

気候系監視年報 2016

平成 29 年 3 月

気 象 庁

はじめに

気象庁は、異常気象の要因解明といった社会的な要請に対して適時適確に情報を発表するため、平成 19 年に異常気象分析検討会を設置するとともに、「気候系監視年報」の刊行を始めました。さらに、平成 25 年には「異常気象情報センター」を設置し、国内外の異常気象などに関する情報の国内への発信を充実するとともに、気候変動や異常気象の影響を受けやすいアジア太平洋地域の国々への支援を推進しています。

「気候系監視年報」は、年間の気候系（大気、海況、雪氷）の特徴のほか、日本や世界の異常気象・天候の解析結果をまとめた気候系に関する総合的な監視・解析情報です。気候系に関する国民の理解の促進や社会経済活動における幅広い利用に供するため、2011 年版より電子出版化し、気象庁ホームページ上で公表することとしました。

本報告では、2016 年の気候系の特徴をまとめるとともに、2016 年春に終息したエルニーニョ現象とその影響、西日本で厳しい暑さ、北日本で相次ぐ台風の接近・上陸により記録的な多雨となった 2016 年 8 月の日本の天候に関する解析結果をトピックスとして掲載しています。この報告が気候系に関する理解と知見の向上に役立てば幸いです。

気象庁 地球環境・海洋部

気候情報課長 眞鍋 輝子

目 次

はじめに

1. 解説	1
1.1 気候系監視年報について	1
1.2 日本の天候	1
1.3 世界の天候	3
1.4 大気循環	4
1.5 海況	6
1.6 海氷・積雪	6
2. 2016年の気候系の特徴	7
2.1 日本の天候	7
2.2 世界の天候	14
2.3 中・高緯度の気候循環	24
2.4 熱帯の気候循環と対流活動	29
2.5 海況	38
2.6 冬季北半球成層圏の気候循環	41
2.7 夏季アジアモンスーンの特徴	46
2.8 北極域の海氷	50
2.9 北半球の積雪域	52
3. トピックス	54
3.1 2016年春に終息したエルニーニョ現象とその影響	54
3.2 2016年8月の日本の顕著な天候	70

1 解説

1.1 気候系監視年報について

地球温暖化の進行に伴い異常気象の頻発が懸念される中、異常気象の要因や今後の推移に関する社会的な関心が高まっている。こうした情勢に対応すべく、気象庁は 2007 年 6 月に異常気象分析検討会を設置し、社会的な影響が大きい異常気象が発生した場合は、大学や研究機関の専門家の協力を得て、最新の科学的知見に基づく分析を行い、その発生要因等に関する見解を迅速に発表している。

「気候系監視年報」は、年間の気候系¹の特徴のほか、日本や世界の異常気象・天候の解析結果をまとめた気候系に関する総合的な監視情報である。また、異常気象分析検討会の協力を得て、特定事例に関する分析結果をまとめている。さらに、アジア太平洋地域をはじめとした海外の気象機関との気候系に関する監視・解析情報の交換のため、英語版も公開²している。

今回の報告では、トピックスとして、2016 年春に終息したエルニーニョ現象とその影響(第 3.1 節)、2016 年 8 月の日本の天候(第 3.2 節)を取り上げ、その解析結果をまとめた。

なお、気象庁ホームページには、月々の気候系の特徴の要点を速報としてまとめた「気候系監視速報」³を掲載するとともに、大気・循環・雪氷・海水の図表類や異常気象の状況と要因などより詳細な気候情報を提供しているので、併せてご利用いただきたい。

以下に、本年報の作成に用いたデータソース、計算方法、図表類の見方、専門的な用語について解説する。第 3 章のみに掲載した要素や図表については、必要に応じて本文中に解説を記述する。なお、特記しない限り偏差(平年差、平年比)の基準となる平年値には 1981～2010 年の 30 年平均値を用いる。平年値作成の詳細については、気象庁(2011b)を参照のこと。

1.2 日本の天候(主な関連項目:第 2.1 節)

日本の天候については、季節や年の気温・降水量・日照時間の平年差(比)分布図、日本の年平均気温偏差の経年変化図等を掲載し、その特徴を記述する。以下の項では、気温の長期変化を表す年平均気温偏差の計算方法、監視対象となる地域区分、平年値と階級区分について解説する。

