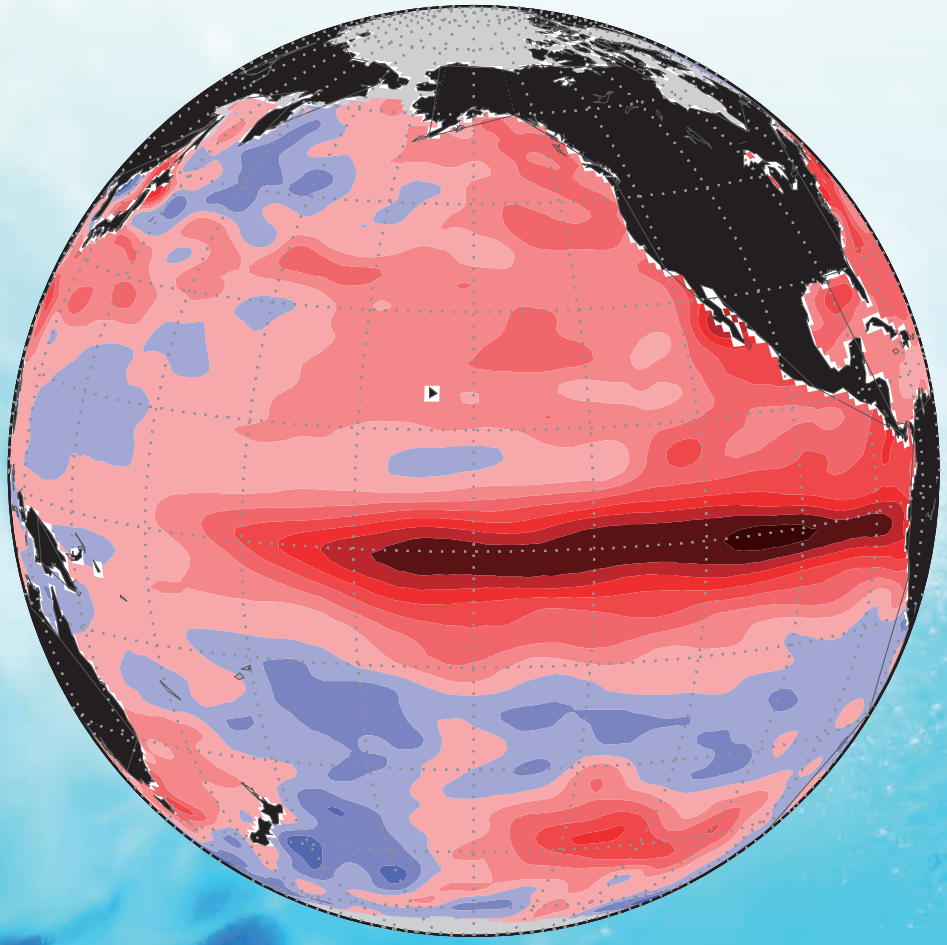
気候変動監視レポート

2015

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



平成28年8月

気　象　庁

気候変動監視レポート 2015

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　象　庁

（表紙の説明）

図は、2015 年 12 月（エルニーニョ現象最盛期）における月平均海面水温偏差。

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、気候変動に関する年次報告として平成 8 年より刊行しているものです。

2015 年は、顕著に発達したエルニーニョ現象が我が国や世界の天候に影響を及ぼした年でした。我が国では、8 月中旬から 9 月上旬頃にかけて、西日本から東北の広い範囲で平年より降水量が多く、日照時間が少ない不順な天候となりました。この期間には、台風が影響した「平成 27 年 9 月関東・東北豪雨」により大規模な災害も発生しました。世界では、多くの地域で高温となったほか、東南アジアをはじめとした各地で発生した干ばつなどにより社会経済活動にも大きな影響が生じました。また、2015 年の世界の年平均気温は、1891 年の統計開始以来最も高かった 2014 年を大きく上回り、過去最高となりました。

近年は極端な気象現象が社会や経済活動に影響を及ぼすことが珍しくなくなりつつあります。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）では、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が示唆されています。こうしたことを受け、国連気候変動枠組条約の第 21 回締約国会議（COP21、2015 年 12 月）では、2020 年以降すべての国が気候変動対策を実施する新枠組「パリ協定」の採択、我が国でも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」（2015 年 11 月）の閣議決定などの取組が進められています。

今回のレポートでは、上述のエルニーニョ現象やその影響を含め、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 28 年 8 月
気象庁長官　橋田　俊彦

目　次

第 1 章　2015 年の気候 …… 1
1.1　世界の天候・異常気象 …… 1
1.2　日本の天候・異常気象 …… 6
1.3　大気・海洋の特徴 …… 11
1.3.1　季節ごとの特徴 …… 11
1.3.2　特定事例の解析 …… 17

第 2 章　気候変動 …… 21
2.1　気温の変動 …… 21
2.1.1　世界の平均気温 …… 21
2.1.2　日本の平均気温 …… 23
2.1.3　日本における極端な気温 …… 24
2.1.4　日本の都市のヒートアイランド現象 …… 25
2.2　降水量の変動 …… 27
2.2.1　世界の陸域の降水量 …… 27
2.2.2　日本の降水量 …… 28
2.2.3　日本の積雪量 …… 28
2.2.4　日本における大雨等の発生頻度 …… 29
2.2.5　アメダスでみた大雨発生回数の変化 …… 31
2.3　日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動 …… 32
2.4　台風の変動 …… 34
2.5　海面水温の変動 …… 35
2.5.1　世界の海面水温 …… 35
2.5.2　日本近海の海面水温 …… 36
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 …… 37
2.6.1　エルニーニョ／ラニーニャ現象 …… 37
2.6.2　太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation : PDO） …… 38
2.7　世界の海洋表層の貯熱量の変動 …… 39
2.8　日本沿岸の海面水位の変動 …… 40
2.9　海氷域の変動 …… 42
2.9.1　北極・南極の海氷 …… 42
2.9.2　オホーツク海の海氷 …… 43
2.10　北半球の積雪域の変動 …… 44

第 3 章　地球環境の変動 …… 45
3.1　温室効果ガスの変動 …… 45
3.1.1　世界と日本における二酸化炭素 …… 46
【コラム】50 年目を迎えた東経 137 度定線観測 …… 52
3.1.2　世界と日本におけるメタン …… 56
3.1.3　世界と日本における一酸化二窒素 …… 59

3.2　オゾン層と紫外線の変動 …… 60
3.2.1　世界と日本におけるオゾン層 …… 60
3.2.2　日本における紫外線 …… 62
3.2.3　世界と日本におけるオゾン層破壊物質 …… 62
3.3　日本におけるエーロゾルと地上放射の変動 …… 65
3.3.1　エーロゾル …… 65
3.3.2　黄砂 …… 65
3.3.3　日射と赤外放射 …… 66

変化傾向の有意性の評価について …… 68
用語一覧 …… 69
参考図 …… 74
参考文献 …… 76
謝辞 …… 80

第1章　2015 年の気候

1.1　世界の天候・異常気象

【ポイント】
- ○ 低緯度域を中心に、多くのところで異常高温となる月が多かった。
- ○ インドネシア西部や南米北部で異常少雨となる月が多かった。
- ○ インドとパキスタンでは、熱波により多数が死亡した。また、両国では大雨による大きな被害も発生した。米国南西部では干ばつが続いた。

2015 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。低緯度域各地の高温やインドネシア付近と南米北部付近の少雨には、エルニーニョ現象が影響したと考えられる。

中央シベリアや西シベリアの一部、北米西岸、低緯度域の各地で、異常高温となる月が多かった（図 1.1-1 中①③④⑦⑩⑪⑫⑭⑰⑲⑳㉒㉓）。中央シベリア南部のボルジャでは 1～2 月の 2 か月平均気温が−19.1℃（平年差[1]+5.7℃）、インド南部のハイデラーバードでは 7～12 月の 6 か月平均気温が 27.4℃（平年差+2.2℃）、ブラジル東部のモンテスクラロスでは 9～12 月の 4 か月平均気温が 28.0℃（平年差+3.7℃）だった。

インドネシア西部及びその周辺、南米北部及びその周辺では、異常高温だけでなく、異常少雨となる月も多かった（図中④⑲）。インドネシアのバンジャルマシン（ボルネオ島）では 9～11 月の 3 か月降水量が 113mm（平年比 19%）、南米北部コロンビアのバランキジャでは 5～9 月の 5 か月降水量が 127mm（平年比 21%）だった。

インドで 5 月に、パキスタンで 6 月に、熱波による大きな被害が発生し、死者数がそれぞれ 2,300 人以上、1,200 人以上となった（図中⑥⑧）。インドで 6～9 月と 11～12 月に、パキスタンで 7～9 月に、大雨による被害が発生し、それぞれの国の死者数の合計は 1,200 人以上、230 人以上となった（図中⑥⑧）。また、米国南西部では 2013 年から引き続く干ばつにより、森林火災の被害などが伝えられた（図中⑮）。米国のカリフォルニア州ロサンゼルスでは 2015 年の年降水量が 153mm（平年比 48%）だった。

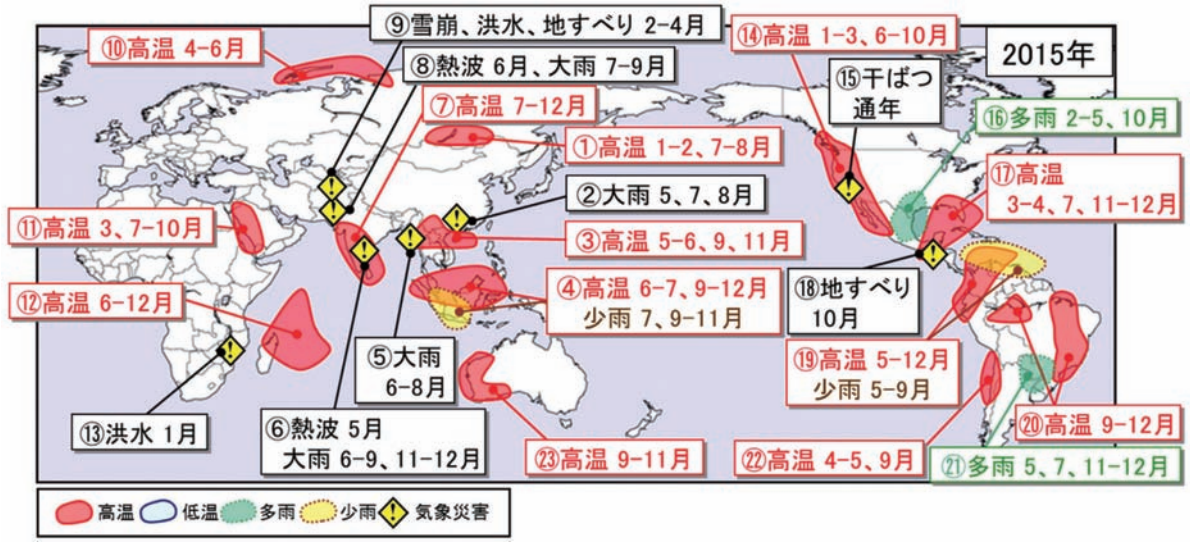


図 1.1-1　2015 年の主な異常気象・気象災害の分布図
2015 年に発生した異常気象や気象災害のうち、規模や被害が比較的大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。図中の丸数字は表 1.1-1 と対応している。「高温」「低温」「多雨」「少雨」は月平均気温や月降水量での異常気象を示し、そのほかは気象災害を示す。

[1] 異常気象は平年値との差や比を使って評価する。平年値とは、その地点の平均的な気候を表す値であり、現在は 1981 年から 2010 年までの 30 年間の平均値を用いている。

表 1.1-1　2015 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いている。

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
①	高温（1～2、7～8月）	中央シベリア南部	中央シベリア南部では、1～2 月と 7～8 月に異常高温となった。中央シベリア南部のボルジャでは 1～2 月の 2 か月平均気温が −19.1℃（平年差+5.7℃）、中央シベリア南部のイルクーツクでは 7～8 月の 2 か月平均気温が 20.0℃（平年差+2.9℃）だった。
②	大雨（5、7、8 月）	中国南部	中国では、南部を中心に各地で大雨による被害が伝えられ、5 月、7 月、8 月にそれぞれ 100 人以上が死亡したと伝えられた。中国のコワントン（広東）省コワンチョウ（広州）では 5 月の月降水量が 805mm（平年比 274%）、チアンシー（江西）省ナンチャン（南昌）では 7 月の月降水量が 238mm（平年比 171%）、スーチョワン（四川）省シーチャン（西昌）では 8 月の月降水量が 286mm（平年比 156%）だった。
③	高温（5～6、9、11月）	インドシナ半島北部及びその周辺	インドシナ半島北部及びその周辺では、5～6 月、9 月、11 月に異常高温となった。ラオス北部のルアンプラバンでは 5～6 月の 2 か月平均気温が 30.0℃（平年差+2.2℃）、9 月の月平均気温が 28.5℃（平年差+1.7℃）、タイ北部のチェンマイでは 11 月の月平均気温が 26.8℃（平年差+2.5℃）だった。
④	高温（6～7、9～12月）・少雨（7、9～11 月）	インドネシア西部及びその周辺	インドネシア西部及びその周辺では、6～7 月と 9～12 月に異常高温、7 月と 9～11 月に異常少雨となった。マレーシア南部のメルシンでは 6～7 月の 2 か月平均気温が 28.0℃（平年差+1.4℃）、インドネシア北西部のシボルガ（スマトラ島）では 9～12 月の 4 か月平均気温が 26.5℃（平年差+0.7℃）だった。また、マレーシア南部のクアンタンでは 7 月の月降水量が 37mm（平年比 23%）、インドネシアのバンジャルマシン（ボルネオ島）では 9～11 月の 3 か月降水量が 113mm（平年比 19%）だった。
⑤	大雨（6～8 月）	ミャンマー	ミャンマーでは、6～8 月に大雨による洪水で 120 人以上が死亡したと伝えられた。ミャンマー西部のシトウェでは、6～8 月の 3 か月降水量が 4109mm（平年比 156%）だった。
⑥	熱波（5 月）・大雨（6～9、11～12 月）	インド	インドでは、5 月下旬に熱波に見舞われ、中部や南東部で合計 2,300 人以上が死亡したと伝えられた。 インドでは、6～9 月のモンスーン期間中の洪水や地すべりにより、合計で 850 人以上が死亡したと伝えられた。インド南東部は 11～12 月にも大雨に見舞われ、10 月以降の死者の合計が 400 人を超えたと伝えられた。
⑦	高温（7～12 月）	インド	インドでは、7～12 月に異常高温となった。インド南部のハイデラーバードでは、7～12 月の 6 か月平均気温が 27.4℃（平年差+2.2℃）だった。
⑧	熱波（6 月）・大雨（7～9 月）	パキスタン	パキスタン南部では、6 月後半に熱波に見舞われ、1,200 人以上が死亡したと伝えられた。パキスタン南部のカラチ国際空港では、6 月の月平均気温が 33.6℃（平年差+1.9℃）だった。 パキスタンでは、7～9 月のモンスーン期間中の洪水や地すべり

（次ページに続く）

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			により 230 人以上が死亡したと伝えられた。
⑨	雪崩、洪水、地すべり（2～4 月）	アフガニスタン	アフガニスタンの中部から東部では、2～4 月に、雪崩、洪水、地すべりなどにより 340 人以上が死亡したと伝えられた。
⑩	高温（4～6 月）	西シベリア北部及びその周辺	西シベリア北部及びその周辺では、4～6 月に異常高温となった。西シベリア北部のディクソンでは、4～6 月の 3 か月平均気温が −3.5℃（平年差+4.7℃）だった。
⑪	高温（3、7～10 月）	紅海周辺	紅海周辺では、3 月と 7～10 月に異常高温となった。サウジアラビア南西部のジーザーンでは、3 月の月平均気温が 29.4℃（平年差+1.3℃）、7～10 月の 4 か月平均気温が 34.2℃（平年差+1.5℃）だった。
⑫	高温（6～12 月）	モーリシャス及びその周辺	モーリシャス及びその周辺では、6～12 月に異常高温となった。モーリシャスのアガレーガ諸島では、6～12 月の 7 か月平均気温が 27.4℃（平年差+1.2℃）だった。
⑬	洪水（1 月）	東アフリカ南部	東アフリカ南部は 1 月に洪水に見舞われ、マラウイで 270 人以上、モザンビークで 160 人以上が死亡したと伝えられた。
⑭	高温（1～3、6～10 月）	米国西部及びその周辺	米国西部及びその周辺では、1～3 月と 6～10 月に異常高温となった。米国のカリフォルニア州サンタマリアでは、1～3 月の 3 か月平均気温が 15.4℃（平年差+3.7℃）、6～10 月の 5 か月平均気温が 20.2℃（平年差+3.1℃）だった。米国本土の 6 月と 9 月の月平均気温は、1895 年の統計開始以降で 2 番目に高かった（米国海洋大気庁）。
⑮	干ばつ（通年）	米国カリフォルニア州	米国カリフォルニア州では、引き続き干ばつによる森林火災の被害などが伝えられた。米国のカリフォルニア州ロサンゼルスでは、2015 年の年降水量が 153mm（平年比 48%）だった。なお、ロサンゼルスの年降水量は 2013 年が 95mm（平年比 30%）、2014 年が 213mm（平年比 66%）だった。
⑯	多雨（2～5、10 月）	米国南部～メキシコ中部	米国南部からメキシコ中部にかけては、2～5 月と 10 月に異常多雨となった。米国のテキサス州コーパスクリスティでは 2～5 月の 4 か月降水量が 718mm（平年比 345%）、メキシコ中部のサンルイスポトシでは 10 月の月降水量が 162mm（平年比 572%）だった。米国本土の 5 月の月降水量は、1895 年の統計開始以降で最も多かった（米国海洋大気庁）。
⑰	高温（3～4、7、11～12 月）	米国南東部～メキシコ南東部	米国南東部からメキシコ南東部にかけては、3～4 月、7 月、11～12 月に異常高温となった。米国のフロリダ州タラハシーでは、3～4 月の 2 か月平均気温が 21.2℃（平年差+3.8℃）、7 月の月平均気温が 29.7℃（平年差+1.7℃）、11～12 月の 2 か月平均気温が 19.6℃（平年差+5.9℃）だった。米国本土の 12 月の月平均気温は、1895 年の統計開始以降で最も高かった（米国海洋大気庁）。
⑱	地すべり（10 月）	グアテマラ南部	グアテマラ南部では 10 月初めに発生した地すべりにより、270 人以上が死亡したと伝えられた。
⑲	高温（5～12 月）・少雨（5～9 月）	南米北部	南米北部では、5～12 月に異常高温、5～9 月に異常少雨となった。コロンビア西部のイバゲでは、5～12 月の 8 か月平均気温が

（次ページに続く）

	異常気象の種類（発生月）	地域	概況
			25.7℃（平年差+2.0℃）だった。コロンビア北部のバランキジャでは、5～9 月の 5 か月降水量が 127mm（平年比 21%）だった。
⑳	高温（9～12 月）	ブラジル東部・北西部	ブラジル東部と北西部では、9～12 月に異常高温となった。ブラジル東部のモンテスクラロスでは 9～12 月の 4 か月平均気温が 28.0℃（平年差+3.7℃）、ブラジル北西部のマナウスでは 9～12 月の 4 か月平均気温が 30.4℃（平年差+2.9℃）だった。
㉑	多雨（5、7、11～12 月）	パラグアイ及びその周辺	パラグアイ及びその周辺では、5 月、7 月、11～12 月に異常多雨となった。パラグアイのアスンシオンでは 5 月の月降水量が 406mm（平年比 345%）、パラグアイ中部のコンセプシオンでは 7 月の月降水量が 136mm（平年比 377%）、11～12 月の 2 か月降水量が 803mm（平年比 251%）だった。
㉒	高温（4～5、9 月）	チリ北部	チリ北部では、4～5 月と 9 月に異常高温となった。チリ北部のイキケでは 4～5 月の 2 か月平均気温が 19.9℃（平年差+2.0℃）、チリ北部のラセレナでは 9 月の月平均気温が 13.1℃（平年差+1.2℃）だった。
㉓	高温（9～11 月）	オーストラリア西部	オーストラリア西部では、9～11 月に異常高温となった。オーストラリア南西部のパースでは、9～11 月の 3 か月平均気温が 19.2℃（平年差+2.2℃）だった。1910 年の統計開始以降で、オーストラリアの 10 月の月平均気温は最も高く、11 月の月平均気温は 3 番目に高かった（オーストラリア気象局）。

年平均気温は、世界の多くのところで平年より高く、カナダ東部、南極大陸沿岸部などで平年より低かった（図 1.1-2）。

年降水量は、西日本から中国南東部、中国北部、中央シベリア西部からインド北部、ヨーロッパ北部、米国南部及びその周辺、エクアドルからチリ北部の沿岸部、パラグアイ及びその周辺、オーストラリア北部などで平年より多く、インドネシア中部から西部、アラビア半島南部、南アフリカ、カリブ海南部周辺、ブラジル東部、オーストラリア北東部などで平年より少なかった（図 1.1-3）。

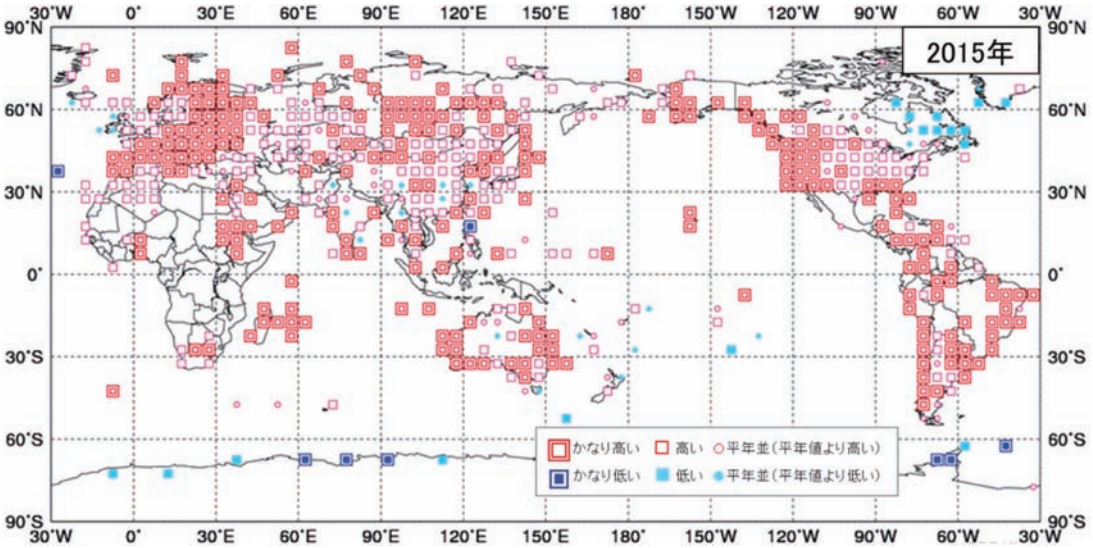


図 1.1-2　年平均気温規格化平年差階級分布図（2015 年）
各観測点の年平均気温平年差を年の標準偏差で割り（規格化）、緯度・経度 5 度格子の領域ごとにそれらを平均した。階級区分値を−1.28、−0.44、0、+0.44、+1.28 とし、それぞれの階級を「かなり低い」「低い」「平年並（平年値より低い）」「平年並（平年値より高い）」「高い」「かなり高い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は 1981～2010 年の平均値。標準偏差の統計期間も 1981～2010 年。

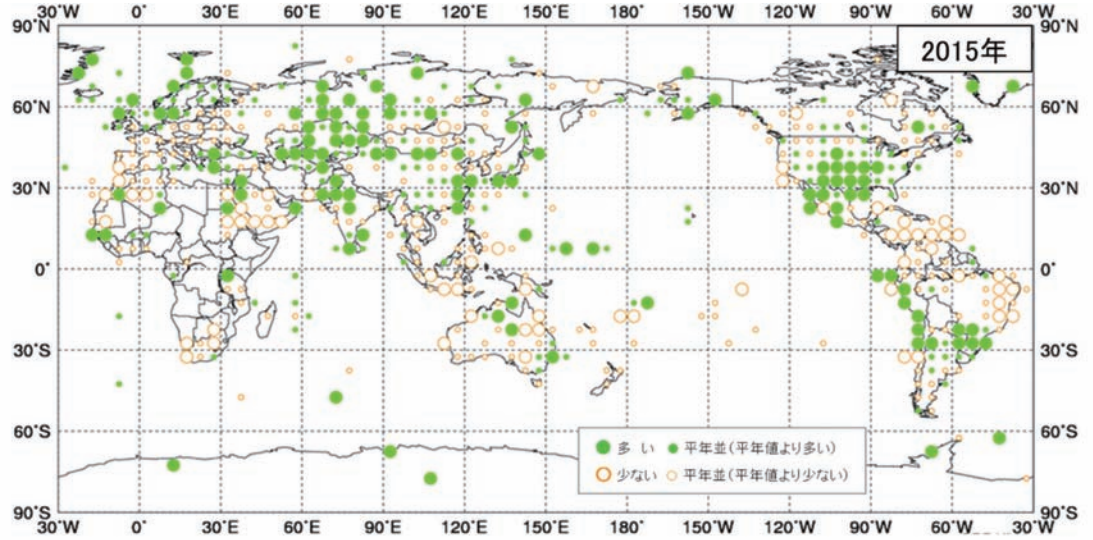


図 1.1-3　年降水量平年比分布図（2015 年）
各観測点の年降水量平年比を緯度・経度 5 度格子の領域ごとに平均した。階級区分値を 70%、100%、120%とし、それぞれの階級区分を「少ない」「平年並（平年値より少ない）」「平年並（平年値より多い）」「多い」とした。陸域でマークのない空白域は、観測データが十分でないか、平年値がない領域を意味する。なお、平年値は 1981～2010 年の平均値。

1.2　日本の天候・異常気象[2]

【ポイント】

- ○ 夏から秋の一時期を除き、全国的に高温傾向が続き、3 月は北日本で、5 月は北・東日本で、6 月と 11 月は沖縄・奄美で、12 月は東日本で記録的な高温となった。
- ○ 西日本の夏は、前線や台風、湿った気流の影響を受けやすかったため、多雨寡照となり、2 年連続の冷夏となった。
- ○ 関東地方や東北地方では、9 月に台風第 18 号と第 17 号の影響により、記録的な大雨（「平成 27 年 9 月関東・東北豪雨」と命名）となった。
- ○ 5 月は北・東日本を中心に、10 月は西日本を中心に、高気圧に覆われ晴れの日が多く、日照時間が記録的に多かった。

（1）年間の天候（図 1.2-1）

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

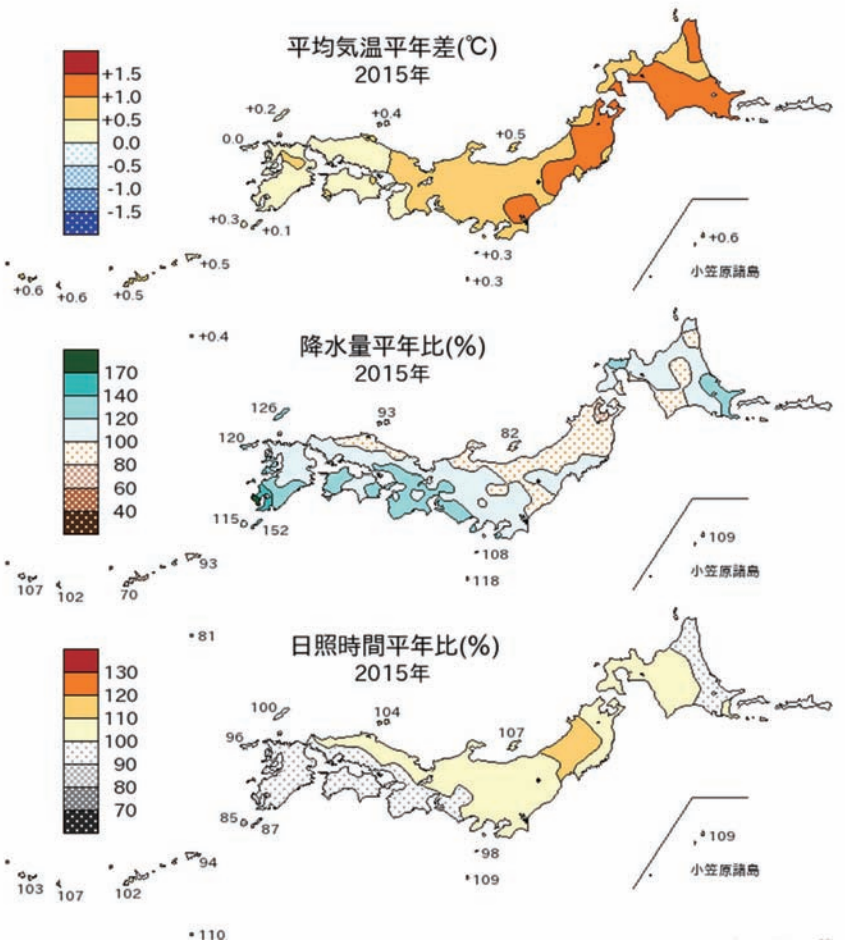


図 1.2-1　日本における 2015 年の年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布
平年値は 1981～2010 年の平均値。

[2] 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。

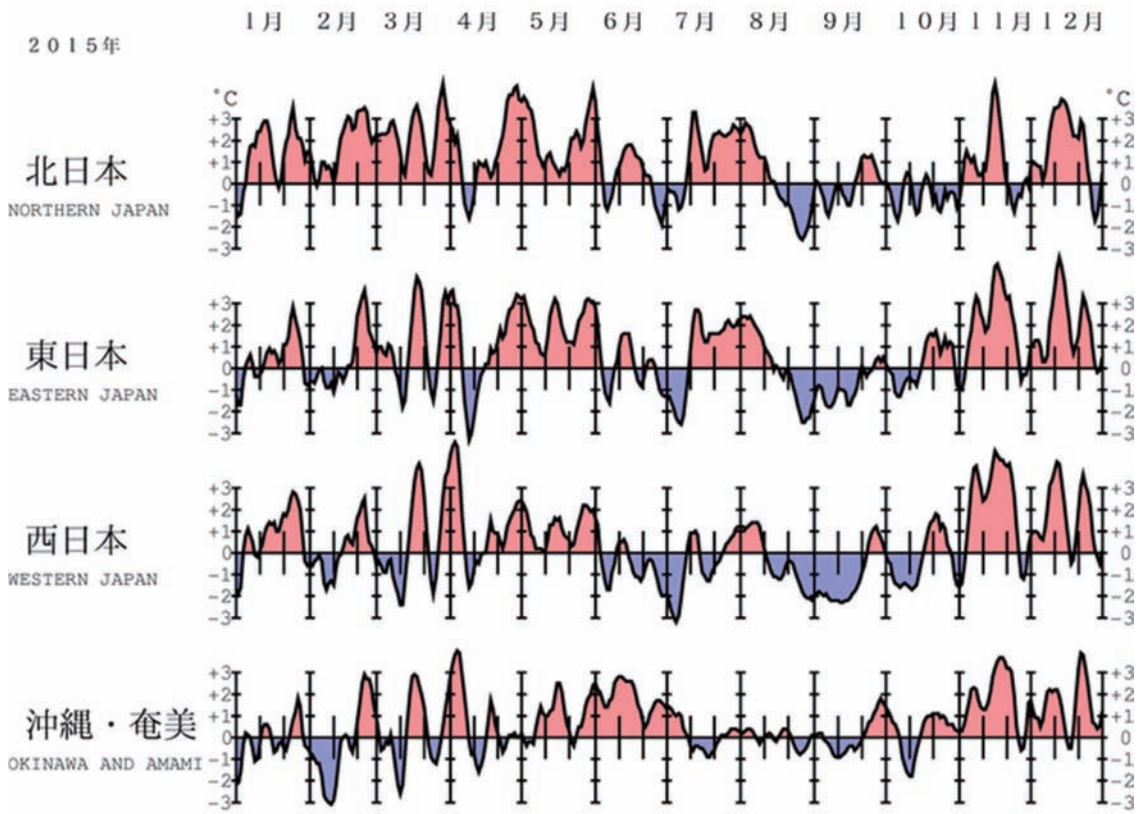


図1.2-2　地域平均気温平年差の5日移動平均時系列（2015年1月～12月）
平年値は 1981～2010 年の平均値。

（2）季節別の天候（図 1.2-2、図 1.2-3、表 1.2-1）

①　冬（2014 年 12 月～2015 年 2 月）（図 1.2-3（a））

- ○ 平均気温：北日本は高く、東・西日本と沖縄・奄美で低かった。
- ○ 降水量：北・東・西日本で多く、東日本日本海側ではかなり多かった。沖縄・奄美では少なかった。
- ○ 日照時間：東・西日本日本海側と北日本太平洋側でかなり少なく、北日本日本海側と西日本太平洋側で少なかった。東日本太平洋側と沖縄・奄美は平年並だった。

