

トピックス

I 2017 年 8 月の北・東日本太平洋側の不順な天候と沖縄・奄美の顕著な高温

- 北・東日本太平洋側では8月上旬から中旬にかけて不順な天候となり、沖縄・奄美では8月はかなりの高温となった。
- 8月上旬から中旬にオホーツク海高気圧が出現し、8月の太平洋高気圧は平年と比べて日本の南海上で強く、本州付近への張り出しは弱かった。

I.1 天候の状況 (図 I.1-1)

北・東日本太平洋側では8月上旬から中旬にかけて曇りや雨の日が多く、8月の日照時間は平年と比べてかなり少なかった。特に北日本太平洋側の8月中旬の日照時間は平年比34%で¹、1961年の統計開始以降で最も少ない記録となった。また、平均気温も8月中旬は北・東日本で平年より低かった。8月中旬まで不順な天候が続いた影響で、東北北部と東北部の梅雨明けは特定できなかった。東北地方で梅雨明けが特定できなかったのは2009年以来で、1951年の統計開始以降で東北南部では5回目、東北北部では6回目だった。

一方、沖縄・奄美では8月の月平均気温が平年差+1.4℃となり、1946年の統計開始以降で第1位の高温となった。なお、沖縄・奄美では8月以降も10月まで気温が平年よりかなり高い状態が続き、9月の月平均気温も1946年の統計開始以降で第1位タイ(平年差+1.3℃)の高温となった。

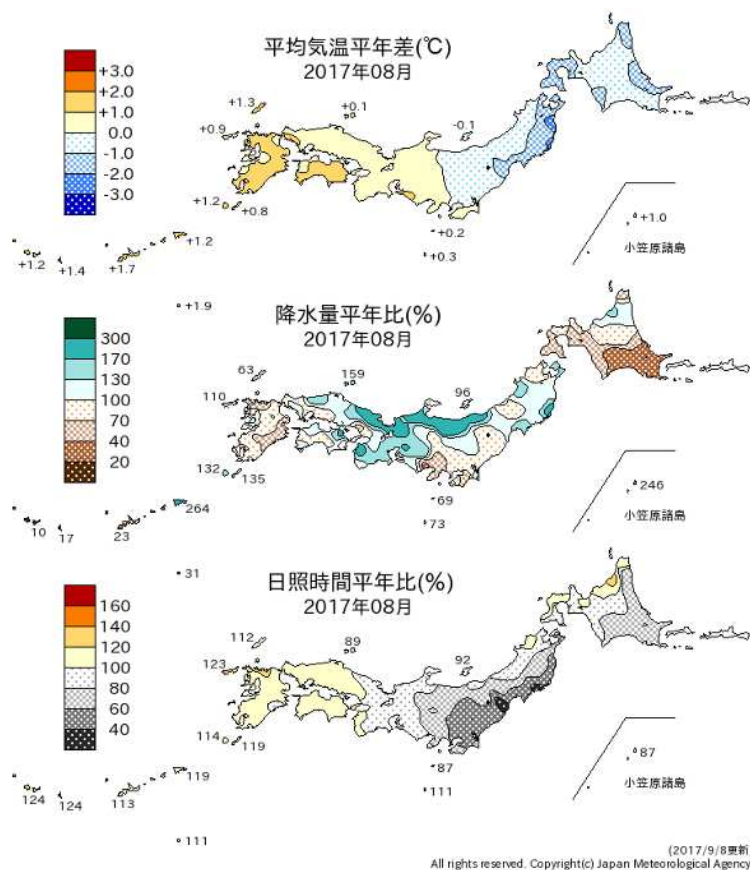


図 I.1-1 2017 年 8 月の気温平年差、降水量・日照時間平年比の分布²

平年値は 1981～2010 年の平均値。

¹ 気象庁ホームページでは、1961 年以降の日本の地域平均気候表(年・季節・月・旬)を公開している。

<https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/cgi-bin/view/kikohyo/>

² 気象庁ホームページでは、1951 年以降の月平均の図を公開している。

https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/longfcst/trsmap_monthly.html

1.2 大気の流れの特徴

(1) 北・東日本太平洋側の不順な天候に関連する大気の流れの特徴

2017 年夏は、熱帯大気の季節内変動が明瞭であった。熱帯域の積雲対流活動は 7 月下旬にインドネシア付近で不活発となり、その後の 8 月上旬から中旬にはフィリピン付近で不活発となった(図 I.2-1 (a))。フィリピン付近の積雲対流活動が不活発だったことに対応して、太平洋高気圧は日本の南海上で強く、本州付近への張り出しは弱かった(図 I.2-1 (b))。このように、夏のフィリピン付近の積雲対流活動と日本付近の太平洋高気圧の強弱には相関があることが知られており、このような関係は太平洋・日本(PJ)パターンと呼ばれている(Nitta, 1987; Kosaka and Nakamura, 2010)。

