した。台風第 10 号は、日本の南海上 を南西に進んだ後、反転して北東進し、関東の南東海上に達すると、大きく蛇行していた上空の偏 西風の影響で北西に進路を変えるという特徴的な経路を辿り、統計開始以来初めて東北地方の太平 洋側に上陸した。前線や台風の影響を繰り返し受けた北日本では降水量が多くなり、太平洋側では 記録的な多雨となった。

#### (2) 西日本の高温と西日本周辺海域の高い海面水温に関連する大気の流れの特徴

フィリピン付近の活発な対流活動(図 II.2-1 (b))に対応して、対流圏上層(高度 12,000m 付近) では、対流活発域の中心から周辺へ向かう流れが明瞭となった。一方、中国北部付近では、上空の 偏西風が北へ蛇行してチベット高気圧が北東へ張り出した(図 II.2-1 (a))。このフィリピン付近の 活発な対流活動に伴う流れとチベット高気圧の張り出しに対応して、中国東部から西日本付近で下 降流が強まった。西日本では下降流に伴う昇温効果に加え、晴れて平年より日照時間が多く、高温・ 少雨の状況が8月下旬前半まで持続した。また、平年より多い日射量に加え、海面付近の風が弱か ったため、西日本周辺では海面水温が記録的に高くなった。



図 II. 2-1 2016 年 8 月の(a) 200hPa 気圧面(上空 12,000m 付近)の風(矢印)と高度平年差(陰影)、(b)外向き 長波放射量(陰影)と海面気圧(等値線)

(a) 長い矢印がジェット気流、東側の H がブロッキング高気圧、西側の H が張り出したチベット高気圧を示す。

(b) 青色の領域が対流活動が活発な領域、H が太平洋高気圧、L が低気圧性循環の中心を示す。



図 II. 2-2 2016 年 8 月の西日本の高温、西日本周辺海域の高い海面水温、及び北日本太平洋側の多雨の要因に関 連する大気の流れの模式図

#### III ひまわり8号を用いた新たな海面水温情報

○ 気象庁では、海洋変動監視、沿岸防災、海運業・水産業・観光等海洋に関わる産業での利活 用を目的に、海面水温情報を作成、提供している。平成28年度、静止衛星ひまわり8号による 海面水温データを用いて、北西太平洋域の海面水温情報を高度化した。

#### III.1 ひまわりによる海面水温画像

2015 年 7 月から定常運用を開始した静止衛星ひまわり 8 号では、従来の静止衛星に比べ観測機 能が大幅に向上し、高分解能・高精度の海面水温データの算出が可能となった。そこで、ひまわり 8 号の海面水温データを利用した海面水温情報「ひまわりによる海面水温画像」の提供を新たに開 始した。この情報は、水平解像度 0.02 度で、ひまわり 8 号の毎正時の海面水温データを 12 時間ご とに合成したもので、雲域では欠測となるが 12 時間合成することで雲域の割合が減って状況が把 握しやすくなり、即時性も従来の日別情報より向上している。

図 III.1-1 は 2016 年 3 月 17 日のひまわりによる海面水温画像である。北海道南東方で、親潮に 対応する低温域(青系の色で表現されている海域)が広がっている様子がわかる。また、その南方 で、黒潮系の暖水(茶系の色で示されている海域)と親潮系の冷水が混じり合う様子が詳細に表現 されている。この情報により、晴天域や海氷の無い海域における、詳細な水温分布や海流の様子が 12 時間ごとに把握できる。



図 III. 1-1 ひまわり 8 号による海面水温画像<sup>3</sup>(平成 28 年 3 月 17 日)

#### III.2 北西太平洋域の海面水温解析の高度化

次に、北西太平洋域の海面水温解析の高度化について紹介する。

従来の海面水温解析では、極軌道衛星データや船舶・ブイによる現場観測データを利用して全球 海面水温を推定しているが、今般、ひまわり8号の海面水温データを加え、より詳細な海面水温解 析の運用を開始した。ひまわり8号の海面水温データから得られる、より小さいスケール、より短

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> <u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/db/kaikyo/daily/himawarisst.html</u>

い周期の変動成分を取り入れ、空間解像度は従来の 0.25 度から 0.1 度とした。海域はひまわりによ る海面水温と検証用のデータが十分に得られる北西太平洋域とした。高度化した解析と従来の解析 を、船舶・ブイによる現場観測データと比較した結果を表 III.2-1 に示す。高度化した解析では誤差 やバイアスの絶対値がより小さくなっている。また、台風通過等により水温変化が大きい場合の応 答も良くなっている(図 III.2-1)。

#### 表 III. 2-1 船舶・ブイによる現場観測データとの比較

比較したデータの期間は 2015 年 10 月~2016 年 12 月。海域は北西太平洋全域。各データとも 1 度格子内に含まれるデータを平均して比較した。

解析の種類	<b>バイアス</b> (℃)	標準誤差(℃)	データ数
高度化した解析	0.041	0.789	114348
従来の解析	0.051	0.813	114351



当日1.21 午成20年6月31日の海面小血方和図(上:局度にした時初、下:ע未の時初) 台風第10号により、父島近海(破線で示した海域)の海面水温が周囲と比べ1~2度低下している様子が、上図では顕著に現れている。

#### III.3 高解像度化した海面水温情報の仕様

表 III.3-1 に、新しい海面水温情報と従来の海面水温情報の仕様を示す。

情報の種類	従来の解析による	高度化した解析によ	ひまわりによる海面
	海面水温	る海面水温(新)	水温画像(新)
水平解像度	0.25 度	0.1 度	0.02 度
(緯度、経度とも)			
作成頻度	1日1回	1日1回	1日2回
ゴークの話粒	备22 ±C-	67. 北 <b>丘</b>	観測
ノーダの種類	丹牛竹川	円牛 17)  	(雲等による欠測あり)
计合法试	合式	北西太平洋	日本近海
对象冲现	王邛	0-60N, 100E-180	20-50N、120-160E

ひまわりによる海面水温画像は、平成 28 年 5 月より、高度化した解析による海面水温の分布図 は平成 28 年 11 月より、気象庁ホームページ「海洋の健康診断表」で公開している。

#### IV 二酸化炭素濃度の年々変動とその要因

- 大気中の二酸化炭素濃度の増加量には年々変動があり、その要因の一つとして陸上生物圏に よる吸収・放出量の変動がある。
- 2015年4の陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量は、最近10年間の平均より小さかった。その要因として、エルニーニョ現象に伴う熱帯域を中心とした高温・乾燥化により、植物の呼吸、土壌有機物の分解、森林火災等による放出量が増加したためと考えられている。

二酸化炭素は地球温暖化に及ぼす影響が最も大きな温室効果ガスである。その大気中濃度は、季節変動を伴いながら年間 2 ppm 程度(炭素質量に換算しておよそ 40 億トン炭素)の割合で増加を続けているが、増加量は必ずしも一定ではなく年々の変動が大きい。2015 年の増加量は、1985 年以降では 1998 年に次いで大きかった(図 IV-1)。

このような年々変動は、主に自然界での吸収量や放出量の変動が要因となって起こっており、変 動の要因を詳細に知ることは、効果的な温室効果ガス削減対策を行う上での基礎となる地球規模の 炭素循環の理解を深める上で重要である。

図 IV-2 に示すように、人為的に大気中に放出された二酸化炭素は、大気-海洋間、大気-陸上生物圏間で絶えず交換され、その結果、人為的放出のおよそ半分が大気に残留し、残りが海洋と陸上 生物圏に吸収されている。このうち、陸上生物圏による二酸化炭素吸収量の年々変動が、大気中二酸化炭素濃度の増加量の変動に与える影響のうちで最も大きいと考えられている。

陸上生物圏による二酸化炭素の吸収・放出量については様々な研究があり、ここでは Le Quéré et al. (2016)の方法に基づき、人為起源放出量から大気中の増加量及び海洋による吸収量を差し引く ことによって陸上生物圏による二酸化炭素の正味の吸収量を推定した。図 IV-3 に、その 1990~2015 年の経年変化を示す。陸上生物圏は、1990~2015 年の平均で年間 26±8 億トン炭素の二酸化炭素 を正味で吸収している。2015 年の吸収量は年間 22±9 億トン炭素で、2006~2015 年の平均(32 ±9 億トン炭素)より小さかった。



図 IV-1 世界平均の大気中二酸化炭素(CO<sub>2</sub>)濃度と年増加量の経年変化(1985~2015年) 温室効果ガス世界資料センター(WDCGG)が収集した世界の観測データから解析した世界平均月別濃度(青丸) と年増加量(棒グラフ)。年増加量は、ある年の12月と翌年1月の2か月平均値と、その1年前の2か月平均値 の差を取ることにより算出した濃度年増加量を、炭素質量の年増加量に換算(換算係数 21.2 億トン炭素/ppm (IPCC, 2013))した値である。

<sup>4</sup>この節では、データの利用が可能な2015年までについて記述した。



図 IV-2 大気中の二酸化炭素の主な放出源と吸収源

一般にエルニーニョ現象が発生すると、熱帯域を中心に高温・乾燥化することにより、植物の呼吸や土壌有機物の分解による放出の強化と光合成による吸収の抑制が起こることが知られている (Keeling et al., 1995;本文 3.1.1節も参照)。さらに、その高温・乾燥化は森林火災を発生させや すくなり、二酸化炭素の放出が強まることも知られている。2015年の陸上生物圏による二酸化炭素 の吸収量の減少は、エルニーニョ現象の発生により上記による放出量が増加したためと考えられて いる(WMO, 2016)。同様に 1997~1998年、2002~2003年及び 2009~2010年は、エルニーニ ョ現象の発生を追うように陸上生物圏による吸収量が減少している。特に大気中の増加量が 1985 年以降で最も大きかった 1998年は、陸上生物圏による吸収量が 1990年以降で最も小さく、正味で 吸収量と放出量がほぼつり合っていた。一方、1991~1992年は、エルニーニョ現象が発生したに も関わらず、陸上生物圏による吸収量が大きかった。これは、1991年6月のピナトゥボ火山の噴 火の影響により、世界的に低温となり土壌有機物の分解による放出が抑制されたためと考えられて いる(Keeling et al., 1996; Rayner et al., 1999)。

陸上生物圏の吸収・放出量については年々変動が大きいため、1990年から2015年の期間におい てその明確な長期変化傾向は見られなかった。しかしながら、今後、地球温暖化がさらに進行する と陸上生物圏の吸収が抑制され、大気中の二酸化炭素濃度増加が加速することが懸念されている (IPCC, 2013)。引き続き、二酸化炭素の大気、海洋、陸上生物圏間のやりとりについての長期変 化傾向を監視していく必要がある。





人為起源の放出量(化石燃料の消費、セメント生産及び土地利用変化による放出量(Le Quéré et al., 2016)の合計)から、大気中増加量(図 IV-1)と海洋による吸収量(気象庁が解析した海洋による吸収量(Iida et al., 2015;本文 3.1.1節も参照)に河川からの流入を含む自然の炭素循環による7億トン炭素/年(IPCC, 2013)を考慮したもの)を差し引くことによって推定した。正の値が陸上生物圏による吸収を、負の値が放出を示す。エラーバーは、推定値の不確かさ(信頼区間 68%の範囲)である。桃色の背景色はエルニーニョ現象の発生期間、水色の背景色はラニーニャ現象の発生期間を表す。

#### 1.1 世界の天候・異常気象

#### 【ポイント】

- 世界の広範囲で異常高温が頻発した。特に低緯度域ではほぼ年間を通じて異常高温が持続した。
- 東南アジアでは干ばつ(1~5月)、インドでは熱波(3~5月)、中国では南東部や南部を中心 に大雨・洪水(4~7月)、ハイチではハリケーン(10月)により、大きな災害が発生した。

2016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。



#### 図 1.1-1 2016 年の主な異常気象・気象災害の分布図<sup>5</sup>

2016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の 異常気象を示し、そのほかは気象災害を示す。

フランス南西部からスペイン北東部で 7~8月、10月、12月に、ブラジル東部で 2~5月に異常 少雨となった(図 1.1-1 中⑭⑮)。フランスの 7~8月の 2 か月降水量は 1959 年以降で最も少なく (フランス気象局)、フランス南西部のグールドンでは 7~8月の 2 か月間降水量が 13mm(平年比 10%)だった。ブラジル東部のビトリアダコンキスタでは 2~5月の 4 か月降水量が 32mm(平年 比 9%)だった。

ヨーロッパ南東部で 2~3月、5~6月、10月に、米国中西部から南部で 3~4月、7~8月に、オ ーストラリア南東部で1月、6月、9月に異常多雨となった(図中⑬⑳⑳)。ルーマニアのブカレス トでは 10月の月降水量が 128mm(平年比 259%)、米国テキサス州サンアントニオでは 4月の月 降水量が 157mm(平年比 295%)だった。オーストラリアの6月の月降水量は、1900年以降で2

<sup>&</sup>lt;sup>5</sup> 気象庁ホームページでは、2006 年以降の主な異常気象・気象災害の分布図を公開している。 http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/annual/index.html

番目に多く(オーストラリア気象局)、キャンベラでは 6 月の月降水量が 144mm(平年比 333%) だった。

中国では、4~7月に南東部から南部を中心にたびたび大雨に見舞われ、長江流域の大雨等の影響 により、合計で490人以上が死亡したと伝えられた(図中③)。中国のフーペイ(湖北)省ウーハ ン(武漢)では6~7月の2か月降水量が1036mm(平年比225%)だった。ハイチ及び米国南東 部では、10月に発生したハリケーン「MATTHEW」により大きな被害が発生し、ハイチで540人 以上(国連人道問題調整事務所)、米国南東部で40人以上(米国政府)が死亡したと伝えられた(図 中③)。

低緯度域各地の高温や中国南部(長江流域)で4~7月にたびたび発生した大雨、東南アジアで1~5月に干ばつとなった背景には、2016年春まで続いたエルニーニョ現象の影響や、エルニーニョ現象に引き続いてインド洋の海面水温が高くなったことが影響していたと考えられる。

#### 表 1.1-1 2016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)が共同 で運用する災害データベース(EM-DAT)や各国の政府機関・国連機関等の発表に基づき、人的被害や経済的損失 の大きさ、地理的広がりを考慮して取り上げている。

	異常気象の種類	地域	概況	
	(発生月)			
1	大雨(8~9月)	北朝鮮北東部	北朝鮮北東部では、8月末から9月初めにかけて、台風第10号	
			から変わった低気圧の影響を受け、大雨及び洪水により 130 人	
			以上が死亡したと伝えられた(国連人道問題調整事務所)。	
2	低温(1、10~11月)	モンゴル東部及び	モンゴル東部及びその周辺では、1月、10~11月に異常低温と	
		その周辺	なった。モンゴル東部のバルーンウルトでは1月の月平均気温が	
			-26.7℃(平年差-5.8℃)、中央シベリア南部のキィラでは10	
			~11月の2か月平均気温が-11.3℃(平年差-6.1℃)だった。	
3	大雨 (4~7月)	中国	中国では、4~7月に南東部から南部を中心にたびたび大雨に見	
			舞われ、長江流域の大雨、台風第1号による大雨、チアンスー(江	
			蘇)省での竜巻の影響により、合計で 490 人以上が死亡したと	
			伝えられた。また、北部では7月の大雨により160人以上が死	
			亡したと伝えられた (中国政府)。	
			中国のコワントン(広東)省コワンチョウ(広州)では4~6月	
			の3か月降水量が1074mm(平年比135%)、フーペイ(湖北)	
			省ウーハン(武漢)では6~7月の2か月降水量が1036mm(平	
			年比 225%)、ペキン(北京)では7月の月降水量が 361mm(平	
			年比 225%)だった。	
4	高温(4~6、10、	九州南部から中国	九州南部から中国南東部では、4~6月、10月、12月に異常高	
	12月)	南東部	温となった。沖縄県の石垣島では 4~6 月の 3 か月平均気温が	
			27.4℃(平年差+1.8℃)、沖縄県の那覇では10月の月平均気温	
			が 27.7℃(平年差+2.5℃)、沖縄県の石垣島では 12 月の月平均	
			気温が 22.0℃(平年差+1.9℃)だった。	
			沖縄県の石垣島では、5月、6月、10月の月平均気温の高い方か	
			ら1位の値を更新し、沖縄地方の5月、10月、12月の月平均気	
			温は、それぞれの月として統計を開始した 1946 年以降で最も高	
			かった。	
5	高温(1~5、7~11	東南アジア	東南アジア各地では、1~5月、7~11月に異常高温となった。	