2014 年 12 月は全国的に強い寒気が南下したため低温となった。2015 年 1 月以降は沖縄・奄美で低温の時期があったほかは北日本を中心に高温傾向となり、冬の平均気温は北日本で高く、東日本以西では低かった。冬の日本海側の降雪量は少なく、特に北日本日本海側ではかなり少なかった。ただし北陸以北の本州の山沿いでは、低気圧の発達に伴って冬型の気圧配置が強まったことから、降雪量は平年を上回った。また、北海道を中心に暴風雪となる日がたびたびあった。

②　春（2015 年 3～5 月）（図 1.2-3（b））

- ○ 平均気温：北・東・西日本ではかなり高く、沖縄・奄美で高かった。
- ○ 降水量：北日本で多く、東・西日本、沖縄・奄美では平年並だった。
- ○ 日照時間：北日本、東日本日本海側ではかなり多く、東日本太平洋側、西日本日本海側で多かった。西日本太平洋側と沖縄・奄美で平年並だった。

北・東日本を中心に高気圧に覆われ晴れの日が多く、春の日照時間はかなり多かった。ただし、4 月は上旬を中心に東・西日本太平洋側では前線や低気圧の影響を受けやすく顕著な寡照となった。また、低気圧が日本の北を通ることが多く、南から暖かい空気が入りやすかったため、春の平均気

温は北日本で記録的な高温となるなど全国的に高かった。

③　夏（2015 年 6～8 月）（図 1.2-3（c））

- ○ 平均気温：沖縄・奄美でかなり高く、北日本で高かった。一方、西日本では低かった。東日本では平年並だった。
- ○ 降水量：西日本太平洋側、沖縄・奄美でかなり多く、東日本太平洋側では多かった。一方、東日本日本海側ではかなり少なく、北日本太平洋側では少なかった。北・西日本日本海側では平年並だった。
- ○ 日照時間：西日本太平洋側でかなり少なく、西日本日本海側と沖縄・奄美では少なかった。北・東日本では平年並だった。

西日本では前線や台風、南からの湿った気流の影響を受けやすかったため、太平洋側を中心に降水量が多く、日照時間が少なかった。このため夏の平均気温は低く、2 年連続の冷夏となった。沖縄・奄美でも多雨・寡照となったが、6 月が記録的な高温だったため、夏の平均気温はかなり高かった。北・東日本では、7 月中旬から 8 月上旬にかけて、太平洋高気圧に覆われ、東京で 7 月 31 日から 8 月 7 日まで 8 日間猛暑日が連続するなど顕著な高温となり、北日本では夏の平均気温が高かった。また、東日本日本海側では梅雨前線の影響を受けにくく、夏の降水量がかなり少なかった。8 月中旬以降は、太平洋高気圧の本州付近への張り出しが弱く、全国的に前線や台風、湿った気流の影響を受け、曇りや雨の日が多く、不順な天候となった。

③　秋（2015 年 9～11 月）（図 1.2-3（d））

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

北日本から西日本では、8 月から引き続き 9 月上旬は不順な天候となった。関東地方や東北地方では、台風第 18 号の上陸、通過や台風第 17 号の接近の影響で、長時間にわたり湿った気流が入り込んだため、記録的な大雨となり、河川の氾濫など甚大な災害が発生した（平成 27 年 9 月関東・東北豪雨）。9 月中旬から 10 月下旬にかけては、大陸の冷涼な高気圧に覆われ、気温は低い傾向だったが、晴れの日が多く、日照時間はかなり多かった。11 月は一転して前線や低気圧の影響を受けやすく、南から暖かい空気が入りやすかったため、気温がかなり高くなり、太平洋側や西日本で日照時間がかなり少なかった。沖縄・奄美では、11 月は記録的な高温になったことなどから、秋の平均気温はかなり高かった。また、台風第 21 号の接近により暴風となる日はあったが、秋を通じて低気圧や台風等の影響を受けにくく、少雨傾向が続いたため、秋の降水量はかなり少なかった。

⑤　初冬（2015 年 12 月）

12 月は、日本付近は冬型の気圧配置が長続きせず、低気圧や前線の影響を受けやすかった。寒気の南下が弱く、気温の高い日が続いたため、全国的に月平均気温がかなり高く、日本海側の降雪量はかなり少なかった。特に東日本の月平均気温は、12 月として 1 位の高温（統計開始 1946 年）となった。また、北・東日本日本海側を除き降水量が多く、西日本ではかなり多かった。西日本太平洋側の月降水量は、12 月として 1 位の多雨（統計開始 1946 年）となった。特に 10 日から 11 日にかけては低気圧が発達しながら本州上を東進し、低気圧に向かって暖かく湿った空気が流れ込んだため、東・西日本や沖縄・奄美では 12 月としては記録的な降水量となった所があったほか、東・西日本太平洋側を中心に南風が強まり、各地で 12 月としては記録的な高温となった。

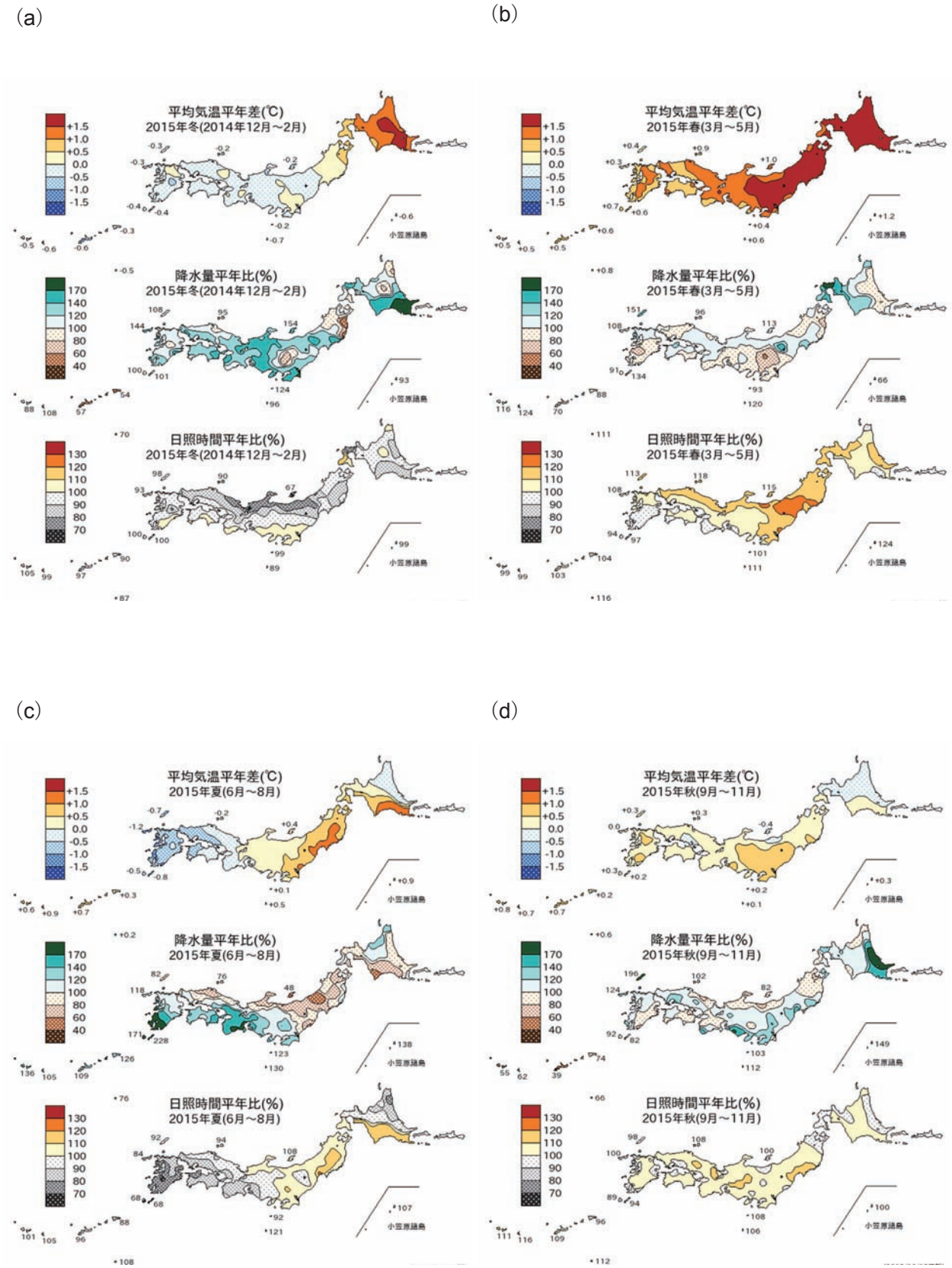


図 1.2-3　日本における 2015 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）分布
（a）：冬（2014 年 12 月～2015 年 2 月）、（b）：春（3～5 月）、（c）：夏（6～8 月）、（d）：秋（9～11 月）
平年値は 1981～2010 年の平均値。

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（2015 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		降水量		日照時間	
	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				4		
2 月	2			2		
3 月	20、4 ﾀｲ 北		6 北日、北太		1	
4 月	1		2			
5 月	55、8 ﾀｲ 北・東			3	11 北太、東日	
6 月	5 沖奄		5 西太			
7 月						
8 月			2	1		
9 月			2			
10 月			1	7 東太	37 西日、西太	
11 月	20、7 ﾀｲ 沖奄					5 西日、西太
12 月	19、5 ﾀｲ 東・西		8 沖奄			

1.3　大気・海洋の特徴[3]

【ポイント】

- ○ 2014/2015年冬は、米国の西海上で高気圧が北へ広がり、米国南西部では前年の冬に引き続き降水量が平年より少ない状態となった。
- ○ 2014年夏に発生したエルニーニョ現象が持続した。2015年夏以降は、太平洋熱帯域の中部から東部で対流活動が活発、インドネシア付近で不活発となり、大気の状態はエルニーニョ現象時の特徴が明瞭となった。
- ○ 8月中旬から9月上旬頃にかけての日本付近では、台風の接近・上陸に加え、上空の偏西風の蛇行や湿った気流に関連して前線や低気圧の影響を受けやすく、降水量が多く日照時間が少ない不順な天候となった。

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[4]。以下では、2015 年のこれらの特徴について記述する。

1.3.1　季節ごとの特徴[5]

(1) 冬（2014 年 12 月～2015 年 2 月）

太平洋赤道域の海面水温は、ほぼ全域で平年より高く、西部から日付変更線付近で特に高かった（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、太平洋西部で平年より活発だった。インド洋赤道域、太平洋中部では平年より不活発だった（図 1.3-2）。

500hPa 高度は、北米西部で正偏差（平年と比べて高度が高い）となった（図 1.3-3）。米国の西海上の海面気圧は北側で正偏差（平年と比べて気圧が高い）、南側で負偏差（平年と比べて気圧が低い）となり（図 1.3-4）、米国の南西海上を中心とする高気圧は平年と比べて北に偏ったことを示している。このため、高気圧の東側に当たる米国南西部では南からの湿った空気が入りにくい状態となり、前年の冬に引き続き少雨となった。東シベリアからアラスカにかけての 500hPa 高度は、ブロッキング高気圧がたびたび発達したことに対応して明瞭な正偏差だった。日本付近に見られる負偏差は、12 月～1 月初めにかけて低温となったことに対応している。

(2) 春（2015 年 3 月～5 月）

太平洋赤道域の海面水温は、冬に比べて正偏差が東へ移動し、日付変更線付近から東部にかけての北半球側で平年より高かった（図 1.3-5）。インドネシア付近では負偏差に転じた。この海面水温分布に対応して、熱帯の積雲対流活動は、日付変更線付近から太平洋東部の北半球側で平年より活

---

[3] 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。

[4] 大気・海洋の特徴の監視に用いられる代表的な図としては、以下のものがある。
- ・海面水温図：海面水温の分布を表し、エルニーニョ／ラニーニャ現象等の海洋変動の監視に用いられる。
- ・外向き長波放射量図：晴天時は地表から、雲のある場合は雲の上端から、宇宙に向かって放出される長波放射の強さを表す。この強さは雲の上端の高さに対応するため、積雲対流活動の監視に用いられる。
- ・500hPa 高度図：上空 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。
- ・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。

これらの要素の平年図は、気象庁ホームページに掲載している。
- ・海面水温平年図：http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/db/kaikyo/clim/glbsst_mon.html
- ・外向き長波放射量、500hPa 高度及び海面気圧の平年図：http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_3mon.html

[5] 気象庁ホームページでは、世界各地で起こった異常気象をもたらしたと考えられる大気大循環、海洋の状態等の監視結果を、月別に「気候系監視速報」として取りまとめて公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/diag/sokuho/index.html

発、南シナ海やインドネシア周辺では不活発だった（図 1.3-6）。

500hPa 高度は、カナダ東部からグリーンランド付近、東シベリアで負偏差となった（図 1.3-7）。中緯度では広く正偏差となり、ヨーロッパ西部や日本の東海上を中心に正偏差が大きかった。海面気圧は極域で負偏差となり（図 1.3-8）、南西からの暖気が入りやすかったロシア西部から西シベリアでは顕著な高温だった。日本付近の海面気圧は南東で正偏差、北西で負偏差となり、南からの暖気が入りやすく北日本を中心に記録的な高温となった。カナダ東部では、上空の気圧の谷に対応して低温となった。

（3）夏（2015 年 6 月～8 月）

中・東部太平洋赤道域の海面水温正偏差は春よりさらに大きくなった一方、西部では負偏差域が拡大した（図 1.3-9）。インド洋はほぼ全域で正偏差だった。この海面水温分布に対応して、熱帯の積雲対流活動は、日付変更線付近から太平洋東部で平年より活発、インド洋東部からインドネシア付近、フィリピンの東海上、カリブ海周辺で不活発となった（図 1.3-10）。これにより、海面水温と積雲対流活動はともにエルニーニョ現象発生時の特徴が明瞭となり、インドネシアやカリブ海付近では高温・少雨となった。アジアモンスーン域（東南アジアや南アジア）では平年よりモンスーンの開始が遅かったことに加え、積雲対流活動はほぼ夏を通して平年より不活発となり、インド南部やインドシナ半島では高温・少雨となった。

500hPa 高度は、ヨーロッパ中部からカスピ海付近で正偏差、ヨーロッパ北部からロシア西部で負偏差となった（図 1.3-11）。中国東部から日本付近では 8 月を中心に負偏差となった。これは、偏西風が平年の位置と比べて南寄りを流れたことに対応している。太平洋高気圧は、日本の南海上を除いて平年より弱かった（図 1.3-12）。

（4）秋（2015 年 9 月～11 月）

中・東部太平洋赤道域の海面水温正偏差は夏よりさらに大きくなり、西部では負偏差が大きくなった。インド洋はほぼ全域で正偏差だった（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、インド洋西部や日付変更線から太平洋東部で平年より活発、インドネシア付近、フィリピン付近、カリブ海からブラジル北部では平年より不活発となった（図 1.3-14）。インドネシアやブラジル北部では高温・少雨となった。

500hPa 高度は、西シベリア南部と極域の西半球側で負偏差となったのを除いて、北半球全域で広く正偏差となった（図 1.3-15）。これは、エルニーニョ現象の発達に伴って、対流圏全体で気温が高くなったことに対応している。海面気圧は北極海で負偏差となり（図 1.3-16）、西・中央シベリアでは南西から暖気が入りやすく高温となった。北米北東部では、高気圧に覆われやすく高温となった。

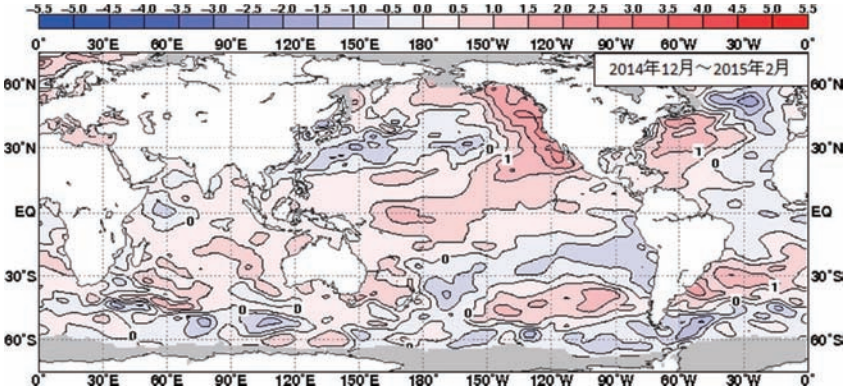


図 1.3-1　3 か月平均海面水温平年偏差（2014 年 12 月～2015 年 2 月）
等値線の間隔は 0.5℃。灰色陰影は海氷域を表す。平年値は 1981～2010 年の平均値。

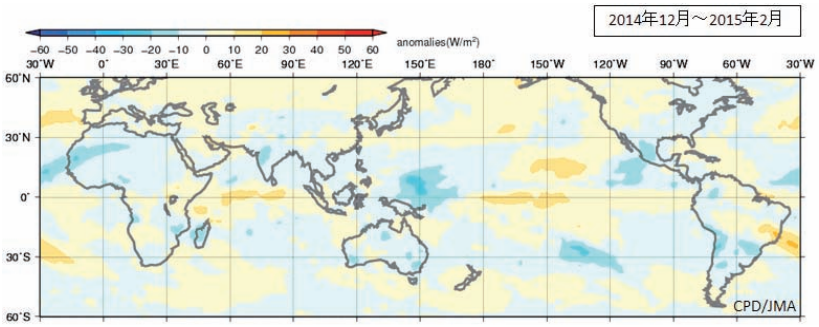


図 1.3-2　3 か月平均外向き長波放射量平年偏差（2014 年 12 月～2015 年 2 月）
単位は W/m²。熱帯域では、負偏差（寒色）域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差（暖色域）は平年より不活発と推定される。平年値は 1981～2010 年の平均値。

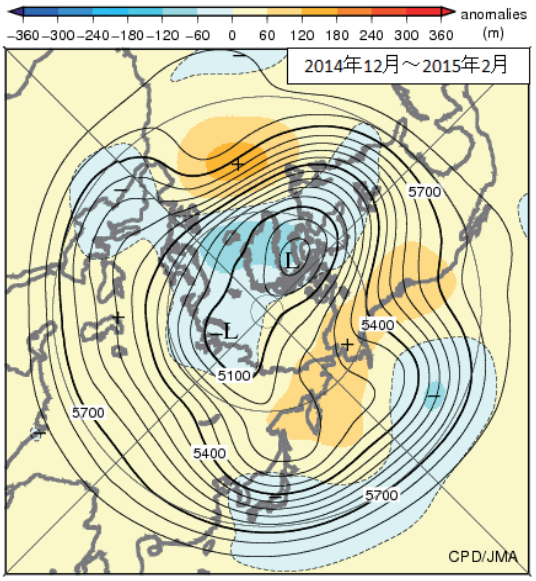


図 1.3-3　3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差（2014 年 12 月～2015 年 2 月）
等値線の間隔は 60m。陰影は平年偏差。平年値は 1981～2010 年の平均値。等値線が高緯度側に出っ張っているところ（凸部分）は高圧部、低緯度側に凹んでいるところは低圧部に対応する。偏西風は等値線に沿って流れ、等値線間隔の広いところは風が弱く、狭いところは強い。

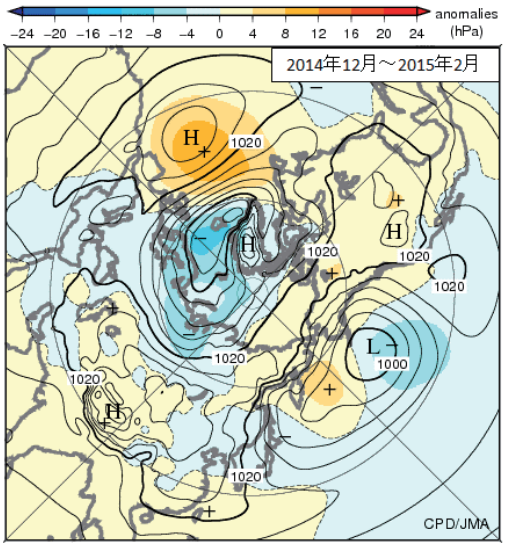


図 1.3-4　3 か月平均海面気圧・平年偏差（2014 年 12 月～2015 年 2 月）
等値線の間隔は 4hPa。陰影は平年偏差。平年値は 1981～2010 年の平均値。

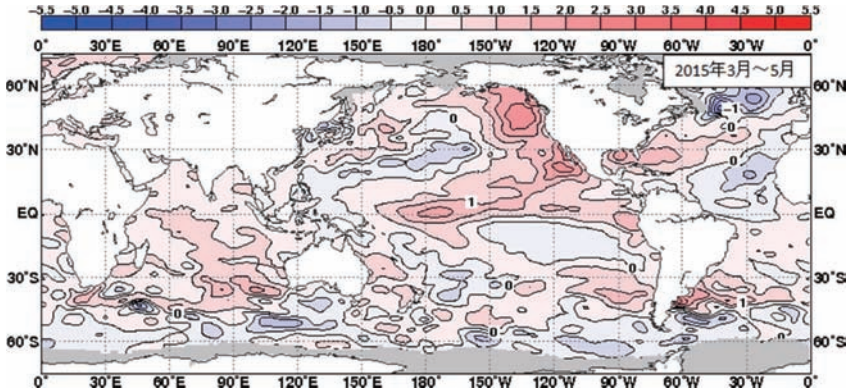


図 1.3-5　3 か月平均海面水温平年偏差（2015 年 3 月～5 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。

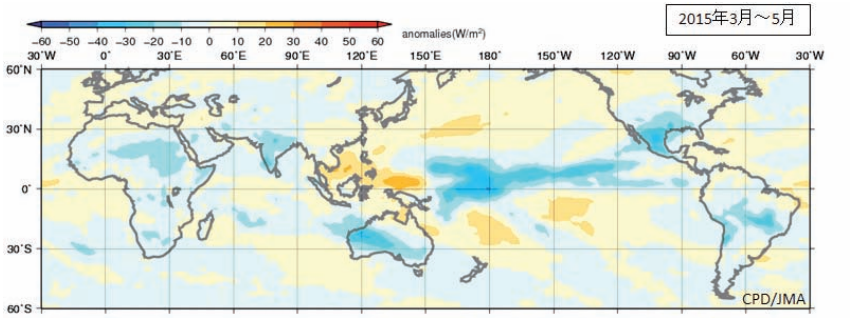


図 1.3-6　3 か月平均外向き長波放射量平年偏差（2015 年 3 月～5 月）
図の見方は図 1.3-2 と同様。

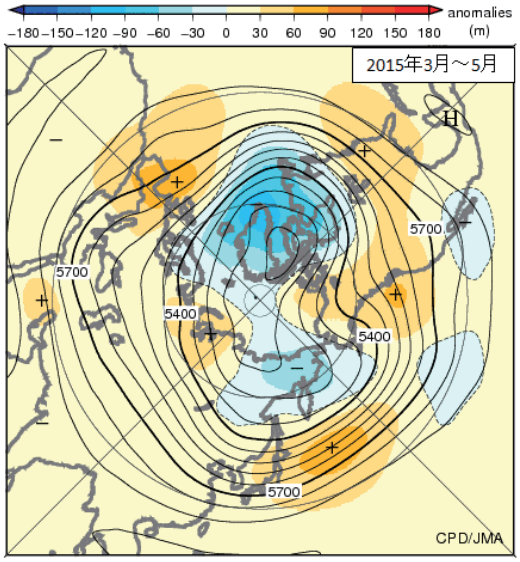


図 1.3-7　3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差（2015 年 3 月～5 月）
図の見方は図 1.3-3 と同様。

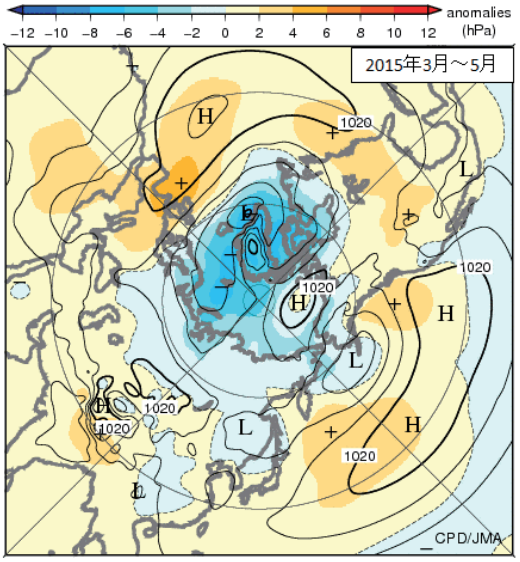


図 1.3-8　3 か月平均海面気圧・平年偏差（2015 年 3 月～5 月）
図の見方は図 1.3-4 と同様。

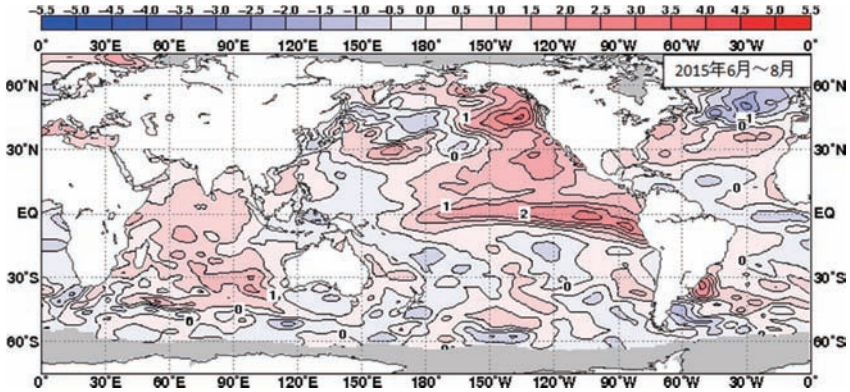


図 1.3-9　3 か月平均海面水温平年偏差（2015 年 6 月～8 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。

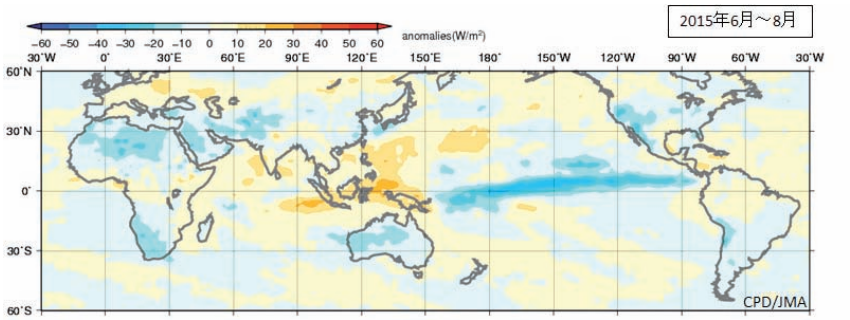


図 1.3-10　3 か月平均外向き長波放射量平年偏差（2015 年 6 月～8 月）
図の見方は図 1.3-2 と同様。

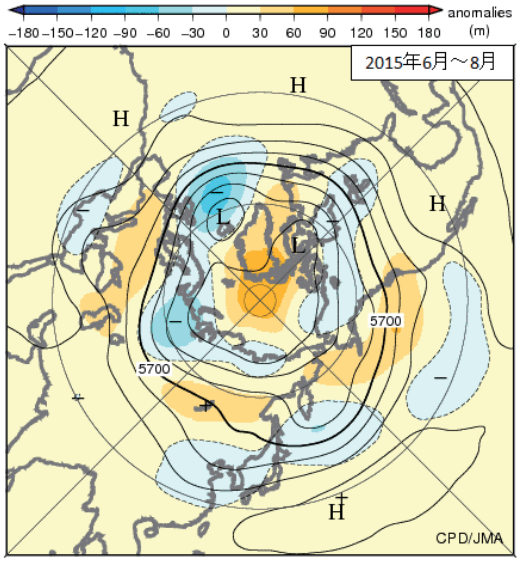


図 1.3-11　3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差（2015 年 6 月～8 月）
図の見方は図 1.3-3 と同様。