一方、同じく 8 月上旬から中旬にかけては、ユーラシア大陸上では偏西風が蛇行して、東シベリア付近でブロッキング高気圧が発達した(図 I.2-1 (c))。このブロッキング高気圧の発達と持続に伴い、大気下層にはオホーツク海高気圧が出現し(図 I.2-1 (b))、北・東日本の太平洋側に北東からの冷たく湿った気流が流れ込みやすい状態が続いた。また、8 月上旬には台風第 5 号が接近・上陸し、その後も本州付近は低気圧や前線の影響を受けやすく、上空の寒気の影響で大気の状態が不安定となった日もあった。

これらの影響により、北・東日本太平洋側では 8 月上旬から中旬にかけて曇りや雨の日が続く不順な天候となり、特に日照時間がかなり少なくなった。

(2) 沖縄・奄美の高温に関連する大気の流れの特徴

(1)で述べたように、8 月上旬から中旬にかけてフィリピン付近の積雲対流活動が不活発となり、太平洋高気圧が日本の南海上で強かった。このため、沖縄・奄美では太平洋高気圧に覆われやすく、強い下降流による大気下層の昇温や太平洋高気圧の縁辺に沿った西からの暖かい気流により、顕著な高温となった。また、上空のチベット高気圧が平年の位置と比べて南側にあたる沖縄・奄美方面に張り出したことや、平年より日射量が多かったことも、沖縄・奄美の 8 月のかなりの高温に寄与した可能性がある。

なお、太平洋高気圧が日本の南海上で強い状況は、8 月から 10 月にかけてみられており、これには、継続的にインドネシア付近で積雲対流活動が活発だったことや、西部太平洋熱帯域で海面水温が高かったことが、季節内変動に加えて影響した可能性がある。

2017 年 8 月上旬から中旬の北・東日本太平洋側の不順な天候及び沖縄・奄美の高温の要因に関連する大気の流れの特徴をまとめると、図 I.2-2 のとおりとなる。