	異常気象の種類	地域	概況
	(発生月)		
	月)		マレーシアのミリ(カリマンタン島)では1~5月の5か月平均
			気温が 28.2℃ (平年差+1.2℃)、タイ北西部のチェンマイでは 3
			~5 月の 3 か月平均気温が 31.0℃(平年差+2.6℃)、インドネシ
			アのスマラン(ジャワ島)では7~8月の2か月平均気温が28.8℃
			(平年差+1.1℃)、ラオスのビエンチャンでは 9~11 月の 3 か月
			平均気温が 27.7℃ (平年差+1.1℃)、マレーシアのクアラルン
			プールでは9~11月の3か月平均気温が28.1℃(平年差+1.1℃)
			だった。
			シンガポールの1月と4月の月平均気温は、それぞれの月とし
			て 1929 年以降でいずれも最も高かった (シンガポール気象局)。
6	干ばつ(1~5月)	東南アジア	東南アジア各地では、昨年から続く少雨によって1~5月に干ば
			つとなったと伝えられた。ベトナムではここ 90 年間で最悪の干
			ばつ (国際連合食糧農業機関) となり、メコンデルタでは河川水
			位の低下による海水遡上によって塩害が広がり流域行政機関か
			ら非常事態が宣言された(駐ベトナム国連カントリーチームのレ
			ポート)。インドネシアやマレーシアでは森林火災の増加(米国
			航空宇宙局)のほか、稲作に深刻な被害が発生したと伝えられた。
7	トロピカル・ストー	スリランカ、インド	トロピカル・ストーム「ROANU」の影響による大雨により、5
	ム (5月)	北東部、バングラデ	月中旬にスリランカで100人以上(スリランカ政府)、インド北
		シュ	東部で 10 人以上 (インド政府)、バングラデシュで 20 人以上 (欧
			州委員会)が死亡したと伝えられた。
			スリランカ西部のコロンボでは5月の月降水量が752mm(平年
			比 243%)だった。
8	高温(1~4、7~8、	インド南部からス	インド南部からスリランカでは、1~4月、7~8月、10月、12
	10、12月)	リランカ	月に異常高温となった。インド南部のコジコーデでは1~4月の
			4 か月平均気温が 31.4℃ (平年差+2.6℃)、インド南部のティル
			バナンタプーラムでは7~8月の2か月平均気温が27.9℃(平年
			差+1.1℃)、スリランカ南西部のコロンボでは10月の月平均気
			温が 28.4℃(平年差+1.1℃)、インド南部のコジコーデでは 12
			月の月平均気温が 28.9℃(平年差+1.4℃)だった。
9	熱波 (3~5月)・大	インド	インドでは、3~5月に熱波に見舞われ、東部から南東部で合計
	雨(7~10月)		580人以上が死亡したと伝えられた(インド政府、欧州委員会)。
			また、7~10月のモンスーン期間中の大雨や洪水により、北部や
			中部を中心に940人以上が死亡したと伝えられた(インド政府、
			インド ビハール州政府)。インド北部のサガルでは 7~8 月の 2
			か月降水量が 1270mm(平年比 200%)、インド中部のハイデラ
			ーバードでは9~10月の2か月降水量が477mm(平年比192%)
			だった。
10	大雨(7~8月)	パキスタン	パキスタンでは北部を中心に、7~8月に大雨により合計で230
			人以上が死亡したと伝えられた (パキスタン政府)。
L			
(11)	大雨 (3~4月)	パキスタン北部か	パキスタン北部からアフガニスタンでは、3~4 月に大雨により

(第1章 2016年の気候)

	異常気象の種類	地域	概況
	(発生月)		
		らアフガニスタン	合計で 290 人以上が死亡したと伝えられた(パキスタン政府、
			欧州委員会)。
			パキスタン北部のパーラチナールでは3~4月の2か月降水量が
			636mm(平年比 364%)だった。
12	高温(2、4~7、9	中央シベリア北部	中央シベリア北部からスバールバル諸島では、2月、4~7月、9
	月)	からスバールバル	月に異常高温となった。ノルウェー北部のスバールバル諸島で
		諸島	は、2 月の月平均気温が−5.6℃(平年差+8.0℃)、ロシア北西
			部のマールイエカルマクルイ (ノヴァヤゼムリャ)では4~7月
			の4か月平均気温が3.5℃(平年差+4.9℃)、西シベリア北東部
			のディクソンでは 9 月の月平均気温が 7.2℃(平年差+5.5℃)
			だった。
			ロシアの月平均気温は、9月としては1891年以降で最も高かっ
			た(ロシア水文気象局)。
13	多雨(2~3、5~6、	ヨーロッパ南東部	ヨーロッパ南東部では、2~3 月、5~6 月、10 月に異常多雨と
	10月)		なった。オーストリア南部のクラーゲンフルトでは2月の月降水
			量が 126mm (平年比 407%)、イタリア中部のテルモリでは 3
			月の月降水量が 58mm (平年比 236%)、オーストリア西部のザ
			ルツブルクでは 5~6 月の 2 か月間降水量が 738mm(平年比
			269%)、ルーマニアのブカレストでは 10 月の月降水量が
-			128mm (平年比 259%) だった。
14)	少雨(7~8、10、	フランス南西部か	フランス南西部からスペイン北東部では、7~8月、10月、12
	12月)	らスペイン北東部	月に異常少雨となった。フランス南西部のグールドンでは7~8
			月の2か月間降水量が13mm(平年比10%)、フランス南西部の
			ホルドー・メリニャックでは10月の月降水量か12mm (平年比
			13%)、スヘイン北東部のハンフロナでは 12 月の月降水重か
			2mm (平中比 3%) たつた。
			ノランスの「月から8月の2か月降水重、12月の月降水重は、 1050年以降で見たいわかった(フランスを毎日)
	<b>吉</b> 润(1-9-10月)	マルジュリマ北如	1939 中以降で取り少なかった(ノノノスス家向)。
0	同価 (1,~2,10 月)	ノルシェリノ北部	ノルシェリノ北部及びての周辺では、1~2月、10月に共常同価 したった。チュージア北部のカイルアンでは1~9日の9か日亚
		及研究的問題	となった。 $\int \frac{1}{2} = 2 \int \frac{1}{2} \ln \left( \frac{1}{2} + \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \right) + \frac{1}{2} \ln \left( \frac{1}{2} + \frac{1}{2} + \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \right)$
			イア空港では10日の日平均気温が923℃(平年差+9.4℃)だ
(16)	高温 (3 5~7 日)	サウジアラビア北	サウジアラビア北東部から紅海南部沿岸では 3 日 5~7 日に
		東部から紅海南部	異常高温となった。サウジアラビア西部のメッカでは3月の月平
		沿岸	均気温が 31.5℃ (平年差+4.1℃), サウジアラビア北西部のワ
			ジュでは 5~7 月の 3 か月平均気温が 30.8℃ (平年差+2.4℃)
			だった。
(17)	高温(4~6、8~12	西アフリカ西部か	 西アフリカ西部から中部アフリカ北西部では、4~6月、8~12
	月)	ら中部アフリカ北	月に異常高温となった。マリ西部のキータでは4~6月の3か月
		西部	平均気温が 33.4℃(平年差+1.8℃)、コンゴ共和国北部のウェ
			ッソでは 8~12 月の 5 か月平均気温が 25.5℃(平年差+0.9℃)

	異常気象の種類	地域	概況
	(発生月)		
			だった。
18	高温(1~4、10月)	セーシェルから南	セーシェルから南アフリカ北東部では、1~4月、10月に異常高
		アフリカ北東部	温となった。モーリシャスのロドリゲス島では1~4月の4か月
			平均気温が 28.0℃ (平年差+1.4℃)、モザンビークのマプート
			では 10 月の月平均気温が 24.2℃(平年差+1.5℃)だった。
19	高温(4~8、10月)	東シベリア東部か	東シベリア東部からカナダ西部沿岸では、4~8月、10月に異常
		らカナダ西部沿岸	高温となった。米国のアラスカ州キングサモンでは 4~8 月の 5
			か月平均気温が 11.8℃ (平年差+2.9℃)、東シベリア東部のアナ
			ディリでは10月の月平均気温が2.8℃(平年差+7.4℃)だった。
			米国アラスカ州の4~8月の5か月平均気温は、1925年以降で2
			番目に高かった (米国海洋大気庁)。
20	多雨(3~4、7~8	米国中西部から南	米国中西部から南部では、3~4月、7~8月に異常多雨となった。
	月)	<b></b>	米国のイリノイ州スプリングフィールドでは3月の月降水量が
			142mm (平年比 225%)、テキサス州サンアントニオでは 4 月の
			月降水量が 157mm (平年比 295%)、ミズーリ州セントルイス
			では 7~8 月の 2 か月降水量が 360mm (平年比 210%) だった。
			米国本土6の月降水量は、8月としては1895年以降で2番目に多
			かった(米国海洋大気庁)。
21)	高温(3、6~10月)	米国東部から南部	米国東部から南部では、3月、6~10月に異常高温となった。米
			国のバージニア州ワシントン・ナショナル空港では3月の月平均
			気温が 12.0℃ (平年差+3.8℃)、ミシシッピ州メリディアンで
			は 6~10 月の 5 か月平均気温が 27.3℃ (平年差+2.7℃) だった。
			米国本土6の3月、6月、10月の月平均気温は、それぞれの月と
			して 1895 年以降で4番目、1番目、3番目に高かった(米国海
			洋大気庁)。
22	高温(2~3、10~	米国南西部からメ	米国南西部からメキシコ北西部では、2~3月、10~12月に異常
	12月)	キシコ北西部	高温となった。メキシコ北西部のシウダーコンスティチュシオン
			では 2~3 月の 2 か月平均気温が 21.6℃(平年差+3.3℃)、米国
			のテキサス州エルパソでは10~12月の3か月平均気温が15.2℃
			(平年差+2.7℃)だった。
			米国本土 6の11月の月平均気温及び月平均最高気温は、1895年
			以降で2番目に高く、月平均最低気温は最も高かった(米国海洋
			大気庁)。
23	ハリケーン(10月)	ハイチ、米国南東部	ハリケーン「MATTHEW」により、ハイチでは 540 人以上(国
			連人道問題調整事務所)、米国南東部では40人以上(米国政府)
			が死亡したと伝えられた。
24)	高温(1~8、10月)	メキシコ南部から	メキシコ南部からコロンビアでは、1~8月、10月に異常高温と
		コロンビア	なった。コロンビア北西部のペレイラでは、1~6月の6か月平
			均気温が 23.4℃ (平年差+1.5℃)、メキシコ南部のコミタンデ
			ドミンゲスでは 7~8 月の 2 か月平均気温が 19.9℃(平年差+
			0.7℃)だった。コロンビアのボゴタでは 10 月の月平均気温が

6米国 50 州のうちハワイ州、アラスカ州を除いた領域。

(第1章 2016年の気候)

	異常気象の種類	地域	概況
	(発生月)		
			14.2℃(平年差+0.9℃)だった。
25	高温 (2~8月)・少	ブラジル東部	ブラジル東部では、2~8月に異常高温、2~5月に異常少雨とな
	雨 (2~5月)		った。ブラジル東部のバラドコルダでは 2~8 月の 7 か月平均気
			温が 28.1℃ (平年差+2.3℃)、東部のビトリアダコンキスタで
			は 2~5 月の 4 か月降水量が 32mm (平年比 9%) だった。
26	高温(1~2、8~9、	チリ中部及びその	チリ中部及びその周辺では、1~2月、8~9月、11月に異常高温
	11月)	周辺	となった。チリ中部のコンセプシオンでは1~2月の月平均気温
			が 17.8℃ (平年差+1.5℃)、アルゼンチン中部のメンドーサ空
			港では8月の月平均気温が13.3℃(平年差+2.7℃)、チリ中部
			のサンティアゴでは 9 月の月平均気温が 13.1℃(平年差+
			2.0℃)、チリ中部のラセレナでは11月の月平均気温が15.6℃(平
			年差+1.3℃)だった。
27)	高温(3~4、6、8	ミクロネシア	ミクロネシアでは、3~4月、6月、8月に異常高温となった。ミ
	月)		クロネシア連邦のヤップ島では 3~4 月の 2 か月平均気温が
			29.4℃(平年差+1.8℃)、6月の月平均気温が29.6℃(平年差+
			2.1℃)、8月の月平均気温が28.6℃(平年差+1.3℃)だった。
28	高温(3~7、9、11	オーストラリア北	オーストラリア北部から南東部では、3~7月、9月、11月に異
	月)	部から南東部	常高温となった。オーストラリア北部のダーウィンでは3~6月
			の4か月平均気温が29.3℃(平年差+2.2℃)、南東部のシドニ
			ーでは3~7月の5か月平均気温が18.3℃(平年差+1.8℃)、北
			東部のウェイパでは9月の月平均気温が28.8℃(平年差+
			2.5℃)、北西部のブルームでは11月の月平均気温が31.2℃(平
			年差+2.0℃)だった。
			オーストラリアの 3~5 月の 3 か月平均気温は、1910 年以降で
			最も高かった(オーストラリア気象局)。
29	多雨(1、6、9月)	オーストラリア南	オーストラリア南東部では、1月、6月、9月に異常多雨となっ
		東部	た。オーストラリア南東部のウィルソンズ・プロモントリーでは
			1 月の月降水量が 199mm (平年比 346%)、キャンベラでは 6
			月の月降水量が 144mm (平年比 333%)、南東部のメルボルン
			では9月の月降水量が95mm(平年比280%)だった。
			オーストラリアの6月、9月の月降水量は、それぞれの月として
			1900年以降で2番目に多かった(オーストラリア気象局)。
30	高温(2、5、9月)	ニュージーランド	ニュージーランド及びその周辺では、2月、5月、9月に異常高
		及びその周辺	温となった。ニュージーランド南部のインバーカーギル空港で
			は、2月の月平均気温が15.9℃(平年差+2.2℃)、同国北東部の
			ギズボーンでは 5 月の月平均気温が 15.2℃(平年差+2.8℃)、
			オーストラリア東部のノーフォーク島では 9 月の月平均気温が
			17.7℃(平年差+1.1℃)だった。
			ニュージーランドの2月、5月の月平均気温は、それぞれの月と
			して 1909 年以降で 2 番目、1 番目に高かった(ニュージーラン
			ド気象局)。

年平均気温は、世界の広範囲で平年より高く、東アジア東部、北米やアフリカ北部などで平年よりかなり高かった。東シベリア南西部、アルゼンチン北部などでは平年より低かった(図 1.1-2)。 年降水量は、中国東部、モンゴル、中央アジア、ヨーロッパ南東部などで平年より多く、ブラジル東部、チリ南部などで平年より少なかった(図 1.1-3)。



#### 図 1.1-2 年平均気温規格化平年差階級分布図(2016 年)<sup>7</sup>

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。





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。

<sup>7</sup>気象庁ホームページでは、2012年以降の年平均気温規格化平年差階級分布図、年降水量平年比分布図を公開している。

http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/monitor/climfig/?tm=annual