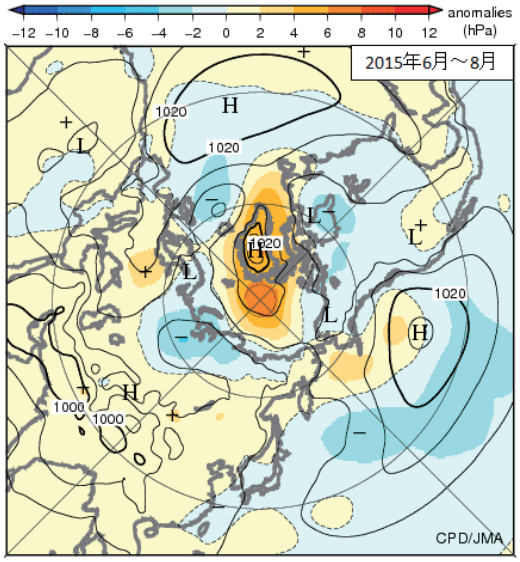


図 1.3-12　3 か月平均海面気圧・平年偏差（2015 年 6 月～8 月）
図の見方は図 1.3-4 と同様。

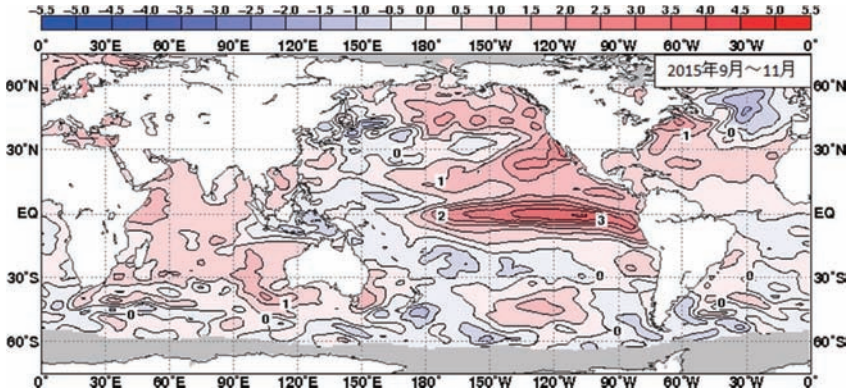


図 1.3-13　3 か月平均海面水温平年偏差（2015 年 9 月～11 月）
図の見方は図 1.3-1 と同様。

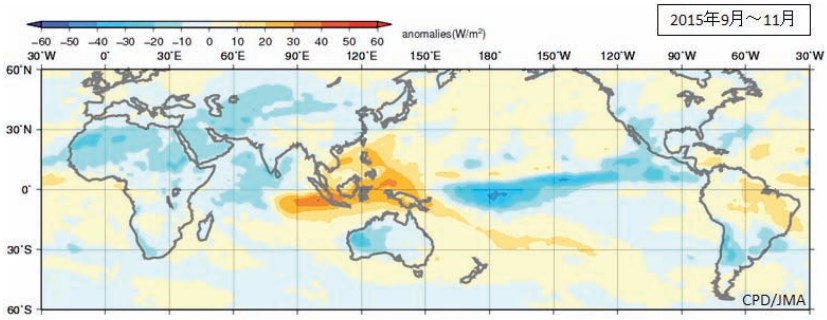


図 1.3-14　3 か月平均外向き長波放射量平年偏差（2015 年 9 月～11 月）
図の見方は図 1.3-2 と同様。

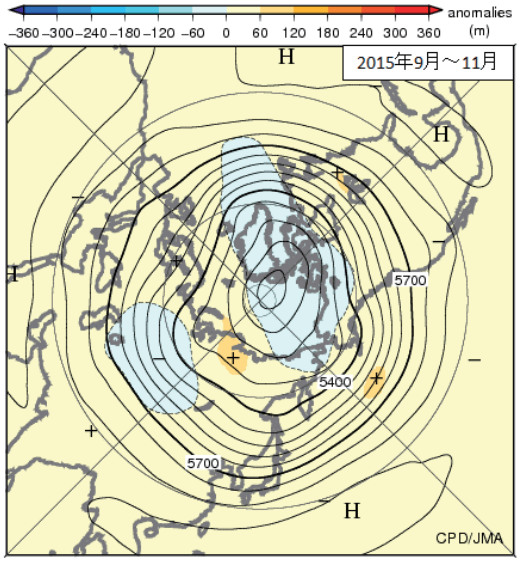


図 1.3-15　3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差（2015 年 9 月～11 月）
図の見方は図 1.3-3 と同様。

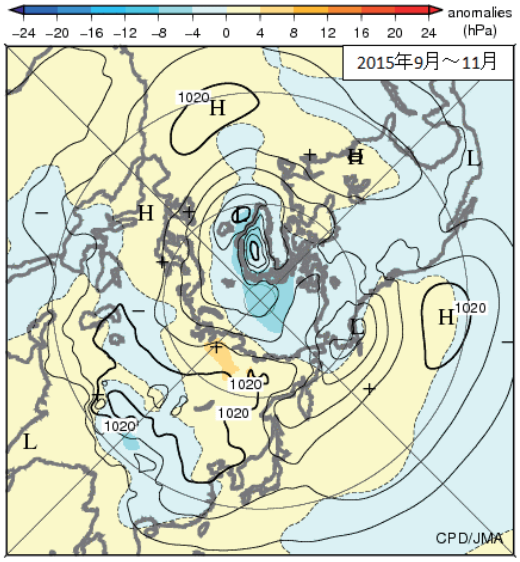


図 1.3-16　3 か月平均海面気圧・平年偏差（2015 年 9 月～11 月）
図の見方は図 1.3-4 と同様。

1.3.2　特定事例の解析[6]

（1）8 月中旬～9 月上旬頃の日本の不順な天候

2015 年 8 月中旬から 9 月上旬頃にかけては、西日本から東北の広い範囲で平年より降水量が多く、日照時間が少ない状態となった（図 1.3-17）。8 月 11 日から 9 月 11 日までの 32 日間の降水量は、東日本と西日本の太平洋側で平年の同期間の降水量の 2 倍を超えたほか、日本海側でも多くなった（表 1.3-1）。平年より多い降水量は、期間を通じて前線や低気圧の影響を受けやすかったことに加えて、台風第 15 号、第 17 号、第 18 号が日本に影響したことによってもたらされた。特に、台風第 18 号から変わった温帯低気圧と台風第 17 号の影響で湿った空気が流れ込んだ関東地方や東北地方では、記録的な大雨となった（平成 27 年 9 月関東・東北豪雨）。また、同じ期間の日照時間は、東日本日本海側で平年の 51%、東日本太平洋側で 59%となるなど、全国的に少なくなった。

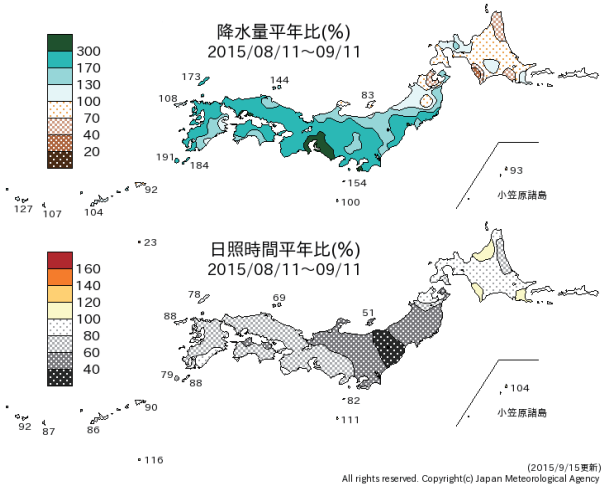


図 1.3-17　2015 年 8 月 11 日～9 月 11 日の降水量平年比、日照時間平年比

表 1.3-1　2015 年 8 月 11 日～9 月 11 日の降水量平年比、日照時間平年比

		降水量平年比（%）	日照時間平年比（%）
北日本	日本海側	100	79
	太平洋側	128	68
東日本	日本海側	138	51
	太平洋側	245	59
西日本	日本海側	185	69
	太平洋側	209	71
沖縄・奄美		126	83

8 月中旬から 9 月上旬頃にかけての熱帯域では、エルニーニョ現象の発達に対応して、太平洋中部から東部では平年と比べて積雲対流活動が活発、海洋大陸[7]付近やフィリピンの東海上では不活発となった。また、アジアモンスーンに伴う積雲対流活動は全般に弱かった。これに対応して、対流圏上層ではチベット高気圧の勢力が平年と比べて弱く、中国東部から日本付近では偏西風（亜熱帯ジェット気流）が南へ蛇行して流れたことに伴って、日本の西で気圧の谷となった。太平洋高気圧は、日本の南海上で平年より強かった一方、本州付近への張り出しは弱く、日本付近は南から湿った空気が流れ込みやすい状態だった（図 1.3-18）。

これらの大気の流れの特徴に伴って、本州付近に前線が停滞して低気圧がたびたび発生・通過し、西日本や東日本では曇りや雨の日が多くなった。8 月下旬には、台風第 15 号が先島諸島付近を通過した後、九州地方に上陸し、沖縄・奄美から東日本にかけての広い範囲で大雨になった。また、オホーツク海高気圧が明瞭となり、北日本から東日本では、オホーツク海高気圧からの冷涼な北東風の影響で低温、寡照となった。さらに、9 月上旬後半頃は、日本付近で偏西風の蛇行が大きくなり、西日本で気圧の谷が深まった一方、日本の東海上で気圧の尾根となった。これと対応して、本州付近の上空で南寄りの風が卓越し、気圧の谷や尾根の西から東への動きが遅い状態となっていた。こ

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

[7] インドネシアからニューギニア島にかけての諸島や海洋を含めた領域。

のため、台風第 18 号は本州の南海上から日本海にかけて北上し、日本海で温帯低気圧に変わった後は動きが遅くなった。日本の東海上を台風第 17 号が通過した影響も加わって、関東地方から東北地方の大気下層では暖かい湿った空気が長時間にわたって流れ込んだ。さらに、上空の南風に対応する上昇気流場が上空を湿らせていたことで、線状降水帯が発生しやすい条件が継続的に満たされて多数の線状降水帯が発生し、記録的な大雨となった。

以上に述べた大気の大規模な流れの特徴について、図 1.3-19 にまとめる。

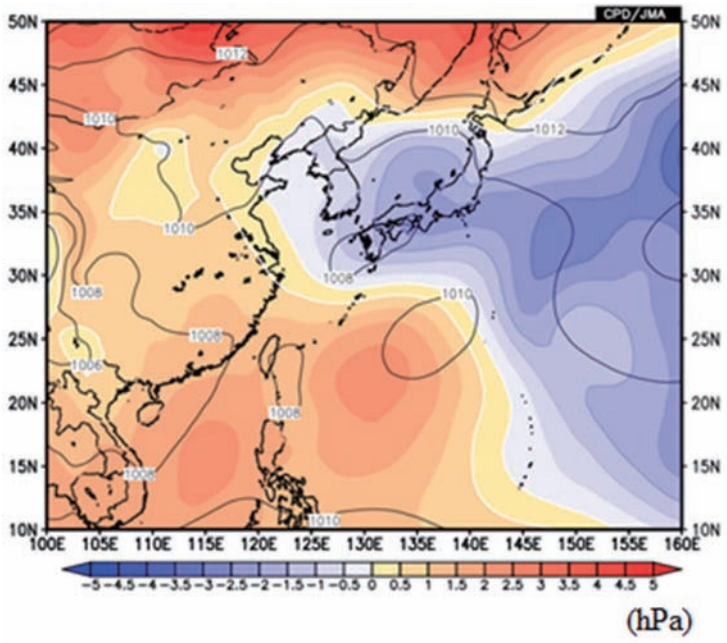


図 1.3-18　2015 年 8 月 11 日～9 月 11 日で平均した日本付近の海面気圧（実線）と平年偏差（陰影）
暖色系（寒色系）は平年より気圧が高い（低い）ところを示す。日本の南海上で平年より気圧が高い一方、本州付近では気圧が低く太平洋高気圧の張り出しが弱い特徴がみられる。

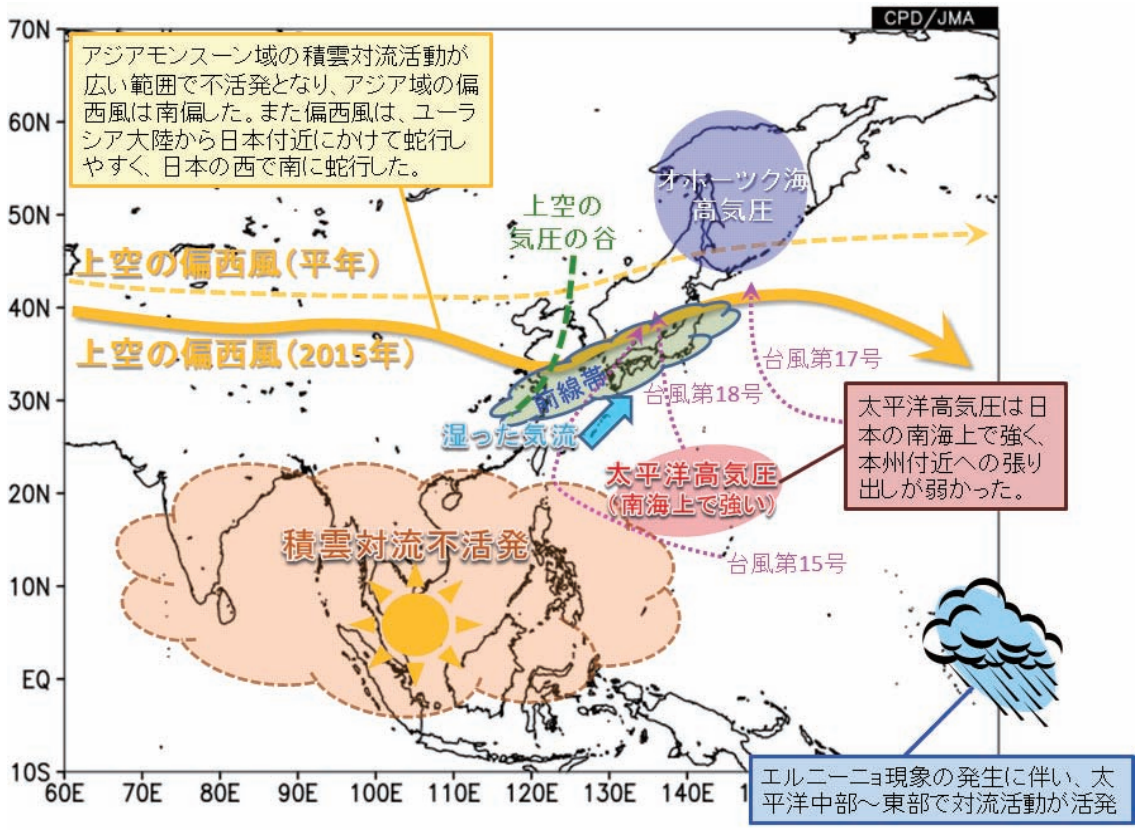


図 1.3-19　2015 年 8 月中旬から 9 月上旬頃の日本の不順な天候をもたらした要因の概念図

(2) 2015 年に顕著に発達したエルニーニョ現象

2014 年夏に発生したエルニーニョ現象は、2015 年春以降発達し、2015 年 11 月から 12 月にかけて最盛期となった（図 1.3-20）。気象庁がエルニーニョ現象の監視に使用している東部太平洋赤道域の「エルニーニョ監視海域（5°S－5°N, 150°W－90°W）」における月平均海面水温の基準値（前年までの 30 年平均値）との差は、2015 年 12 月に+3.0℃となり、1949 年以降に発生した 15 回のエルニーニョ現象発生期間中の最大値としては、1997/1998 年の+3.6℃、1982/1983 年の+3.3℃に次ぐ 3 番目の記録となった（図 1.3-21）。過去のエルニーニョ現象と比較すると、2014 年夏に発生したエルニーニョ現象は 1997/1998 年のエルニーニョ現象以来 18 年ぶりの強いエルニーニョ現象になったと言える（第 2.6 節も参照）。

気象庁では、エルニーニョ監視海域の月平均海面水温の基準値との差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上連続して+0.5℃以上になった状態をエルニーニョ現象と定義しており、今回のエルニーニョ現象は 2014 年夏に発生した(図 1.3-22)。しかしながら、5 か月移動平均値は、2014/15 年冬（2014 年 12 月～2015 年 2 月）まではエルニーニョ現象発生の基準である+0.5℃以上だったものの、大きくは上回らない値が続いた。その後、2015 年春から発達し、月平均値は 2015 年 12 月に最大値の+3.0℃に達した。

2015 年 2 月と 3 月には西部太平洋赤道域で強い西風偏差（西風バースト）が発生し、その後海

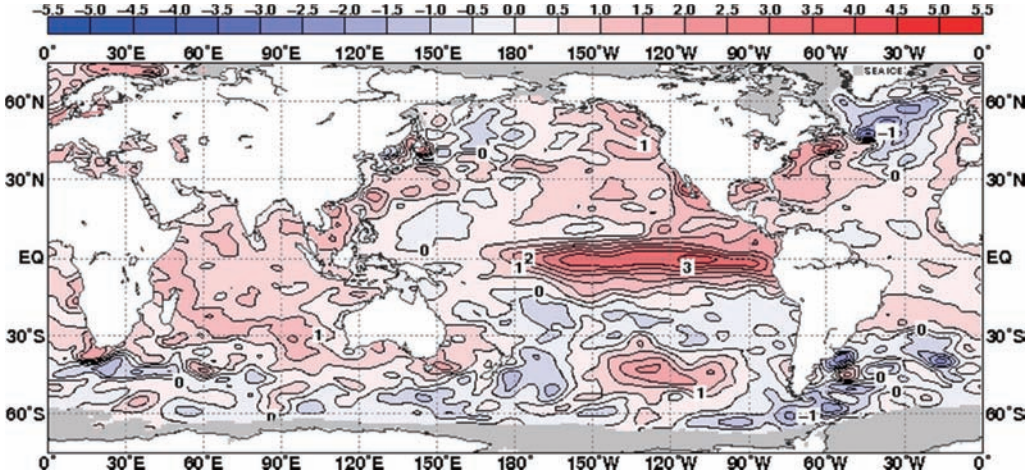


図 1.3-20　2015 年 12 月における月平均海面水温偏差（℃）
平年値は 1981～2010 年の平均値。

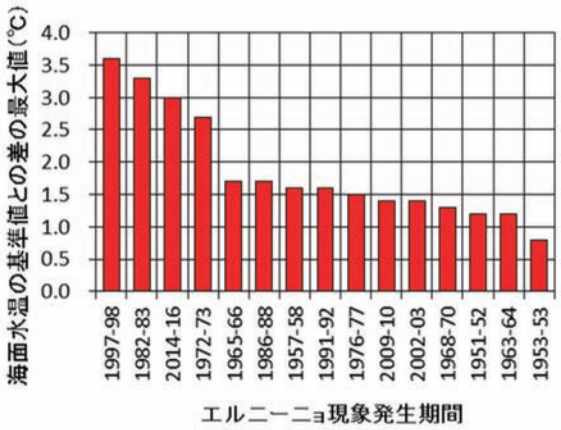


図 1.3-21　エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の各エルニーニョ発生期間中の月平均最大値（℃）
1949 年以降に発生したエルニーニョ現象を比較、基準値は前年までの 30 年平均値。

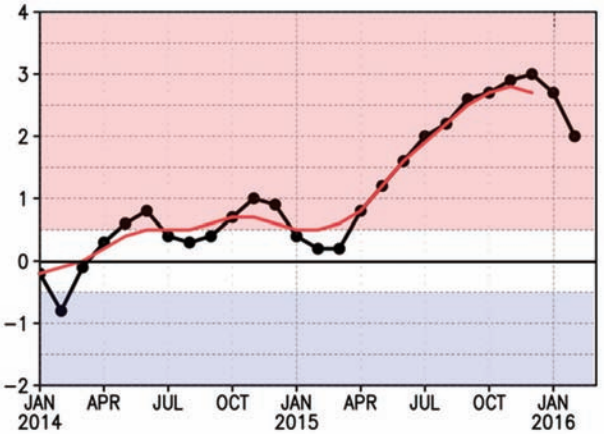


図 1.3-22　エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値からの差（℃）
黒線は月平均値、赤線は 5 か月移動平均値、基準値は前年までの 30 年平均値。

洋表層で暖水が東進することで、2015 年春に東部太平洋赤道域の海面水温偏差を上昇させた（図 1.3-23）。その後も 2015 年を通じて複数の西風バーストが発生し、大規模な大気海洋相互作用によってエルニーニョ現象が発達した。また、2015 年夏以降は赤道季節内振動が不明瞭であり、特に、エルニーニョ現象の発達期の 7 月から 10 月にかけては、太平洋赤道域における日付変更線付近で平年より積雲対流活動が活発でフィリピン付近で不活発な状態が安定して存在した。これに伴って、太平洋赤道域の西部から中部にかけて西風偏差が卓越し、エルニーニョ現象が大きく発達した。

2015 年夏は、エルニーニョ現象に伴うフィリピン付近における積雲対流活動の不活発な状態に応答して、東アジアではチベット高気圧が弱く、偏西風が平年の位置と比べて南寄りを流れた。また、太平洋高気圧は日本の南海上で強かったが、本州付近への張り出しが弱かった。これらの特徴は、エルニーニョ現象発生時の夏の大気循環場の特徴と一致しており、2015 年夏の西日本の低温・多雨・寡照や 2015 年 8 月中旬から 9 月上旬頃の東日本・西日本の低温・多雨・寡照には、エルニーニョ現象の影響があったと考えられる。また、2015/16 年冬（2015 年 12 月～2016 年 2 月）は、全国的に高温・多雨となった。エルニーニョ現象に伴うフィリピン付近における積雲対流活動の不活発な状態により、偏西風が日本の西で南へ、日本から日本の東で北へ蛇行し、フィリピン付近の大気下層では高気圧偏差が強まった。このため、日本への寒気の南下が弱まり、南から暖かく湿った空気が流れ込みやすい状態となった。以上のことから、2015/16 年冬の東日本以西の高温・多雨にはエルニーニョ現象が影響したと考えられる。全国的な高温には、地球温暖化やエルニーニョ現象が継続していることで大気全体の温度が高いことも影響したと考えられる。

この発達したエルニーニョ現象は世界の天候にも影響を与えた。2015 年は、低緯度域を中心に異常高温が発生し、インドネシア西部や南米北部では異常少雨の月が続いた。また、2015 年の世界の年平均気温の偏差（1981～2010 年平均からの差）は+0.42℃となり、統計を開始した 1891 年以降の最高記録を更新した。世界の平均気温は、その長期的な上昇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が考えられるが、数年～数十年程度の時間規模で繰り返される自然変動の影響も受けて変動している。世界の平均気温はエルニーニョ現象に数か月遅れて上昇することが知られており、2015 年の世界の年平均気温の記録更新には、2014 年夏に発生したエルニーニョ現象が 2015 年春以降にさらに発達したことが影響したと考えられる。

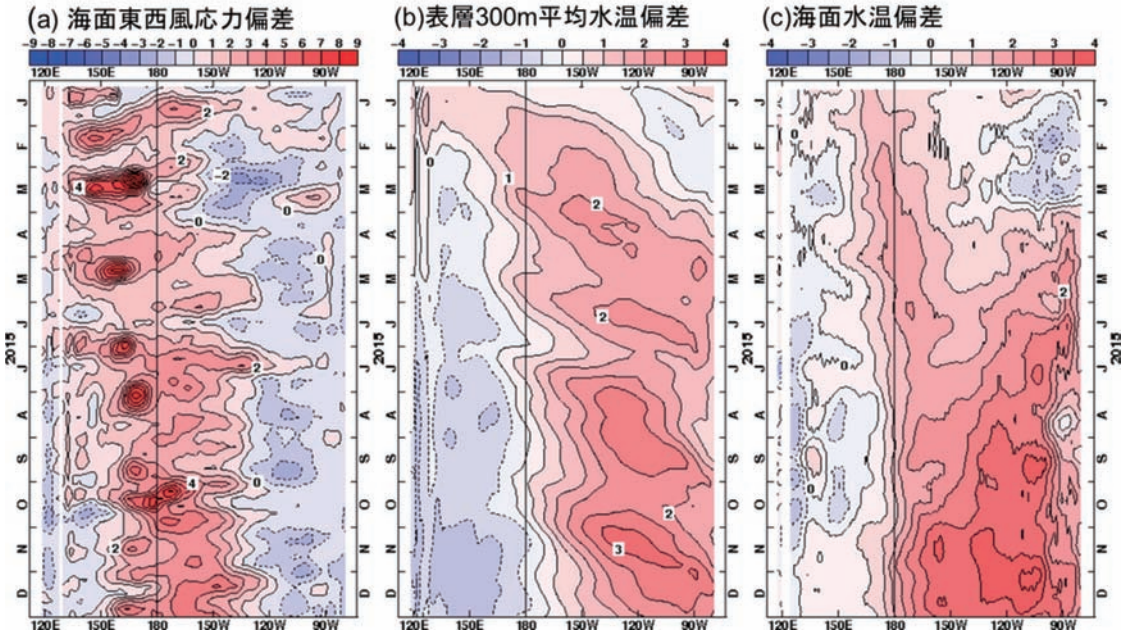


図 1.3-23　2015 年の太平洋の赤道に沿った時間経度断面

(a) 海面東西風応力偏差（0.01N/m²）、正偏差は西風偏差を表す、(b) 海洋表層 300m 平均水温偏差（℃）、(c) 海面水温偏差（℃）、平年値は 1981～2010 年の平均値。

第 2 章　気候変動

2.1　気温の変動[8]

【ポイント】

- ○ 2015 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 4 番目に高い値になった。
- ○ 世界の年平均気温は、100 年あたり 0.71℃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 1.16℃の割合で上昇している。
- ○ 日本の月平均気温における異常高温は増加しており、異常低温は減少している。
- ○ 冬日の日数は減少し、熱帯夜の日数は増加している。猛暑日の日数は増加傾向が明瞭に現れている。

2.1.1　世界の平均気温

2015 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+0.42℃で、統計開始年の 1891 年以降では最も高い値となった。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+0.27℃で、北半球、南半球ともに最も高い値になった（図 2.1-1）。

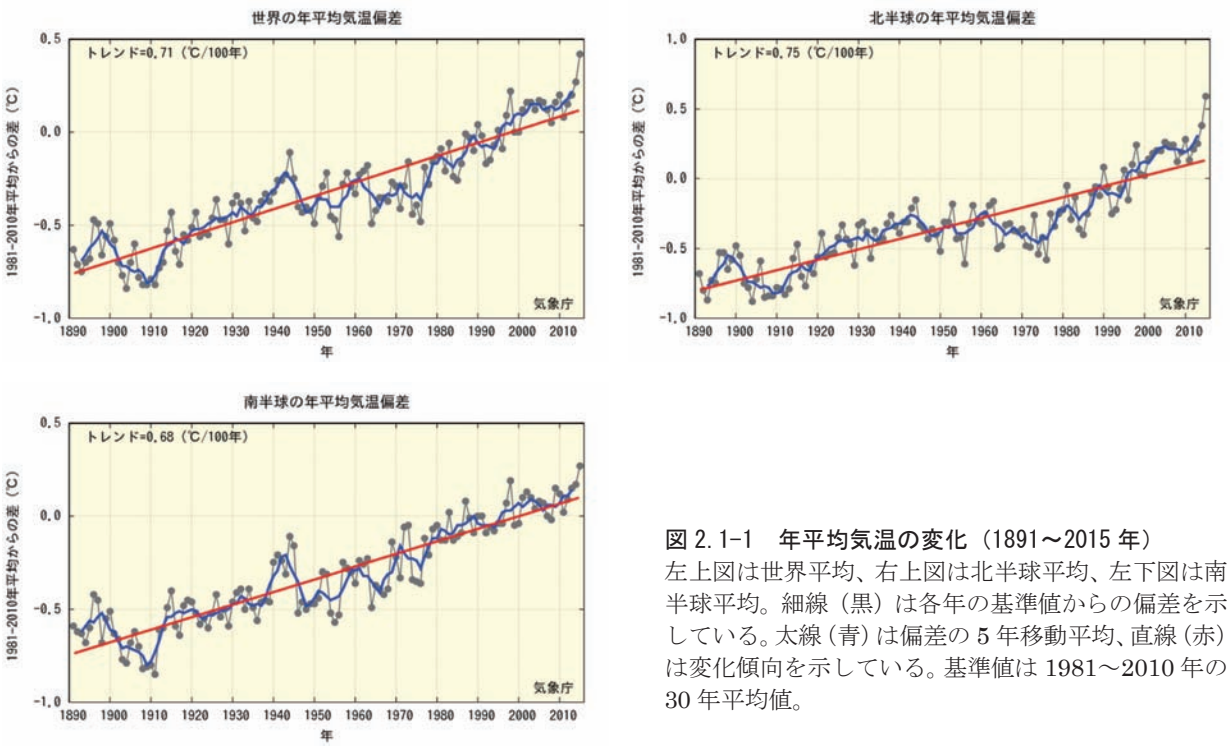


図 2.1-1　年平均気温の変化（1891～2015 年）
左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。細線（黒）は各年の基準値からの偏差を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均、直線（赤）は変化傾向を示している。基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値。

世界の年平均気温は、様々な変動を繰り返しながら上昇しており、上昇率は 100 年あたり 0.71℃である[9]（信頼度水準 99%で統計的に有意[10]）。北半球、南半球ともに年平均気温は上昇しており、上昇率はそれぞれ 100 年あたり 0.75℃、0.68℃である（いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意）。

---

[8] 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

[9] 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。

[10] 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。

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 30 年余りの上昇率は多くの地域でそれ以前に比べてより大きくなっている（図 2.1-2 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、2015 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 年夏から続いていたエルニーニョ現象が 2015 年春以降さらに発達したことが考えられる（2.5.1 節参照）。

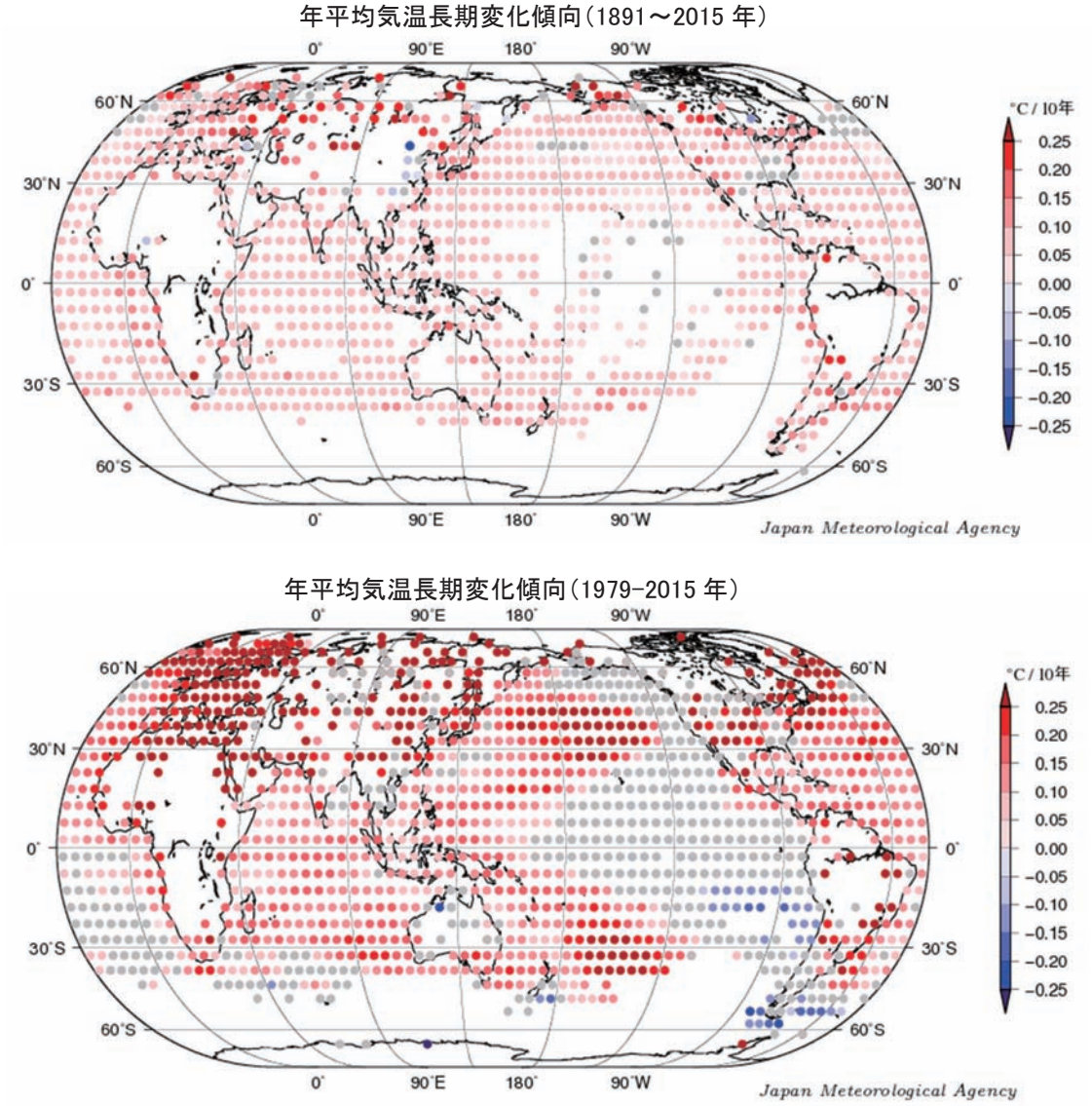


図 2.1-2　緯度経度 5 度の格子ごとに見た年平均気温の変化傾向

上図は 1891～2015 年、下図は 1979～2015 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：1891～2015 年、下図：1979～2015 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。