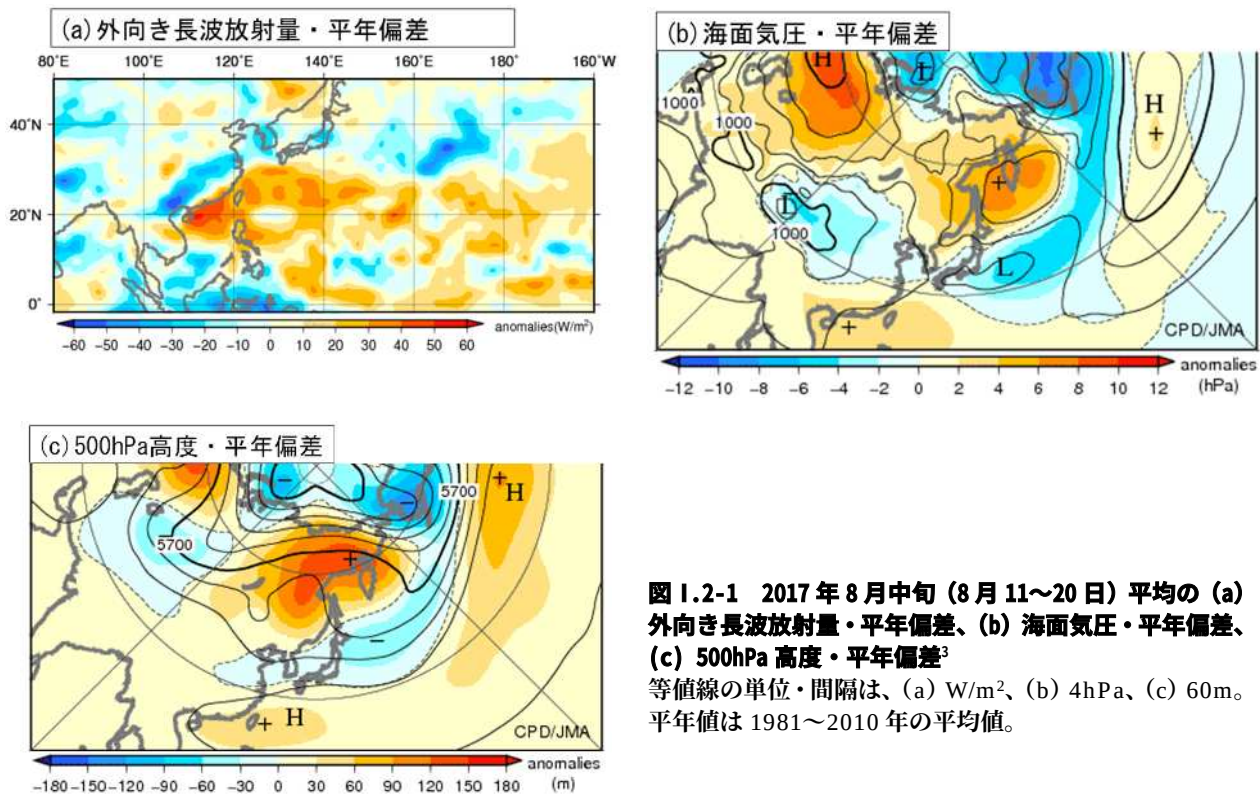


図 1.2-1 2017 年 8 月中旬 (8 月 11~20 日) 平均の (a) 外向き長波放射量・平年偏差、(b) 海面気圧・平年偏差、(c) 500hPa 高度・平年偏差³
等値線の単位・間隔は、(a) W/m²、(b) 4hPa、(c) 60m。
平年値は 1981~2010 年の平均値。

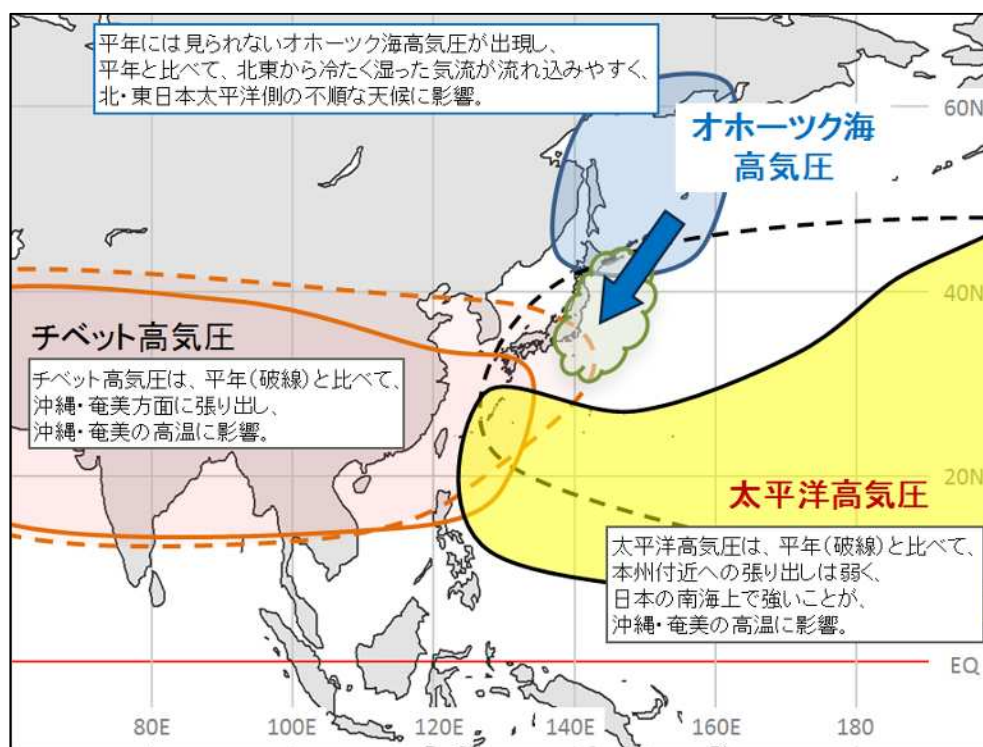


図 1.2-2 2017 年 8 月上旬から中旬の北・東日本太平洋側の不順な天候及び沖縄・奄美の高温の要因に関連する大気の流れの模式図

³ 気象庁ホームページでは、1958 年以降の旬平均の図を公開している。
https://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/db/diag/db_hist_jun.html

II 黒潮の大蛇行が 12 年ぶりに発生

○ 平成29年8月下旬から、黒潮の大蛇行が発生している。

II.1 黒潮の大蛇行の経過

黒潮は、日本の南岸に沿って流れる世界有数の強い海流で、流速が 2.5m/s(約 5 ノット)に達することもある。

平成 29 年 (2017 年) 3 月下旬、黒潮は九州南東方で小さな蛇行が発生した後ゆっくり東進し、8 月下旬以降、潮岬、東海沖で大きく離岸して流れる状態が続き、大蛇行となった。大蛇行となったのは、平成 17 年(2005 年)8 月以来 12 年ぶりで、その後、平成 29 年(2017 年)12 月現在まで大蛇行が続いている (図 II.1)。