#### 1.2 日本の天候・異常気象<sup>8</sup>

#### 【ポイント】

- 北日本の秋を除き、全国的に高温傾向が続いた。年平均気温は東・西日本、沖縄・奄美でかなり高く、北日本で高かった。東日本では、平年差+1.0℃と1946年の統計開始以降9で2004年と並び、最も高かった。
- 北日本では、8月に台風第7号、第11号、第9号、第10号が相次いで上陸し、大雨や暴風と なった。
- 秋は、低気圧や前線、台風の影響を受けやすく、西日本中心に全国的に日照時間が少なく、西 日本では降水量もかなり多かった。

#### 1.2.1 年間の天候(図 1.2-1)

- 年平均気温: 東・西日本と沖縄・奄美ではかなり高く、北日本で高かった。
- 年降水量:北日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美でかなり多く、北日本日本海側で多かった。 東日本は平年並だった。
- 年間日照時間:北日本と東日本日本海側で多かった。一方、西日本では少なかった。東日本 太平洋側と沖縄・奄美は平年並だった。



図 1.2-1 日本における 2016 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。

<sup>&</sup>lt;sup>8</sup> 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。

<sup>9</sup> 全国を区分した地域平均の統計は1946年1月から開始している。



**図1.2-2 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列(2016年1月~12月)** 平年値は1981~2010年の平均値。

#### 1.2.2 季節別の天候(図1.2-2、図1.2-3、表1.2-1)

① 冬 (2015 年 12 月~2016 年 2 月) (図 1. 2-3 (a))

○ 平均気温:全国的に高く、東・西日本はかなり高かった。

○ 降水量:全国的に多く、西日本と沖縄・奄美ではかなり多かった。

○ 日照時間:沖縄・奄美でかなり少なく、北・西日本日本海側で少なかった。北・西日本太平 洋側と東日本は平年並だった。

冬の後半に寒気の影響を受けた時期もあったが、冬型の気圧配置は長続きしなかったため、全国 的に気温が高く暖冬となった。特に、東・西日本の冬の平均気温はかなり高かった。低気圧や前線 の影響で、全国的に降水量が多かった。特に沖縄・奄美では、冬の降水量が平年比 188%となり、 1947年の統計開始以降で最も多かった。日本海側の冬の降雪量は、冬型の気圧配置が長続きしなか ったため、ほぼ全国的に少なかったが、1 月下旬の強い寒気の影響で、九州北部地方ではかなり多 くなった。

#### ② 春(2016年3~5月)(図1.2-3(b))

○ 平均気温:全国的にかなり高かった。

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

日本の南と日本の東で高気圧が強く、南から暖かい空気が流れ込んだため、春の平均気温は全国 的にかなり高かった。春の降水量は、4月に低気圧や前線の影響を受けやすかった西日本太平洋側 と沖縄・奄美では多くなった。一方、3月と5月に移動性高気圧に覆われて晴れる日が多かった北 日本太平洋側では少なく、東日本日本海側ではかなり少なかった。また、春の日照時間は、東日本

日本海側ではかなり多く、北・西日本で多かった。

#### ③ 夏(2016年6~8月)(図1.2-3(c))

- 平均気温:沖縄・奄美でかなり高く、北・東・西日本でも高かった。
- 降水量:北日本でかなり多く、西日本太平洋側でも多かった。一方、沖縄・奄美で少なかった。東日本、西日本日本海側では平年並だった。
- 日照時間:北・東日本日本海側、西日本、沖縄・奄美で多かった。北・東日本太平洋側では 平年並だった。

日本付近は暖かい空気に覆われやすく、全国的に夏の平均気温は高かった。特に、沖縄・奄美で は、日照時間が多く強い日射を受けて、夏の平均気温は平年差+1.1℃と 1946 年の統計開始以降、 最も高かった。北日本では、6 月は低気圧の影響を受けやすく、8 月は台風が相次いで接近・上陸 したことや前線や湿った気流の影響で、降水量がかなり多かった。特に、北日本太平洋側では、夏 の降水量は平年比 163%となり、1946 年の統計開始以降最も多かった。台風は、第7号、第11号、 第9号が相次いで北海道に上陸し、第10号が岩手県に上陸した。台風の影響で、東日本から北日 本を中心に、大雨や暴風となり、特に北海道と岩手県では記録的な大雨となり、河川の氾濫、浸水 害、土砂災害などが発生した。夏をとおして、平均的には日本付近は高気圧に覆われやすかったた め、夏の日照時間は、ほぼ全国的に多かった。

#### ④ 秋(2016年9~11月)(図1.2-3(d))

○ 平均気温:西日本、沖縄・奄美でかなり高く、東日本で高かった。北日本で低かった。

- 降水量:西日本でかなり多く、東日本太平洋側、沖縄・奄美で多かった。北日本では少なかった。東日本日本海側では平年並だった。
- 日照時間:北日本日本海側、東日本太平洋側、西日本でかなり少なく、北日本太平洋側、東 日本日本海側、沖縄・奄美で少なかった。

西日本と沖縄・奄美では寒気の影響が弱く、南から暖かい空気が流れ込んだため、秋の平均気温 はかなり高く、沖縄・奄美で平年差+1.3℃、西日本で+1.2℃となり、いずれも統計を開始した 1946 年以降で最も高い記録となった。西日本では、低気圧と台風や前線の影響で、秋の降水量はかなり 多く、特に、西日本日本海側で平年比 173%となり、1946年の統計開始年以降で最も多かった。全 国的に低気圧や前線などの影響で、秋の日照時間が少なく、特に、西日本日本海側で平年比 74%、 西日本太平洋側で平年比 82%となり、いずれも 1946年の統計開始以降で最も少なかった。北日本 では9月は高温となったが、10月からは断続的に大陸からの強い寒気が流れ込んだため、秋の平均 気温は 2002年以来 14年ぶりに低温となった。

#### ⑤ 初冬(2016年12月)

東日本以南では北からの寒気の影響を受けにくく、月平均気温はかなり高かった。特に、沖縄・ 奄美では、月平均気温平年差が+1.8℃と、12月として1位の高温(統計開始は1946年)となった。 低気圧が発達しながら日本付近を通過してまとまった降水量となった日があり、月降水量は東日本 太平洋側と西日本でかなり多く、北日本太平洋側でも多かった。東北地方以南では、北からの寒気 の影響が弱く、月降雪量が少なかった。

(b)





 $(\mathbf{C})$ 





図 1.2-3 日本における 2016 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(2015 年 12 月~2016 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。

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(2016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。地域は更新及びタイ記録の地点数の合計が5以上のとき、主たる地域を記載した。 (気温)北:北日本、東:東日本、西:西日本、沖奄:沖縄・奄美

(降水量、日照時間)北日:北日本日本海側、北太:北日本太平洋側、東日:東日本日本海側、東太:東日本太平 洋側、西日:西日本日本海側、西太:西日本太平洋側、沖奄:沖縄・奄美

	平均気温(地点)		降水量(地点)		日照時間(地点)	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1月			5 沖奄			3
2月	1		1		1	2
3月	3、3 \$1		8 東日			
4月	2		2			
5月	25、5 タイ 北					
6月	1		6			
7月	1、3 \$1			1		
8月	3、2 \$1		8 北太		6、1 ፉኅ	
9月	1		1	1		8 西日
10 月	40、1 \$1 西、沖奄		1		1	12 西日
11 月		1、1 %1				1
12月	5 沖奄		2	1		

#### 1.3 大気・海洋の特徴<sup>10</sup>

#### 【ポイント】

- 2014年夏に発生したエルニーニョ現象は、2015年11~12月に最盛期を迎え、2016年春に終息した。インド洋の海面水温は2015/2016年冬から2016年春にかけて高い状態が続いた。大気の循環にはこれらの海面水温偏差の影響と見られる特徴が現れた。
- 2016年8月には、日付変更線付近からその西側にかけての20∘N~30∘N帯で対流活動が活発となり、日本の南東海上を中心として低気圧性の循環が形成された。これに関連して、台風が繰り返し発生して日本に接近・上陸した。
- 2016年秋には、北極付近の気圧偏差に対応して極域に暖気が入りやすく、海氷域面積の拡大 が遅かった。

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<sup>11</sup>。以下では、2016年のこれらの特徴について記述する。

#### (1) 冬 (2015年12月~2016年2月)

2014年夏に発生したエルニーニョ現象は2015年11~12月に最盛期となり、太平洋赤道域の海面水温は、日付変更線付近から東部で高かった。インド洋でも広い範囲で正偏差となった(図1.3-1)。 この海面水温分布に関連して、熱帯の積雲対流活動は、太平洋中部から東部で平年より活発だった。 インドネシア周辺から太平洋西部では平年より不活発だった(図1.3-2)。

500hPa 高度は、西シベリアから中央シベリア、日本の東海上で明瞭な正偏差(平年と比べて高 度が高い)となった(図 1.3・3)。海面気圧は、日本の東海上で正偏差(平年と比べて気圧が高い) となる一方、北太平洋北東部では負偏差(平年と比べて気圧が低い)が見られ、アリューシャン低 気圧が平年の位置と比べて南東に偏ったことを示している(図 1.3・4)。これらの気圧偏差は、エル ニーニョ現象発生時にしばしば見られる特徴と整合的である。エルニーニョ現象発生時の冬は米国 南西部では降水量が多くなる傾向があるが、2015/2016年冬は北米西岸付近で海面気圧が正偏差と なり降水量は平年より少なかったため、2013年から続く干ばつの解消には至らなかった。西シベリ アから中央シベリアでは、1月にシベリア高気圧が非常に強まった時期があったこと等を反映して、 海面気圧が正偏差となった。

#### (2) 春(2016年3月~5月)

中・東部太平洋赤道域の海面水温の正偏差は縮小し、エルニーニョ現象は終息した。一方、イン ド洋熱帯域では広い範囲で海面水温が正偏差となった(図 1.3-5)。熱帯の積雲対流活動は、太平洋

<sup>&</sup>lt;sup>10</sup>本節の説明で言及する「エルニーニョ/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。

<sup>11</sup> 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。

<sup>・</sup>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。

<sup>・</sup>外向き長波放射量図:晴天時は地表から、雲のある場合は雲の上端から、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。

<sup>・500</sup>hPa 高度図:上空 5,000m 付近の大気の流れや気圧配置を表し、偏西風の蛇行や極うず等の監視に用いられる。

<sup>・</sup>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。

これらの図を気象庁ホームページに掲載している。

<sup>·</sup>海面水温: <u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/data/elnino/clmrep/sst-ano-global-seas.html</u>

<sup>・</sup>外向き長波放射量、500hPa 高度及び海面気圧:

http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db\_hist\_3mon.html

中部ではまだ海面水温が高い状態だったことを反映して平年より活発だった。ベンガル湾からフィ リピンの東海上では不活発で(図1.3-6)、北西太平洋では台風第1号の発生が1951年以降で2番 目に遅かった(トピックス参照)。このようにインド洋で海面水温が高く、北西太平洋域で高気圧が 強まり、対流活動が抑制されるのは、エルニーニョ現象のピーク後にみられる特徴と一致する。

500hPa 高度は、エルニーニョ現象がピークを迎えた後、全球的に気温が上昇したことを反映して、広い範囲で正偏差となった。北極域や日本周辺、北米北西部では明瞭な正偏差だった(図 1.3-7)。 海面気圧は、日本の東海上で正偏差、北太平洋北東部で負偏差となり(図 1.3-8)、南西からの暖気が入りやすかった日本付近や北米北西部では顕著な高温だった。

#### (3) 夏(2016年6月~8月)

中・東部太平洋赤道域の海面水温は負偏差に転じ、インド洋でも正偏差が縮小して西部では負偏 差域が現れた。インドネシア周辺や日本の南海上では正偏差だった(図1.3-9)。この海面水温分布 に対応して、熱帯の積雲対流活動は、インド洋東部からインドネシア付近で平年より活発、西部イ ンド洋赤道域と太平洋赤道域で概ね不活発となった。また、北西太平洋の20°N~30°N帯では、中 緯度からの影響と見られる対流活発域が現れた(図1.3-10)。

500hPa高度は、春に引き続き広い範囲で正偏差となり、西シベリアや太平洋北部で明瞭だった。 北極海では負偏差だった(図 1.3-11)。海面気圧は、北極海のほか、太平洋の低緯度帯や日本付近 で広く負偏差となった(図 1.3-12)。これは、8月に日付変更線付近からその西側にかけての 20°N ~30°N 帯で対流活動が活発となり、日本の南東海上を中心として低気圧性の循環が形成されたこ とや、台風が繰り返し発生して日本に接近・上陸した(トピックス参照)ことを反映している。

#### (4) 秋(2016年9月~11月)

中・東部太平洋赤道域の海面水温負偏差は夏より明瞭となり、西部では引き続き正偏差となった。 インド洋の海面水温は負偏差に転じた(図 1.3-13)。これらの海面水温分布に関連して、熱帯の積 雲対流活動は、インドネシア周辺で平年より活発、インド洋西・中部、太平洋赤道域では不活発だ った。北太平洋の 10°N 付近の熱帯収束帯では対流活動が活発だった(図 1.3-14)。

500hPa 高度は、北極域のシベリア側で明瞭な正偏差となった。この正偏差に対応して高緯度か ら寒気が南下して低温となったことに伴い、ユーラシア大陸中緯度域から北太平洋北部では広く負 偏差となった(図1.3-15)。海面気圧は、500hPa高度偏差に対応して、ヨーロッパから中央シベリ アにかけての北極海沿岸で正偏差、北極海の西半球側で負偏差(図1.3-16)となり、極域には暖気 が入りやすく海氷域面積の拡大が遅かった。また、太平洋の亜熱帯高気圧が強い一方、ユーラシア 大陸南部では負偏差となり、西日本や沖縄・奄美では南からの暖気が入りやすく顕著な高温となっ た。


図 1.3-1 3か月平均海面 水温平年偏差(2015年12 月~2016年2月) 等値線の間隔は 0.5℃。灰 色陰影は海氷域を表す。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 (2015年12月~2016年2月) 単位は W/m<sup>2</sup>。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。平 年値は 1981~2010年の平 均値。



### 図 1.3-3 3か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2015 年 12 月~2016 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ろ(凸部分)は高圧部、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、等値線間隔の広いと ころは風が弱く、狭いところは強い。



図 1.3-4 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2015年12月~2016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。

### (第1章 2016年の気候)



図 1.3-5 3 か月平均海 面水温平年偏差(2016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 (2016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 (2016 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 (2016 年 3 月~5 月) 図の見方は図 1.3-4 と同様。



図 1.3-9 3 か月平均海 面水温平年偏差(2016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 (2016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 (2016 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 (2016 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(2016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 (2016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 (2016 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 (2016 年 9 月~11 月) 図の見方は図 1.3-4 と同様。

# 第2章 気候変動

### 2.1 気温の変動<sup>12,13</sup>

## 【ポイント】

- 2016年の世界の年平均気温は、1891年以降で最も高い値になった。また、日本の年平均気温 は1898年以降で最も高い値になった。
- 世界の年平均気温は、100 年あたり 0.72℃の割合で上昇している。また、日本の年平均気温は、100 年あたり 1.19℃の割合で上昇している。
- 日本の月平均気温における異常高温は増加しており、異常低温は減少している。
- 冬日の日数は減少し、熱帯夜の日数は増加している。また、真夏日の日数は増加傾向が現れ ており、猛暑日の日数は増加している。

#### 2.1.1 世界の平均気温

2016 年の世界の年平均気温(陸域における地表付近の気温と海面水温の平均)の偏差(1981~2010年平均からの差)は+0.45℃で、統計開始年の1891年以降では最も高い値であり、2014年以来3年連続の高温記録の更新となった。北半球の年平均気温偏差は+0.59℃、南半球の年平均気温 偏差は+0.31℃で、北半球、南半球ともに最も高い値になった(図2.1-1)。