2.1.2　日本の平均気温

日本の気温の変化傾向をみるため、都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の 15 観測地点（表 2.1-1）について、1898～2015 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。

2015 年の日本の年平均気温の偏差は+0.69℃で、1898 年以降で 4 番目に高い値となった（図 2.1-3）。様々な変動を繰り返しながら日本の年平均気温は上昇しており、上昇率は 100 年あたり 1.16℃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 1.07℃、春は 1.34℃、夏は 1.05℃、秋は 1.19℃の割合で上昇している（いずれも信頼度水準 99%で統計的に有意）。

1940 年代までは比較的低温の期間が続いたが、その後上昇に転じ、1960 年頃を中心とした高温の時期、それ以降 1980 年代半ばまでのやや低温の時期を経て、1980 年代後半から急速に気温が上昇した。日本の気温が顕著な高温を記録した年は、おおむね 1990 年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少なく、長期間の観測が行われている地点から、地域的に偏りなく分布するように選出した。なお、宮崎は 2000 年 5 月に、飯田は 2002 年 5 月に観測露場を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を除去するための補正を行ったうえで利用している。

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

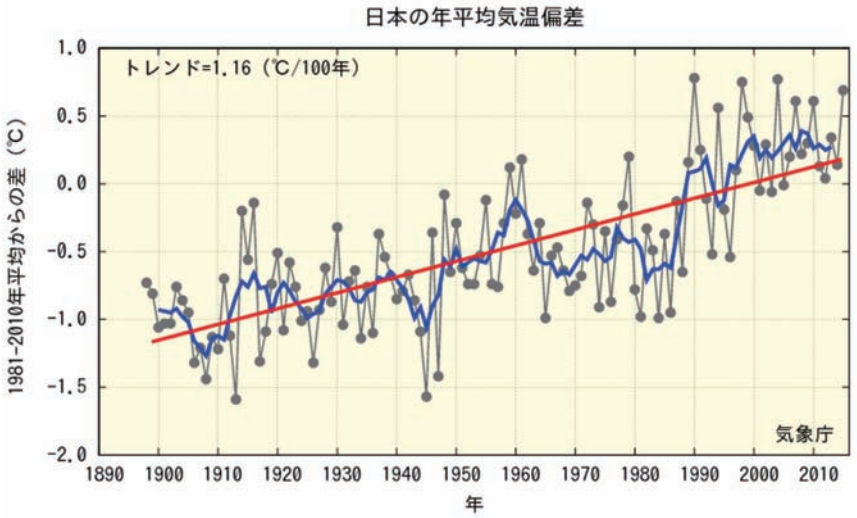


図 2.1-3　日本における年平均気温の経年変化（1898～2015 年）

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[11]の出現数

統計期間 1901～2015 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。

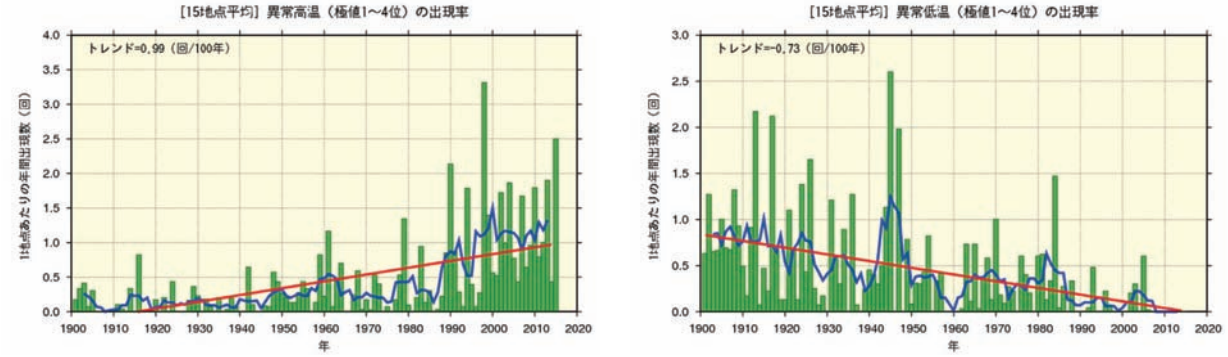


図 2.1-4　月平均気温の高い方から 1～4 位（異常高温、左図）と低い方から 1～4 位（異常低温、右図）の年間出現数の経年変化

1901～2015 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 1931～2015 年で変化傾向は見られない。一方、日最高気温が 35℃以上（猛暑日）の日数は同期間で増加傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）（図 2.1-5）。

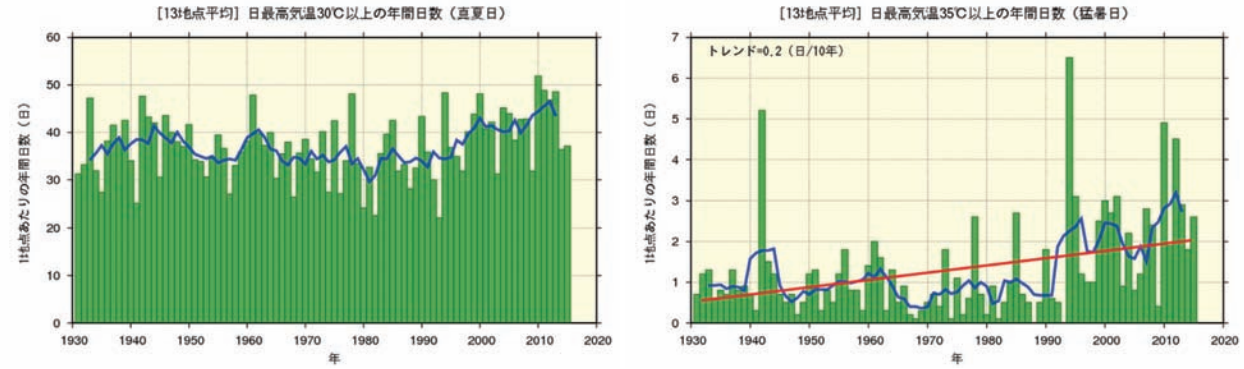


図 2.1-5　日最高気温 30℃以上（真夏日、左図）及び 35℃以上（猛暑日、右図）の年間日数の経年変化

1 地点あたりの年間日数。棒グラフは年々の値を、折れ線は 5 年移動平均値、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

---

[11] ここでは、異常高温・異常低温を「1901～2015 年の 115 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、115 年間に 4 回で、つまり約 29 年に 1 回（約 0.035 回/年）となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

(3) 日最低気温 0℃未満（冬日）及び 25℃以上（熱帯夜[12]）の年間日数

日最低気温が 0℃未満（冬日）の日数は、統計期間 1931～2015 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）。

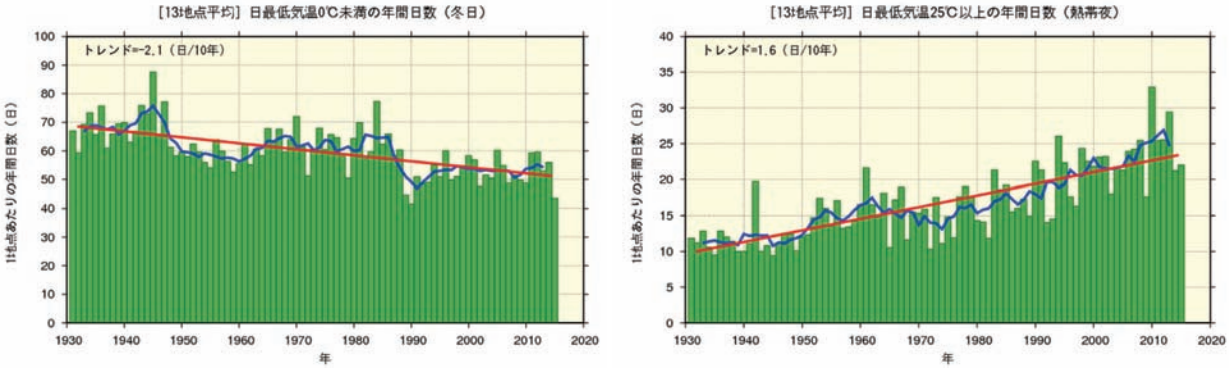


図 2.1-6　日最低気温 0℃未満（冬日、左図）及び日最低気温 25℃以上（熱帯夜、右図）の年間日数の経年変化
図の見方は図 2.1-5 と同様。

2.1.4　日本の都市のヒートアイランド現象[13]

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少ないとみられる 15 観測地点（表 2.1-1）を対象に、1931～2015 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
1931～2015 年までの観測値から算出した値を示し、都市化の影響が比較的少ないとみられる 15 観測地点（表 2.1-1 参照）について平均した変化量をあわせて表示した。斜体字は信頼度水準 90%以上で統計的に有意な変化傾向が見られないことを意味する。※を付した 4 地点と 15 観測地点のうちの飯田、宮崎は、統計期間内に観測露場の移転の影響があったため、気温の変化率については移転に伴う影響を補正してから算出している。

観測地点	気温変化率（℃/100 年）														
	平均気温					日最高気温					日最低気温				
	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋	年	冬	春	夏	秋
札幌	2.7	3.3	2.8	1.9	2.8	1.0	1.4	1.3	*0.7*	0.7	4.5	5.6	4.6	3.5	4.4
仙台	2.4	2.9	2.7	1.3	2.6	1.1	1.4	1.4	*0.8*	1.0	3.2	3.6	3.7	1.9	3.3
名古屋	2.9	2.9	3.1	2.2	3.1	1.2	1.3	1.5	0.8	1.1	3.9	3.8	4.4	3.2	4.3
東京※	3.2	4.3	3.2	2.0	3.4	1.6	1.8	1.9	1.2	1.7	4.4	5.9	4.6	2.8	4.4
横浜	2.8	3.4	3.0	1.8	2.9	2.3	2.6	2.7	1.7	2.4	3.5	4.6	3.8	2.2	3.6
京都	2.6	2.5	2.9	2.2	2.7	1.0	0.7	1.4	0.9	0.8	3.8	3.8	4.0	3.2	3.9
広島※	2.0	1.5	2.3	1.5	2.5	0.9	*0.6*	1.6	1.1	*0.5*	3.1	2.8	3.3	2.6	3.8
大阪※	2.7	2.6	2.7	2.2	3.1	2.2	2.1	2.4	2.0	2.1	3.6	3.3	3.5	3.4	4.1
福岡	3.0	2.9	3.3	2.2	3.7	1.7	1.6	2.1	1.3	1.7	5.0	4.5	5.9	3.7	6.1
鹿児島※	2.8	2.7	3.2	2.3	3.0	1.3	1.1	1.7	1.0	1.2	4.0	3.7	4.5	3.4	4.5
15 地点※	1.5	1.5	1.8	1.1	1.5	1.1	1.1	1.5	0.8	0.9	1.8	1.8	2.1	1.6	1.8

[12] 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。

[13] ヒートアイランド現象とは、都市域の気温が周囲地域よりも高い状態になる現象。気温分布図を描くと、等温線が都市を丸く取り囲んで島のような形になることから、このように呼ばれる（heat island = 熱の島）。気象庁ホームページでは、ヒートアイランド現象の解析や数値モデルによる再現実験の結果を、「ヒートアイランド監視報告」として毎年公表している。http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/himr/index.html

15 観測地点の平均気温の変化率は、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夏の平均気温の上昇率は冬、春、秋に比べ小さく、日最低気温の上昇率は日最高気温の上昇率より大きい傾向がみられる。また、札幌、仙台、東京、横浜など北日本や東日本の都市では冬に上昇率が最大となる傾向がみられる一方、京都、大阪、福岡、広島、鹿児島など西日本の都市では春や秋に上昇率が最大となるなど、季節や地域による違いもみられる。

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。真夏日の年間日数は都市化の影響が比較的少ないとみられる 13 観測地点平均（表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田、宮崎を除いた 13 観測地点の平均）では変化傾向がみられない一方、札幌を除く都市では増加傾向が現れており、猛暑日の年間日数も札幌を除いて増加傾向が現れている（表 2.1-3）。

表 2.1-3　各都市における階級別日数の変化率

変化量については 1931～2015 年まで（猛暑日は 1961～2015 年まで）の観測値から算出した値を示し、都市化の影響が比較的少ないとみられる 13 観測地点（表 2.1-1 の 15 観測地点のうち観測露場の移転の影響がある飯田、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	−4.7	*0.0*	*0.1*	*0.0*
仙台	−5.8	0.4	0.9	0.2
名古屋	−7.1	3.7	1.0	2.3
横浜	−6.4	3.1	2.1	0.5
京都	−7.5	3.6	1.1	2.2
福岡	−5.1	4.6	1.0	1.5
13 地点	−2.1	1.6	*0.5*	0.4

2.2　降水量の変動[14]

【ポイント】
- ○ 2015 年の世界の年降水量偏差（陸域のみ）は−33 mm だった。
- ○ 2015 年の日本の年降水量偏差は+188 mm だった。
- ○ 日本の日降水量 100 mm 以上の大雨の年間日数及び 200 mm 以上の大雨の年間日数は増加している。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、2015 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−33mm 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。

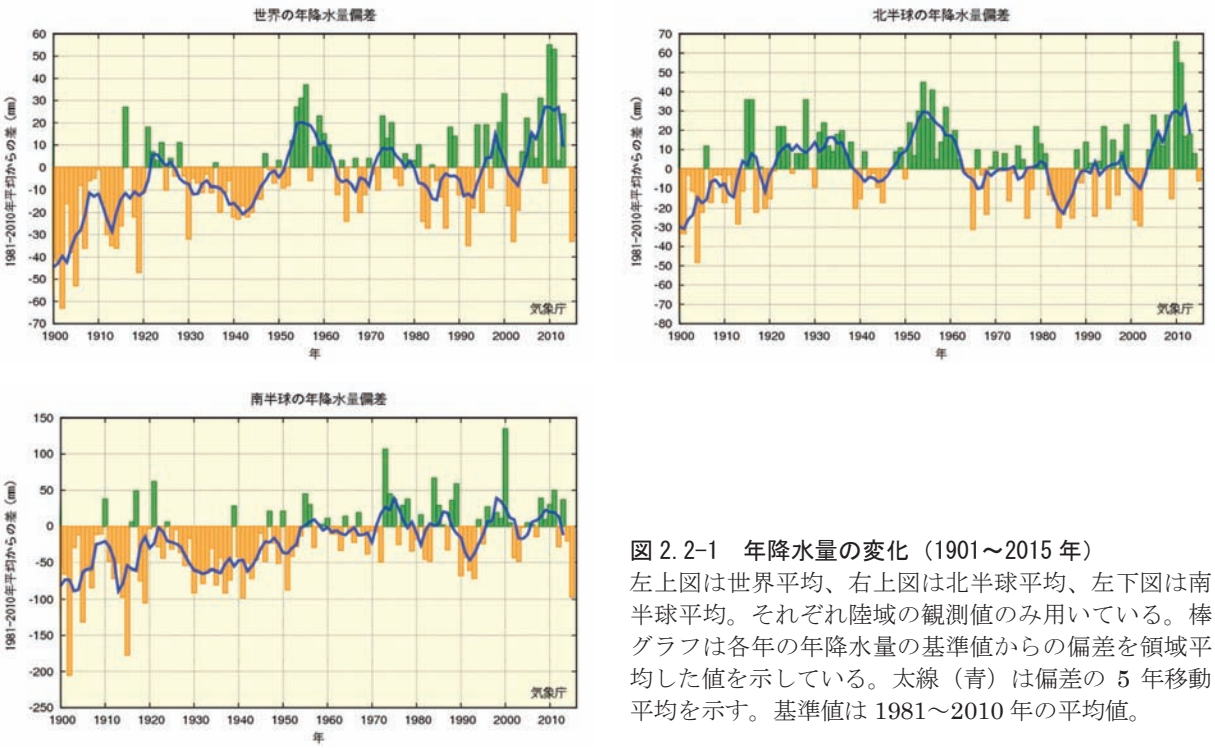


図 2.2-1　年降水量の変化（1901～2015 年）
左上図は世界平均、右上図は北半球平均、左下図は南半球平均。それぞれ陸域の観測値のみ用いている。棒グラフは各年の年降水量の基準値からの偏差を領域平均した値を示している。太線（青）は偏差の 5 年移動平均を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。

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

2.2.2　日本の降水量

日本の降水量の変化傾向をみるため、1898～2015 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 2015 年の年降水量の偏差は+187.8 mm であった。長期的な変化傾向は見られない。降水量の変化をみると（図 2.2-2）、統計開始から 1920 年代半ばまでと 1950 年代に多雨期がみられ、1970 年代以降は年ごとの変動が大きくなっている。

表 2.2-1　日本の年降水量偏差の計算対象地点
降水量は、気温に比べて地点による変動が大きく、変化傾向の解析にはより多くの観測点を必要とするため、観測データの均質性が長期間継続している 51 観測地点を選出している。

要　素	観測地点
降水量 （51 観測地点）	旭川、網走、札幌、帯広、根室、寿都、秋田、宮古、山形、石巻、福島、伏木、長野、宇都宮、福井、高山、松本、前橋、熊谷、水戸、敦賀、岐阜、名古屋、飯田、甲府、津、浜松、東京、横浜、境、浜田、京都、彦根、下関、呉、神戸、大阪、和歌山、福岡、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、多度津、高知、徳島、名瀬、石垣島、那覇

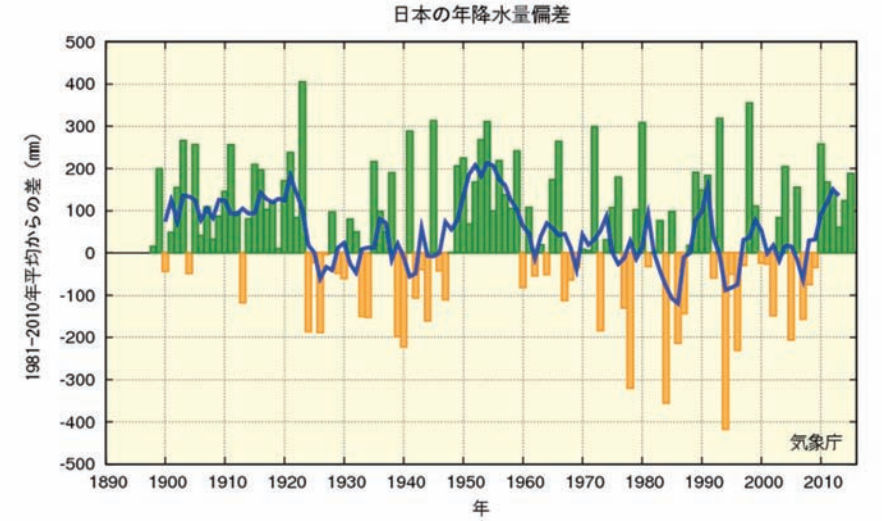


図 2.2-2　日本における年降水量の経年変化（1898～2015 年）
棒グラフは、国内 51 観測地点（表 2.2-1 参照）での年降水量の偏差（1981～2010 年平均からの差）を平均した値を示している。青線は偏差の 5 年移動平均を示している。

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、1962～2015 年までの気象庁の日本海側の観測点における年最深積雪の 1981～2010 年平均に対する比[15]（%で表す）を平均して解析した。計算に用いた観測点を地域ごとに表 2.2-2 に示す。

2015 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 97%、東日本日本海側で 89%、西日本日本海側で 51%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%を超える年が出現していたものの、それ以降は全く現れていない。

1962～2015 年の期間の年最深積雪の変化傾向を見ると、東日本日本海側と西日本日本海側では

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

減少しており、減少率はそれぞれ 10 年あたり 12.7%、16.2%である（いずれも信頼度水準 99%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

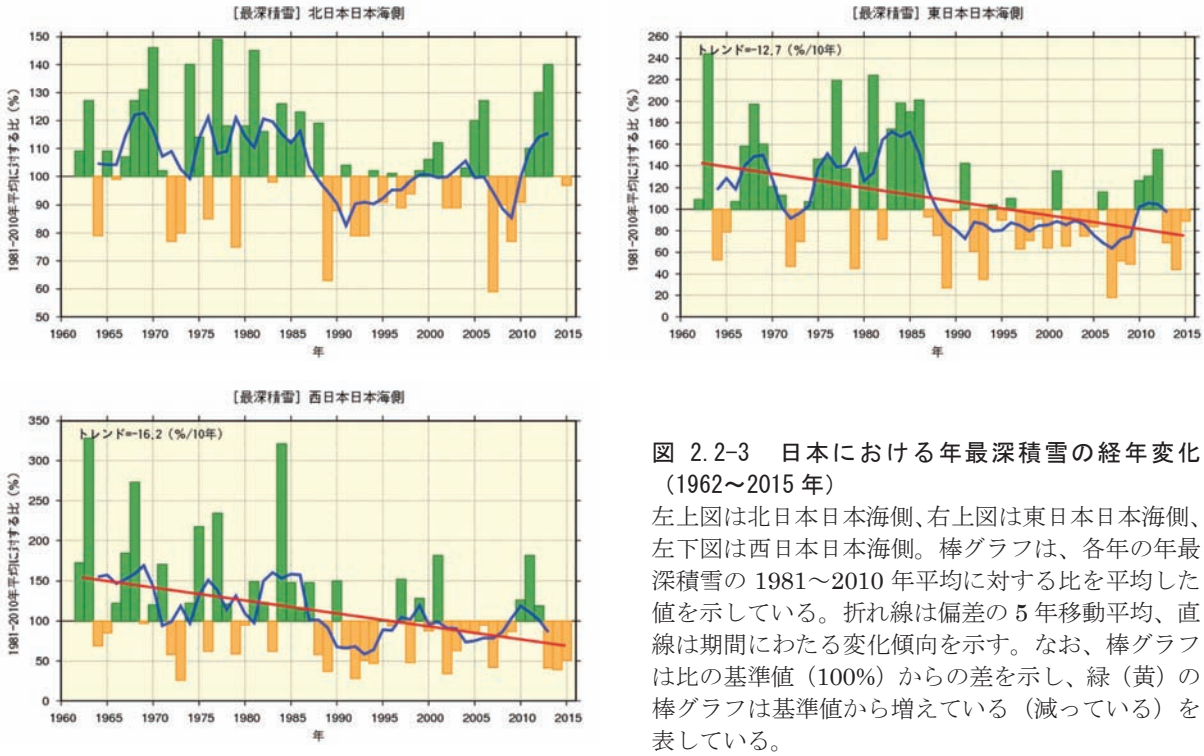


図 2.2-3　日本における年最深積雪の経年変化（1962～2015 年）
左上図は北日本日本海側、右上図は東日本日本海側、左下図は西日本日本海側。棒グラフは、各年の年最深積雪の 1981～2010 年平均に対する比を平均した値を示している。折れ線は偏差の 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。なお、棒グラフは比の基準値（100%）からの差を示し、緑（黄）の棒グラフは基準値から増えている（減っている）を表している。

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[16]の出現数

月降水量における異常少雨の年間出現数は、1901～2015 年の 115 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）。

[16] ここでは、異常少雨・異常多雨を「1901～2015 年の 115 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、115 年間に 4 回で、つまり約 29 年に 1 回（約 0.035 回/年）となり、本レポートの異常気象の定義（巻末の用語一覧参照）である「30 年に 1 回以下」とほぼ一致する。

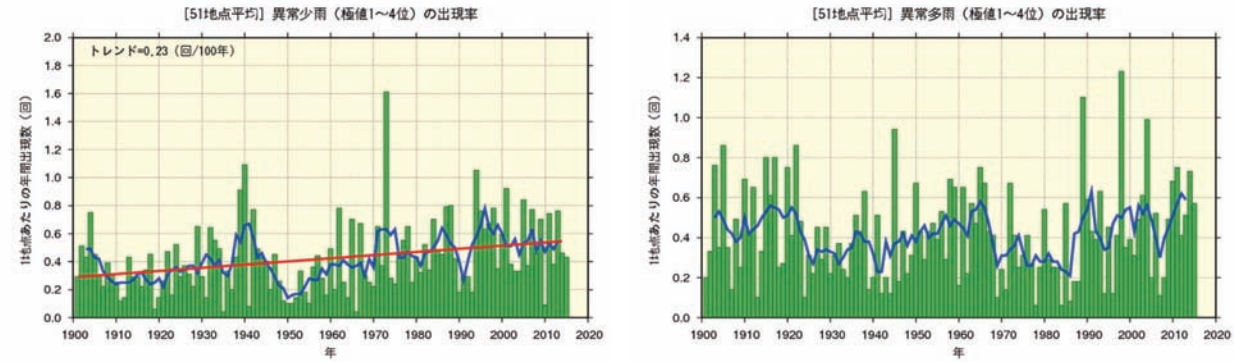


図 2.2-4　月降水量の少ない方から 1～4 位（異常少雨、左図）と多い方から 1～4 位（異常多雨、右図）の年間出現数の経年変化

1901～2015 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 1901～2015 年の 115 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も同期間で増加している（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.2-5 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。

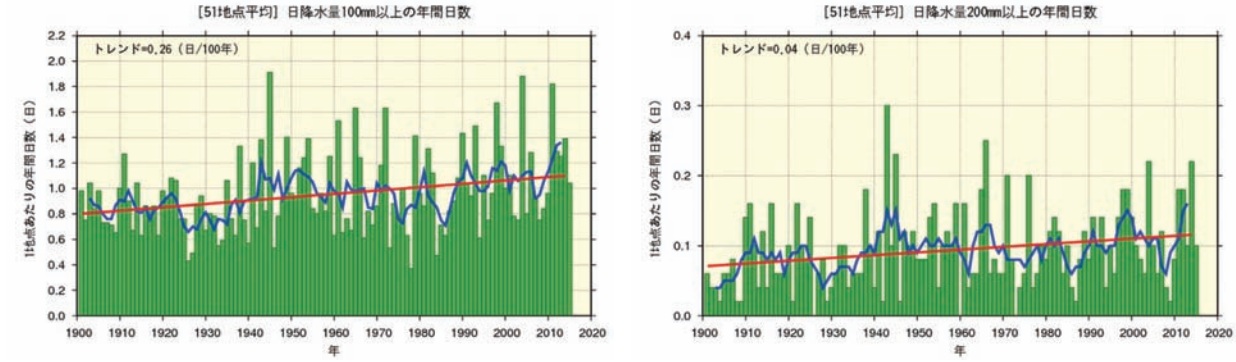


図 2.2-5　日降水量 100 mm 以上（左図）、200 mm 以上（右図）の年間日数の経年変化

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。

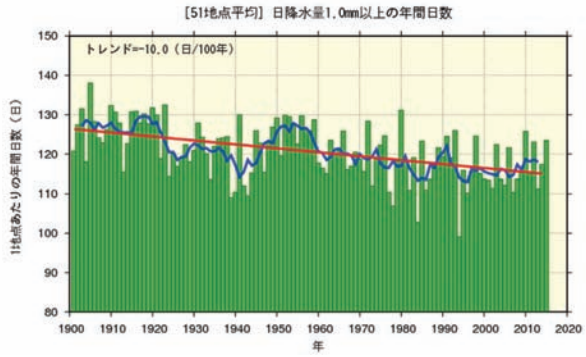


図 2.2-6　日降水量 1.0 mm 以上の年間日数の経年変化

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

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 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 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 40 年間の変化傾向をみた[17]。

1 時間降水量 50 mm 以上の年間発生回数は統計期間 1976～2015 年で増加傾向が明瞭に現れており（信頼度水準 95%で統計的に有意）、1 時間降水量 80 mm 以上の年間発生回数については、同期間で増加している（信頼度水準 99%で統計的に有意）が、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。一方、日降水量 400 mm 以上の年間日数については増加傾向が明瞭に現れている（信頼度水準 95%で統計的に有意）。

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

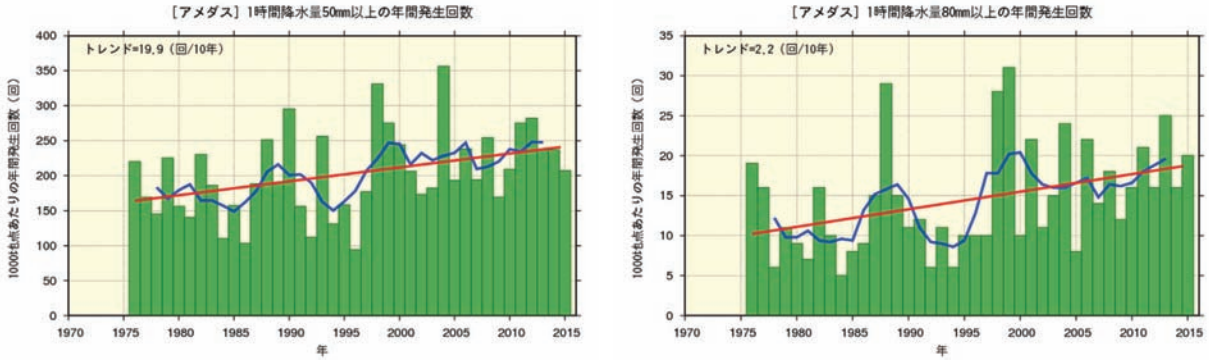


図 2.2-7　アメダス地点で 1 時間降水量が 50 mm、80 mm 以上となった年間の回数（1,000 地点あたりの回数に換算）
折れ線は 5 年移動平均、直線は期間にわたる変化傾向を示す。