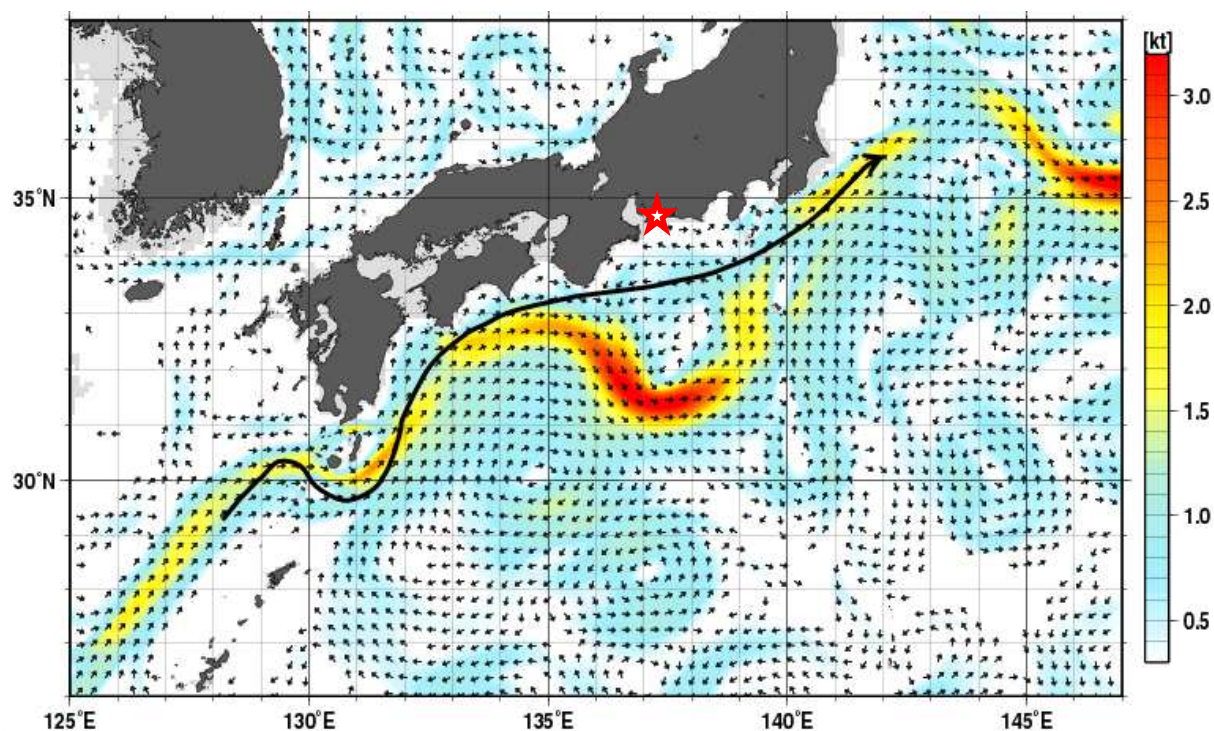


図 II.1 2017 年 11 月 1 日の深さ 50m の海流実況図

赤色は強い流れを示す。黒線は非大蛇行時の典型的な流路を、星印は図 II.3 の赤羽根の位置を示す。

気象庁の海洋気象観測船は、2017 年 9 月以降定期的に、伊豆諸島近海から東海沖にかけて海洋観測を実施しており、大蛇行している黒潮の流路や黒潮に対応した水温の分布を確認している(図 II.2)。