世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は100年あたり0.72℃である<sup>14</sup>(信頼度水準99%で統計的に有意<sup>15</sup>)。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、

<sup>&</sup>lt;sup>12</sup> 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。 <u>http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html</u>

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

<sup>&</sup>lt;sup>14</sup> IPCC 第5次評価報告書(IPCC, 2013)では、世界の平均気温は1880~2012年の期間に0.85℃(可能性が高い 範囲は0.65~1.06℃)上昇していると評価されている。100年あたりの上昇率に換算した値は本レポートとは異な るが、長期的に上昇し1990年代半ば以降高温となる年が多いという同様の変動を示している。なお、本レポートと 異なる値となるのは、元となるデータや世界平均の算出方法及び統計期間の違いによる。

上昇率はそれぞれ100年あたり0.77℃、0.68℃である(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。 また、緯度経度5度格子ごとの変化傾向を見ると、長期的な統計ではほとんどの地域で上昇傾向が みられる(図2.1-2上図)。短期的な統計では地域的な変動が現れやすいために一部の格子では下降 傾向がみられるものの、最近の約40年の上昇率は多くの地域でそれ以前に比べてより大きくなっ ている(図2.1-2下図)。

これらの年平均気温の経年変化には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の 影響に、数年~数十年程度で繰り返される自然変動が重なって現れているものと考えられる。また、 2016年の世界の年平均気温が特に高くなった要因の一つとして、2014年夏から2016年春まで続いたエルニーニョ現象の影響が考えられる(トピックスI及び2.5.1節参照)。



図 2.1-2 緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の変化傾向 上図は 1891~2016 年、下図は 1979~2016 年の期間の変化傾向で、10 年あたりの変化量で示している。灰色は変 化傾向が見られないことを示す。図中の丸印は、5°×5°格子で平均したそれぞれの期間(上図:1891~2016 年、 下図:1979~2016 年)の長期変化傾向(10 年あたり)を示す。灰色は信頼度 90%で統計的に有意でない格子を示 す。

<sup>15</sup> 本レポートにおける有意性の評価と表現については、巻末の「変化傾向の有意性の評価について」を参照。

#### 2.1.2 日本の平均気温

日本の気温の変化傾向をみるため、都市化の影響が比較的小さいとみられる気象庁の15 観測地点 (表 2.1-1)について、1898~2016年の年平均気温の偏差(1981~2010年平均からの差)を用い て解析した。

2016年の日本の年平均気温の偏差は+0.88℃で、1898年以降で最も高い値となった(図 2.1-3)。 様々な変動を繰り返しながら日本の年平均気温は上昇しており、上昇率は100年あたり1.19℃であ る(信頼度水準99%で統計的に有意)。季節別には、それぞれ100年あたり冬は1.11℃、春は1.38℃、 夏は1.08℃、秋は1.20℃の割合で上昇している(いずれも信頼度水準99%で統計的に有意)。

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

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

#### 表 2.1-1 日本の年平均気温偏差の計算対象地点

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

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



日本の年平均気温偏差

図 2.1-3 日本における年平均気温の経年変化(1898~2016年) 細線(黒)は、国内 15 観測地点(表 2.1-1 参照)での年平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示している。 太線(青)は偏差の5年移動平均を示し、直線(赤)は長期的な傾向を示している。基準値は 1981~2010年の平 均値。

### 2.1.3 日本における極端な気温

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

### (1) 月平均気温における異常値<sup>16</sup>の出現数

統計期間 1901~2016 年における異常高温の出現数は増加しており、異常低温の出現数は減少している(いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.1-4)。これらの特徴は第 2.1.2 項に示されている年平均気温の上昇傾向と符合している。



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

1901~2016年の月平均気温の各月における異常高温と異常低温の年間出現数。年々の値はその年の異常高温あるい は異常低温の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1地点あたりの出現数を意味する。折れ線は5年移動 平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

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

日最高気温が 30℃以上(真夏日)の日数については、統計期間 1931~2016 年で増加傾向が現れ ており(信頼度水準 90%で統計的に有意)、日最高気温が 35℃以上(猛暑日)の日数は同期間で増 加している(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.1-5)。





<sup>&</sup>lt;sup>16</sup> ここでは、異常高温・異常低温を「1901~2016年の 116年間で各月における月平均気温の高い方・低い方から1~4位の値」と定義している。ある地点のある月に、月平均気温の高い方あるいは低い方から1~4位の値が出現する割合は、116年間に4回で、つまり29年に1回(約0.034回/年)となり、本レポートの異常気象の定義(巻末の用語一覧参照)である「30年に1回以下」とほぼ一致する。

### (3) 日最低気温0℃未満(冬日)及び25℃以上(熱帯夜<sup>17</sup>)の年間日数

日最低気温が 0℃未満(冬日)の日数は、統計期間 1931~2016 年で減少しており、日最低気温 が 25℃以上(熱帯夜)の日数は同期間で増加している(いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意) (図 2.1-6)。



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

#### 2.1.4 日本の都市のヒートアイランド現象<sup>18</sup>

長期間に渡って均質なデータを確保できる日本の各都市(札幌、仙台、名古屋、東京、横浜、京都、広島、大阪、福岡、鹿児島)と都市化の影響が比較的小さいとみられる15観測地点(表 2.1-1)を対象に、1931~2016年における気温の変化率を比較すると、各都市の上昇量の方が大きな値となっている(表 2.1-2)。

#### 表 2.1-2 各都市における気温の変化率

1931~2016年の観測値から算出した値を示し、都市化の影響が比較的小さいとみられる 15 観測地点(表 2.1-1 参照)について平均した変化量をあわせて表示した。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。※を付した4地点と15 観測地点のうちの飯田、宮崎は、統計期間内に観測露場の移転の影響があったため、気温の変化率については移転に伴う影響を補正してから算出している。

<b>年日</b> 、旧山	気温変化率(℃/100年)														
	平均気温				日最高気温				日最低気温						
地尽	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.7	3.4	2.9	1.9	2.7	1.0	1.4	1.5	0.7	0.6	4.5	5.7	4.7	3.5	4.3
仙台	2.4	3.0	2.8	1.4	2.6	1.2	1.5	1.5	0.9	1.0	3.2	3.7	3.8	2.0	3.3
名古屋	2.9	3.0	3.2	2.2	3.2	1.3	1.4	1.6	0.8	1.2	4.0	3.9	4.5	3.2	4.4
東京※	3.3	4.4	3.3	2.0	3.4	1.7	1.9	1.9	1.2	1.7	4.5	6.0	4.6	2.9	4.4
横浜	2.8	3.5	3.1	1.8	2.9	2.4	2.6	2.8	1.8	2.4	3.6	4.7	3.8	2.2	3.6
京都	2.7	2.6	3.0	2.3	2.8	1.1	0.8	1.6	1.0	0.8	3.8	3.8	4.1	3.2	4.0
広島※	2.0	1.6	2.4	1.6	2.5	1.0	0.7	1.7	1.1	0.5	3.2	2.8	3.4	2.6	3.9
大阪※	2.7	2.7	2.7	2.2	3.1	2.2	2.2	2.5	2.0	2.1	3.6	3.3	3.6	3.3	4.1
福岡	3.1	2.9	3.4	2.2	3.8	1.7	1.6	2.2	1.4	1.7	5.0	4.5	5.9	3.7	6.1
鹿児島※	2.8	2.7	3.2	2.3	3.1	1.3	1.2	1.8	1.1	1.3	4.0	3.8	4.6	3.4	4.6
15 地点※	1.5	1.6	1.9	1.2	1.5	1.1	1.1	1.6	0.9	0.9	1.9	1.9	2.1	1.6	1.9

<sup>17</sup> 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。

<sup>&</sup>lt;sup>18</sup> 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。<u>http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/index.html</u>

15 観測地点平均の気温の変化率は、日本全体としての都市化の影響によらない平均的な変化率を 表していると考えられることから、およその見積もりとして、各都市と 15 観測地点平均の変化率 の差は、都市化による影響とみられる(ただし、15 観測地点も都市化の影響を多少は受けており、 厳密にはこの影響を考慮しなければならない)。

これら都市において平均気温の上昇率を季節別にみると、最小となるのはすべての都市で夏となっている。一方、最大となるのは札幌、仙台、名古屋、東京、横浜といった北日本や東日本の都市では冬や春に、京都、広島、大阪、福岡、鹿児島といった西日本の都市では春や秋になっており、 季節や地域による違いもみられる。また、日最低気温は日最高気温より上昇率が大きい傾向がみられる。

統計期間内に観測露場の移転の影響が無かった各都市の階級別日数の経年変化については、冬日の年間日数は減少傾向が現れており、熱帯夜の年間日数は札幌を除いて増加傾向が現れている。真 夏日及び猛暑日の年間日数は、札幌を除いて増加傾向が現れている(表 2.1-3)。

#### 表 2.1-3 各都市における階級別日数の変化率

変化率(日/10年位で表示)については1931~2016年まで(猛暑日は1961~2016年まで)の観測値から算出した 値を示し、都市化の影響が比較的小さいとみられる13観測地点(表 2.1-1の15観測地点のうち観測露場の移転の 影響がある飯田、宮崎を除いた13観測地点の平均)の平均変化率をあわせて表示した。斜体字は信頼度水準90% 以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。

観測地点	冬日 (日/10年)	熱帯夜 (日/10年)	真夏日 (日/10年)	猛暑日 (日/10年)
札幌	-4.6	0.0	0.1	0.0
仙台	-5.8	0.3	1.0	0.2
名古屋	-7.1	3.7	1.1	2.2
横浜	-6.4	3.0	2.1	0.4
京都	-7.5	3.6	1.2	2.3
福岡	-5.1	4.7	1.1	1.8
13 地点	-2.1	1.7	0.6	0.4

## 2.2 降水量の変動<sup>19,20</sup>

## 【ポイント】

- 2016 年の世界の年降水量偏差(陸域のみ)は+2 mm だった。
- 2016年の日本の年降水量偏差は+212 mm だった。
- 日本の日降水量 100 mm 以上の大雨の年間日数は増加しており、200 mm 以上の大雨の年間 日数は増加傾向が明瞭に現れている。弱い降水も含めた降水の日数(日降水量 1.0 mm 以上) は減少している。

### 2.2.1 世界の陸域の降水量

世界各地の陸上の観測所で観測された降水量から計算した、2016年の世界の陸域の年降水量の偏差(1981~2010年平均からの差)は+2mmであった(図 2.2-1)。世界の陸域の年降水量は 1901年の統計開始以降、周期的な変動を繰り返している。北半球では、1930年頃、1950年代に降水量の多い時期が現れている。なお、世界全体の降水量の長期変化傾向を算出するには、地球表面積の約7割を占める海上における降水量を含める必要があるが、本レポートにおける降水量は陸域の観測値のみを用いており、また統計期間初期は観測データ数が少なく相対的に誤差幅が大きいことから、変化傾向は求めていない。







図 2.2-1 年降水量の変化(1901~2016年) 左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南

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

<sup>&</sup>lt;sup>19</sup> 気象庁ホームページでは、世界及び日本の年降水量を公表している。 http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/temp/index.html

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

#### 2.2.2 日本の降水量

日本の降水量の変化傾向をみるため、1898~2016 年までの気象庁の観測点における年降水量の 偏差(1981~2010年平均からの差)を用いて解析した(表 2.2-1)。

表 2.2-1 の 51 地点による 2016 年の年降水量の偏差は+212.3 mm であった。長期的な変化傾向 は見られない。降水量の変化をみると(図 2.2-2)、統計開始から 1920 年代半ばまでと 1950 年代に 多雨期がみられ、1970 年代以降は年ごとの変動が大きくなっている。

#### 表 2.2-1 日本の年降水量偏差の計算対象地点

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

要素	観測地点
	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、
降水量	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、
(51 観測地点)	浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、
	多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇



図 2.2-2 日本における年降水量の経年変化(1898~2016年) 棒グラフは、国内 51 観測地点(表 2.2-1 参照)での年降水量の偏差(1981~2010年平均からの差)を平均した 値を示している。青線は偏差の5年移動平均を示している。

### 2.2.3 日本の積雪量

日本の積雪量の変化傾向をみるため、1962~2016 年までの気象庁の日本海側の観測点における 年最深積雪の 1981~2010 年平均に対する比<sup>21</sup>(%で表す)を平均して解析した。計算に用いた観 測点を地域ごとに表 2.2-2 に示す。

2016年の年最深積雪の 1981~2010年平均に対する比は、北日本日本海側で 82%、東日本日本 海側で 96%、西日本日本海側で 153%であった。最深積雪の変化をみると(図 2.2-3)、全ての地域 において、1980年代初めの極大期から 1990年代はじめにかけて大きく減少しており、それ以降は 特に東日本日本海側と西日本日本海側で 1980年以前と比べると少ない状態が続いている。特に西 日本日本海側では 1980年代半ばまでは 1981~2010年平均に対する比が 200%を超える年が出現

<sup>&</sup>lt;sup>21</sup> 年最深積雪の値は地域による差が大きいため、偏差ではなく比(平均に対する割合)を用いることで、各観測点の変動を適切に反映させることができる。

していたものの、それ以降は全く現れていない。

1962~2016年の期間の年最深積雪の変化傾向を見ると、東日本日本海側では減少しており、減 少率は10年あたり12.3%で(信頼度水準99%で統計的に有意)、西日本日本海側では減少傾向が 明瞭に現れており、減少率は10年あたり14.6%である(信頼度水準95%で統計的に有意)。北日本 日本海側では変化傾向は見られない。なお、年最深積雪は年ごとの変動が大きく、それに対して統 計期間は比較的短いことから、変化傾向を確実に捉えるためには今後さらにデータの蓄積が必要で ある。

表 2.2-2 日本の年最深積雪比の計算対象地	」点
-------------------------	----

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





### 図 2.2-3 日本における年最深積雪の経年変化 (1962~2016年)

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

### 2.2.4 日本における大雨等の発生頻度

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

### (1) 月降水量の異常値<sup>22</sup>の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901~2016年の116年間で増加している(信頼度 水準99%で統計的に有意)(図2.2-4左図)。異常多雨については同期間で変化傾向は見られない(図 2.2-4右図)。

<sup>&</sup>lt;sup>22</sup> ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901~2016年の 116年間で各月における月降水量の少ない方・多い方から1~4位の値」と定義している。ある地点のある月に、月降水量の少ない方あるいは多い方から1~4位の値が出現する割合は、116年間に4回で、つまり29年に1回(約0.034回/年)となり、本レポートの異常気象の定義(巻末の用語一覧参照)である「30年に1回以下」とほぼ一致する。



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

1901~2016年の月降水量における異常少雨と異常多雨の年間出現数。年々の値はその年の異常少雨あるいは異常多雨の出現数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1地点あたりの出現数を意味する。折れ線は5年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

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

日降水量 100 mm 以上の日数は 1901 ~ 2016 年の 116 年間で増加している(信頼度水準 99%で 統計的に有意)(図 2.2-5 左図)。日降水量 200 mm 以上の日数については同期間で増加傾向が明瞭 に現れている(信頼度水準 95%で統計的に有意)(図 2.2-5 右図)。一方、日降水量 1.0 mm 以上の 日数は減少し(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.2-6)、大雨の頻度が増える反面、弱い降水 も含めた降水の日数は減少する特徴を示している。





図 2.2-5 日降水量 100 mm 以上(左図) 200 mm 以上(右図)の年間日数の経年変化 年々の値は年間日数の合計を有効地点数の合計で割った値で、1 地点あたりの年間日数を意味する。折れ線は 5 年移 動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。