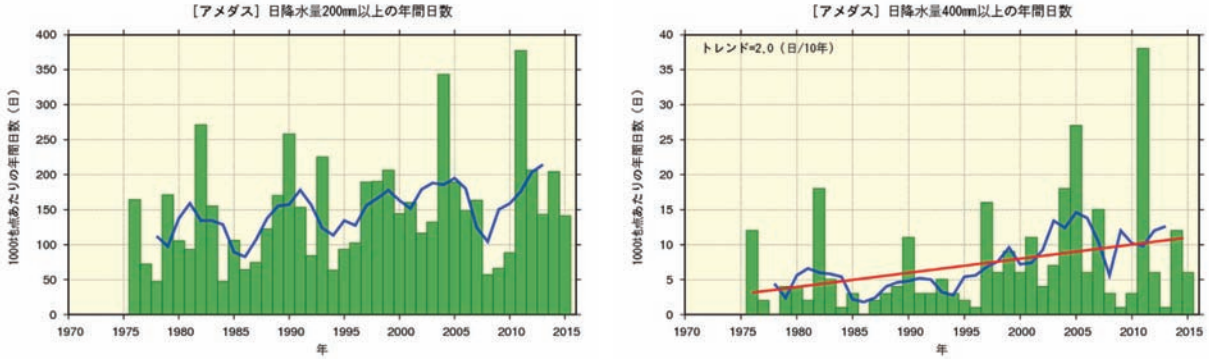


図 2.2-8　アメダス地点で日降水量が 200 mm、400 mm 以上となった年間の日数（1,000 地点あたりの日数に換算）
図の見方は図 2.2-7 と同様。

[17] この調査に用いるアメダスの地点数は、1976 年当初は約 800 地点であるが、その後増加し、2015 年では約 1,300 地点となっている。そこで、年による地点数の違いの影響を避けるため、年ごとの発生回数を 1,000 地点あたりの回数に換算し比較している。なお、山岳地域に展開されていた無線ロボット雨量観測所のうち、廃止された観測所は除外している。

2.3　日本におけるさくらの開花・かえでの紅（黄）葉日の変動

【ポイント】
○　さくらの開花日は早くなっている。
○　かえでの紅葉日は遅くなっている。

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

さくらの開花とかえでの紅（黄）葉[18]の観測対象地点（2016 年 1 月 1 日現在）を表 2.3-1 に、同地点の観測結果を統計した開花日、紅（黄）葉日の経年変化を図 2.3-1 に示す。また、主な都市のさくらの開花日の平年値と 1990 年までの 30 年平均値との比較を表 2.3-2 に示す。

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

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

表 2.3-1　さくらの開花とかえでの紅（黄）葉の観測対象地点(2016 年 1 月 1 日現在)

観測項目	観測地点
さくらの開花 （58 観測地点）	稚内、旭川、網走、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島、名瀬、石垣島、宮古島、那覇、南大東島
かえでの紅(黄)葉 （51 観測地点）	旭川、札幌、帯広、釧路、室蘭、函館、青森、秋田、盛岡、山形、仙台、福島、新潟、金沢、富山、長野、宇都宮、福井、前橋、熊谷、水戸、岐阜、名古屋、甲府、銚子、津、静岡、東京、横浜、松江、鳥取、京都、彦根、下関、広島、岡山、神戸、大阪、和歌山、奈良、福岡、佐賀、大分、長崎、熊本、鹿児島、宮崎、松山、高松、高知、徳島

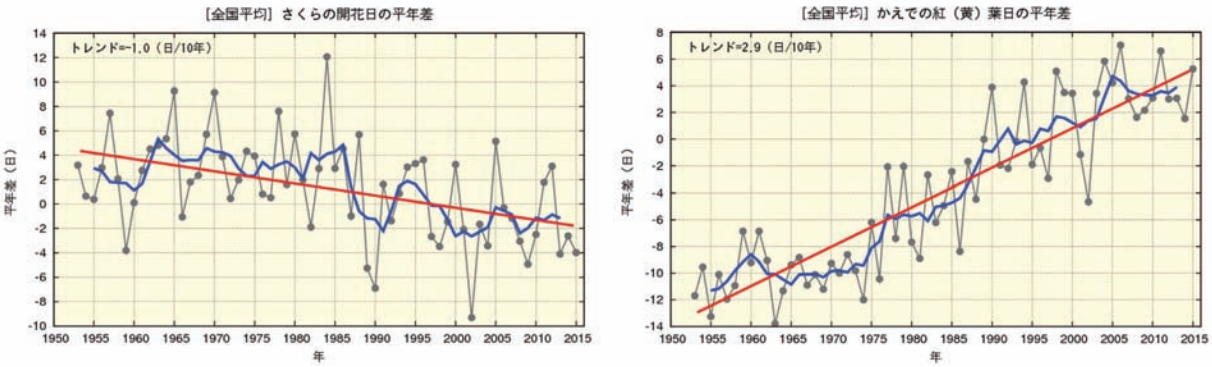


図 2.3-1　さくらの開花日の経年変化（1953～2015 年：左図）と、かえでの紅（黄）葉日の経年変化（同：右図）
黒の実線は平年差（観測地点（表 2.3-1 参照）で現象を観測した日の平年値（1981～2010 年の平均値）からの差を全国平均した値）を、青の実線は平年差の 5 年移動平均値を、赤の直線は変化傾向をそれぞれ示す。

[18] さくらの開花は「そめいよしの、えぞやまざくら、ひかんざくら」を対象に、かえでの紅（黄）葉は「いろはかえで、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[19]

台風の変動の特徴は以下のとおりである。

- ○ 2015 年の台風の発生数は 27 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。

2015 年の台風の発生数は 27 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、1951～2015 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～2015 年の統計期間では変化傾向は見られない（図 2.4-2）。

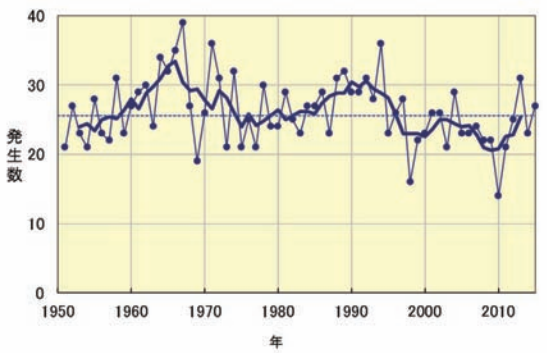


図 2.4-1　台風の発生数の経年変化
細い実線は年々の値を、太い実線は 5 年移動平均を示す。

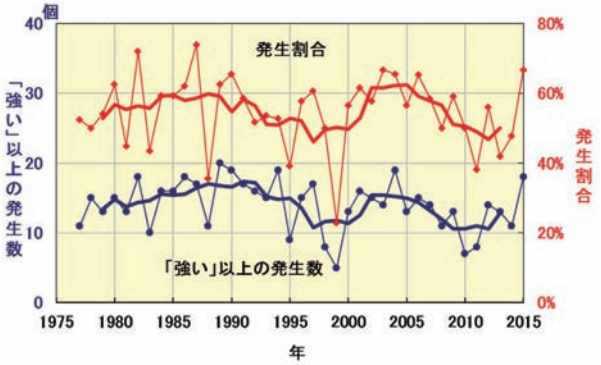


図 2.4-2　「強い」以上の勢力となった台風の発生数と全発生数に対する割合の経年変化
細い実線は、「強い」以上の勢力となった台風の発生数（青）と全台風に対する割合（赤）の経年変化。太い実線は、それぞれの 5 年移動平均。

[19] 熱帯または亜熱帯地方で発生する低気圧を熱帯低気圧といい、そのうち北西太平洋に存在し最大風速（10 分間の平均風速）がおよそ 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。

2.5　海面水温の変動[20]

【ポイント】
- ○ 2015 年の世界全体の年平均海面水温平年差は+0.30℃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 0.52℃である。
- ○ 日本近海における、2015 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 年当たり+1.07℃である。

2.5.1　世界の海面水温

2015 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+0.30℃で、1891 年以降ではこれまで最も高かった 2014 年の+0.20℃を大幅に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 0.52℃である（信頼度水準 99%で統計的に有意。統計期間：1891～2015 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、2015 年に観測された記録的な正偏差の要因として、長期的な上昇傾向に加えて、2014 年夏から続くエルニーニョ現象が 2015 年春以降さらに発達したことが考えられる（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、多くの海域で上昇している（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ている（図 2.5-1 青線）。これは温暖化に伴う百年規模の変動（変化傾向）に十年から数十年規模の自然変動が重なっているためと考えられており、地球温暖化を正確に評価するためには、この自然変動による影響の評価が欠かせない。海面水温に見られる十年規模の変動のうち、代表的なものである太平洋十年規模振動（PDO）については第 2.6.2 項で解説する。

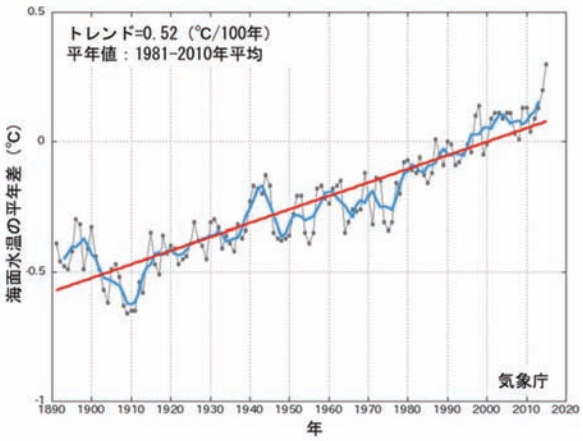


図 2.5-1　世界全体の年平均海面水温平年差の経年変化（1891～2015 年）
各年の値を黒い実線、5 年移動平均値を青い実線、変化傾向を赤い実線で示す。

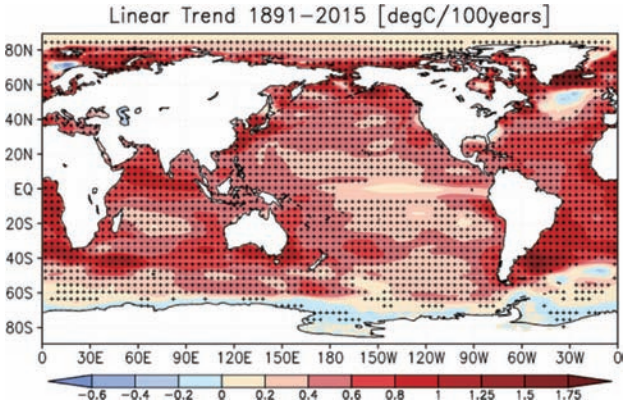


図 2.5-2　年平均海面水温の長期変化傾向（℃/100 年）
1891～2015 年の期間から算出した変化傾向を示す。＋記号は変化傾向が信頼度水準 95%で統計的に有意であることを示す。

[20] 気象庁ホームページでは、世界及び日本近海の海面水温の変化傾向を解析した結果等を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/glb_warm/glb_warm.html　（世界）
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/a_1/japan_warm/japan_warm.html　（日本近海）

2.5.2　日本近海の海面水温

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

図2.5-3に、日本近海（海域別）の年平均海面水温の長期変化傾向を示す。日本近海における、2015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、+1.07℃/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（+0.49℃/100年）（図2.5-2）よりも大きく、日本の気温の上昇率（+1.16℃/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。

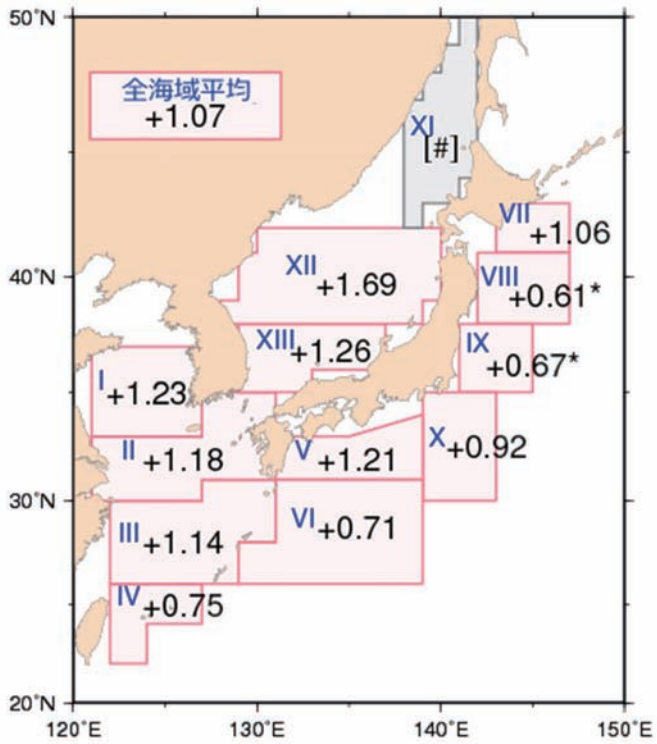


図 2.5-3　日本近海の海域平均海面水温（年平均）の変化傾向（℃/100 年）

1900～2015 年までの上昇率を示す。上昇率の数字に印が無い場合は、信頼度水準 99%以上で有意な変化傾向があることを、「*」が付加されている場合は信頼度水準95%以上で有意な変化傾向があることを示す。上昇率が[#]とあるものは、100 年間の変化傾向が明確に見出せないことを示す。

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

2.6　エルニーニョ／ラニーニャ現象[21]と太平洋十年規模振動[22]

【ポイント】
- ○ 2014 年の夏に発生したエルニーニョ現象が、2015 年を通して続いた。
- ○ 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るが、2014 年に続いて 2015 年も年平均値で正の値となった。

2.6.1　エルニーニョ／ラニーニャ現象

エルニーニョ現象は、太平洋赤道域の中央部から南米ペルー沿岸にかけての広い海域で海面水温が平年より高い状態が半年から一年半程度続く現象である。逆に、同じ海域で海面水温が平年より低い状態が続く現象はラニーニャ現象と呼ばれ、いずれも数年に一度発生する。エルニーニョ／ラニーニャ現象が発生すると、大気の流れが地球規模で変化するため、世界中の天候に影響を及ぼす。日本においては、エルニーニョ現象が発生すると冷夏・暖冬、ラニーニャ現象が発生すると暑夏・寒冬となる傾向がある。

図 2.6-1 はエルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の 1950 年以降の変化を示したものである。2014 年の夏に発生したエルニーニョ現象が、2015 年を通して続いた。

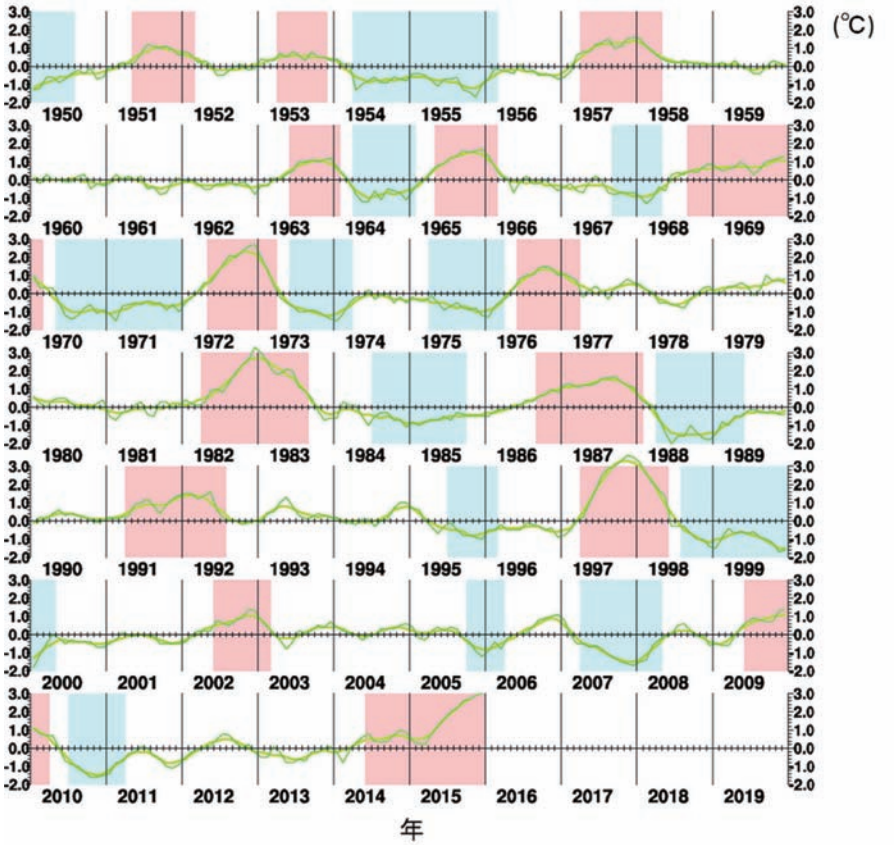


図 2.6-1 エルニーニョ監視海域における海面水温の基準値との差の時間変化（℃）
折線は月平均値、滑らかな太線は 5 か月移動平均値を示し、正の値は基準値より高いことを示す。エルニーニョ現象の発生期間は赤、ラニーニャ現象の発生期間は青で陰影を施してある。

---

21 「エルニーニョ／ラニーニャ現象」については、巻末の用語一覧を参照のこと。気象庁ホームページでは、エルニーニョ現象など熱帯域の海洋変動の実況と見通しに関する情報を「エルニーニョ監視速報」として毎月 1 回発表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/elnino/kanshi_joho/kanshi_joho1.html

22 気象庁ホームページでは、太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation : PDO）指数の変動についての診断結果を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html

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

海面水温の変動には、エルニーニョ／ラニーニャ現象に伴う数年規模の変動や温暖化に伴う百年規模の変動（変化傾向）に加え、十年から数十年規模の変動が存在する。特に太平洋に見られる十年以上の周期の大気と海洋が連動した変動は、太平洋十年規模振動（Pacific Decadal Oscillation、PDO と略す）と呼ばれ、海面水温に見られる代表的な十年規模変動として知られている。PDO では、海面水温が北太平洋中央部で平年より低く（高く）なるとき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 の空間分布および指数は月毎の海面水温偏差に基づいて定義されており、十年から数十年規模の変動に加えて ENSO 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る。2015 年の PDO 指数（年平均値）は+1.6 と 2014 年に続いて正の値となり、近年とは異なる傾向を示している（図 2.6-4）。

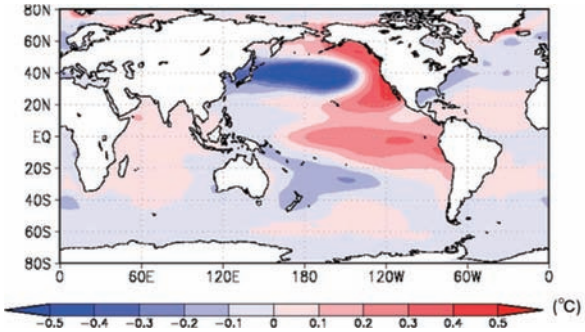


図 2.6-2　PDO 指数が正の時の典型的な海面水温の偏差パターン

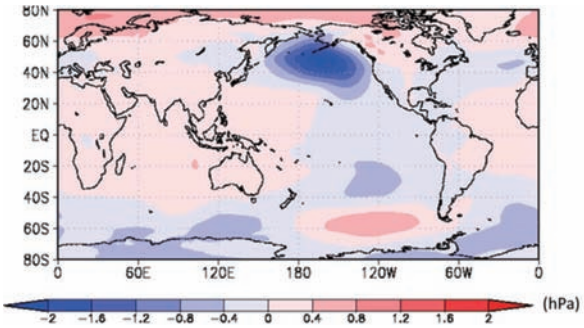


図 2.6-3　PDO 指数が正の時の典型的な海面気圧の偏差パターン

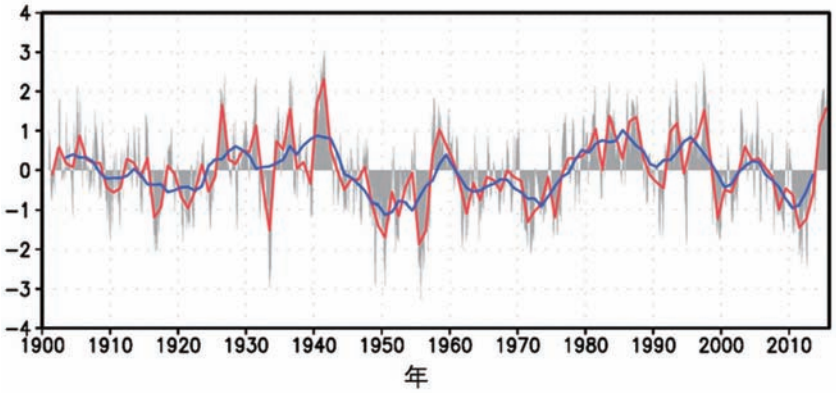


図 2.6-4　PDO 指数（年平均値）の経年変化

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[23]

【ポイント】
○　世界の海洋表層の貯熱量は、10 年あたり 2.17×10^{22} J の割合で増加している。

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

Ishii and Kimoto（2009）の手法を用いて解析した海洋表層の全球貯熱量の経年変化を図 2.7-1 に示す。1950 年以降、海洋表層の貯熱量は上昇と下降を繰り返しつつも増加しており、増加率は 10 年あたり 2.17×10^{22} J である（信頼度水準 99%で統計的に有意）。近年では 1990 年代中ごろから 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 2015 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。

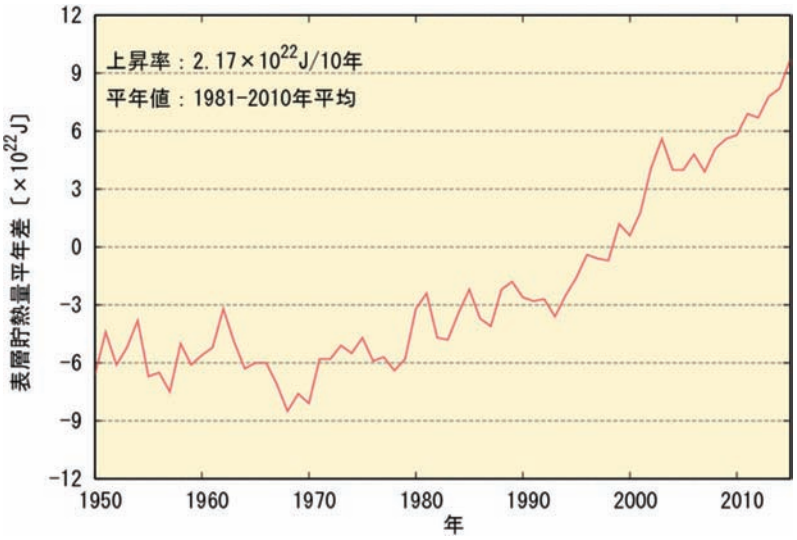


図 2.7-1　海洋表層（0-700 m）の全球貯熱量の経年変化
1981 年～2010 年の平均からの偏差。2015 年の値は暫定値。

[23] 気象庁ホームページでは、貯熱量の変動に関連して、海洋表層の水温を解析し公表している。
http://www.data.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[24]

【ポイント】
○ 日本沿岸の海面水位は、1980 年代以降、上昇傾向が見られる。
○ 1906～2015 年の期間では明瞭な上昇傾向は見られない。

IPCC 第 5 次評価報告書（IPCC, 2013）では、地球温暖化による海水の熱膨張及び山岳氷河やグリーンランド・南極の氷床の変化及び陸域の貯水量の変化等のため、世界平均の海面水位は明瞭な上昇傾向があるとしている。また、世界平均海面水位の平均上昇率は、1901～2010 年の期間で 1 年あたり 1.7［1.5～1.9］mm、1971～2010 年の期間で 1 年あたり 2.0［1.7～2.3］mm、1993～2010 年の期間で 1 年あたり 3.2［2.8～3.6］mm であった可能性が非常に高いことが示されている[25]。

日本沿岸の海面水位は、1906～2015 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、1906～2015 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。

[24] 気象庁ホームページでは、日本沿岸の海面水位の長期変化傾向を公表している。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/sl_trend/sl_trend.html
[25] ［　］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。

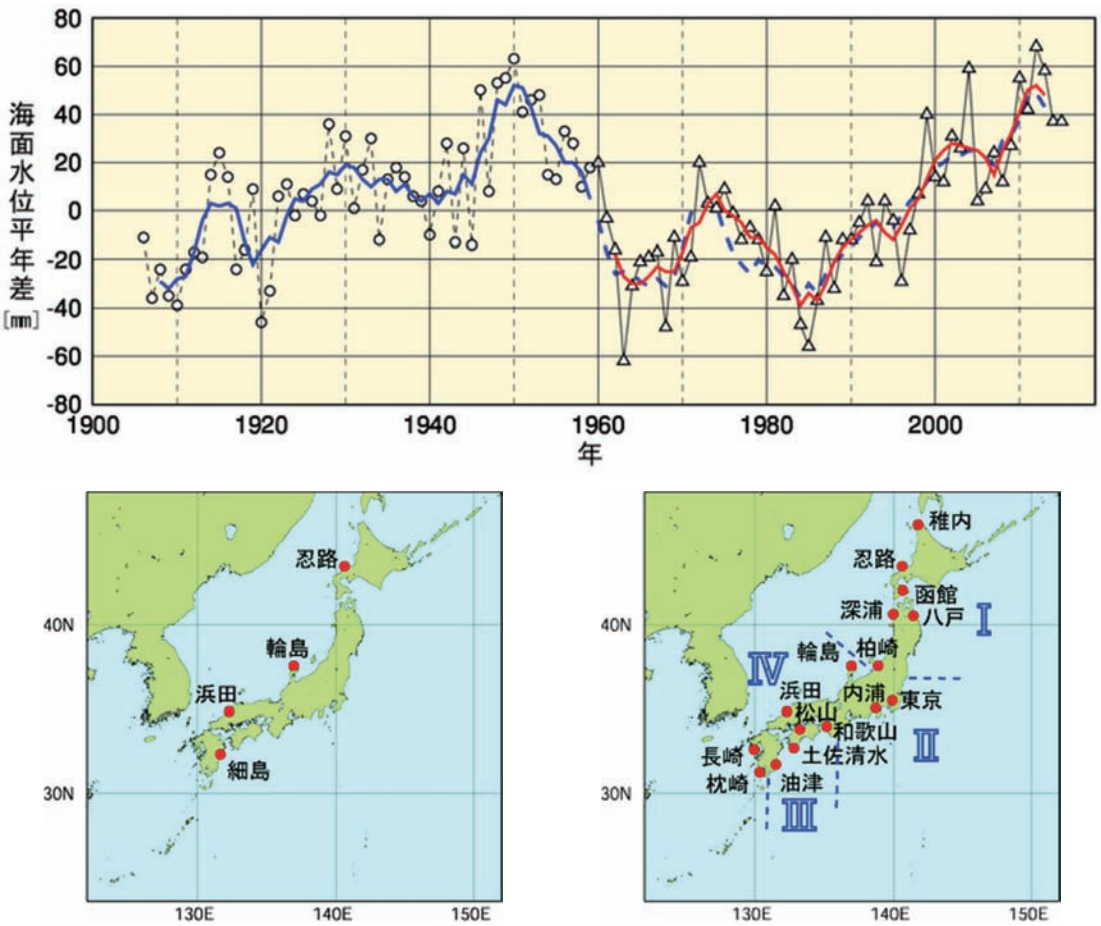


図 2.8-1　日本沿岸の年平均海面水位の経年変化（1906～2015 年、上図）と検潮所位置図（左下図、右下図）

日本沿岸で地盤変動の影響が小さい検潮所を選択している。1906～1959 年までは日本沿岸の検潮所の数が少なかったため、左下図に示した 4 地点の検潮所それぞれについて求めた年平均海面水位平年差を平均した値の変化を示している。1960 年以降については、変動パターンが類似している海域別に日本周辺をⅠ：北海道・東北地方の沿岸、Ⅱ：関東・東海地方の沿岸、Ⅲ：近畿太平洋側～九州太平洋側の沿岸、Ⅳ：北陸地方～九州東シナ海側の沿岸の 4 海域に区分（右下図に、使用した 16 地点の検潮所とともに示す）し、海域ごとに求めた年平均海面水位平年差をさらに平均し、その変化を示している。グラフの海面水位は、1981～2010 年までの期間で求めた平年値を 0 mm とした各年の年平均海面水位平年差の時系列である。青実線は 4 地点平均の平年差の 5 年移動平均値、赤実線は 4 海域平均の平年差の 5 年移動平均値を示している。なお、青破線は、4 地点平均の平年差の 5 年移動平均を期間後半（1960 年以降）について算出し、参考として示したものである（1962～2013 年における赤実線と青破線の値の相関係数は 0.98 で両者の対応は良く、1959～1960 年にかけての地点の追加・削除がその間の海面水位平年差の変化に与えた影響は小さいと考えられる）。使用した検潮所のうち、忍路、柏崎、輪島、細島は国土地理院の所管する検潮所である。東京は 1968 年以降のデータを使用している。平成 23 年（2011 年）東北地方太平洋沖地震の影響を受けた函館、深浦、柏崎、東京、八戸は、2011 年以降のデータを使用していない。

2.9　海氷域の変動[26]

【ポイント】

- ○ 北極域の海氷域面積は減少している。2015 年の海氷域面積の年最大値は 1464 万 km² で、1979 年以降最も小さい記録となった。
- ○ 南極域の海氷域面積は増加している。2015 年の海氷域面積の年平均値は 1285 万 km² で、1979 年以降 3 番目に大きい記録となった。
- ○ オホーツク海の最大海氷域面積は、10 年あたり 7.1 万 km² の割合で減少している。2015 年の最大海氷域面積は 67.48 万 km² で、1971 年以降最も小さい記録となった。

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 2015 年までの減少率が年あたり 9.0 万 km² となり、2015 年の年最小値は 448 万 km² で、1979 年以降 4 番目に小さい記録であった。また、2015 年の年最大値は 1464 万 km² で、1979 年以降最も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 3.0 万 km² の割合で増加している（信頼度水準 99%で統計的に有意）。2015 年の海氷域面積の年平均値は 1285 万 km² で、1979 年以降 3 番目に大きい記録となった。

[26] 気象庁ホームページでは、北極域・南極域の海氷域面積、オホーツク海の冬季の海氷域面積を公表している。
http://www.data.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）

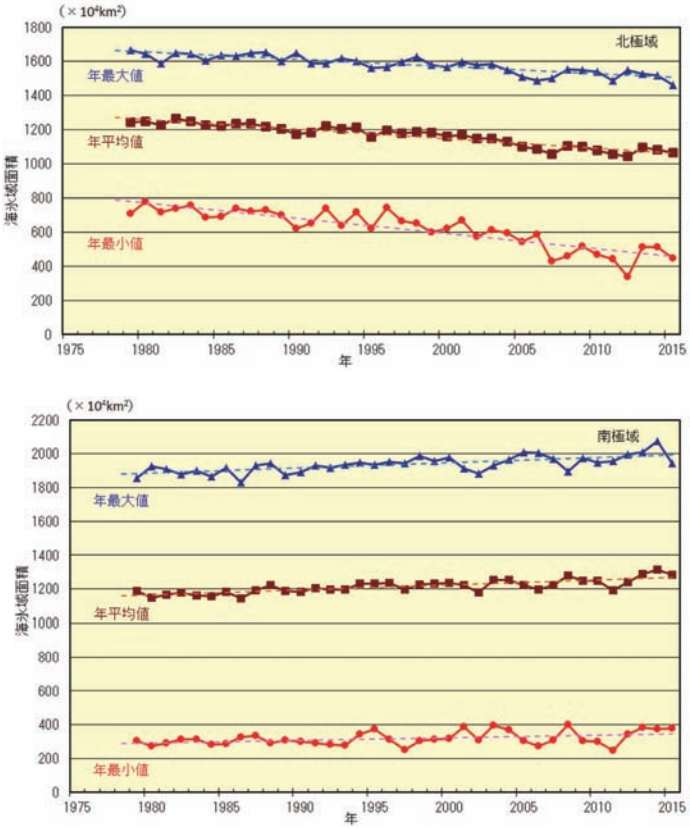


図 2.9-1　北極域（上図）と南極域（下図）の海氷域面積の経年変化（1979～2015 年）
折れ線は海氷域面積（上から順に年最大値、年平均値、年最小値）の経年変化、破線は各々の変化傾向を示す。海氷データは、NSIDC（米国雪氷データセンター）等が提供している輝度温度データを使用して作成している。