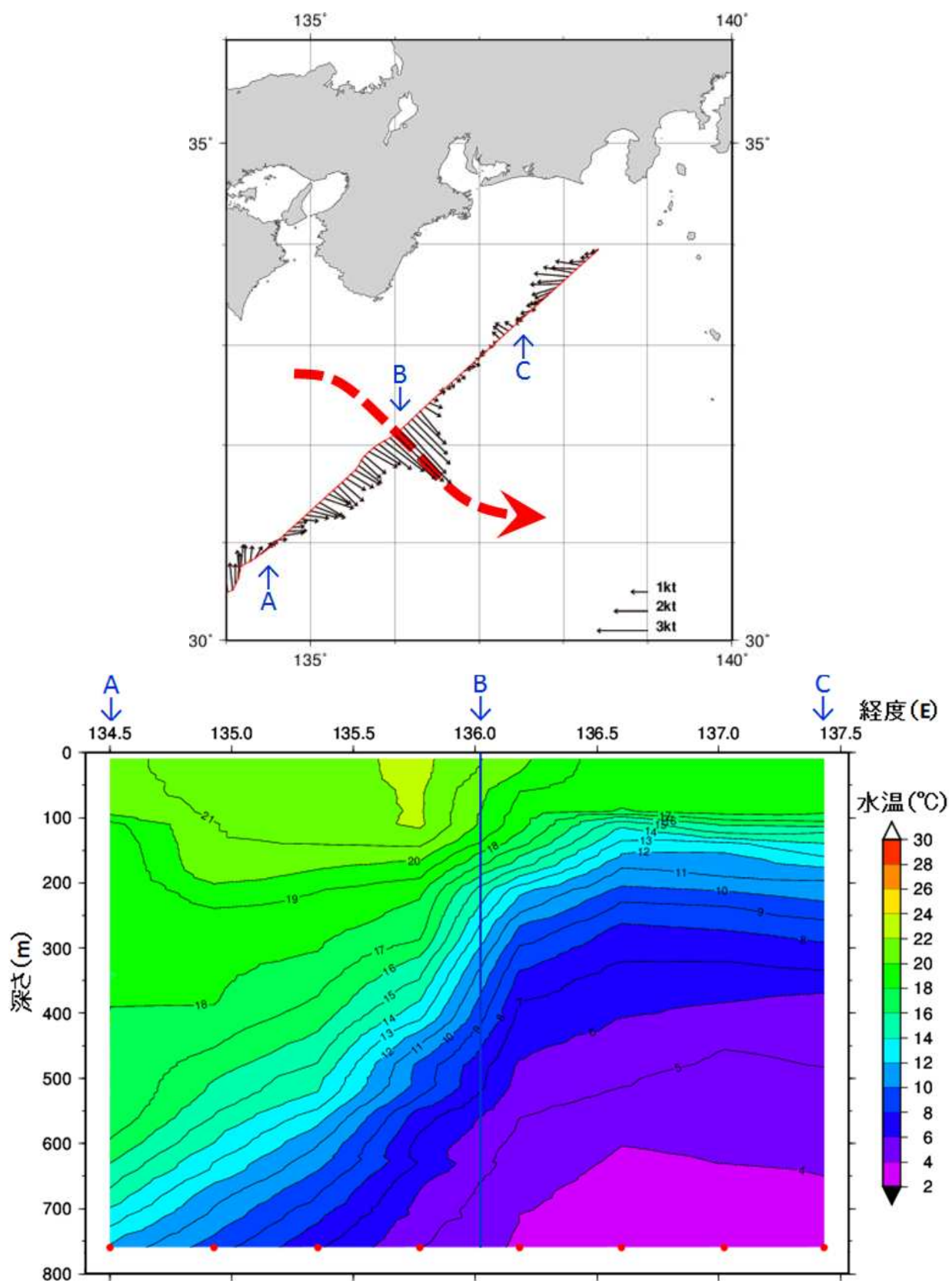


図 11.2 気象庁の海洋気象観測船「凌風丸」が 12 月 22 日に観測した海流（上）、航路 A-C に沿った水温の深さ方向の分布（下）

黒い矢印は観測した海流の速さと向きをあらわす。赤い矢印は黒潮の流路をあらわす。B 点は観測線上で、最も強い流れを観測した点。

II.2 黒潮の大蛇行の影響

大蛇行の発生や終息等により黒潮の流路が変わると、船舶の経済的な運航コースや漁場の位置が変わるほか、海流により波の変化が激しくなる海域も変わる。

また、大蛇行期間中は、東海から関東地方の沿岸潮位が上昇する傾向がある。黒潮の影響による沿岸潮位の上昇に、台風や低気圧の接近に伴う潮位上昇が加わると、低地では浸水などの被害がさらに大きくなる。

2017年の台風第21号は、強い勢力のまま10月23日に静岡県に上陸し、関東地方を北東に進んだ。東海地方では大蛇行により潮位が通常より20～30cm上昇していたところに台風による潮位上昇、大潮の時期、満潮時刻が重なり、高潮、高波による被害が発生した（図II.3、表II.1）。



図 II.3 赤羽根（愛知県）潮位観測地点における潮位偏差（2017年10月15日～26日）

表 II.1 10月22日から23日にかけての最大潮位偏差

地点名	瞬間値	平滑値
赤羽根（愛知県）	+162cm	+117cm
舞阪（静岡県）	+146cm	+123cm
鳥羽（三重県）	+121cm	+107cm

II.3 黒潮の大蛇行に関する情報

気象庁では、観測データや海洋モデルの結果を利用して、海流の実況や1か月先までの見通しを10日ごとに発表している。黒潮の大蛇行に関する最新の状況や予測、海洋気象観測船による実際の観測結果等の関連する情報は、「黒潮の大蛇行関連ポータルサイト」*として一元的に掲載しているので、ご活用いただきたい。