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

### 2.2.5 アメダスでみた大雨発生回数の変化<sup>23</sup>

気象庁では、現在、全国約 1,300 地点の地域気象観測所(アメダス)において、降水量の観測を 行っている。地点により観測開始年は異なるものの、多くの地点では 1970 年代後半に観測を始め ており、1976 年からの約 40 年間のデータが利用可能となっている。気象台や測候所等では約 100 年間の観測データがあることと比較するとアメダスの約 40 年間は短いが、アメダスの地点数は気 象台や測候所等の約 8 倍あり面的に緻密な観測が行われていることから、局地的な大雨などは比較 的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)50 mm 及び 80 mm 以上の短時間強雨の発生回数(図 2.2-7)、そして日降水量 200 mm 及び 400 mm 以上の大 雨の発生回数(図 2.2-8)を年ごとに集計し、最近 41 年間の変化傾向をみた<sup>24</sup>。

1時間降水量 50 mm 以上の年間発生回数は統計期間 1976~2016 年で増加しており(信頼度水準 99%で統計的に有意)、1時間降水量 80 mm 以上の年間発生回数についても、同期間で増加してい る(信頼度水準 99%で統計的に有意)。一方、日降水量 200 mm 以上の年間日数については同期間 で変化傾向は見られないが、日降水量 400 mm 以上の年間日数については増加傾向が現れている(信 頼度水準 90%で統計的に有意)。

ただし、大雨や短時間強雨の発生回数は年ごとの変動が大きく、それに対してアメダスの観測期 間は比較的短いことから、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。













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

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

<sup>&</sup>lt;sup>24</sup> この調査に用いるアメダスの地点数は、1976年当初は約800地点であるが、その後増加し、2016年では約1,300地点となっている。そこで、年による地点数の違いの影響を避けるため、年ごとの発生回数を1,000地点あたりの回数に換算し比較している。なお、山岳地域に展開されていた無線ロボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は除外している。

### 2.3 日本におけるさくらの開花・かえでの紅(黄)葉日の変動<sup>25</sup>

【ポイント】

○ さくらの開花日は早くなっている。

○ かえでの紅葉日は遅くなっている。

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

さくらの開花とかえでの紅(黄)葉<sup>26</sup>の観測対象地点(2017年1月1日現在)を表 2.3-1 に、同 地点の観測結果を統計した開花日、紅(黄)葉日の経年変化を図 2.3-1 に示す。また、主な都市の さくらの開花日の平年値と 1990 年までの 30 年平均値との比較を表 2.3-2 に示す。

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

さくらの開花日が早まる傾向やかえでの紅(黄)葉日が遅くなる傾向は、これらの現象が発現す る前の平均気温との相関が高いことから、これら経年変化の特徴の要因の一つとして長期的な気温 上昇の影響が考えられる。

観測項目	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、
さくらの開花	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、
(58 観測地点)	横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、
	長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島、名瀬、石垣島、宮古島、那覇、南大東島
	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、
かえでの紅(黄)葉	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、
(51 観測地点)	鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、
	鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島

表 2.3-1 さくらの開花とかえでの紅(黄)葉の観測対象地点(2017年1月1日現在)



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

<sup>&</sup>lt;sup>25</sup> 気象庁ホームページでは、さくらをはじめとした生物季節観測の情報を公表している。 <u>http://www.data.jma.go.jp/sakura/data/</u>

<sup>&</sup>lt;sup>26</sup> さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかんざくら」を対象に、かえでの紅(黄)葉は「いろはか えで、やまもみじ、おおもみじ(以上紅葉)、いたやかえで(黄葉)」を対象に観測を行っている。

### 表 2.3-2 主な都市におけるさくらの開花日の比較

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

	30年平均値 (1961-1990年)	平年値 (1981-2010年)	差		30年平均値 (1961-1990年)	平年値 (1981-2010年)	差
釧 路	5月19日	5月17日	2日早い	大阪	4月1日	3月28日	4日早い
札幌	5月5日	5月3日	2日早い	広島	3月31日	3月27日	4日早い
青森	4月27日	4月24日	3日早い	高松	3月31日	3月28日	3日早い
仙台	4月14日	4月11日	3日早い	福岡	3月28日	3月23日	5日早い
新潟	4月13日	4月9日	4日早い	鹿児島	3月27日	3月26日	1日早い
東京	3月29日	3月26日	3日早い	那覇	1月16日	1月18日	2日遅い
名古屋	3月30日	3月26日	4日早い	石垣島	1月15日	1月16日	1日遅い

2.4 台風の変動<sup>27</sup>

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

○ 2016年の台風の発生数は26個で、平年並だった。

○ 台風の発生数に明瞭な長期変化傾向は見られない。

2016年の台風の発生数は26個(平年値25.6個)で、平年並だった。1990年代後半以降はそれ 以前に比べて発生数が少ない年が多くなっている(図2.4-1)ものの、1951~2016年の統計期間で は長期変化傾向は見られない。

「強い」以上の台風の発生数や発生割合の変動については、統計期間を台風の中心付近の最大風 速データが揃っている 1977 年以降とする。「強い」以上の勢力となった台風の発生数は、1977 年 ~2016 年の統計期間では変化傾向は見られない(図 2.4-2)。



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





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。

<sup>&</sup>lt;sup>27</sup> 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋に存在し最大風速(10分間の 平均風速)がおよそ 17m/s 以上のものを日本では「台風」と呼んでいる。また、台風の中心付近の最大風速により、 勢力を「強い」(33m/s 以上 44m/s 未満)、「非常に強い」(44m/s 以上 54m/s 未満)、「猛烈な」(54m/s 以上)と区 分している。

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

### 2.5 海面水温の変動<sup>28</sup>

### 【ポイント】

- 2016 年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.33℃で、1891 年以降では最も高い値となった。
- ○世界全体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり+0.53℃である。
- 日本近海における、2016 年までのおよそ 100 年間にわたる海域平均海面水温(年平均)は上 昇しており、上昇率は 100 年あたり+1.07℃である。

### 2.5.1 世界の海面水温

2016年の世界全体の年平均海面水温平年差(1981~2010年の平均値からの差)は+0.33℃で、 1891年以降ではこれまで最も高かった2015年の+0.30℃を上回って最も高い値となった。世界全 体の年平均海面水温は長期的に上昇しており、上昇率は100年あたり+0.53℃である(信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間:1891~2016年)(図2.5・1)。世界全体の平均海面水温は、地球温 暖化の指標として用いられる世界の平均気温(第2.1節参照)と同様、その長期的な上昇には地球 温暖化の影響が考えられるが、数年から数十年程度の時間規模での変動の影響も受ける。特に、エ ルニーニョ現象に数か月遅れて世界全体の平均海面水温が上昇することが知られている

(Trenberth et al., 2002)。したがって、2016年に観測された記録的な正偏差の要因としては、長期的な上昇傾向に加えて、2014年夏から2016年春にかけて発生したエルニーニョ現象の影響が考えられる(第1.3節参照)。海面水温の長期変化傾向には海域による違いがあるが、多くの海域で上昇傾向が明瞭に現れている(図2.5-2)。

また、数年以上の時間規模での変動に注目すると、最近では1970年代半ばから2000年前後にかけて明瞭な上昇傾向を示した後、2010年代前半にかけての期間は横ばい傾向で推移した(図2.5-1 青線)。これは温暖化に伴う百年規模の変動(変化傾向)に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化を正確に評価するためには、この自然変動による影響の評価が欠かせない。海面水温に見られる十年規模の変動のうち、代表的なものである太平洋十年規模振動(PDO)については第2.6.2項で解説する。





Linear Trend 1891-2016 [degC/100years]

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

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

<sup>&</sup>lt;sup>28</sup> 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。 <u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a\_1/glb\_warm/glb\_warm.html</u> (世界) <u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a\_1/japan\_warm/japan\_warm.html</u> (日本近海)

### 2.5.2 日本近海の海面水温

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

図2.5-3に、日本近海(海域別)の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。日本近海における、2016 年までのおよそ100年間にわたる海域平均海面水温(年平均)の上昇率は、+1.09℃/100年となって おり、北太平洋全体で平均した海面水温の上昇率(+0.50℃/100年)よりも大きく、日本の気温の 上昇率(+1.19℃/100年)と同程度の値となっている。

日本近海を海域別にみると、海域平均海面水温の上昇率は、黄海、東シナ海、日本海南西部、四 国・東海沖、釧路沖では日本の気温の上昇率と同程度となっており、三陸沖、関東の東、関東の南、 沖縄の東および先島諸島周辺では日本の気温の上昇率よりも小さく、日本海中部では日本の気温の 上昇率よりも大きくなっている。



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

1900~2016年までの上昇率を示す。上昇率の数字 に印が無い場合は、信頼度水準99%以上で有意な 変化傾向があることを、「\*」が付加されている場 合は信頼度水準95%以上で有意な変化傾向がある ことを示す。上昇率が[#]とあるものは、100年間 の変化傾向が明確に見出せないことを示す。

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

## 2.6 エルニーニョ/ラニーニャ現象<sup>29</sup>と太平洋十年規模振動<sup>30</sup>

【ポイント】

○ 2014 年夏に発生したエルニーニョ現象は、2015 年 11~12 月に最盛期となり、2016 年春に終 息した。

○ 太平洋十年規模振動(PDO) 指数は 2000 年頃から 2010 年代前半にかけておおむね負の状態 が続いていたが、2014 年以降、PDO 指数の年平均値は正の値が続いている。

### 2.6.1 エルニーニョ/ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温 が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より 低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ/ラ ニーニャ現象が発生すると、大気の流れが地球規模で変化するため、世界中の天候に影響を及ぼす。 日本においては、エルニーニョ現象が発生すると冷夏・暖冬、ラニーニャ現象が発生すると暑夏・ 寒冬となる傾向がある。また、エルニーニョ/ラニーニャ現象が発生すると、インド洋熱帯域の海 面水温がエルニーニョ監視海域の海面水温の変動に3か月程度遅れて変動する傾向がある。インド 洋熱帯域の海洋変動も世界の天候に影響を及ぼすと考えられている。

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



図 2.6-1 エルニーニョ監視海域(上図)及びインド洋熱帯域(下図)における海面水温の基準値との差の時間変化(℃) 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。

http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi\_joho/kanshi\_joho1.html

<sup>30</sup> 気象庁ホームページでは、太平洋十年規模振動(Pacific Decadal Oscillation: PDO) 指数の変動についての診断 結果を公表している。

<sup>&</sup>lt;sup>29</sup>「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/kaiyou/data/shindan/b\_1/pdo/pdo.html

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

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

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

PDO 指数は 1920 年代後半から 1940 年前半にかけてと、1970 年代末から 2000 年頃にかけての 期間はおおむね正の値、1940 年代後半から 1970 年代にかけてと、2000 年頃から 2010 年代前半に かけての期間はおおむね負の値で推移していた。2014 年以降の PDO 指数(年平均値)は、正の値 が続いており、2016 年は+1.3 となった(図 2.6-4)。





図 2.6-2 PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差 パターン

図 2.6-3 PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差 パターン



図 2.6-4 PDO 指数(年平均値)の経年変化

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

### 2.7 世界の海洋表層の貯熱量の変動<sup>31</sup>

【ポイント】

○ 世界の海洋表層の貯熱量は、10 年あたり 2.22×10<sup>22</sup> J の割合で増加している。

地球表面の7割を占める海洋は、大気に比べて熱容量が大きいため、わずかな水温の変化でも大量の熱を大気とやり取りすることになり、気候に大きな影響を与える。IPCC 第5次評価報告書 (IPCC, 2013)は、1971~2010年の40年間で気温の上昇や氷の融解などを含む地球上のエネル ギー増加量の60%以上が海洋の表層(ここでは海面から深さ700mまでを指す)に、およそ30% は海洋の700mよりも深いところに蓄えられたと評価している。このように海洋が熱を蓄えると、 海水が熱膨張して海面水位が上昇するなどの影響がある。

Ishii and Kimoto (2009) の手法を用いて解析した海洋表層の全球貯熱量の経年変化を図 2.7-1 に示す。1950 年以降、海洋表層の貯熱量は上昇と下降を繰り返しつつも増加しており、増加率は 10 年あたり 2.22×10<sup>22</sup>J である(信頼度水準 99%で統計的に有意)。近年では 1990 年代中ごろか ら 2000 年代初めにかけて顕著に増加した。2000 年代中ごろからは世界の平均気温や平均海面水温 と同様に一旦傾きが緩やかになったものの海洋表層の貯熱量は引き続き増加している。この貯熱量 の増加に対応して、海洋表層の水温は全球で 1950 年から 2016 年の間に 10 年あたり 0.023℃上昇 していた。IPCC (2013) は、1970 年代以降の海洋の表層水温上昇に、人間活動による寄与がかな りあった可能性が非常に高いとしている。





<sup>&</sup>lt;sup>31</sup> 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、表層水温の長期変化傾向について公表している。 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\_1/ohc/ohc\_global.html

### 2.8 日本沿岸の海面水位の変動<sup>32</sup>

[7	ドイント】		
0	日本沿岸の海面水位は、	1980年代以降、	上昇傾向が見られる。
0	1906~2016年の期間で	は明瞭な上昇傾向	句は見られない。

IPCC 第5次評価報告書(IPCC, 2013)では、地球温暖化による海水の熱膨張及び山岳氷河やグ リーンランド・南極の氷床の変化及び陸域の貯水量の変化等のため、世界平均の海面水位は明瞭な 上昇傾向があるとしている。また、世界平均海面水位の平均上昇率は、1901~2010年の期間で1 年あたり1.7 [1.5~1.9] mm、1971~2010年の期間で1年あたり2.0 [1.7~2.3] mm、1993~2010 年の期間で1年あたり3.2 [2.8~3.6] mmであった可能性が非常に高いことが示されている<sup>33</sup>。

日本沿岸の海面水位は、1906~2016年の期間では明瞭な上昇傾向は見られない(図 2.8-1)ものの、1980年代以降、上昇傾向が見られる。IPCC 第5次評価報告書に準じて最近の日本沿岸の海面水位の変化を求めると、1971~2010年の期間で1年あたり1.1 [0.6~1.6] mmの割合で上昇し、1993~2010年の期間で1年あたり2.8 [1.3~4.3] mmの割合で上昇した。近年だけで見ると、日本沿岸の海面水位の上昇率は、世界平均の海面水位の上昇率と同程度になっている。

日本沿岸の海面水位は、1906~2016年の期間を通して、10年から20年周期の変動があり、1950 年頃に極大が見られる。北太平洋において10年から20年周期で海面水位が変動する原因は、北太 平洋上の大気循環場の変動である。北太平洋では、冬季に中緯度偏西風が卓越する。この偏西風が 十年規模で変動することによって、北太平洋中央部では海面水位変動が生じ、その海面水位変動は 地球自転の影響を受けて西方に伝播し、日本沿岸海面水位の変動をもたらす。

日本沿岸の海面水位は、地球温暖化のほか上述したような海洋の十年規模の変動など様々な要因 で変動しているため、地球温暖化の影響がどの程度現れているのかは明らかでない。地球温暖化に 伴う海面水位の上昇を検出するためには、引き続き監視が必要である。

 <sup>&</sup>lt;sup>32</sup> 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。
<u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 1/sl trend/sl trend.html</u>
<sup>33</sup>[] 内に示した数値は、解析の誤差範囲(信頼区間 90%)を表している。



図2.8-1 日本沿岸の年平均海面水位の経年変化(1906~2016年、上図)と検潮所位置図(左下図、右下図) 日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906~1959年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかっ たため、左下図に示した4地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示し ている。1960年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺をI:北海道・東北地方の沿岸、 II:関東・東海地方の沿岸、III:近畿太平洋側〜九州太平洋側の沿岸、IV:北陸地方〜九州東シナ海側の沿岸の4 海域に区分(右下図に、使用した16地点の検潮所とともに示す)し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさ らに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1981~2010年までの期間で求めた平年値を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(1962~2014年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.98で両者の対応は良く、1959~1960年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた 影響は小さいと考えられる)。使用した検潮所のうち、忍略、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所であ る。東京は1968年以降のデータを使用している。平成23年(2011年)東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、 深浦、柏崎、東京、八戸は、2011年以降のデータを使用していない。