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[27]は年ごとに大きく変動しているものの長期的には減少しており（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 2.9-2）、10 年あたり 7.1 万 km²（オホーツク海の全面積の 4.5%に相当）の割合で減少している。2015 年の最大海氷域面積は 67.48 万 km² で、1971 年以降最も小さい記録となった。

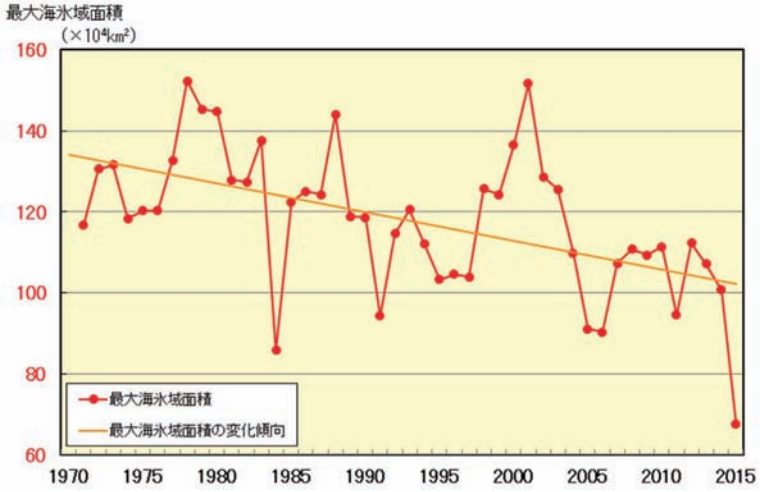


図 2.9-2　オホーツク海の最大海氷域面積の経年変化（1971～2015 年）
直線は変化傾向を示す。

[27] 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

【ポイント】
- ○ 北半球の積雪域面積の経年変化には、5～6 月及び 9～12 月に減少傾向がある。
- ○ 2014/2015 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 1988～2015 年の過去 28 年間の経年変化には、5～6 月及び 9～12 月に減少傾向があり（信頼度水準 95%で統計的に有意）、1～4 月には統計的に有意な傾向はない（2 月、11 月のみ図 2.10-1 左上図、左下図に示し、他は図略）。2014/2015 年冬（2014 年 12 月～2015 年 2 月）の積雪日数は、平年より少ない地域が多かったが、2015 年 2 月は北米東部とヨーロッパ西部では平年より多かった（図 2.10-1 右上図）。2015 年 11 月はカナダ北東部、西シベリアで平年より多く、ヨーロッパ東部、中国西部、カナダ南部で平年より少なかった（図 2.10-1 右下図）。

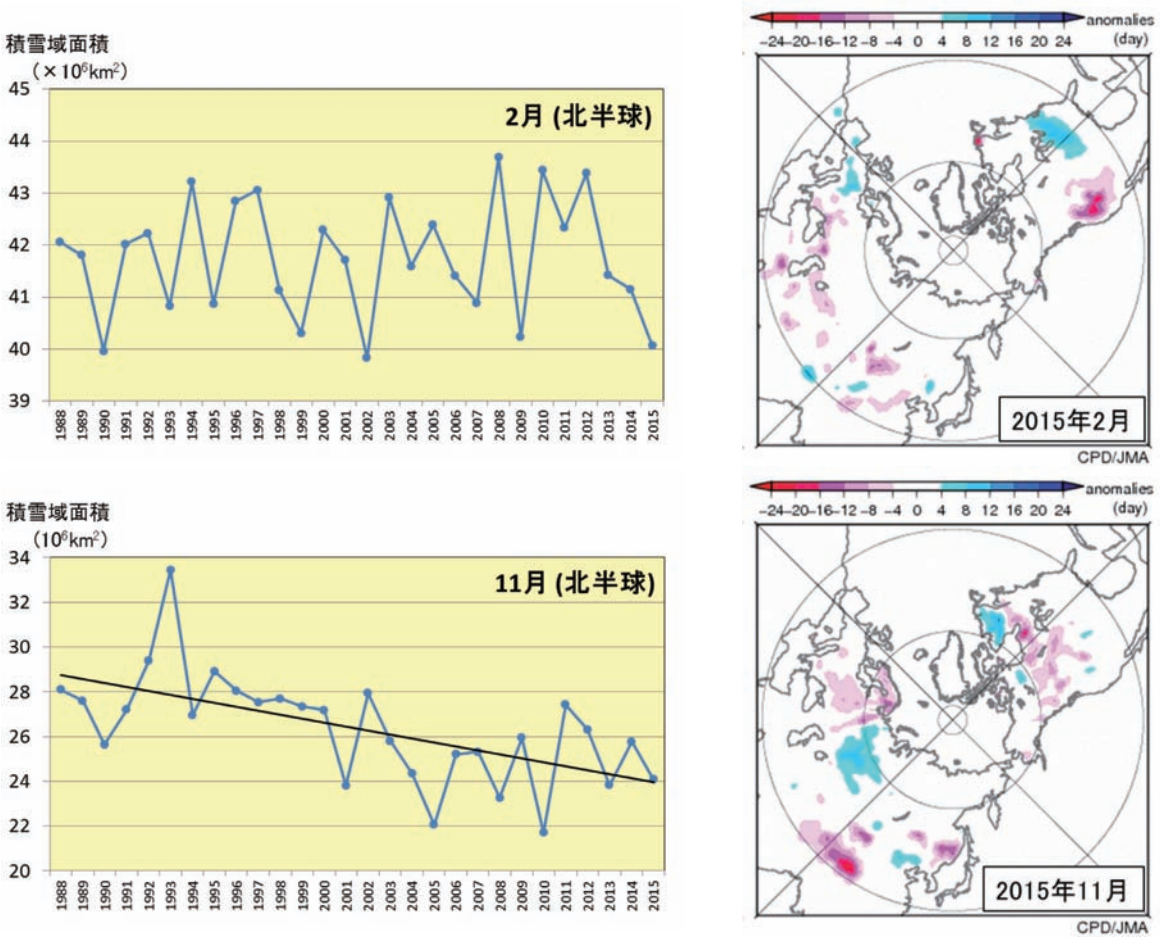


図 2.10-1　北半球（北緯 30 度以北）における 2 月（左上図）及び 11 月（左下図）の積雪域面積の経年変動（1988～2015 年）と 2015 年 2 月（右上図）及び 11 月（右下図）の月積雪日数平年偏差図

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[28]

【ポイント】
- ○ 二酸化炭素の濃度は、大気、海洋ともに長期的に増加している。
- ○ 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）[29]を運営し、世界各国の温室効果ガスのデータを収集し、集めたデータの解析及び国内外へのデータの提供を行っている。WDCGG に報告されたデータを見ると、化学的に安定していて気候に長期的な影響を与える代表的な温室効果ガスの世界平均濃度は引き続き増加している（表 3.1-1）。

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）。

表 3.1-1　温室効果ガス等の世界平均濃度（2014 年）[30]

温室効果ガスの種類	大気中の濃度			前年との差	参考数値
	工業化以前（1750 年頃）	2014 年平均濃度	工業化以降の増加率		寿命（年）
二酸化炭素	約 278 ppm	397.7 ppm	+ 43%	+1.9 ppm	不定
メタン	約 722 ppb	1833 ppb	+154%	+9 ppb	12.4
一酸化二窒素	約 270 ppb	327.1 ppb	+ 21%	+1.1 ppb	121

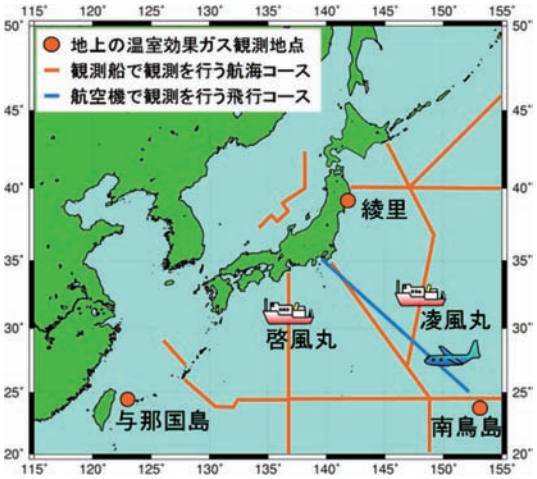


図 3.1-1　気象庁における温室効果ガスの観測網
気象庁では、綾里、南鳥島及び与那国島の 3 地点で連続観測を実施しているほか、2 隻の海洋気象観測船（凌風丸、啓風丸）により洋上大気及び海水中の、航空機により上空の温室効果ガス観測を定期的に実施している。

28 気象庁ホームページでは、温室効果ガス等の監視成果を公表している。
http://ds.data.jma.go.jp/ghg/info_ghg.html　（大気中の温室効果ガス）
http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index_co2.html　（海洋の温室効果ガスと海洋酸性化）
http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/data/report/data/　（大気・海洋環境観測年報）

29 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

30 工業化以前の値及び寿命については最新の知見による IPCC(2013)を、2014 年の値及び前年との差は WMO (2015)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 2014 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 2014 年の濃度は 397.7 ppm であり、前年に比べて 1.9 ppm 増えている（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。

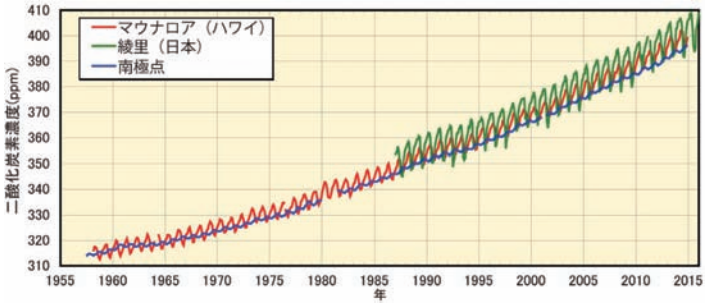


図 3.1-2　大気中の二酸化炭素濃度の経年変化
マウナロア、綾里及び南極点における大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。温室効果ガス世界資料センター（WDCGG）及び米国二酸化炭素情報解析センター（CDIAC）が収集したデータを使用した。

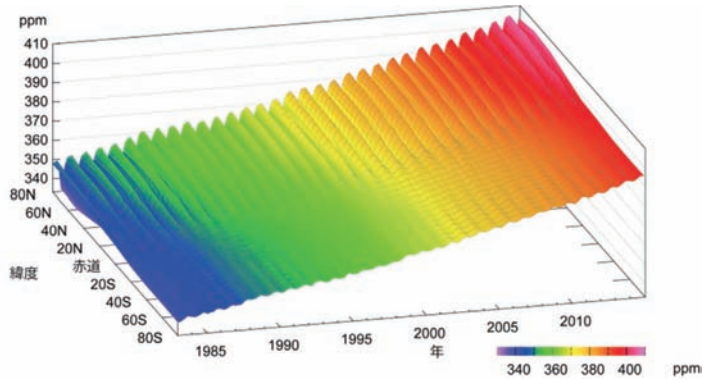


図 3.1-3　緯度帯別の大気中の二酸化炭素濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の二酸化炭素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2016）に掲載されている。

（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。2015 年の年平均濃度は、綾里で 403.1 ppm、南鳥島で 401.4 ppm、与那国島では 403.8 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 2009～2010 年のエルニーニョ現象発生を追うように、二酸化炭素濃度が大きく増加した（図 3.1-4（b））。これは世界でも同様の傾向である。

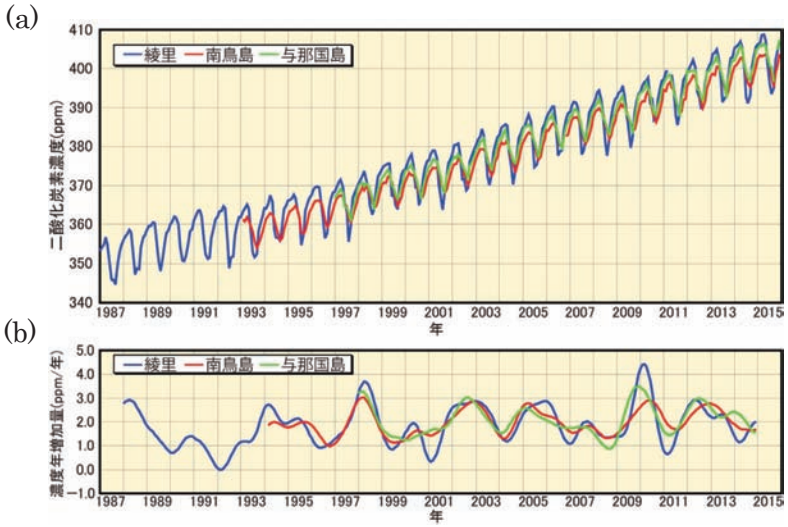


図 3.1-4　綾里、南鳥島及び与那国島における大気中の二酸化炭素濃度（a）と濃度年増加量（b）の経年変化
濃度年増加量は、季節変動成分を除いた月別値から、各月の増加量を 1 年あたりに換算して求めている。算出方法は WMO（2009）による。

（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）。1984～2015 年の濃度年増加量は、表面海水中では 1.6 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。

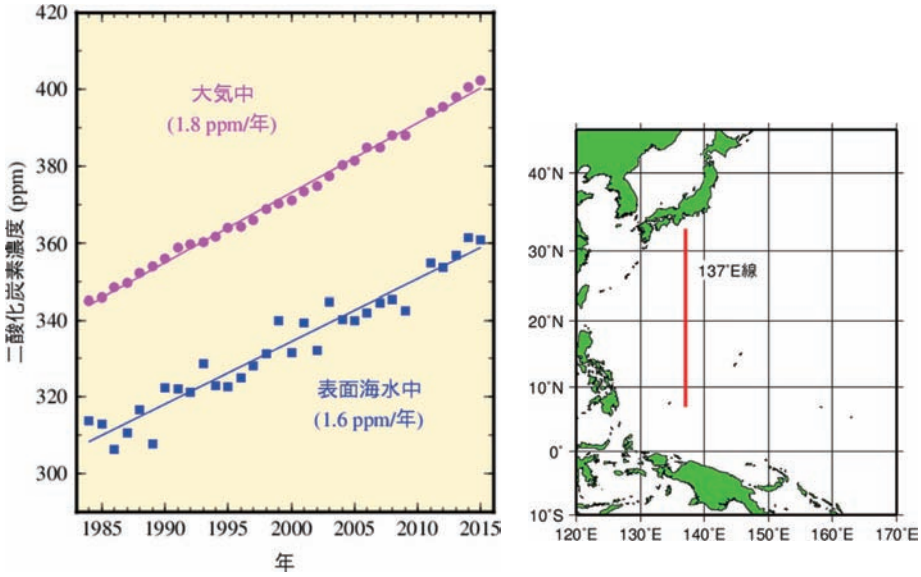


図 3.1-5 東経 137 度線（右図の赤線部分）上の冬季（1～2 月）の表面海水中と洋上大気中の二酸化炭素濃度の経年変化（北緯 7～33 度の航行中連続観測データの平均値、1984～2015 年）
気象庁では海洋気象観測船凌風丸及び啓風丸によって、亜寒帯から赤道域にいたる北西太平洋で、表面海水中及び洋上大気中の二酸化炭素濃度の観測を実施している。これらの二酸化炭素濃度は、表面海水及び大気試料をポンプで船内に取り込み、観測室内に設置した装置で航行中に連続的に観測している。

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、1990～2014 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。

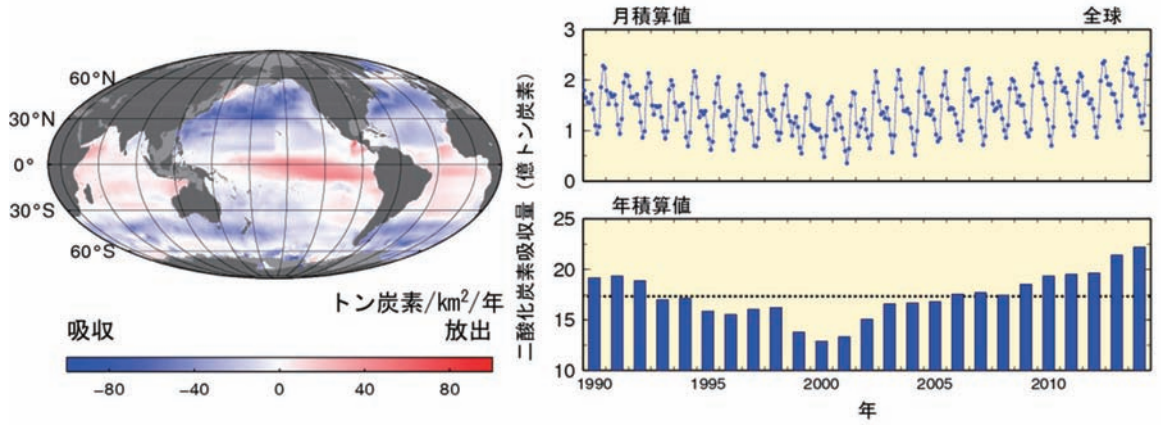


図 3.1-6　全海洋における二酸化炭素の吸収・放出の 2014 年の分布（左図）及び二酸化炭素吸収量の月ごと及び年間の積算値（1990～2014 年）（右図）

左図は 2014 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 1990～2014 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 3～12 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 4～13 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、より深くまで分布しているため、その他の海域に比べて二酸化炭素蓄積量が大きいと考えられる。

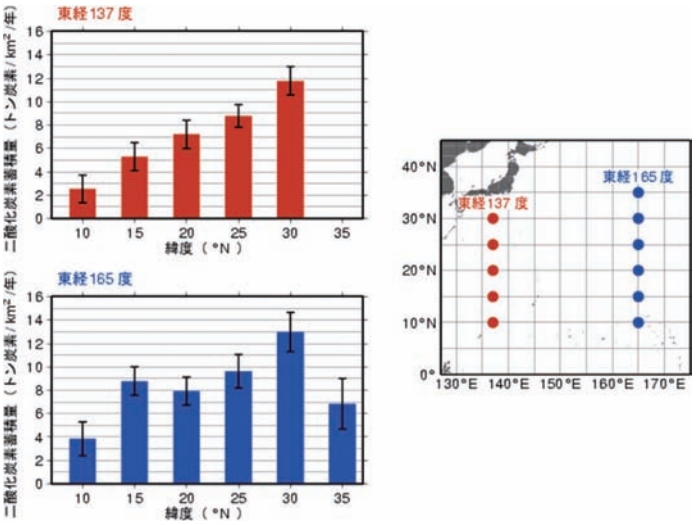


図 3.1-7　東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における、1990 年代以降での 1 年あたりの二酸化炭素蓄積量（左図）と解析対象とした海域（右図）
左図中のエラーバーは、信頼区間 95%の範囲を示す。

（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）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（1984 年以降の冬季）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 10 年あたり 0.014～0.020（平均では 0.017）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 0.002～0.031 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。

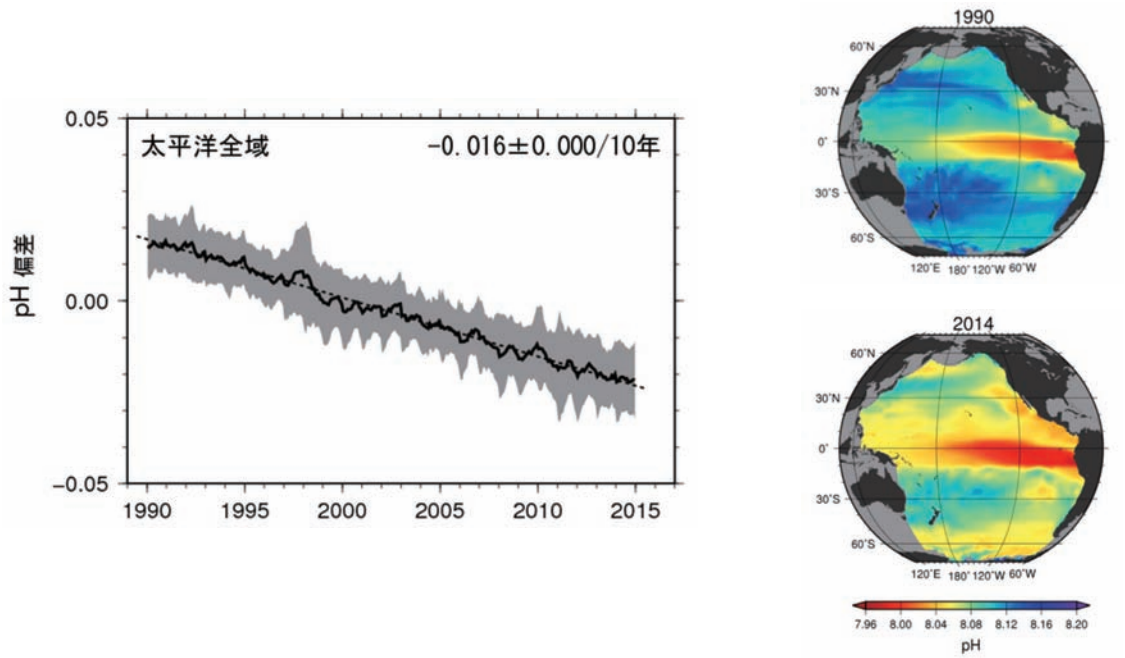


図 3.1-8　1990 年と 2014 年における太平洋の pH 分布図（右図）、及び表面海水中の pH 偏差の長期変化図（左図）
pH 分布図は、暖色系ほど pH の数値が低いことを示す。時系列図中の塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率（減少率）と、"±"以降の数値は変化率に対する 95%信頼区間を示す。

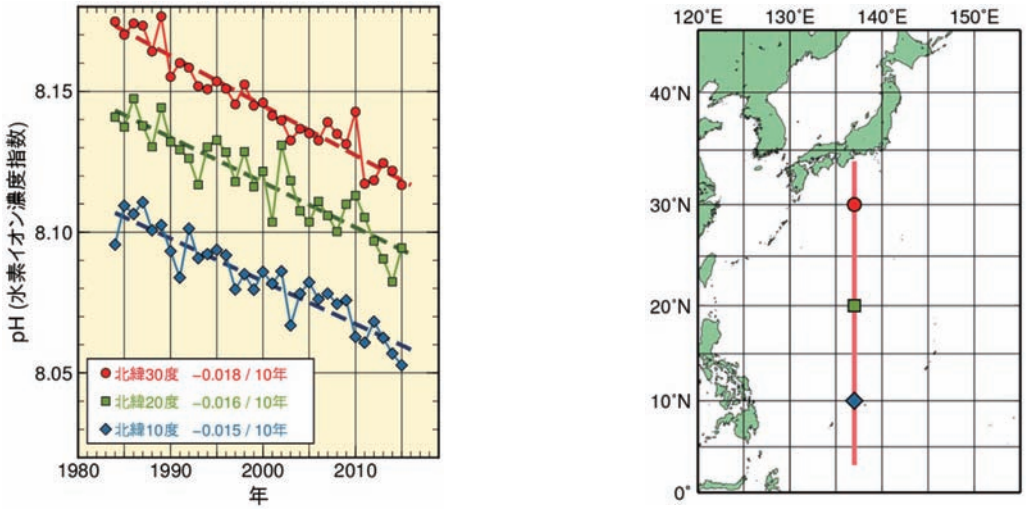


図 3.1-9　東経 137 度線（右図）における冬季（1～2 月）の表面海水中 pH の経年変化（左図）
東経 137 度線のうち北緯 10 度、20 度及び 30 度における経年変化を代表して図示した。図中の数字は各緯度における 10 年当たりの変化率を示す。

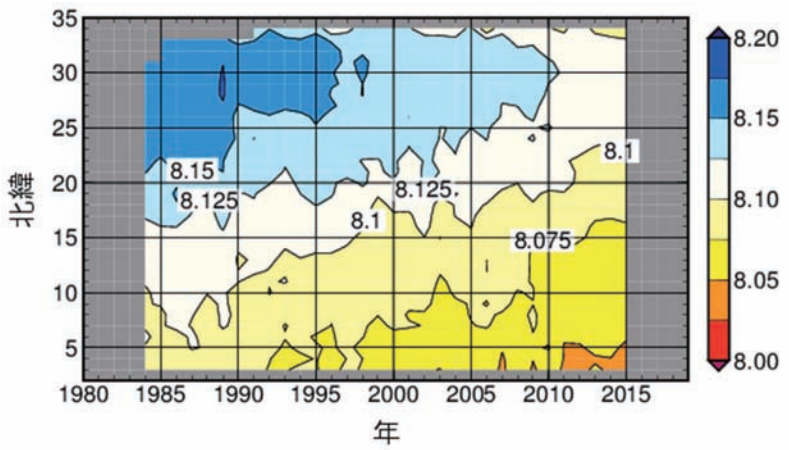


図 3.1-10　冬季（1～2 月）の東経 137 度線上における表面海水中の pH の緯度-時間断面

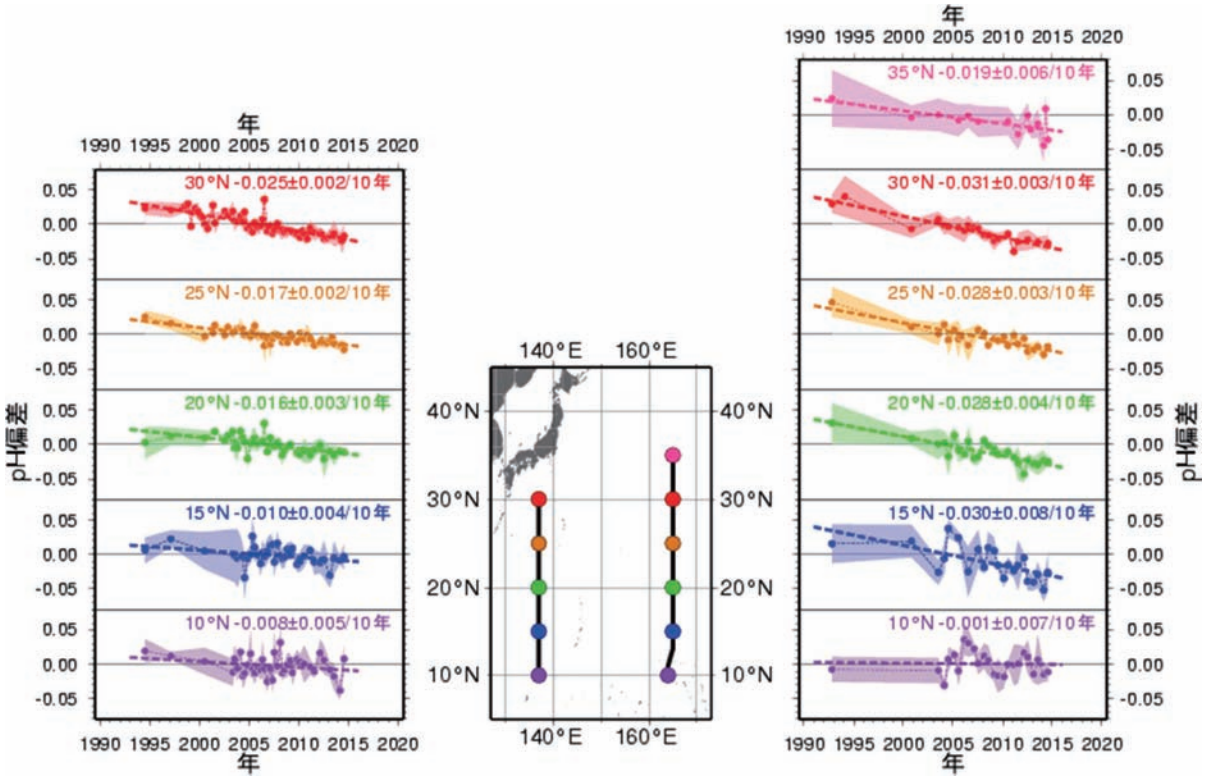


図 3.1-11　東経 137 度及び東経 165 度の各緯度における海洋内部での pH 偏差の長期変化
塗りつぶしは標準偏差、破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年当たりの変化率（減少率）と、"±"以降の数値は変化率に対する 95%信頼区間を示す。

【コラム】50 年目を迎えた東経 137 度定線観測

東経 137 度に沿った海洋観測線（以下、「137 度定線」）は、志摩半島沖の北緯 34 度から、赤道域の北緯 3 度までの全長 3,400km に及んでいる（図 1）。この 137 度定線は、その経路上に大きな島や海山などが存在していないため、それらによる局所的な影響を受けにくく、黒潮、黒潮反流、北赤道海流などの北西太平洋の主要な海流を横断しているという特徴がある。気象庁は、これらの主要な海流の流量や、137 度定線に沿った海洋断面の水温、塩分、溶存酸素、栄養塩などの特性の長期変動を捉えるため（Masuzawa, 1967）、1967 年 1 月から毎年、海洋気象観測船による海洋観測を実施してきている。2016 年 1～2 月の「凌風丸」による航海をもって 137 度定線の観測は 50 年目を迎え、冬季の観測回数は 50 回目となった。

これまでの 50 年にわたる 137 度定線観測から、北西太平洋における海洋内部の水温や塩分の分布が、黒潮流路の変動やエルニーニョ/ラニーニャ現象、さらにはアリューシャン低気圧の変動と関連して、数年から十年規模の周期でダイナミックに変動している様子が明らかになった。（例えば佐伯, 1987 ; Qiu and Joyce, 1992 ; Shuto, 1996 ; Nakano et al., 2005）。これらの知見は、海況監視、季節予報、さらに温暖化の将来予測のための海洋モデルの再現性の検証に活用されている（例えば Tsujino et al., 2011 ; Tsujino et al., 2013）。近年、長期の大気再解析データセットや衛星観測による海面高度データセットが整備されるとともに、アルゴフロートによる水深 2000m までの水温・塩分の観測網が充実し、さらに高解像度の精緻な数値モデル実験が可能なまでに計算機資源が急速に増大したことから、137 度定線が捉えている変動を基本的な知見として、より詳細な北太平洋の立体的な海洋変動の実態の理解が進展することが期待される。