黒潮の大蛇行流路は、安定した流路の一つであり、過去の例では、1年から数年程度継続する傾向がある（表II.2）ことから、引き続き、注意深く監視及び情報の提供に努めていきたい。

*黒潮の大蛇行関連ポータルサイト

https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/db/kaikyo/etc/kuroshio_portal_201710.html

表 II.2 これまでの黒潮大蛇行の発生期間

期間	継続月数
①1975 年 8 月～1980 年 3 月	4 年 8 か月
②1981 年 11 月～1984 年 5 月	2 年 7 か月
③1986 年 12 月～1988 年 7 月	1 年 8 か月
④1989 年 12 月～1990 年 12 月	1 年 1 か月
⑤2004 年 7 月～2005 年 8 月	1 年 2 か月
⑥2017 年 8 月～	

III 2017 年の南極オゾンホール年最大面積が 29 年ぶりに最小

- 2017 年の南極オゾンホール年最大面積は、1,878 万 km² を記録し、1988 年以来の小さな値となった。要因としては、成層圏の気温がかなり高く推移したことが考えられ、これによりオゾン層破壊の進行が抑えられたとみられる。
- 南極上空のオゾン層が 1980 年以前の状態に戻るのには、今世紀半ば以降と予測されており、引き続き監視が必要である。

気象庁が米国航空宇宙局（NASA）の衛星観測データを基に解析した結果、2017 年の南極オゾンホールは、例年と同様に 8 月に現れ、11 月 19 日に例年より早く消滅した。その面積は、8 月下旬以降、最近 10 年間の平均値より小さく、9 月中旬から下旬にかけては最近 10 年間の最小値より小さく推移した（図 III.1 左図）。今年の最大面積は、9 月 11 日に記録した 1,878 万 km²（南極大陸の約 1.4 倍）で、1988 年以来の小さな値となった（図 III.1 右図）。

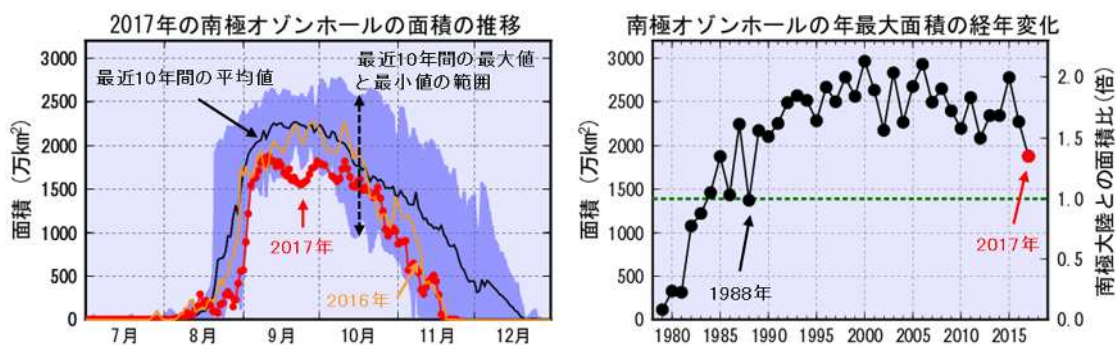


図 III.1 南極オゾンホールの 2017 年の面積の推移と年最大面積の経年変化

左図：2017 年と前年（2016 年）の南極オゾンホール面積の推移

右図：オゾンホールの年最大面積の経年変化

米国航空宇宙局（NASA）提供の衛星観測データを基に気象庁で解析。

オゾンホールの形成・発達には、クロロフルオロカーボン類（日本では一般にフロン類と呼ぶ）等の人為起源のオゾン層破壊物質の大気中濃度と南極上空の気象条件が密接に関連する。オゾン層破壊物質に関しては、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（1987 年採択。以下、モントリオール議定書という）に基づく生産規制等の効果により、世界的に 1990 年代半ば以降緩やかに減少しているが依然として高い状態にある（図 3.2-7 参照）。一方、2017 年の南極上空では、8 月以降、極渦（冬季から春季にかけて極域に形成される非常に気温の低い渦）が偏在化したため、気温が例年より高い状態となった（図 III.2）。これにより急激なオゾン層破壊が抑えられてオゾンホールの発達が進まなかったとみられる（極域におけるオゾン破壊のメカニズムについては、トピックス最後に記述）。