2.9 海氷域の変動<sup>34</sup>

【ポイント】

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

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

北極域の海氷域面積は、同一の特性を持つセンサーによる衛星データが長期間継続して入手可能 となった 1979年以降、長期的に見ると減少している(信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.9-1)。 特に、年最小値は減少が顕著で、1979年から 2016年までの減少率が年あたり 9.2万km<sup>2</sup>となり、 2016年の年最小値は 410万km<sup>2</sup>で、1979年以降 2番目に小さい記録であった。また、2016年の 年最大値は 1474万km<sup>2</sup>で、1979年以降 2番目に小さい記録となった。

一方、南極域の海氷域面積の年平均値は、年あたり 2.5 万 km<sup>2</sup>の割合で増加している(信頼度水 準 99%で統計的に有意)。2016 年の海氷域面積の年平均値は 1161 万 km<sup>2</sup>で、1979 年以降 4 番目 に小さい記録となった。





折れ線は海氷域面積(上から順に年最大値、年 平均値、年最小値)の経年変化、破線は各々の 変化傾向を示す。海氷データは、NSIDC(米国 雪氷データセンター)等が提供している輝度温 度データを使用して作成している。

<sup>&</sup>lt;sup>34</sup> 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\_1/series\_global/series\_global.html (北極域・南極域) http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\_1/series\_okhotsk/series\_okhotsk.html (オホーツク海)

### 2.9.2 オホーツク海の海氷

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

オホーツク海の最大海氷域面積<sup>35</sup>は年ごとに大きく変動しているものの長期的には減少しており (信頼度水準 99%で統計的に有意)(図 2.9-2)、10 年あたり 6.7 万 km<sup>2</sup>(オホーツク海の全面積の 4.3%に相当)の割合で減少している。



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

<sup>35</sup> 最大海氷域面積:海氷域が年間で最も拡大した半旬の海氷域面積。

### 2.10 北半球の積雪域の変動<sup>36</sup>

【ポイント】

○ 北半球の積雪域面積は 5~6 月及び 9~12 月に減少傾向が明瞭に現れている。

○ 2015/2016 年冬の積雪日数は平年より少ない地域が多かった。

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

気象庁は、北半球の積雪域の変動を監視するため、独自に開発した解析手法に基づいて米国の国防気象衛星プログラム(DMSP)衛星に搭載されたマイクロ波放射計(SSM/I及びSSMIS)の観測値を解析し、積雪域を求めている(気象庁,2011)。北半球(北緯30度以北)の積雪域面積の1988~2016年の過去29年間の経年変化には、5~6月及び9~12月に減少傾向が明瞭に現れている(信頼度水準95%で統計的に有意)一方、1~4月には変化傾向は見られない(2月、11月のみ図2.10-1左上図、左下図に示し、他は図略)。2015/2016年冬(2015年12月~2016年2月)の積雪日数は平年より少ない地域が多く、特に2月はユーラシア大陸西部を中心に平年を大きく下回り(図2.10-1右上図)、積雪域面積も1988年以降では最も少なかった。2016年11月は中央アジア及びその周辺、中国北東部で平年より多く、中国西部、北米で平年より少なかった(図2.10-1右下図)。

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



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

# 第3章 地球環境の変動

### 3.1 温室効果ガスの変動<sup>37</sup>

## 【ポイント】

- 二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的に増加している。
- 大気中のメタンの濃度は、ほぼ横ばいだった 1999~2006 年を除き、長期的に増加傾向にある。
- 大気中の一酸化二窒素の濃度は、長期的に増加している。

気象庁では世界気象機関(WMO)/全球大気監視(GAW)計画に基づき、温室効果ガスの変動 を把握するため、世界の監視ネットワークの一翼として温室効果ガスの観測を行うとともに、温室 効果ガス世界資料センター(WDCGG)<sup>38</sup>を運営し、世界各国の温室効果ガスのデータを収集・管 理し、国内外へのデータの提供を行っている。WDCGGに報告されたデータをもとにした解析によ 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)。

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。また、海洋気象観測船によっ て、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観測を実施してい る。2011年から、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行っている(図3.1-1)。

		大気中の濃度		前年から	参考数值	
温室効果ガスの種類	工業化以前 (1750 年頃)	2015 年平均濃度	工業化以降 の増加率	前年との差	の増加率	寿命 (年)
二酸化炭素	約 278 ppm	400.0 ppm	+ 44%	+2.3 ppm	+0.58 %	不定
メタン	約 722 ppb	1845 ppb	+156%	+11 ppb	+0.60 %	12.4
一酸化二窒素	約 270 ppb	328.0 ppb	+ 21%	+1.0 ppb	+0.31 %	121





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実施している。

 <sup>&</sup>lt;sup>37</sup>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。
<u>http://www.data.jma.go.jp/ghg/info\_ghg.html</u> (大気中の温室効果ガス)
<u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index\_co2.html</u> (海洋の温室効果ガスと海洋酸性化)
<u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/data/report/data/</u> (大気・海洋環境観測年報)
<sup>38</sup> WDCGG の詳細についてはホームページを参照のこと。

http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/jp/wdcgg\_j.html

<sup>&</sup>lt;sup>39</sup> 工業化以前の値及び寿命については IPCC (2013) を、2015 年の値、前年との差及び前年からの増加率は WMO (2016) を参照した。また、工業化以降の増加率については、工業化以前の値及び 2015 年の値との差から算出 した。なお、寿命は IPCC (2013) にある応答時間(一時的な濃度増加の影響が小さくなるまでの時間)を採用 した。

### 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)。WDCGGの解析に よると 2015 年の濃度は前年に比べて 2.3 ppm 増え、400.0ppm に達した(表 3.1-1)。また、最近 10 年間の平均年増加量は約 2.1 ppm であり、1990 年代の平均年増加量(約 1.5 ppm)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。



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。解析に使用したデータの提供 元は WMO (2017)に掲載されている。

### (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、植物や土壌微生物の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。2016年の年平均濃度は、綾里で 407.2 ppm、南鳥島で 404.9 ppm、与那国島では 407.1 ppm で、前年に比べていずれも増加し、国内の全ての観測地点で 400ppm を超えて観測開始以来 の最高値となった(いずれも速報値)。

二酸化炭素濃度の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熱帯域を中心とした高温と少雨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 2014~2016 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 (WMO, 2016)。



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月平均 濃度(a)と濃度年増加量(b)の経年 変化 濃度年増加量は、季節変動成分を除い

低度牛増加重は、学前変動成力を除い た月別値から、各月の増加量を1年あ たりに換算して求めている。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って観測された、東経 137 度線上(北緯 7~33 度の平均)の冬季の 表面海水中及び洋上大気中の二酸化炭素濃度の経年変化を見ると、表面海水中及び洋上大気中の二 酸化炭素濃度はいずれも増加し続けている(図 3.1-5)。1984~2016年の濃度年増加量は、表面海 水中では 1.7 ppm/年、洋上大気中では 1.8 ppm/年であった(いずれも信頼度水準 99%で統計的に 有意)。この海域では、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 東経 137 度線(右図の赤線部分)上の冬季(1~2月)の表面海水中と洋上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、1984~2016年)<sup>40</sup> 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 洋上大気中の二酸化炭素濃度の観測を実施している。これらの二酸化炭素濃度は、表面海水及び大気試料をポンプ で船内に取り込み、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。

<sup>&</sup>lt;sup>40</sup> 気象庁ホームページでは、東経 137 度線における冬季の二酸化炭素の平均濃度について公表している。 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 2/co2 trend/co2 trend 137e.html

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、全海洋の表面海水中の二酸化炭素濃度を推定し、二酸化炭素の吸収・放出を解析 した(Iida et al., 2015: 図 3.1-6)。

図 3.1-6 左図は、二酸化炭素の吸収・放出の分布を示している。赤道付近やインド洋北部では、 二酸化炭素を多く含む海水が下層から湧き上がり、表面海水中の二酸化炭素濃度が大気中よりも高 い海域となっているため、海洋から大気中に二酸化炭素が放出(赤色域)されている。それ以外の 広い海域では表面海水中よりも大気中の二酸化炭素濃度が高くなっているため、海洋が大気から二 酸化炭素を吸収(青色域)している。特に中緯度から高緯度にかけては、冬季における海面水温の 低下や、春から秋にかけての生物活動による二酸化炭素の消費に伴い、表面海水中の二酸化炭素濃 度が低下するため、二酸化炭素の吸収が大きくなっている。図 3.1-6 右図は、二酸化炭素吸収量の 月ごと及び年間の積算値を示している。海洋全体では、1990~2015 年の平均で年間に17 億トン炭 素(炭素の重量に換算した年間吸収量)の二酸化炭素を吸収している。河川からの流入を含む自然 の炭素循環による 7 億トン炭素(IPCC, 2013)を考慮すると、海洋が吸収する二酸化炭素の量は、 化石燃料の燃焼や土地利用の変化といった人間の活動によって放出された二酸化炭素(2000 年代に おいて 1 年あたりおよそ 90 億トン炭素(IPCC, 2013))の約 3 割に相当する。また、海洋の二酸 化炭素吸収量は 2000 年以降増加傾向にある。



### 図 3.1-6 全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2015 年の分布(左図)及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び 年間の積算値(1990~2015 年)(右図)<sup>41</sup>

左図は 2015 年の全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の分布を表したもので、赤で着色した海域は海洋から大 気へ二酸化炭素が放出されていることを、青で着色した海域は大気中の二酸化炭素が海洋に吸収されていること を、灰色の領域は解析対象範囲外であることを示す。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 1990~2015 年の平均 17億トン炭素を表す。単位は、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」を用いている。

1990年代以降の海洋内部の二酸化炭素の長期時系列観測データを利用して、東経 137度に沿った北緯 10~30度と東経 165度に沿った北緯 10~35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)。1990年代以降、海面から深さ約 1200~1400 mまでの海洋中に蓄積した二酸化炭素量は、東経 137度で4~12トン炭素/km²/年(単位面積1年あたりに蓄積した炭素の重量に換算)、東経 165度で3~13トン炭素/km²/年であった。特に北緯 20~30度付近で二酸化炭素の蓄積量が大きい。東経 137度と東経 165度のこれらの海域では、大量の二酸化炭素が溶け込んだ海水が北太平洋亜熱帯モード水や北太平洋中層水と呼ばれる水塊によって海洋内部に輸送され、より深く

<sup>&</sup>lt;sup>41</sup> 気象庁ホームページでは、海洋による二酸化炭素吸収量について公表している。 <u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 2/co2 flux glob/co2 flux glob.html</u>

(第3章 地球環境の変動)

まで分布しているため、北緯10度や北緯35度に比べて二酸化炭素蓄積量が大きいと考えられる。



図 3.1-7 東経 137 度及び東経 165 度の各緯 度における、1990 年代以降での 1 年あたり の二酸化炭素蓄積量 (左図) と解析対象とし た海域(右図)<sup>42</sup> 左図中のエラーバーは、信頼区間 95%の範 囲を示す。

### (4) 海洋酸性化

海洋は人間活動によって排出された二酸化炭素の大きな吸収源であり、海洋が二酸化炭素を吸収 し内部に蓄積することで大気中の二酸化炭素増加を緩和する反面、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水素イオン濃度指数(pH)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。IPCC 第5次評価報告書(IPCC, 2013)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 低下したと見積もられており、今世紀末までには更に 0.065~0.31 低下すると予測 している。また、海洋に吸収された二酸化炭素は、海洋の循環や生物活動により海洋内部に運ばれ 蓄積し、海洋内部での酸性化も指摘されている(Doney et al., 2009)。

海洋酸性化の現状を把握するため、二酸化炭素濃度等のデータを用いて、太平洋全域と北西太平 洋(東経137度線上の北緯3~34度及び東経165度線上の南緯5~北緯34度)の表面海水中のpH、 及び北西太平洋亜熱帯循環域(東経137度線及び東経165度線の北緯10~35度)の海洋内部のpH を見積もった(図3.1-8、図3.1-9、図3.1-10、図3.1-11)。その結果、太平洋域では、ほぼ全ての 海域において表面海水のpHは低下していた(平均で1990年以降、約0.04(10年あたり0.016))。 北西太平洋においても、表面海水中の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、東経137度線では1985年から2016年までの約30年間で10年あたり0.013~0.021(平 均では0.018)、東経165度線では1996年から2016年までの約20年間で10年あたり0.011~0.033

(平均では 0.019) であった。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。深さ約 150~800m における海洋内部の pH については、1990 年代以降、10 年あたり 0.003~0.036 低下していた。亜熱帯北部のほうが南部よりも低下率が大きい傾向がみられ、これは亜熱帯北部ほど二酸化炭素蓄積量が多いことと整合している。

<sup>&</sup>lt;sup>42</sup> 気象庁ホームページでは、海洋中の二酸化炭素蓄積量に関する情報を公表している。 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 2/co2 inventory/inventory.html



図 3.1-8 1990 年と 2015 年における太平洋の pH 分布図(右図)及び表面海水中の pH 偏差の長期変化図(左図)<sup>43</sup> pH 分布図は、暖色系ほど pH の数値が低いことを示す。時系列図は、太平洋における表面海水中の pH の平年偏差 時系列を示し、平年値は 1990 年から 2010 年までの平均である。時系列図中の塗りつぶしは標準偏差、破線は長期 変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率(減少率)と、"±"以降の数値は変化率に対する 95%信頼区間 を示す。

<sup>&</sup>lt;sup>43</sup> 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向に関する情報を公表している。 <u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 3/pHpac/pH-pac.html</u>



図 3.1-9 東経 137 度線(左上図)及び東経 165 度線(右上図)における表面海水中 pH の長期変化<sup>44</sup> ●黒丸は表面海水中の pH の観測値、実線細線は解析値、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たり の変化率を示す。



図 3.1-10 東経 137 度線(左図)及び東経 165 度線(右図)上における表面海水中の水素イオン濃度指数(pH)の 変化<sup>45</sup>

<sup>&</sup>lt;sup>44</sup> 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向(北西太平洋)について公表している。 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 3/pHtrend/pH-trend.html

<sup>&</sup>lt;sup>45</sup> 気象庁ホームページでは、表面海水中の pH の長期変化傾向(北西太平洋)について公表している。 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a 3/pHtrend/pH-trend.html




東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における深さ約 150m から 800m の海洋内部での pH の平均平年偏差時系列を 示す。平年値は 1990 年から 2010 年までの平均である。塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上 の数字は 10 年当たりの変化率(減少率)を示す。

<sup>&</sup>lt;sup>46</sup> 気象庁ホームページでは、海洋内部の pH の長期変化傾向(北西太平洋)について公表している。 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a\_3/pHin/pH-in.html

(第3章 地球環境の変動)

### (5) 上空の二酸化炭素濃度

気象庁は防衛省の協力の下、2011年から厚木航空基地(神奈川県綾瀬市)-南鳥島間の輸送機に よる上空約6km、北緯約34~25度の航路上で二酸化炭素濃度の観測を行っている(Tsuboi et al., 2013; Niwa et al., 2014)。この結果によると、南鳥島の地上における観測値とほぼ同様に季節変動 を示しながら増加しているが、冬から春にかけては地上に比べ上空で低濃度を示す傾向が認められ る(図 3.1-12)。

気象庁気象研究所と国立研究開発法人国立環境研究所などは共同で、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47を行っている (Matsueda et al., 2015; Machida et al., 2008)。 図 3.1-13 は、日本とオーストラリア間の定期航空便により上空 8~13km で観測された北緯 25~30 度及び南緯 20~25 度の緯度帯平均濃度である。この結果によると、上空 8~13km 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。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。また、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、複雑な変動をしている。これは南半球 の地上付近の季節変動が小さいことと、北半球からの輸送が原因であると考えられる (Sawa et al., 2012)。