一方、地球温暖化の原因物質である温室効果ガスの監視と炭素循環の解明のため、1980 年代に開始した二酸化炭素の観測も約 30 年となった。この観測により、表面海水中の二酸化炭素濃度だけでなく、海洋内部への蓄積量の長期変化が捉えられるようになった。特に、人間活動によって排出された二酸化炭素を海洋が吸収してきたことにより、海洋内部の二酸化炭素濃度が増加し、表面だけでなく海洋内部においても水素イオン濃度指数（pH）が低下する海洋酸性化が着実に進行しているということが、この観測により世界で初めて明らかになった（Takatani et al., 2014）。このように、これまでは、大気中の二酸化炭素濃度の増加に伴う、海洋中の二酸化炭素の長期変化を把握することに重点が置かれてきた。しかし、近年では、約 30 年の観測データから、海洋中の二酸化炭素には、周期的な変動があり、それがエルニーニョ/ラニーニャ現象や亜熱帯循環の変動と関連していることが少しずつ明らかになりつつある。今後、観測を積み重ねることにより、二酸化炭素の変動と大気や海洋の循環との関係の理解が進み、地球温暖化予測の不確実性の低減に一層貢献するものと期待される。

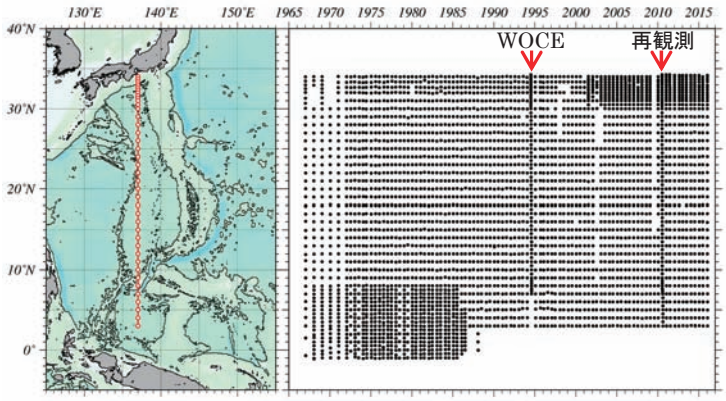


図 1　137 度定線上測点分布（左図）、及び測点の時空間分布（右図）
左図地図上の赤丸印が 137 度定線上の測点を示す。右図の点は、137 度定線上の測点の時空間分布を示す。赤矢印は WOCE（1994 年）及びその再観測（2010 年）での測点を示す。

これまでの観測成果の一例として、137 度定線で捉えられた北太平洋表層水塊の変動を以下に示す。表層水塊とは、大気－海洋間の熱、淡水及び運動量の交換を伴って形成され、海域に固有な水温や塩分などで特徴づけられる海水が海洋循環の経路に沿って広範囲に分布するものである。これら表層水塊の変動を、形成域の下流にあたる 137 度定線において継続的に監視することで、気候変動の実態把握とそのメカニズムの解明につなげてきた（図 2、3）。

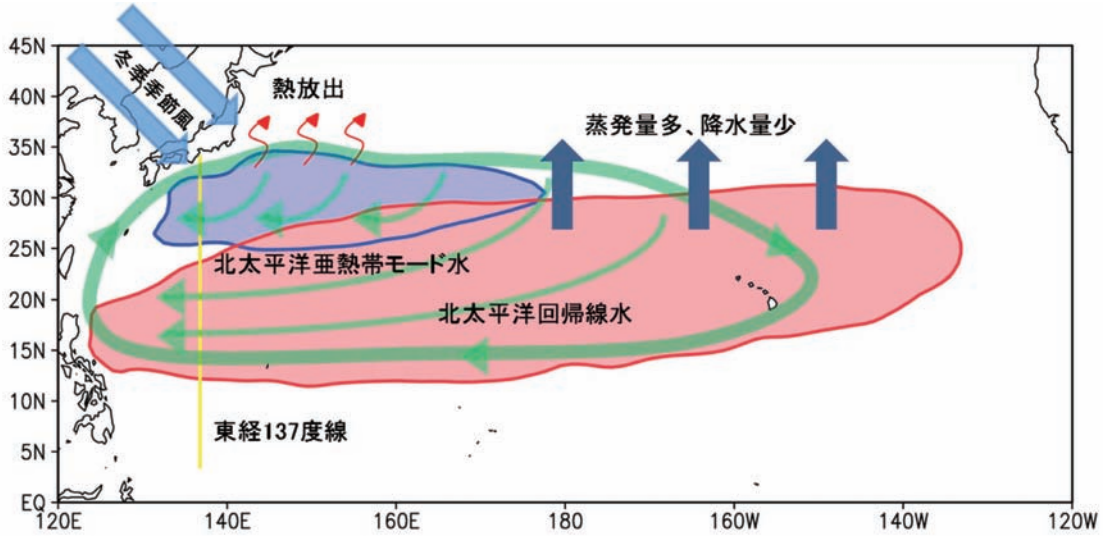


図 2　北太平洋亜熱帯モード水（青）と北太平洋回帰線水（赤）の分布と形成過程
Ishii and Kimoto(2009)に基づき解析した表層水温・塩分データセットによる北太平洋亜熱帯モード水及び北太平洋回帰線水の平均分布（1981-2010 年）を表す。緑矢印は亜熱帯循環及び黒潮の再循環を表し、各水塊の形成域から分布域への広がりを示す。形成過程として、亜熱帯モード水は冬季季節風による黒潮続流の南側の海域の熱放出の影響が、北太平洋回帰線水はハワイ周辺海域において冬季の蒸発量が多くなることが影響しているとされている。

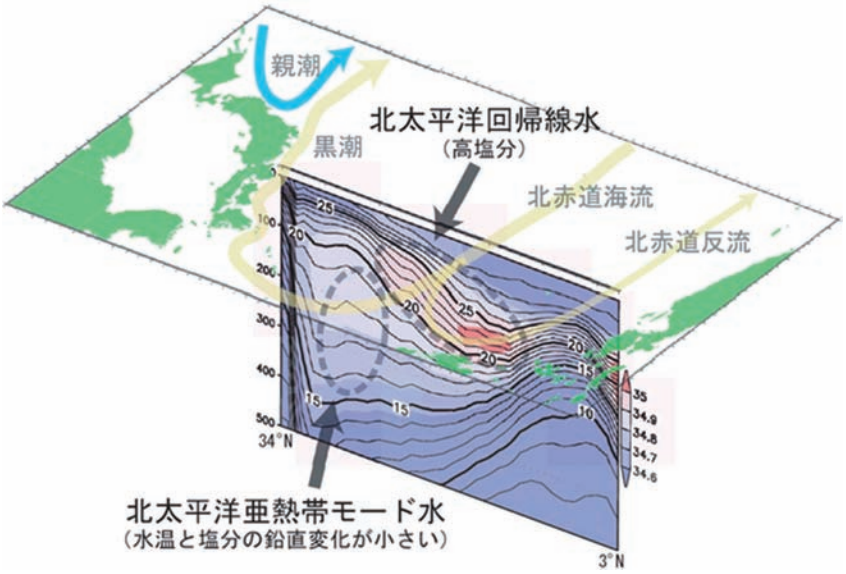


図 3　東経 137 度線の水温・塩分鉛直断面における表層水塊の分布（破線丸内）
断面図は夏季の平年的な分布であり、水温（℃）を等値線で、塩分をカラーで示してある。

137 度定線で水温・塩分の断面を解析すると、北緯 20 度～33 度、深さ 100～400m の範囲で鉛直方向の水温・塩分の変化が小さい等温（等密度）層、いわゆる北太平洋亜熱帯モード水（NPSTMW, 以下「亜熱帯モード水」）が存在する。この亜熱帯モード水は、137 度定線では、その断面積が顕著な十年規模変動を示す（図 4(a)）。亜熱帯モード水の水温は 1980 年代に昇温し、それ以降、顕著な十年規模変動を示す。また、北緯 7 度～25 度、深さ 50～300m の範囲における高塩分水である北太平洋回帰線水（NPTW, 以下「回帰線水」）の断面積は、明瞭な十年規模変動を伴いながら、1970 年代半ば以降減少傾向（低塩化）にある（図 4(b)）。この断面積の変動は、北部領域（北緯 18 度～北緯 25 度）が支配的である（Suga et al., 2000; Nakano et al., 2015）。また、137 度定線では水深 300～800m 付近にみられる塩分極小層である北太平洋中層水（NPIW, 以下「中層水」）の断面積は、数年及び十年規模の変動をしながら、増加傾向（低塩化）を示す（図 4 (c)）。

これらの水塊の経年から十年規模の変化は、中部北太平洋における風応力の変動に起因すると考えられている（Qiu and Joyce, 1992; Shuto, 1996; Nakano et al., 2005; 2007）。そして、この風応力の変動は、アリューシャン低気圧の強度の変動と位置の南北変動に伴っている（図 4(d), Sugimoto and Hanawa, 2011）。また、亜熱帯モード水及び回帰線水の分布変動は、北緯 15 度～北緯 25 度に見られる亜熱帯反流及び亜熱帯フロントにおける中規模渦の活動度と関連すると考えられている (Qiu and Chen, 2006)。

これらの成果については、気象庁ホームページ「海洋の健康診断表」（http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/）において公表しているほか、成果を記載した多くの科学論文のうち一部は、気候変動に関する政府間パネル（IPCC）第 5 次評価報告書（AR5, 2013）に気候変動の自然科学的根拠として引用されており（Ishii et al., 2009; 2011;　Midorikawa et al., 2005; 2010; Nakano et al., 2007）、137 度定線の 50 年にわたる継続した海洋観測の重要性は、もはや揺るぎないものとなっている。

気象庁では、今後も 137 度定線をはじめとする北西太平洋及び日本周辺海域に設定した定線において高精度の海洋観測を継続して実施し、併せてアルゴフロートのデータ、数値モデル実験結果、大気再解析データセットなども活用しつつ、当該海域の海洋変動を把握することで、引き続き気候変動予測に貢献していく。

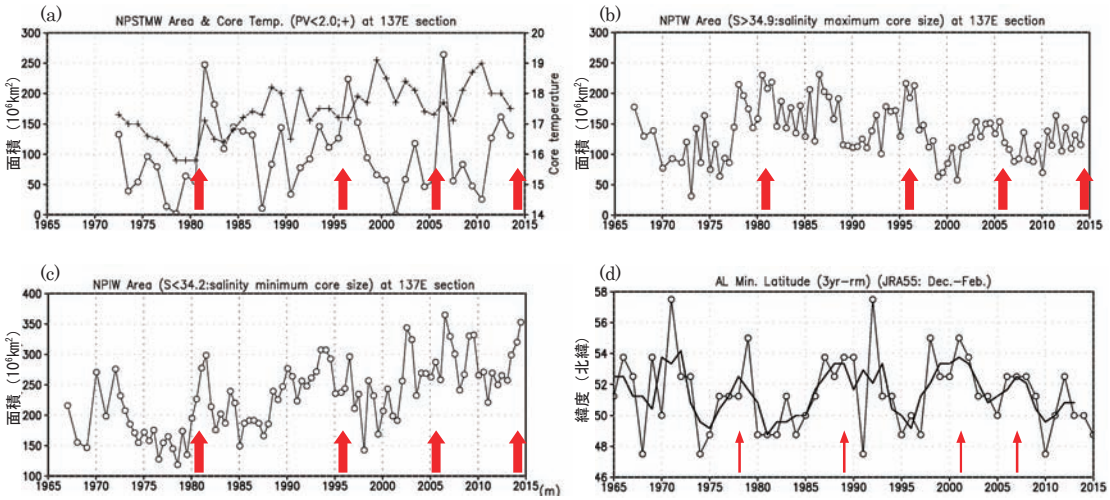


図 4　137 度定線断面での（a）亜熱帯モード水、(b) 回帰線水、(c) 中層水の勢力と (d) アリューシャン低気圧の南北変動の時系列

（a）137 度定線断面における夏季亜熱帯モード水の面積（○）と水温（+）、（b）回帰線水の面積（塩分 34.9 以上の面積、冬季及び夏季）、（c）中層水の面積（塩分 34.2 以下の面積、冬季及び夏季）、（d）冬季アリューシャン低気圧の南限緯度（太線は 3 年移動平均）。（a）～（c）の赤い太矢印は、それぞれの水塊の断面積が極大をとった 1981、1996、2006、2014 年ころを示している。この期間は、(d)で示すアリューシャン低気圧が強化され北上する時期（細矢印）から、数年遅延して現れることがわかっている。

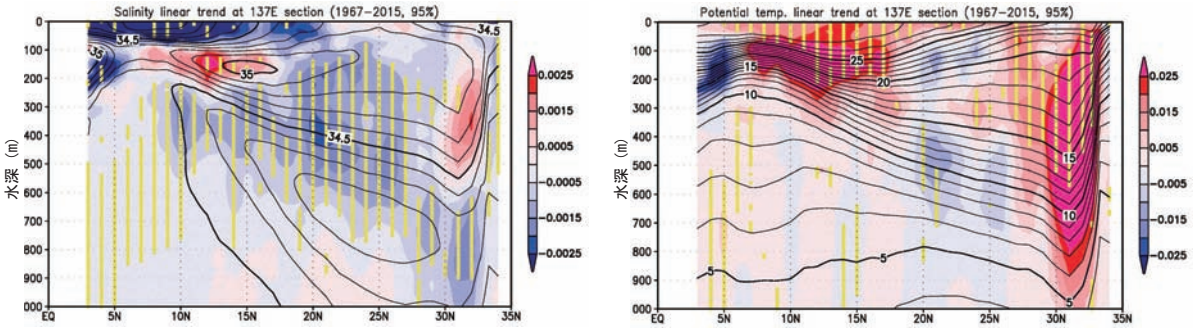


図 5　137 度定線断面における塩分及びポテンシャル水温の長期変化（1967～2015 年）

（左図）塩分及び（右図）ポテンシャル水温（単位℃）の 1967～2015 年の 1 年当たりの平均変化率をカラーで示す。変化率が 95%の確率で有意な測点・深度には、黄色のバーを付加している。1981 年から 2010 年の平均値を黒等値線で示す。

(5) 上空の二酸化炭素濃度

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が共同で、1993 年から定期航空便を利用した上空の二酸化炭素濃度の観測[31]を行っている（Matsueda et al., 2002、Machida et al., 2008）。この結果によると、上空でも地上と同様に、季節変動を繰り返しながら濃度が増加していることがわかる（図 3.1-12）。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）。

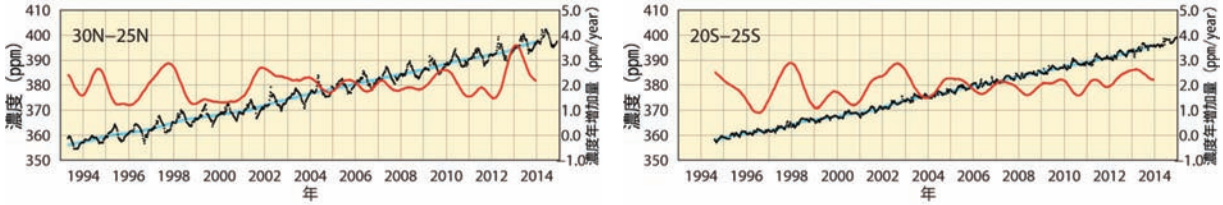


図 3.1-12　気象庁気象研究所と国立研究開発法人国立環境研究所による日本とオーストラリア間の定期航空便を利用して観測された上空の二酸化炭素濃度の経年変化（1993 年 4 月～2014 年 12 月）
左図は北緯 25～30 度の、右図は南緯 20～25 度の緯度帯平均を表す。黒点、青線、赤線はそれぞれ高度 8～13km で観測された緯度帯別の二酸化炭素濃度、季節変動成分を除いた経年変化、濃度の年増加量を示す。算出方法は WMO（2009）による。

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 3.1-13 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。しかし、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, 2015）。WDCGG の解析では 2014 年の世界平均濃度は 1833 ppb で、1984 年以降で最高値となった（表 3.1-1）。

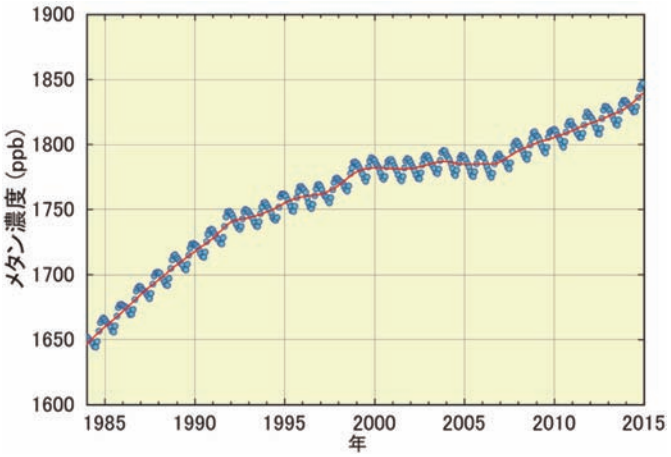


図 3.1-13　大気中のメタンの世界平均濃度
WDCGG が収集した観測データから作成した大気中のメタンの月別の世界平均濃度の経年変化（青丸）と、季節変動成分を除いた濃度変化（赤線）を示す（WMO, 2015）。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2016）に掲載されている。

[31] 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。

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[32]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 3.1-14）。

大気中のメタン濃度の増加は、工業化時代以降に著しく、二酸化炭素の増加率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。

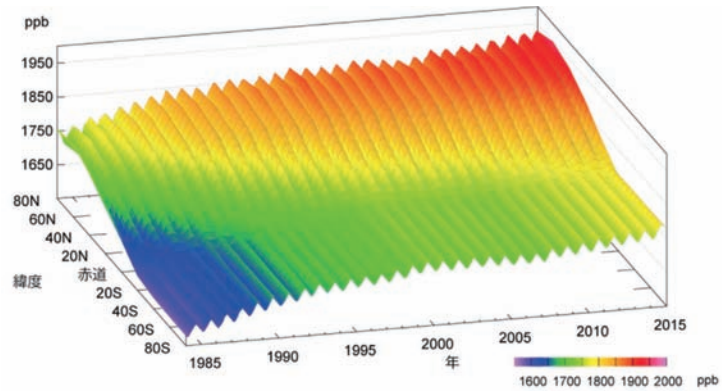


図 3.1-14　緯度帯別の大気中のメタン濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中のメタン月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2016）に掲載されている。

（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 3.1-15（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鳥島は、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鳥島が 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。2015 年の年平均濃度は、綾里で 1919ppb、南鳥島で 1874ppb、与那国島では 1891ppb 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 3.1-15（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。

[32] 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。

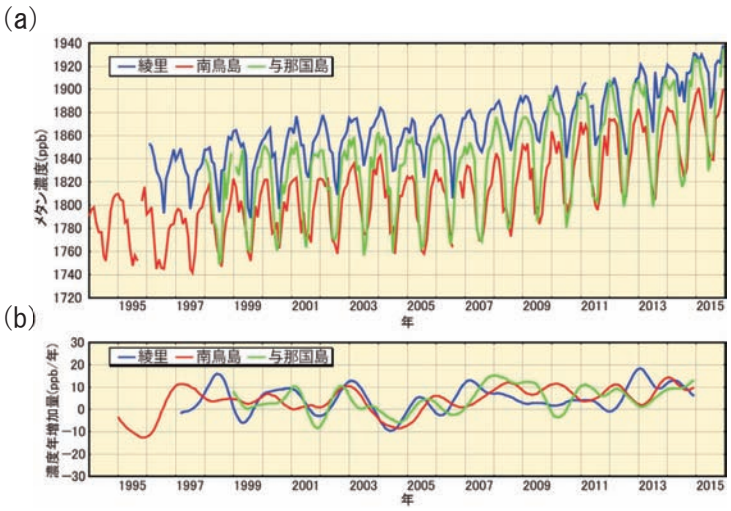


図 3.1-15　綾里、南鳥島及び与那国島における大気中のメタン濃度（a）と濃度年増加量（b）の経年変化

綾里、南鳥島及び与那国島で観測された（a）大気中のメタン月平均濃度の経年変化と、(b) 濃度年増加量の経年変化を示す。濃度年増加量は、季節変動成分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。

3.1.3　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 3.1-16 に示す。地球規模で増加を続けており、WDCGG の解析によると 2014 年の世界平均濃度は 327.1 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、二酸化炭素ほど顕著には見られないものの、季節変動を除いて北半球と南半球の差を比較すると、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 3.1-17）。

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 3.1-18）。2015 年の年平均濃度は 329.4 ppb（速報値）であった。

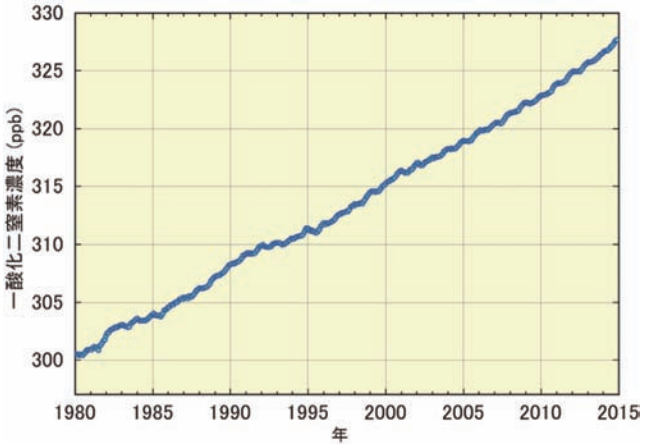


図 3.1-16　大気中の一酸化二窒素の世界平均濃度
WDCGG が収集した観測データから作成した大気中の一酸化二窒素の月別の世界平均濃度の経年変化を示す（WMO, 2015）。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2016）に掲載されている。

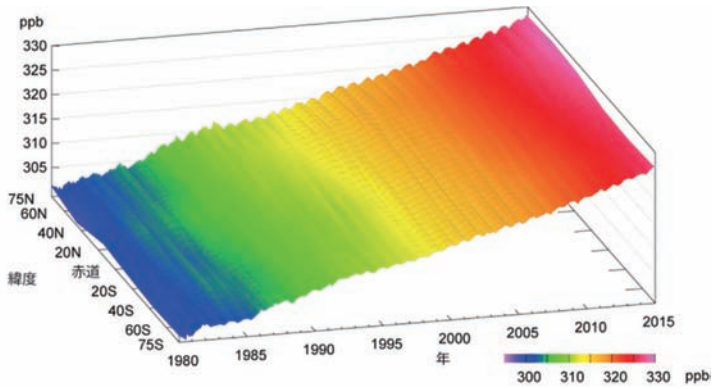


図 3.1-17　緯度帯別の大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化
WDCGG が収集した観測データから作成した緯度帯別に平均した大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。算出方法は WMO（2009）による。解析に使用したデータの提供元は WMO（2016）に掲載されている。

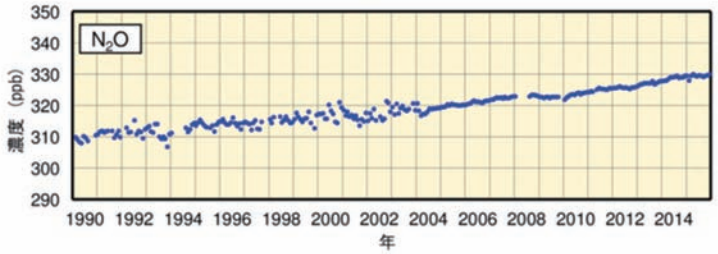


図 3.1-18　綾里における大気中の一酸化二窒素濃度の経年変化
綾里における大気中の一酸化二窒素月平均濃度の経年変化を示す。なお、2004 年初めに観測装置を更新したため観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.2　オゾン層と紫外線の変動[33]

【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。
- ○ 札幌とつくばの紅斑（こうはん）紫外線量年積算値は、観測を開始した 1990 年代初めから増加している。
- ○ 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[34]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。

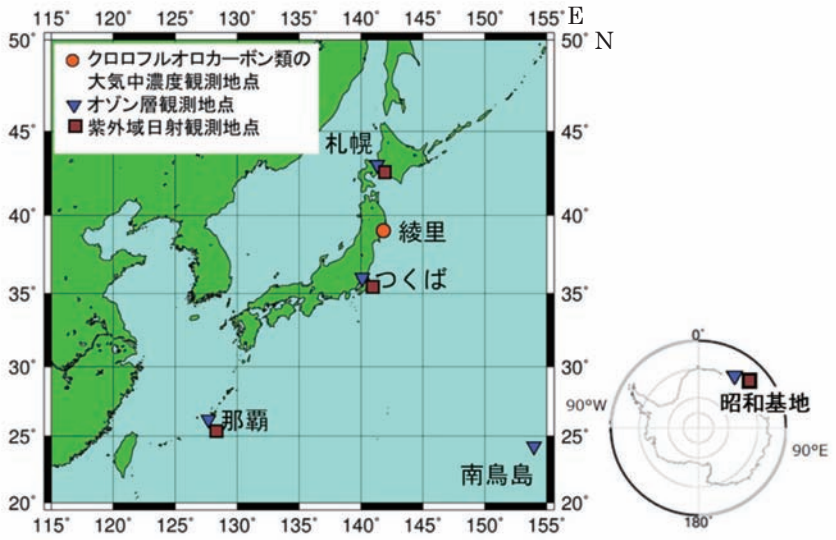


図 3.2-1　気象庁におけるオゾン層・紫外線の観測網

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）。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：

---

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

34 「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。

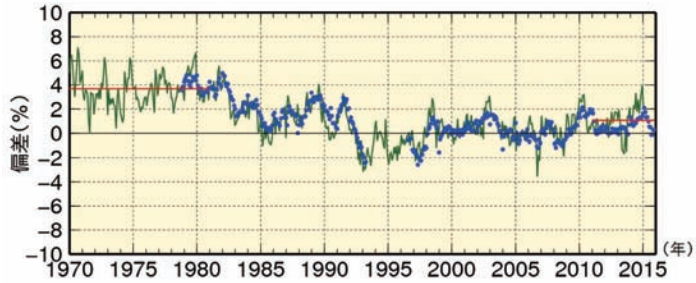


図 3.2-2　世界のオゾン全量の偏差（%）の経年変化
実線（緑）は世界の地上観測による月平均オゾン全量の偏差（%）で、実線（赤）はその 1970～1980 年の平均値と最近 5 年間（2011～2015 年）の平均値。●印は衛星観測データ（北緯 70 度～南緯 70 度）の月平均オゾン全量偏差（%）。地上観測及び衛星観測データは共に季節変動成分を除去している。使用した地上観測点数は 65 地点（北半球 55 地点、南半球 10 地点）、偏差の基準は 1994～2008 年の平均値である。

（2）南極域上空のオゾンホール[35]

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）。2015 年のオゾンホールの年最大面積は 1998 年と同じ第 4 位の大きさとなり、10 月としては最大だった（図 3.2-3 及び図 3.2-4）。2015 年のオゾンホールが発達した要因としては、南極上空の下部成層圏（高度約 20 km）において−78℃以下の低温域が例年より継続して広がったため、オゾン層破壊を促進させる極域成層圏雲が広範囲に発生しやすかったことが考えられる。

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）。

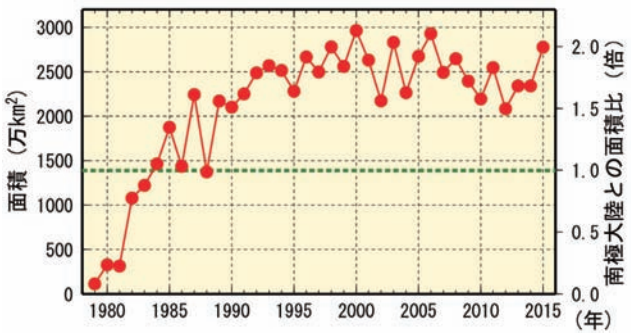


図 3.2-3 オゾンホールの面積の経年変化
オゾンホールの面積（オゾン全量が 220 m atm-cm 以下の領域の面積）の推移。1979 年以降の年最大値の経年変化。なお、南極大陸の面積（1390 万 km²）を緑点線で示す。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

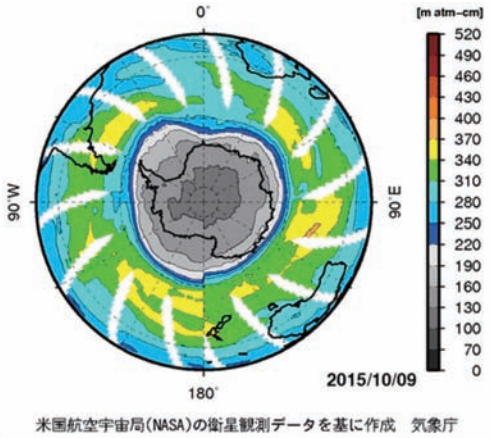


図 3.2-4　オゾンホール面積が年最大を記録した 2015 年 10 月 9 日のオゾン全量の南半球分布
中央の灰色の部分が、オゾンホールの目安となる 220 m atm-cm 以下の領域。白色の部分は観測値が得られなかった領域。米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星データを基に作成。

35 「オゾンホール」については巻末の用語一覧を参照。

(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。

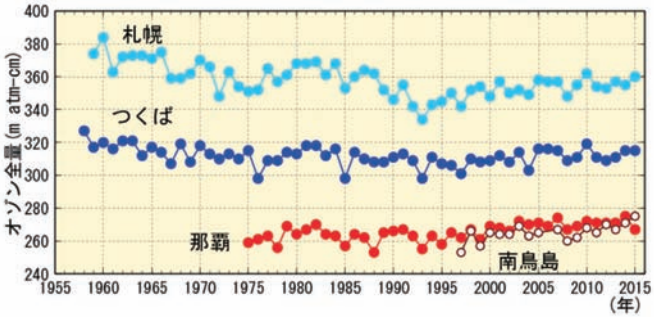


図 3.2-5　日本上空のオゾン全量の年平均値の経年変化
札幌、つくば、那覇、南鳥島におけるオゾン全量の観測開始からの年平均値の経年変化。気象庁におけるオゾン観測は、1957 年につくばで開始し、現在は国内 4 地点（札幌、つくば、那覇、南鳥島）及び南極昭和基地でオゾン全量とオゾン鉛直分布の観測を実施している。

3.2.2　日本における紫外線

国内の紅斑紫外線量[36]年積算値をみると、つくばでは観測を開始した 1990 年以降増加しており（信頼度水準 99%で統計的に有意）（図 3.2-6）、10 年あたり 5.0%増加した。また、札幌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（信頼度水準 95%で統計的に有意）（図 3.2-6）、10 年あたり 3.5%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。

これら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、第 3.3.3 項で示される全天日射量の長期変化に見られるように、雲量の減少など天候の変化やエーロゾル量の減少が原因として考えられる（UNEP, 2015；気象庁, 2011）。

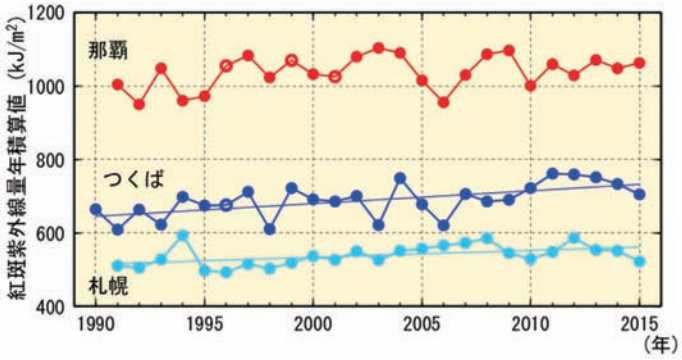


図 3.2-6　紅斑紫外線量年積算値の経年変化
札幌、つくば、那覇における紅斑紫外線量年積算値の観測開始からの経年変化。年積算値（●及び○印）は、月平均値に月日数をかけて 12 か月分を積算して算出する。○印は、月平均値が資料不足値（1 か月の日別観測数が 20 日未満）となる月が含まれることを示す。統計的に有意に増加している札幌・つくばについて、全期間の傾向を直線で示した。