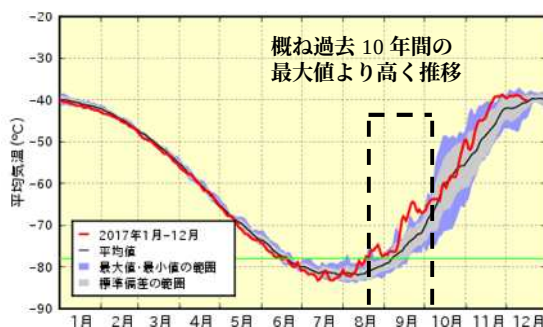


図 III.2 南極上空（50hPa）における南緯 60 度以上の領域平均気温の推移図

赤線：2017 年

黒線：過去 10 年間（2007～2016 年）の平均値

灰色領域：過去 10 年間の標準偏差

紫色領域：過去 10 年間の最大値と最小値の範囲

気象庁 55 年長期再解析（JRA-55）を基に作成。

オゾン層の世界的な状況とその見通しについては、世界気象機関(WMO)と国連環境計画(UNEP)が「オゾン層破壊の科学アセスメント」として定期的に取りまとめている。2014 年に取りまとめられた最新のアセスメントによると、モントリオール議定書が完全に履行され、このままオゾン層破壊物質の減少が続けば、ほとんどの地域のオゾン全量は今世紀半ばまでに 1980 年以前の状態に回復すると予測されているが、南極上空のオゾン層が 1980 年以前の水準に戻るのは他の地域より遅く、今世紀半ば以降になると予測されている。

このように、オゾン層が元の状態に回復するまでにはまだ数十年が必要とされており、オゾン層破壊の問題は、人間の手で一度自然に対して与えた影響を元に戻すためには、非常に多くの努力と時間が必要であることを私たちに教えている。採択されてから 2017 年で 30 周年を迎えたモントリオール議定書は、オゾン破壊物質である特定フロン(※)等の生産や消費を世界的に規制することにより、オゾン層の保護に大きな成果を挙げてきた。

近年、特定フロン等の大気中濃度は減少している一方、これらの代わりに広く使用されるようになった代替フロン(※)の濃度は急激に上昇し、その温室効果により間接的にオゾン層に影響を与えることが確認されている。このため、2016 年 10 月に、ルワンダ・キガリで開催された、第 28 回モントリオール議定書締約国会議では、代替フロンを新たに規制対象とし、段階的削減義務を定めたキガリ改正が採択され、2019 年 1 月に発効予定となっている。今回の改正により、オゾン層保護の世界的な取り組みが、益々有効なものとなるよう、気象庁では引き続き注意深く監視を行っていく。

※ 特定フロンと代替フロン

特定フロンは、モントリオール議定書によって、オゾン層破壊物質として規制の対象となった CFC や HCFC といったフロン類を指す。代替フロンは、特定フロンの代替として利用されている HFC を指し、オゾン破壊効果はないものの、高い温室効果を有している。

「極域におけるオゾン破壊のメカニズム」

オゾン層破壊物質であるフロン類は、上部成層圏(高度 40km 付近)で紫外線により分解され、この際に生じる塩素原子が触媒となってオゾンを連鎖的に破壊する。その後、塩素原子は下部成層圏に輸送され、通常はオゾンを破壊しない比較的安定な塩素化合物(硝酸塩素(ClONO_2)や塩化水素(HCl))に変化する。極域では冬季、成層圏に形成される極渦により、極域上空とその周囲との空気の交換が著しく制限され、極域上空の成層圏大気は周囲から孤立する。冬季は太陽光が当たらないため、極渦の内部は放射冷却により著しく低温となる。成層圏の気温が低下する(-78 度を目安としている)と硝酸や水蒸気などが凝結し、極域成層圏雲(Polar Stratospheric Clouds; PSCs)と呼ばれる雲が形成される。その表面では、特殊な化学反応により、フロン類から変化した塩素化合物から塩素分子(Cl_2)が生成され、冬季の間に極渦内に蓄積される。そして、春季になって極域上空の成層圏に太陽光が射すようになると、冬に蓄積された塩素分子などが光によって解離して塩素原子になり、これが触媒となってオゾンを破壊する。オゾンホールは、このメカニズムにより急激なオゾン破壊が進行することで形成される。