図 3.1-12 厚木航空基地-南鳥島間の航空機観測による高度 6km 付近の二酸化炭素濃度観測値(黒点)とその平 均値(青線)及び南鳥島の二酸化炭素濃度月平均値(赤線)の経年変化



図 3.1-13 気象庁気象研究所と国立研究開発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~2015年12月)

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。黒点、青線、赤線はそれぞれ高度 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、濃度の年増加量を示す。算出方法は WMO (2009) による。

<sup>&</sup>lt;sup>47</sup>上空の二酸化炭素濃度の観測成果は、国立研究開発法人国立環境研究所、気象研究所、(公財) JAL 財団、日本航空(株)、(株)ジャムコが実施している「航空機による大気観測プロジェクト(CONTRAIL Project)」に基づく。このプロジェクトは、2006年以降環境省予算で実施されている。一連の航空機観測は、1993年に開始した気象研究所、日本航空(株)、(財)日航財団(現:(公財)JAL 財団)及び運輸省(現:国土交通省)による共同プロジェクトが起点となった。

### 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を図 3.1-14 に示す。WDCGG において世界的な濃度の把握が可能となった 1980 年代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 年以降は再び増加している。増加が止まった原因については、IPCC(2013)等でいくつかの 可能性が指摘されているが、まだ特定されていない。一方、2007 年以降の増加については、熱帯の 湿地及び北半球中緯度での人為起源による排出が寄与しているという見解が示されている(WMO, 2016)。WDCGG の解析では 2015 年の世界平均濃度は 1845 ppb で、1984 年以降で最高値となっ た(表 3.1-1)。



図 3.1-14 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(青丸)と、季節変動成分を除いた濃度変 化(赤線)を示す(WMO,2016)。算出方法は WMO(2009)による。解析に使用したデータ の提供元はWMO(2017)に掲載されている。

メタンの濃度は北半球の中・高緯度帯から熱帯域にかけて大きく減少している。これはメタンの 主な放出源が北半球陸域に多く、かつ南半球に向かうにつれて熱帯海洋上の豊富な OH ラジカル<sup>48</sup> と反応し消滅するためである。また、夏季には紫外線が強くなることにより OH ラジカルが増加し、 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 3.1-15)。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化時代以降に著しく(156%増)、二酸化炭素の増加率(44% 増)をはるかに上回っている(表 3.1-1)。これは、自然界での放出に対して、人間活動による排出 が相対的に大きいためと考えられる。一方で、その変動の要因については、人間活動に伴う排出や 陸域の湿地等からの自然起源の放出、大気中での化学反応等が複合しており、定量的に未解明な部 分が残されている。今後、世界規模での観測の充実が期待されている。





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。解析に使用したデータの提 供元は WMO (2017)に掲載されている。

<sup>&</sup>lt;sup>48</sup> 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。紫外線と水蒸気が豊富な低緯度で多い。

(第3章 地球環境の変動)

### (2) 日本におけるメタン濃度

国内のメタン濃度は、世界での傾向と同様に、高緯度ほど濃度が高く、夏季に濃度が減少し冬季 に増加する季節変動を伴いながら増加している(図 3.1-16 (a))。高緯度に位置する綾里は OH ラ ジカルとの反応による消滅が少なく、また放出源が多く存在する大陸に近いため、3 つの観測地点 の中で最も濃度が高い。ほぼ同じ緯度帯にある与那国島と南島島は、夏季は同程度の濃度だが、冬 季は与那国島の方が高濃度である。これは、夏季の与那国島と南島島が OH ラジカルの豊富な低緯 度帯の海洋性気団にともに覆われる一方、冬季は大陸性の気団の張り出しにより、与那国島の方が 大陸の放出源の影響を受けやすいためである。与那国島では、2010 年以降、冬季の濃度が綾里と同 程度となることもあった。2016 年の年平均濃度は、綾里で 1929 ppb、南島島で 1875 ppb、与那国 島では 1896 ppb 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 3.1-16 (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。





### 3.1.3 世界と日本における一酸化二窒素

大気中の一酸化二窒素濃度を図 3.1-17 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析に よると 2015 年の世界平均濃度は 328.0 ppb であった。これは、工業化以前(1750 年当初)の平均 的な値とされる 270 ppb と比べ 21%の増加である(表 3.1-1)。一酸化二窒素の季節変動は、二酸 化炭素やメタンほど顕著には見られない。また、季節変動を除いた北半球と南半球の濃度の差も二 酸化炭素やメタンほど顕著に見られないが、人為起源及び土壌の影響がより大きいと考えられる北 半球が、南半球よりも数 ppb 程度高い(図 3.1-18)。

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 3.1-19)。2016年の年平均濃度は 330.2 ppb(速報値)であった。





WDCGG が収集した観測データから作成した大気中の一酸化二窒素の月別の世界平均 濃度の経年変化を示す(WMO, 2016)。算出 方法はWMO(2009)による。解析に使用し たデータの提供元はWMO(2017)に掲載さ れている。



### 図 3.1-18 緯度帯別の大気中の一酸化二窒 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一酸化二窒 素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO (2009) による。解析に使用したデー タの提供元はWMO (2017) に掲載されてい る。



### 図 3.1-19 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

2004 年初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。 (第3章 地球環境の変動)

### 3.2 オゾン層と紫外線の変動<sup>49</sup>

### 【ポイント】

- 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、その後はわずかに増加 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。
- 南極の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、それ以降では拡大傾向はみられない。
- 国内 3 地点(札幌、つくば、那覇)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。
- 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。

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」第二十二条第一項<sup>50</sup>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を観測し、南 鳥島を除く同4地点においては、紫外域日射観測(紫外線観測)を実施している(図 3.2-1)。

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。



図 3.2-1 気象庁におけるオゾン層・紫外線の観測網

### 3.2.1 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 3.2-2)。地上観測データの全球解析が可能な最近5年間(2011~2015年)の平均値は、 1994~2008年の平均値と比較すると1%ほど高いが、オゾン層破壊が進む前の値(1970~1980年 平均)と比較すると、まだ3%ほど低い。

世界気象機関(WMO)と国連環境計画(UNEP)による「オゾン層破壊の科学アセスメント:

<sup>&</sup>lt;sup>49</sup> 気象庁ホームページでは、気象庁で実施した観測データ等を用いたオゾン層および紫外線に関する解析結果を「オ ゾン層・紫外線の年のまとめ」として、毎年公表している。

http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ozonehp/diag\_o3uv.html

<sup>&</sup>lt;sup>50</sup>「特定物質の規制等によるオゾン層の保護に関する法律」(昭和六十三年法律第五十三号) 第二十二条 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。

2014」(WMO, 2014)によると、2000年以降はオゾン全量の変化が少ないものの、近年わずかな 増加が見られるとしている。

オゾン層破壊の原因となる成層圏の塩素量は、1980年代に急速に増加した後、1990年代半ば以降はほとんど変化していないか緩やかに減少しており(気象庁,2011)、オゾン全量はこの変化に対応していると考えられる。



### 図 3.2-2 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月平均オゾ ン全量の偏差(%)で、実線(赤)はその1970 ~1980年の平均値と全球解析が可能な最近5年 間(2011~2015年)の平均値。●印は衛星観測 データ(北緯70度~南緯70度)の月平均オゾ ン全量偏差(%)。地上観測及び衛星観測データ は共に季節変動成分を除去している。使用した 地上観測点数は65地点(北半球55地点、南半 球10地点)、偏差の基準は1994~2008年の平均 値である。

### (2) 南極域上空のオゾンホール<sup>51</sup>

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、それ以降では拡大傾向はみられなくなった(図 3.2-3)。2016年のオゾンホールの年最大面積は、過去 10年間(2006~2015年)の平均と同程度の規模であった。(図 3.2-3 及び図 3.2-4)。

年毎のオゾンホールの規模は、気象状況により変動するが、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 年代初めのピー 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(WMO, 2014)。



### 図 3.2-3 オゾンホールの面積の経年変化

オゾンホールの面積 (南緯 45 度以南のオゾン全量が 220 m 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 km<sup>2</sup>)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 3.2-4 オゾンホール面積が年最大を記録した 2016 年 9 月 28 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 220 m 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) 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1980年代から1990年代初めまで減少が進んだ(図 3.2-5)。 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。

<sup>51 「</sup>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 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。

### 3.2.2 日本における紫外線

国内の紅斑紫外線量<sup>52</sup>年積算値をみると、札幌、つくばでは観測を開始した 1990年(札幌は 1991年)以降増加しており(図 3.2-6)、10年あたり札幌で 3.4%、つくばで 4.8%増加した。また、那覇でも観測を開始した 1991年以降増加傾向が明瞭に現れており(図 3.2-6)、10年あたり 2.2%増加した。増加の特徴として、札幌では、1990年代半ばから 2000年代に増加している。つくばでは 2011年に観測開始以来の第1位を記録して以降、目立った増加はみられない。那覇では 1990年代は増加傾向がみられたが、2000年代は変化傾向がみられなかった。

国内3地点における紅斑紫外線量の増加はオゾン全量の状況(図3.2-5)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ーロゾル量の減少が増加の要因として考えられる(UNEP, 2015;気象庁, 2011)。



図3.2-6 紅斑紫外線量年積算値の経年変化 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。直線は年積算 値の回帰直線であり、統計的に有意な増加傾向

 3.2.3 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。

を示す。

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の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を超えるものもある。

### (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 年代までは急速に増加したが、1990 年代以降はモント リオール議定書による規制の効果により減少傾向が見られる(図 3.2-7)。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

<sup>52 「</sup>紅斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

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。このことからも、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 3.2-7 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 が収集した観測データから作成。解析に使 用したデータの提供元は WMO (2017) に掲載されてい る。

### (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 3.2-8)。要素別にみると、CFC-11 は世界的傾向と同様に 1993~1994 年の約 270 ppt をピークとして減少している。2011 年の夏季に CFC-11 の排出が明瞭な極大を示しているが、これは、2011 年 3 月 11 日の東日本大震災と津波に関係して損傷したポリウレタン発泡断熱材から夏期間の高温で漏れ出した結果かもしれないとされている(Saito et al., 2015)。 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している。また、CFC-113 は 2001 年頃まで傾向がはっきりしないが、その後減少傾向がみられる。



図 3.2-8 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ことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

### 3.3 日本におけるエーロゾル<sup>53</sup>と地上放射の変動

### 【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、日本におけるエーロゾル等による大気混濁係数のバックグランド値は1963年のアグン火山噴火以前のレベルに戻っている。
- 2016年の黄砂観測日数は11日、黄砂観測のべ日数は96日だった。

### 3.3.1 エーロゾル

国内の直達日射量<sup>54</sup>観測により得られる大気混濁係数<sup>55</sup>から対流圏の変動を除いたバックグラ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、1982~1983年と1991~1993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 バックグランド大気混濁係数の経年変化(1960~2016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。

### 3.3.2 黄砂

大陸より日本へ飛来する黄砂もエーロゾルの一種である。気象庁では、国内 59 地点(2016 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。2016 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 11 日(図 3.3-2)、黄砂観測のべ日数(黄砂現象を観測した国内の気象官 署数の合計)は 96 日(図 3.3-3)であった。

黄砂観測日数や黄砂観測のベ日数は、1967年~2016年の統計期間では増加傾向がみられるが、

<sup>53</sup>「エーロゾル」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、エーロゾルや黄砂に関する情報を公表している。 <u>http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosahp/aerosol.html</u> (黄砂・エーロゾル) <u>http://www.jma.go.jp/jp/kosa/</u> (黄砂情報(実況図)) <u>http://www.jma.go.jp/jp/kosafcst/index.html</u> (黄砂情報(予測図))

<sup>&</sup>lt;sup>54</sup> 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。

<sup>&</sup>lt;sup>55</sup>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の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。

(第3章 地球環境の変動)

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~ 2016年、国内 59 地点)



図 3.3-3 日本における年別の黄砂観測のベ日数(1967~2016年、国内 59 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<sup>56</sup>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(図 3.3-4)。



図 3.3-4 国内における日射及び赤外放射の観測 地点

日本国内では札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島 の5地点で直達日射、散乱日射及び下向き赤外放 射の観測を行っている。

### (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3.3-5)。

全天日射量の長期変化の原因としては、大気中の人為起源エーロゾルの変化による影響が大きく、 その他、雲量や雲の特性の変化も影響を与えていると考えられている(Wild, 2009)。日本の1990 年 頃から2000 年代初めにかけての急激な増加の原因についても、その2/3 が人為起源エーロゾルの 減少によるもので、残りの1/3 が雲量の減少によるものと評価されており(Norris and Wild, 2009)、 人為起源エーロゾルが全天日射量の変化に対して非常に大きな影響を与えていることが示されてい る。また、エーロゾルは種類によって光学特性が異なる。先述の日本における急激な増加には、大 気中に含まれる人為起源エーロゾル総量の減少のみならず、その構成の変化による平均的な光学的 特性の変化が影響を及ぼしていることが解析により示されている(Kudo et al., 2012)。

<sup>&</sup>lt;sup>56</sup> 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。



図3.3-5 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

地球温暖化の原因物質である二酸化炭素を始めとする大気中の温室効果ガスは、人間活動により 年々増加を続けている。温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化のシグナルは、地上気温の上昇より も下向き赤外放射量の増加に明瞭に表れるため、下向き赤外放射量は地球温暖化の検出に有効な観 測要素である。数値モデル実験の結果によれば、個々の観測地点における 20 年間の観測データを 解析すれば、95%水準で統計的に有意な増加が検出可能であると示唆され、約 10 年間の実際の観 測データによる解析では増加の兆候が明瞭に示されている(Wild and Ohmura, 2004)。

日本における下向き赤外放射量については、1990年代初めからつくばにおいて研究観測が行われている。この観測データを用いて長期変化傾向を解析すると、1993~2016年の期間に1年あたり約0.3 W/m<sup>2</sup>の割合で増加している(図3.3·6)。これは、全世界の基準地上放射観測網(BSRN)20観測地点の解析結果(1992~2009年において、年0.3W/m<sup>2</sup>の割合で増加)と整合している(WCRP, 2010)。



図 3.3-6 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(五十音順)

### 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。気候変動の(1)自然科学的根拠、(2)影響・適応策及び脆弱性、(3)緩和策に ついて、各国の科学者や専門家による評価を行い、報告書としてとりまとめている。その報告書の 内容は、地球温暖化に関する条約交渉などにおいて、様々な議論に科学的根拠を与える重要な資料 として利用されている。

### 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のこと。大雨や強風等の激しい数時間の現象 から数か月も続く干ばつ、極端な冷夏・暖冬なども含む。また、気象災害も異常気象に含む場合が ある。気象庁では、気温や降水量などの異常を判断する場合、原則として「ある場所(地域)・ある 時期(週、月、季節等)において 30 年に1回以下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/ラニーニャ現象**:エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の日付変更線付近から南米 沿岸にかけて海面水温が平年より高くなり、その状態が一年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中の 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℃以上/-0.5℃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 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、 1997/1998 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年偏差、右の 図は1988/1989 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起 き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。

### エーロゾル

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。エーロゾルのうち、粒子の大きさ(粒径)が 2.5µm 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、吸引による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℃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matm-cm(ミリアトムセンチメートル)又は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300matm-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。なお、オゾンホール面積は、南緯 45 度以南におけるオゾン全量が 220DU 以下の領域面積として算出している。

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℃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℃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。工業化時代の始まり(18世紀 半ば)以降、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。工業化以降に人間活動によって排 出された二酸化炭素量のおよそ半分が大気中に残留しており、残りは大気から取り除かれ、海洋や 陸域生態系に蓄積されている(IPCC, 2013)。