3.2.3　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。

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

36 「紅斑紫外線量」については巻末の用語一覧を参照。

に転じている。CFC-113 は CFC-11 と同様な傾向を示し、北半球で 1993～1994 年頃を境に、南半球では 1997 年前後を境としてゆるやかな減少傾向に転じている。また、CFC 類の排出源が多く存在する北半球と排出源が少ない南半球の濃度を比較すると、1980 年代よりも 1990 年代以降の方が差が小さくなり、両半球の濃度が徐々に近づいてきている。このことからも、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。

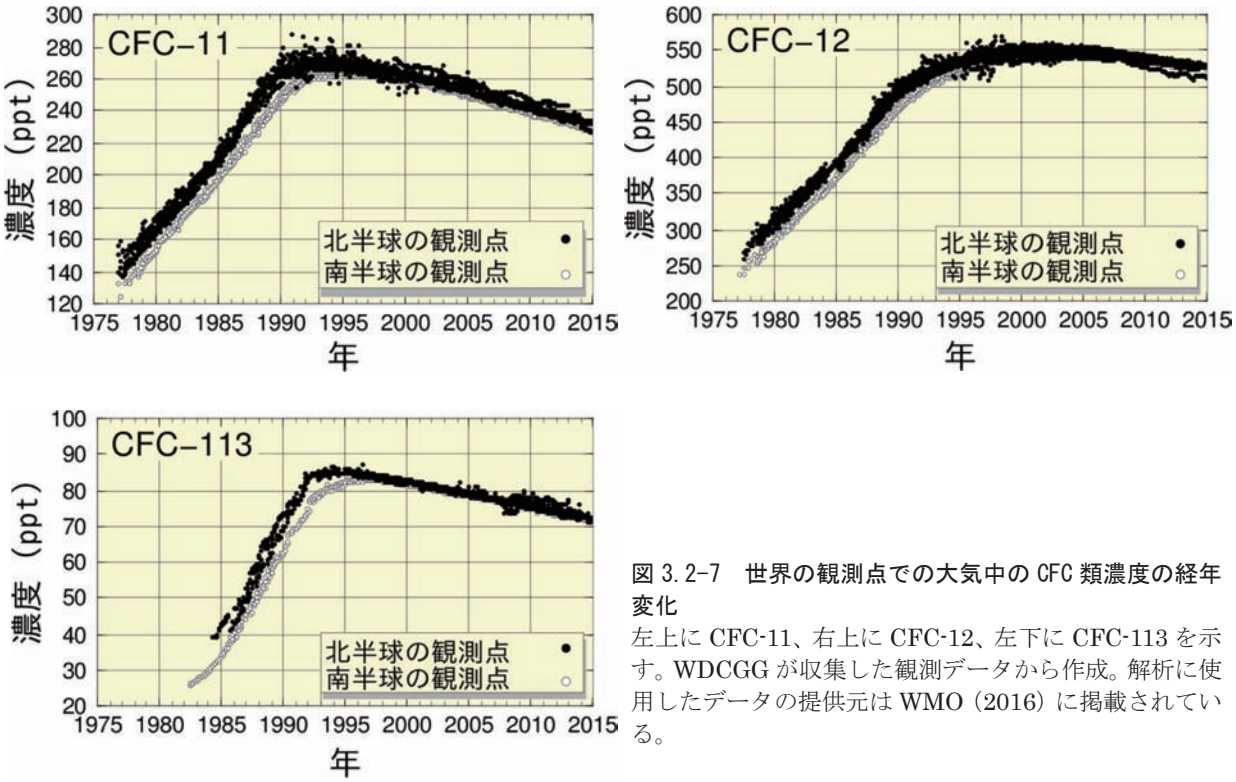


図 3.2-7　世界の観測点での大気中の CFC 類濃度の経年変化
左上に CFC-11、右上に CFC-12、左下に CFC-113 を示す。WDCGG が収集した観測データから作成。解析に使用したデータの提供元は WMO（2016）に掲載されている。

（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。

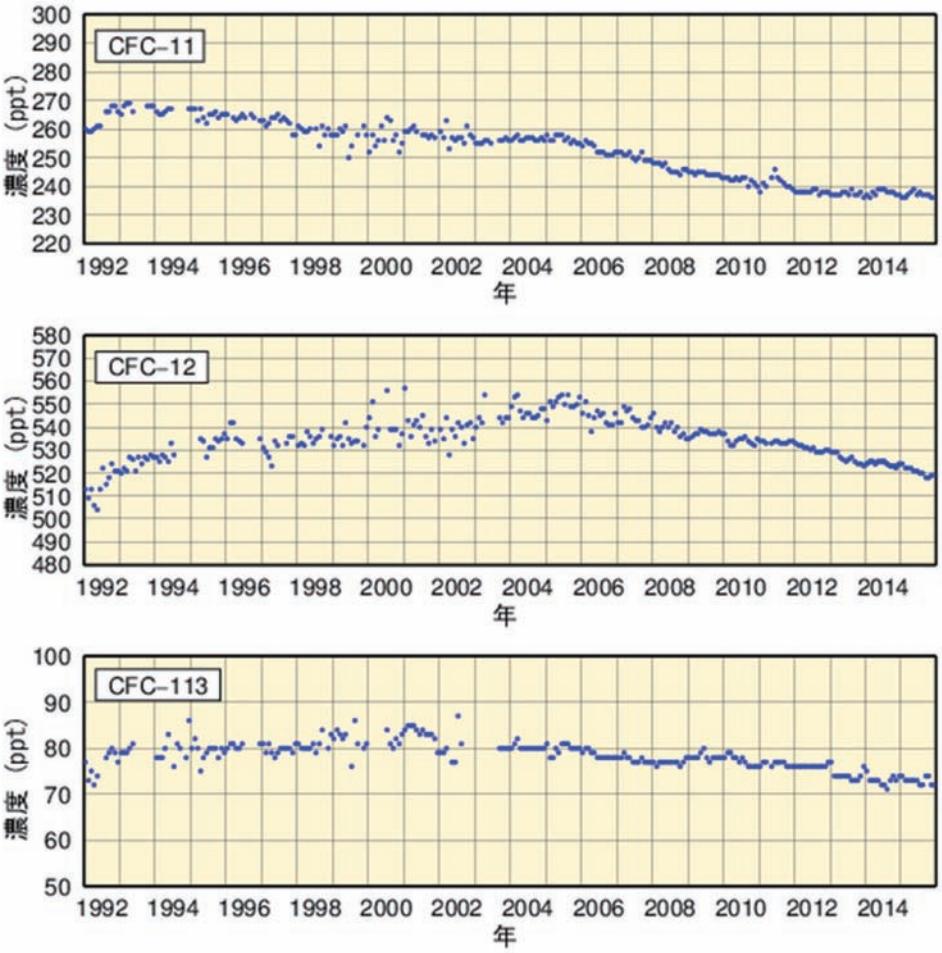


図 3.2-8　綾里における大気中の CFC 類濃度の経年変化
上から順に CFC-11、CFC-12、CFC-113 を示す。なお、2003 年 9 月に観測装置を更新したことにより観測精度が向上し、観測値の変動が小さくなっている。

3.3　日本におけるエーロゾル[37]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。
- ○ 2015 年の黄砂観測日数は 18 日、黄砂観測のべ日数は 144 日だった。

3.3.1　エーロゾル

国内の直達日射量[38]観測により得られる大気混濁係数[39]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。

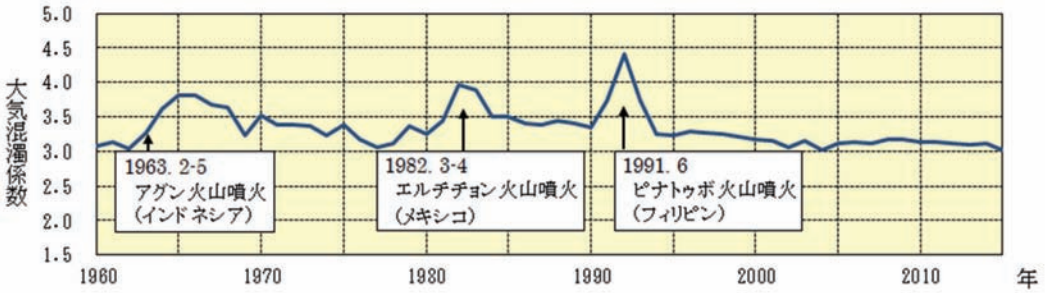


図 3.3-1　バックグランド大気混濁係数の経年変化（1960～2015 年）
大気混濁係数に含まれる水蒸気や黄砂、大気汚染エーロゾル等対流圏の変動による影響を除くため、大気混濁係数の月最小値を用いて国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）の平均値を求め、年平均値を算出している。

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 60 地点（2015 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。2015 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 18 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 144 日（図 3.3-3）であった。

黄砂観測日数や黄砂観測のべ日数は、1967 年～2015 年の統計期間では増加傾向がみられるが、年々の変動が大きく、変化傾向を確実に捉えるためには今後のデータの蓄積が必要である。

---

37 「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。
http://www.data.jma.go.jp/gmd/env/kosahp/aerosol.html　（黄砂・エーロゾル）
http://www.jma.go.jp/jp/kosa/　（黄砂情報（実況図））
http://www.jma.go.jp/jp/kosafcst/index.html　（黄砂情報（予測図））

38 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。

39 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。

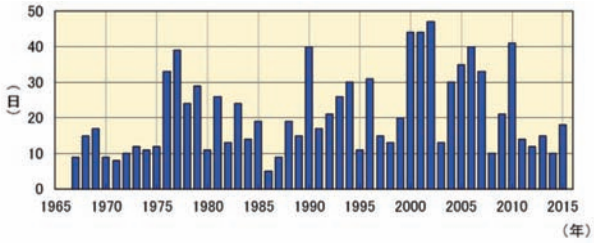


図 3.3-2　日本における年別の黄砂観測日数（1967～2015 年、国内 60 地点）

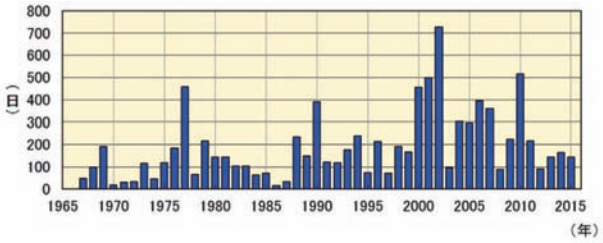


図 3.3-3　日本における年別の黄砂観測のべ日数（1967～2015 年、国内 60 地点）

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[40]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）。

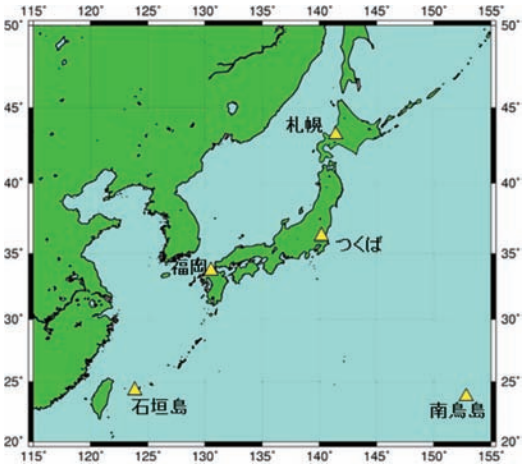


図 3.3-4　国内における日射及び赤外放射の観測地点

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 年頃からの 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）。

40　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。

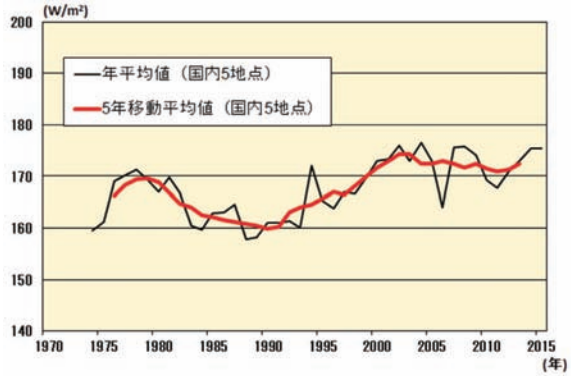


図 3.3-5　全天日射量の年平均値及び 5 年移動平均値の経年変化
国内 5 地点（札幌、つくば、福岡、石垣島、南鳥島）の平均を示す。2010 年に各地点で順次観観測装置を更新し、より高精度な観測データが得られるようになった。

（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、1993～2015 年の期間に 1 年あたり約 0.3 W/m² 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/m² の割合で増加）と整合している（WCRP, 2010）。

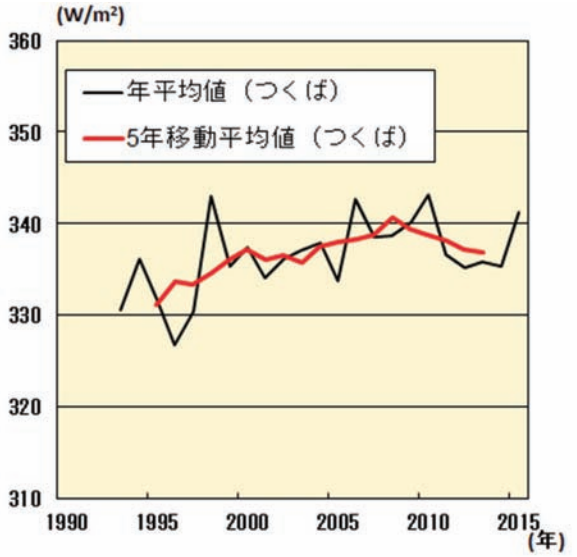


図 3.3-6　下向き赤外放射量の年平均値及び 5 年移動平均値の経年変化（つくば）

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

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。

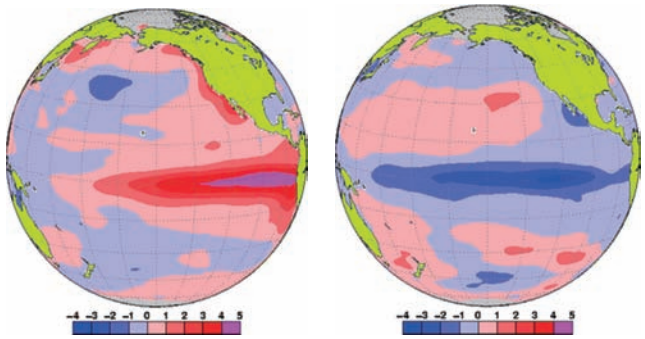
エルニーニョ現象に関する用語

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A　エルニーニョ監視海域（NINO.3）の位置



図B　エルニーニョ現象時（1997年11月）の月平均海面水温平年偏差（左）及び、ラニーニャ現象時（1988年12月）の月平均海面水温平年偏差（右）
赤が平年より高く、青が平年より低く、色が濃いほど平年偏差が大きいことを表す。左の図は、1997/1998 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 m atm-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 300 m atm-cm で、これは地表で約 3 mm の厚さに相当する。

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

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

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

温室効果に関する用語

温室効果：地球の大気には二酸化炭素などの温室効果ガスと呼ばれる気体がわずかに含まれている。これらの気体は赤外線を吸収し、再び放出する性質があるため、太陽からの光で暖められた地球の表面から熱放射として放出された赤外線の多くが、大気に吸収され、再び射出された赤外線が地球の表面に吸収される。これらの過程により、地表面及び地表面付近の大気を暖めることを温室効果と呼ぶ。仮に温室効果が無い場合の地球の表面の温度は－19℃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, 2015)。メタンは、主に大気中の OH ラジカル（ラジカルとは非常に反応性が高く不安定な分子のこと）と反応し、消失する。

一酸化二窒素：1 分子あたりの温室効果が二酸化炭素の約 300 倍と大きく、対流圏では極めて安定しているため大気中の寿命が 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^{-6}（大気分子 100 万個中に 1 個）、ppb (parts per billion) は 10^{-9} (大気分子 10 億個中に 1 個)、ppt (parts per trillion）は 10^{-12}（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・栄養塩類などを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（NPSTMW; 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

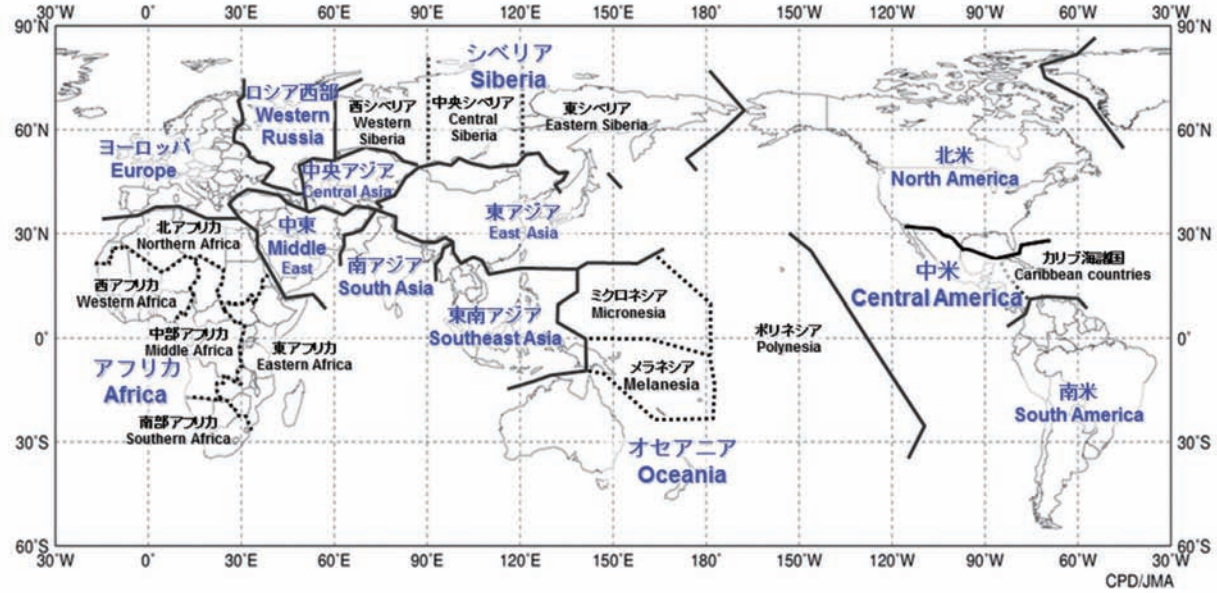
高緯度域と中緯度域における海面気圧が、シーソーのように一方が高いと一方が低くなる現象である。北極地方の海面気圧が平年より高く、中緯度帯の気圧が平年より低い場合を「負の北極振動」と呼び、北極地方から中緯度に向かって寒気が流れ込みやすくなる。逆に、北極地方の気圧が平年より低く、中緯度帯の気圧が平年より高い場合を「正の北極振動」と呼び、中緯度への寒気の南下が弱くなる。

モンスーン

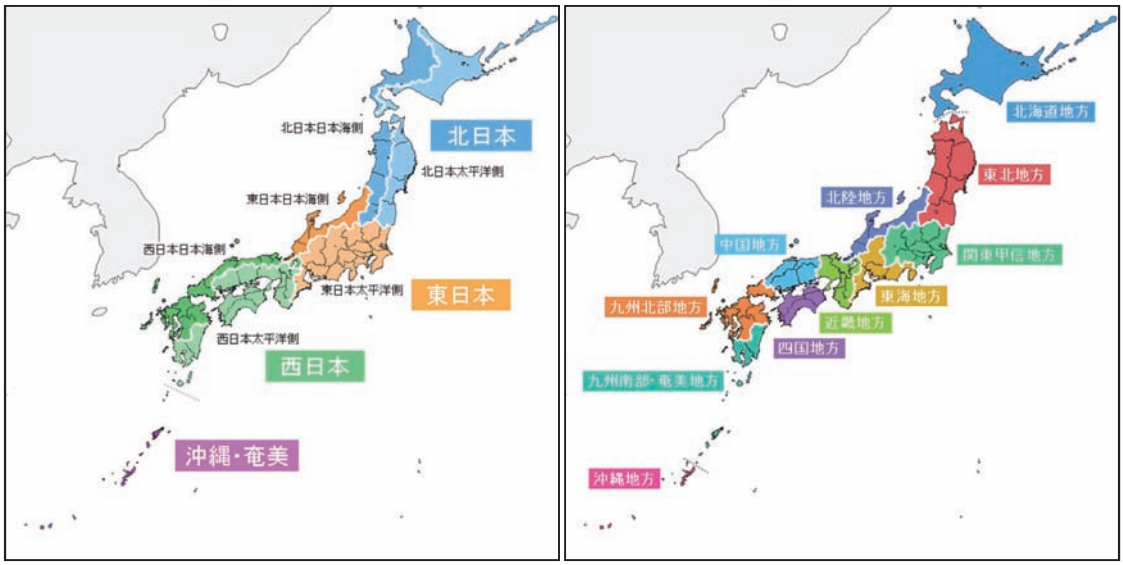
季節風（季節的に交替する卓越風系）を意味し、広い意味では、この季節風に伴う雨の変化（雨季・乾季）も含めてモンスーンと定義される。季節風が卓越する地域はモンスーン気候帯と呼ばれ、アジア大陸からオーストラリア北部にかけては最も典型的なモンスーン気候帯である。

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）

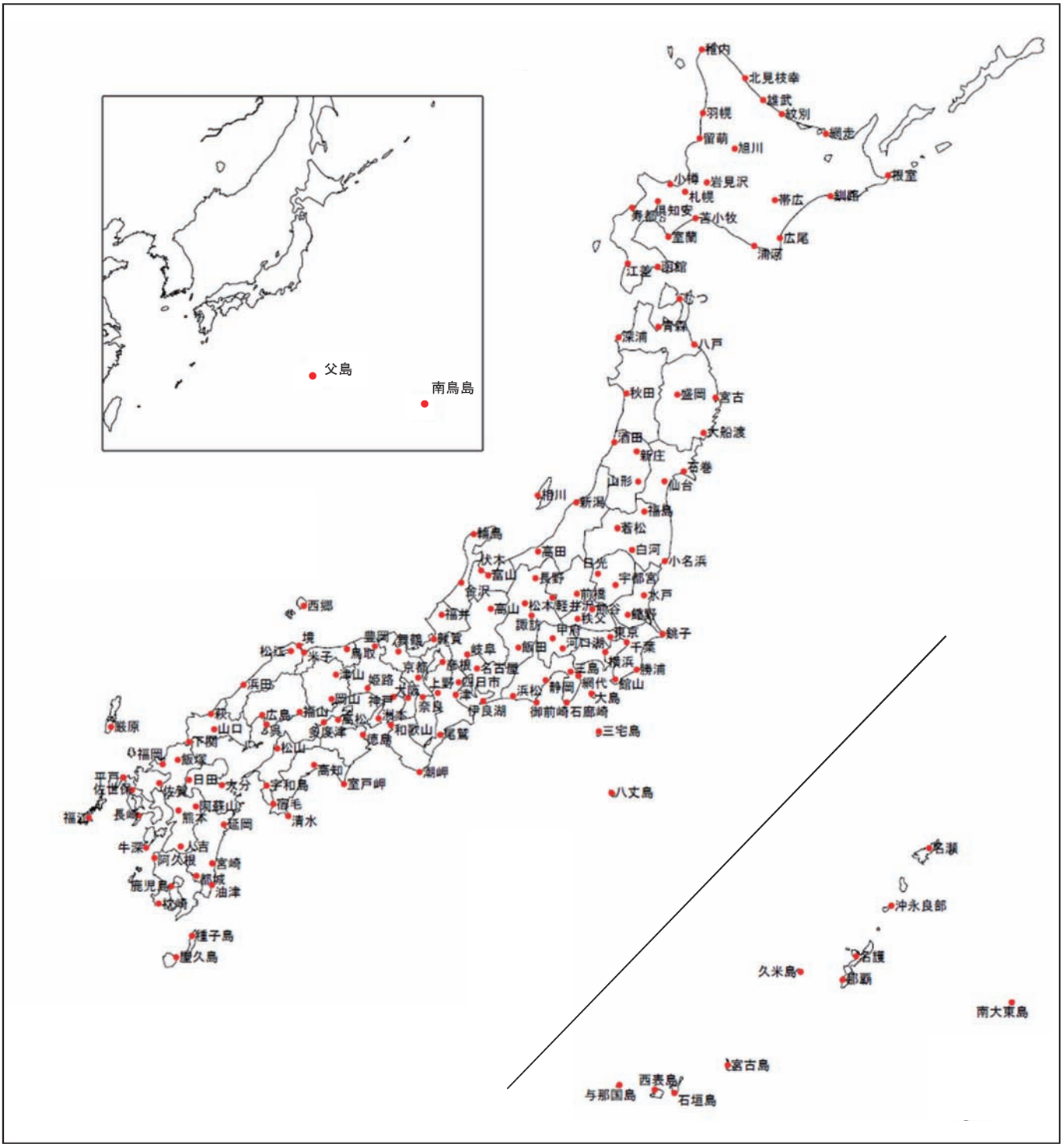
参考図



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

参考文献

【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 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_2 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_2 and sea-air CO_2 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_2 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_2 and other trace gas species using commercial airlines. J. Atmos. Oceanic Technol., 25(10), 1744-1754, doi:10.1175/2008JTECHA1082.1.

Matsueda, H., H. Yoshikawa-Inoue and M. Ishii, 2002: Aircraft observation of carbon dioxide at 8-13km altitude over the western Pacific from 1993 to 1999. Tellus, 54B, 1－22.

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_2 in the upper atmosphere. J. Geophys. Res., 117(D05305), doi: 10.1029/2011JDO16933.

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, 2015: WMO Greenhouse Gas Bulletin, 11.

（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, 2016: WMO WDCGG DATA SUMMARY, WDCGG No.40, GAW Data Volume IV-Greenhouse Gases and Other Atmospheric Gases, published by the Japan Meteorological Agency in co-operation with World Meteorological Organisation, March 2016. Available at http://ds.data.jma.go.jp/gmd/wdcgg/pub/products/summary/sum40/sum40.pdf.

気象庁, 2011: オゾン層観測報告. 2010.

【第 3 章コラム】

Ishii, M., and M. Kimoto, 2009: Reevaluation of historical ocean heat content variations with time-varying XBT and MBT depth bias corrections. J. Oceanogr., 65, 287-299.

Ishii, M., H.Y. Inoue, T. Midorikawa, S. Saito, T. Tokieda, D. Sasano, A. Nakadate, K. Nemoto, N. Metzl, C.S. Wong, and R.A. Feely, 2009: Spatial variability and decadal trend of the oceanic CO_2 in the western equatorial Pacific warm/fresh water. Deep-Sea Res. Part II, 56(8-10), 591-606.

Ishii, M., N. Kosugi, D. Sasano, S. Saito, T. Midorikawa, and H.Y. Inoue, 2011: Ocean acidification off the south coast of Japan: a result from time series observations of CO_2 parameters from 1994 to 2008. J. Geophys. Res., 116, C06022, doi:10.1029/2010JC006831.

Masuzawa, J., 1967: An oceanographic section from Japan to New Guinea at 137°E in January 1967. Oceanogr. Mag., 19, 95-118.

Midorikawa, T., K. Nemoto, H. Kamiya, M. Ishii, and H.Y. Inoue, 2005: Persistently strong oceanic CO_2 sink in the western subtropical North Pacific. Geophys. Res. Lett., 32, L05612.

Midorikawa, T., M. Ishii, S. Saito, N. Kosugi, T. Motoi, H. Kamiya, A. Nakadate, K. Nemoto, and H.Y. Inoue, 2010: Decreasing pH trend estimated from 25-yr time series of carbonate parameters in the western North Pacific. Tellus B, 62, 649-659.

Nakano, T., I. Kaneko, M. Endoh, and M. Kamachi, 2005: Interannual and decadal variabilities of NPIW salinity minimum core observed along JMA's hydrographic repeat sections. J. Oceanogr., 61, 681-697.

Nakano, T., I. Kaneko, T. Soga, H. Tsujino, T. Yasuda, H. Ishizaki, and M. Kamachi, 2007: Mid-depth freshening in the North Pacific subtropical gyre observed along the JMA repeat and WOCE hydrographic sections. Geophys. Res. Lett., 34, L23608, doi:10.1029/2007GL031433.

Nakano, T., T. Kitamura, S. Sugimoto, T. Suga, and M. Kamachi, 2015: Long-term variations of North Pacific Tropical Water along the 137°E repeat section. J. Oceanogr., 71, 229-238.

Qiu, B., and S. Chen, 2006: Decadal variability in the formation of the North Pacific Subtropical Mode Water: ocean versus atmospheric control. J. Phys. Oceanogr., 36, 1365-1380.

Qiu, B., and T.M. Joyce, 1992: Interannual variability in the mid- and low-latitude western North Pacific. J. Phys. Oceanogr., 22, 1062-1079.

Shuto, K., 1996: Interannual variations of water temperature and salinity along the 137°E meridian. J. Oceanogr., 52, 575-595.

Suga, T., A. Kato, and K. Hanawa, 2000: North Pacific Tropical Water: its climatology and temporal changes associated with the climate regime shift in the 1970s. Progress in Oceanogr., 47(2-4), 223-256.

Sugimoto, S., and K. Hanawa, 2011: Quasi-decadal modulations of North Pacific Intermediate Water area in the cross section along the 137°E meridian: impact of the Aleutian Low activity. J. Oceanogr., 67, 519-531.

Takatani Y., A. Kojima, Y. Iida, T. Nakano, M. Ishii et al. 2014. Ocean acidification in the interior of the western North Pacific subtropical region. Presented at Int. Ocean Res. Conf., 2nd, Barcelona, Spain, Nov. 17-21.

Tsujino, H., M. Hirabara, H. Nakano, T. Yasuda, T. Motoi and G. Yamanaka, 2011: Simulating present climate of the global ocean-ice system using the Meteorological Research Institute Community Ocean Model (MRI.COM): simulation characteristics and variability in the

Pacific sector. J. Oceanogr., 67, 449-479.
Tsujino, H., S. Nishikawa, K. Sakamoto, N. Usui, H. Nakano & G. Yamanaka, 2013: Effects of large-scale wind on the Kuroshio path south of Japan in a 60-year historical OGCM simulation. Climate Dynamics., 41, 2287-2318.
佐伯理郎 （1987） 北西太平洋の亜熱帯循環の経年変動. 海と空.63. 3. 113-125.

謝辞

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

気候問題懇談会検討部会

部会長　近藤 洋輝　一般財団法人　リモート・センシング技術センター　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　筑波大学　計算科学研究センター　准教授

須賀 利雄　東北大学　大学院理学研究科　教授

早坂 忠裕　東北大学　大学院理学研究科　教授

渡部 雅浩　東京大学　大気海洋研究所　准教授

（敬称略）

リサイクル適性Ⓐ
この印刷物は、印刷用の紙へ
リサイクルできます。