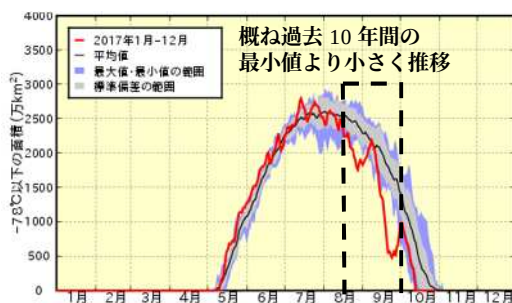


図 11.3 南極上空(50hPa)における気温-78 度以下(極域成層圏雲出現の目安)の面積の年変化
赤線: 2017 年

黒線: 過去 10 年間(2007~2016 年)の平均値
灰色領域: 過去 10 年間の標準偏差
紫色領域: 過去 10 年間の最大値と最小値の範囲
気象庁 55 年長期再解析(JRA-55)を基に作成。

IV 全球で海洋酸性化が進行

- 1990年以降全球海面のpHは約0.05（10年あたり0.018）低下しており、海洋酸性化が進行していることが分かった。

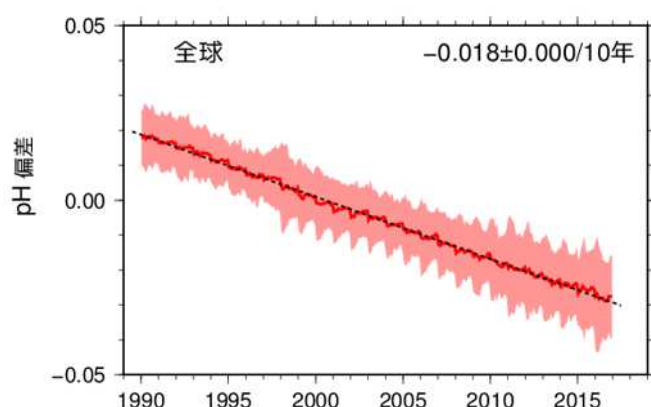
海洋は、大気から地球温暖化への影響が最も大きいとされる二酸化炭素を吸収してきたことから、海洋酸性化（＝水素イオン濃度指数（pH）の低下）が世界規模で進行している。特に、近年、海洋酸性化に伴いサンゴやプランクトン等の海洋生態系に影響が及ぶことが懸念されている。

気象庁は、平成 29（2017）年 11 月に、気象庁の海洋気象観測船「凌風丸」、「啓風丸」をはじめ、海洋の二酸化炭素に係わる国際的な観測データを利用し、全球の海洋酸性化の監視情報の提供を開始した。全球の海洋酸性化に関する監視情報の毎年定期的な提供は世界で初めてである。

気象庁の解析結果から、1990 年以降全球海面の pH は約 0.05（10 年あたり 0.018）低下しており、海洋酸性化が進行していることが分かった（図Ⅳ.1、Ⅳ.2）。IPCC 第 5 次評価報告書/WG1（IPCC, 2013）では、産業革命前（1750 年）以降の約 250 年間で、pH が全球平均でおよそ 0.1（10 年あたり約 0.004）低下したと報告されており、今回の結果から、近年の海洋酸性化の進行が過去 250 年より速いことが分かった。

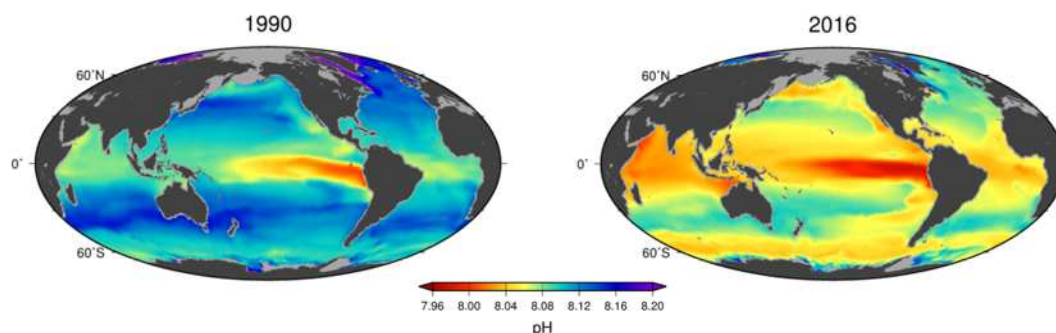
この情報は、気候モデルの検証や国内外の適応策検討等のため非常に重要な基礎資料であり、気象庁では、今後も観測船による観測を継続的に実施し、気象庁ホームページ「海洋の健康診断表」を通じて情報提供を行っていく。

（海洋の健康診断表：<https://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/index.html>）



図Ⅳ.1 全球の表面海水中の水素イオン濃度指数(pH)偏差の長期変化

塗りつぶしは標準偏差、黒破線は長期変化傾向を示し、右上の数字は 10 年あたりの変化率（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Ⅳ.2 表面海水中の水素イオン濃度指数(pH)の 1990 年(左)と 2016 年(右)における分布図