**メタン**:二酸化炭素についで地球温暖化に及ぼす影響が大きな温室効果ガスである。大気中に放 出されるメタンのおよそ 40%は自然起源(湿地やシロアリなど)であり、人間活動(反芻動物、稲 作、化石燃料採掘、埋め立て、バイオマス燃焼など)によるものはおよそ 60%である(WMO, 2016)。 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。

ー酸化二窒素: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121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。

ppm, ppb, ppt:ここでは物質の相対濃度(体積比)を示す。ppm (parts per million)は 10<sup>-6</sup> (大気分子 100 万個中に 1 個)、ppb (parts per billion)は 10<sup>-9</sup> (大気分子 10 億個中に 1 個)、ppt (parts per trillion)は 10<sup>-12</sup> (大気分子 1 兆個中に 1 個)。

### 海洋観測に関する用語

黒潮国際共同調査(CSK): ユネスコ政府間海洋学委員会(UNESCO/IOC)の決議に基づいて、 1965年から4か年計画で、日本、米国、ソ連など10か国が参加した総合的な調査研究。この調査 においては、各層の水温、塩分、酸素量などの各種物理・化学的測定、プランクトン、基礎生産力 などの生物測定が実施され、黒潮の起源、前線、水塊の交換、プランクトンの分布などの海洋物理 学的及び水産海洋学的研究、大気・海洋の相互作用、高層気象などの研究が行われた。

世界海洋循環実験(WOCE):世界気候研究計画(WCRP)の下で、1990年から13年間にわたっ て実施された調査。その目的は、気候変動における海洋循環の役割に関する知見及び気候変動の予 測モデルに役立つデータを収集すること。海面から海底まで、大洋の岸から岸まで、海水の物理量 や化学物質・栄養塩類などが精度よく計測された。

WOCE 再観測:世界海洋循環実験(WOCE)を引き継ぎ、気候とその予測可能性研究計画(CLIVAR) に組み込まれた海洋観測プログラム。

全球海洋各層観測調査プログラム(GO-SHIP):船舶による高精度観測を行い、アルゴフロートで は測定不可能な海洋深層(2000m以深)も含めた全海洋の熱、淡水、炭素等の循環や海洋生態系の 変化を捉えることを目的とした国際的な気候観測プログラム。WOCE 再観測を通じて、その観測の 国際的な調整、さらには観測方法、データ精度の標準化を行っている。

**北太平洋亜熱帯モード水**(NPSTM); North Pacific Subtropical Mode Water): 黒潮続流南側の 亜熱帯循環北西部海域において形成される冬季の深い混合層の水が海洋内部に沈みこむことで形成 された等温層として定義される。137 度定線においては、20°~30°Nの100~400m 深にみられる 16~18℃の等温層がこれにあたる。

北太平洋回帰線水 (NPTW: North Pacific Tropical Water):北太平洋中央部の北回帰線周辺海域において、冬季に海面からの活発な蒸発にともなって形成される高塩分水。137 度定線においては、10°~30°Nの150m 深を中心に塩分34.9 以上の領域がこれにあたる。

**北太平洋中層水**(NPIW; North Pacific Intermediate Water): 本州東方において、黒潮系の海

水と親潮系の海水が混合することで形成される中層塩分極小で特徴付けられる水。137 度定線においては、20°~30°Nの800m深を中心に塩分34.0以下の領域がこれにあたる。

### 気候変動

ある地点や地域の気候が変わること。ある時間規模から見て一方向に変化することを「気候変化」、 可逆な変化を「気候変動」として区別することもある。地球の気候システムの内部変動に起因する 数年規模の変動から、外部強制力による数万年以上の規模の変動までを含む。

### 極端現象

気候的な平均状態から大きく離れた現象。異常気象は 30 年に 1 回以下の発生頻度の現象を指す が、極端現象はこれより発生頻度が大きい現象も含む。台風のように年に複数回起こる現象でも気 象災害を起こしたり、社会経済に大きな影響を及ぼすことから、統計上の発生頻度に関わらず極端 現象と呼ぶ。

### 黄砂

中国大陸を発生源とする土壌粒子エー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。

### 人為起源

ある現象の原因のうち、人間活動に帰せられるもの。気候変動の場合、気候システムの内部変動 等は自然起源であるのに対して、人間活動に伴う温室効果ガスやエーロゾル等の排出に起因する変 動について人為起源と呼ぶ。

### 長期変化傾向

年々の値から短周期の変動を取り除いた際の変化の方向、又はその量。10 年や 100 年あたりの 変化量として表すことが多い。

### 平年値

その地点での気候を表す値で、その時々の気象(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/know/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

【トピックス】

- Iida, Y., A. Kojima, Y. Takatani, T. Nakano, T. Midorikawa, M. Ishii, 2015: Trends in pCO<sub>2</sub> and sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global open oceans for the last two decades. J. Oceanogr. doi:10.1007/s10872-015-0306-4.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- 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.
- Keeling, R. F., S. C. Piper, and M. Heinmann, 1996: Global and hemispheric CO<sub>2</sub> sinks deduced from changes in atmospheric O<sub>2</sub> concentration. Nature, 381: 218-221.
- Le Quéré, C., R. M. Andrew, J. G. Canadell, S. Sitch, J. I. Korsbakken, G. P. Peters, A. C. Manning, T. A. Boden, P. P. Tans, R. A. Houghton, R. F. Keeling, S. Alin, O.D. Andrews, P. Anthoni, L. Barbero, L. Bopp, F. Chevallier, L. P. Chini, P. Ciais, K. Currie, C. Delire, S.C. Doney, P. Friedlingstein, T. Gkritzalis, I. Harris, J. Hauck, V. Haverd, M. Hoppema, K. Klein Goldewijk, A. K. Jain, E. Kato, A. Körtzinger, P. Landschützer, N. Lefévre, A. Lenton, S. Lienert, D. Lombardozzi, J. R. Melton, N. Metzl, F. Millero, P. M. S. Monteiro, D. R. Munro, J. E. M. S. Nabel, S. Nakaoka, K. O'Brien, A. Olsen, A. M. Omar, T. Ono, D. Pierrot, B. Poulter, C. Rödenbeck, j. Salisbury, U. Schuster, J. Schwinger, R. Séférian, I. Skjelvan, B. D. Stocker, A. J. Sutton, T. Takahashi, H. Tian, B. Tilbrook, I. T. van der Laan-Luijkx, G. R. van der Werf, N. Viovy, A. P. Walker, A. Wiltshire, and S. Zaehle, 2016: Global Carbon Budget 2016, Earth Syst. Sci. Data, 8, 605-649, doi:10.5194/essd-8-605-2016.
- Rayner, P. J., I. G. Enting, R. J. Francey, and R. Langenfelds, 1999: Reconstructing the recent carbon cycle from atmospheric  $CO_2$ ,  $\delta^{13}C$  and  $O_2/N_2$  observations. Tellus, 51B, 213-232.
- WMO, 2016: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 12.

(日本語訳) http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg\_bulletin.html

### 【第1章】

- EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster, Database www.emdat.be Université Catholique de Louvain Brussels Belgium (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)
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

### 【第2章】

IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group

<sup>(</sup>英語版) https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html

I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.

- Ishii, M., A. Shouji, S. Sugimoto and T. Matsumoto, 2005: Objective Analyses of Sea-Surface Temperature and Marine Meteorological Variables for the 20th Century Using ICOADS and the KOBE Collection. Int. J. of Climatology, 25, 865-879.
- Mantua, N. J. and S. R. Hare, 2002: The Pacific Decadal Oscillation. J. Oceanogr., 58, 35-44, doi: 10.1023/A:1015820616384.
- Trenberth, K. E., J. M. Caron, D. P. Stepaniak and S. Worley, 2002: The evolution of El Niño– Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures, J. Geophys. Res., 107, D8, doi: 10.1029/2000JD000298.

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.

### 【第3章】

- Dettinger, M. D. and M. Ghil, 1998: Seasonal and interannual variations of atmospheric  $CO_2$  and climate. Tellus, 50B, 1-24.
- Doney, S. C., V. J. Fabry, R. A. Feely and J. A. Kleypas, 2009: Ocean acidification: The other CO<sub>2</sub> problem, Annu. Rev. Mar. Sci., 1, 169–192, doi:10.1146/annurev.marine.010908.163834.
- Iida, Y., A. Kojima, Y. Takatani, T. Nakano, T. Midorikawa, M. Ishii, 2015: Trends in pCO<sub>2</sub> and sea-air CO<sub>2</sub> flux over the global open oceans for the last two decades. J. Oceanogr. doi:10.1007/s10872-015-0306-4.
- IPCC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 1535 pp.
- Keeling, C. D., S. C. Piper and M. Heimann, 1989: A three-dimensional model of atmospheric CO<sub>2</sub> transport based on observed winds: 4. Mean annual gradients and interannual variations. AGU Monograph, 55, Washington, American Geophysical Union, 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, O. Ijima, N. Ohkawara, and S. Ohta, 2012: Aerosol impact on the brightening in Japan. J. Geophys. Res., 117(D07208), doi:10.1029/2011JD017158.
- Machida, T., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Nakagawa, K. Hirotani, N. Kondo, K. Goto, T. Nakazawa, K. Ishikawa and T. Ogawa, 2008: Worldwide measurements of atmospheric CO<sub>2</sub> 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 and Y. Niwa, 2015: Long-term change of CO<sub>2</sub> latitudinal distribution in the upper troposphere. Geophys. Res. Lett., 42, 2508–2514, doi:10.1002/2014GL062768.
- Niwa, Y., K. Tsuboi, H. Matsueda, Y. Sawa, T. Machida, M. Nakamura, T. Kawasato, K. Saito, S. Takatsuji, K. Tsuji, H. Nishi, K. Dehara, Y. Baba, D. Kuboike, S. Iwatsubo, H. Ohmori, Y. Hanamiya, 2014: Seasonal Variations of CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, N<sub>2</sub>O and CO in the Mid-Troposphere over the Western North Pacific Observed Using a C-130H Cargo Aircraft. J. Meteorol. Soc. Japan,

92(1), 50-70, doi:10.2151/jmsj.2014-104.

- Norris, J. R., and M. Wild, 2009: Trends in aerosol radiative effects over China and Japan inferred from observed cloud cover, solar "dimming," and solar "brightening,". J. Geophys. Res., 114(D00D15), doi:10.1029/2008JD011378.
- 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, 60 pp.
- Saito, T., X. Fang, A. Stohl, Y. Yokouchi, J. Zeng, Y. Fukuyama, and H.Mukai, 2015: Extraordinary halocarbon emissions initiated by the 2011 Tohoku earthquake. Geophys. Res. Lett., 42, doi:10.1002/2014GL062814.
- Sawa, Y., T. Machida, and H. Matsueda, 2012: Aircraft observation of the seasonal variation in the transport of CO<sub>2</sub> in the upper atmosphere. J. Geophys. Res., 117(D05305), doi: 10.1029/2011JD016933.
- Tsuboi, K., H. Matsueda, Y. Sawa, Y. Niwa, M. Nakamura, D. Kuboike, K. Saito, H. Ohmori, S. Iwatsubo, H. Nishi, Y. Hanamiya, K. Tsuji and Y. Baba, 2013: Evaluation of a new JMA aircraft flask sampling system and laboratory trace gas analysis system. Atmos. Meas. Tech., 6, 1257–1270, doi:10.5194/amt-6-1257-2013.
- UNEP, 2015: Environmental effects of ozone depletion and its interactions with climate change: 2014 assessment. 236 pp.
- WCRP, 2010: Summary Report from the Eleventh Baseline Surface Radiation Network (BSRN) Scientific Review and Workshop. WCRP Informal Report No. 08/2010, 21pp.
- Wild, M., 2009: Global dimming and brightening: A review. J. Geophys. Res., 114(D00D16), doi:10.1029/2008JD011470.
- Wild, M. and A. Ohmura, 2004: BSRN longwave downward radiation measurements combined with GCMs show promise for greenhouse detection studies. GEWEX news, 14, 4, 20 pp.
- WMO, 2009: Technical report of global analysis method for major greenhouse gases by the World Data Center for Greenhouse Gases. GAW Report , 184, WMO/TD, 1473.
- WMO, 2014: Scientific assessment of ozone depletion: 2014. Global Ozone Research and Monitoring Project-Report, 55, 416 pp.

WMO, 2016: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 12.

(英語版) https://www.wmo.int/pages/prog/arep/gaw/ghg/GHGbulletin.html

(日本語訳) http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/info/wdcgg/wdcgg\_bulletin.html

WMO, 2017: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.41, GAW Data Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by the Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organisation, March 2017. Available at http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/pub/products/summary/sum41/sum41.pdf. 気象庁, 2011: オゾン層観測報告. 2010.

# 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 リモート・センシング技術センター 参与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 参与
  - 今村 隆史 国立研究開発法人 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 国立大学法人 筑波大学 計算科学研究センター 教授
- 須賀 利雄 国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科

地球物理学専攻長·教授

- 早坂 忠裕 国立大学法人 東北大学 大学院理学研究科 教授
- 渡部 雅浩 国立大学法人 東京大学 大気海洋研究所 教授

(敬称略)

# 地球環境・海洋に関する情報リスト

ジャンル	名称	開始年 報告頻度	概要
観測・監視	気候変動監視レポート http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/ monitor/index.html	平成8年より 毎年	その年までの地球環境・海洋の観測・監視情報を、報 道機関や政策決定者向けに横断的に提供するもの。英 語版を「Climate Change Monitoring Report」とし て提供している。
	海洋の健康診断表 定期診断表 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiy ou/shindan/index.html	平成 17 年より 随時	海水温、海流、波浪、潮汐などの要素に加え、地球温 暖化や海洋酸性化、海洋汚染など海洋に関する環境に ついて診断するとともに、今後の見通しに関する情報 や過去のデータを提供するもの。
	オゾン層・紫外線年のまとめ http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ ozonehp/annualreport_o3uv.html	平成 23 年より 毎年	その年のオゾン層と紫外線についての観測・解析情報 を提供するもの。
	WMO 温室効果ガス年報の 和訳 http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ info/wdcgg/wdcgg_bulletin.html	平成 18 年より 毎年	世界の温室効果ガスの状況を示す「WMO Greenhouse Gas Bulletin」を気象庁が和訳したもの。 掲載されている解析は気象庁が行っている。
予測・見解	異常気象レポート http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/cl imate_change/index.html	昭和 49 年より およそ 5 年毎	我が国や世界の異常気象、地球温暖化などの気候変動 及びその他の地球環境の変化や現状・見通しについて の気象庁の見解を示すもの。
	地球温暖化予測情報 http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/G WP/index.html	平成8年より およそ3年毎	我が国における地球温暖化予測に関する気象庁の見 解を示すもの。
	海洋の健康診断表 総合診断表 http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiy ou/shindan/sougou/index.html	平成 18 年より およそ 10 年毎	気候変動に加え、気候より短い時間スケールの現象、 海洋汚染、診断項目に関する過去文献のレビューや海 洋に関する基礎知識を提供するもの。
	オゾン層破壊の 科学アセスメント: 総括要旨の和訳 http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/ ozonehp/9-0kankou.html	平成 24 年より およそ 4 年毎	オゾン層に関する WMO の見解を示すもの。気象庁の オゾン層についての見解は、このアセスメントに沿っ ている。
	温暖化の観測・予測 及び影響評価統合レポート http://www.env.go.jp/earth/ondanka /knowledge.html	平成 21 年より 随時	日本を対象とした気候変動の観測・予測・影響評価に 関する知見を示すもの。
	ヒートアイランド監視報告 http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/h imr/	平成 16 年より 毎年	ヒートアイランド対策大綱に基づき、ヒートアイラン ドについての観測・監視・予測情報を体系的に提供す るもの。