1.2.1 日本の年平均気温偏差

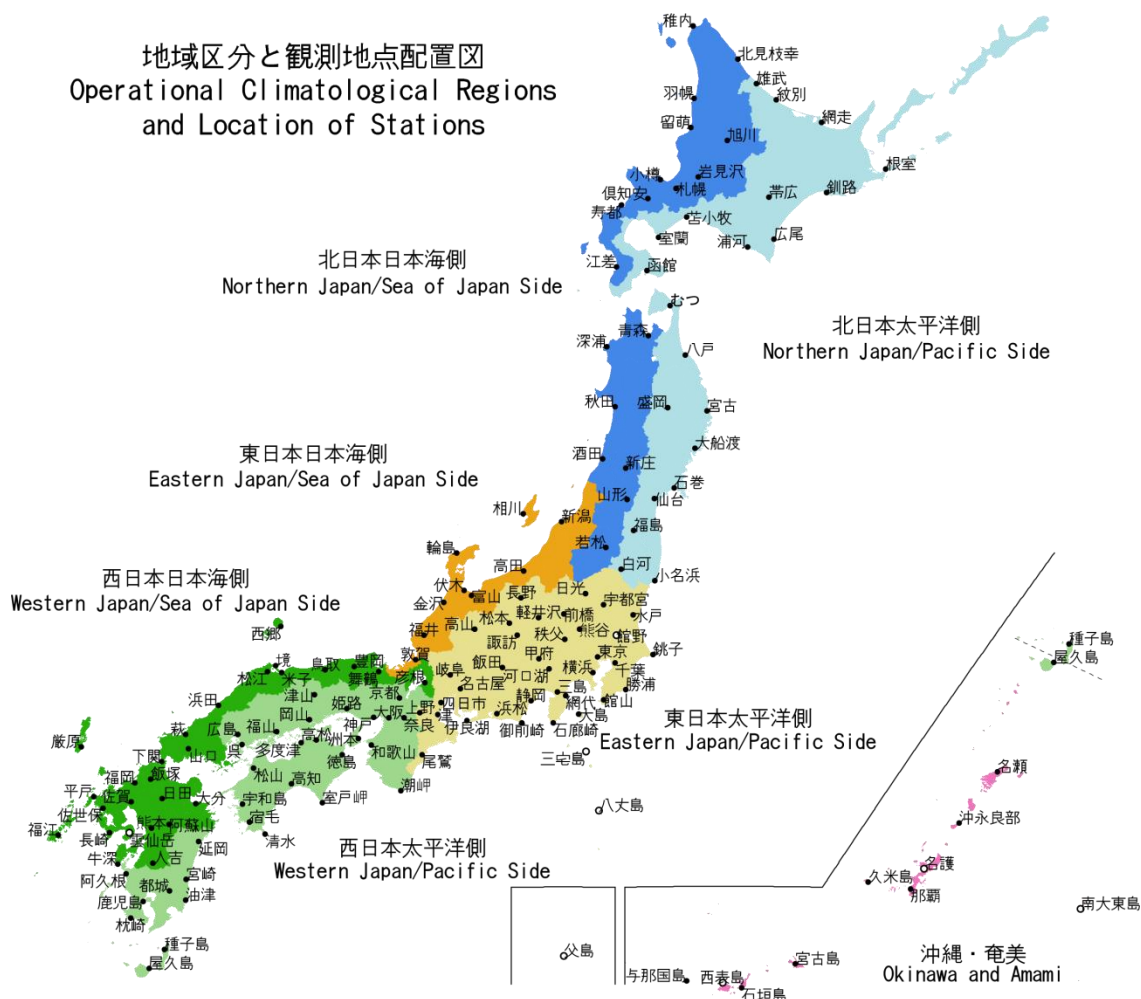
第 2.1 節に、1898 年以降の日本の年平均気温偏差の経年変化図を掲載する。各年の値は、都市化による影響が小さいと考えられる 15 の気象観測地点(網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島)における気温の観測値を用いて算出している。まず上記の各地点で、観測された月平均気温から 1971～2000 年の 30 年平均値を差し引いて月平均気温の偏差を求め、これを年平均して年平均偏差を求める。そして 15 地点の年平均偏差を平均することで日本の年平均気温偏差(1971～2000 年基準)を求める。最後に、この偏差における 1981～2010 年の 30 年平均が 0 となるように補正した値を、日本の年平均気温の偏差(1981～2010 年基準)とする。なお、宮崎は 2000 年 5 月、飯田は 2002 年 5 月に観測場所を移転したため、移転による観測データへの影響を評価し、その影響を補正した上で利用している(大野ほか, 2011)。

¹ 「気候系」とは、大気・海洋・陸地・雪氷など気候の形成に関与する要素を総合したシステムを指す。

² <http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/arcs.html>

³ <http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/diag/sokuho/>

地域区分と観測地点配置図 Operational Climatological Regions and Location of Stations



第 1.2-1 図 地域区分と日本の観測地点配置図

●は地域平均の算出に用いる地点、○は地域平均の算出に用いない地点

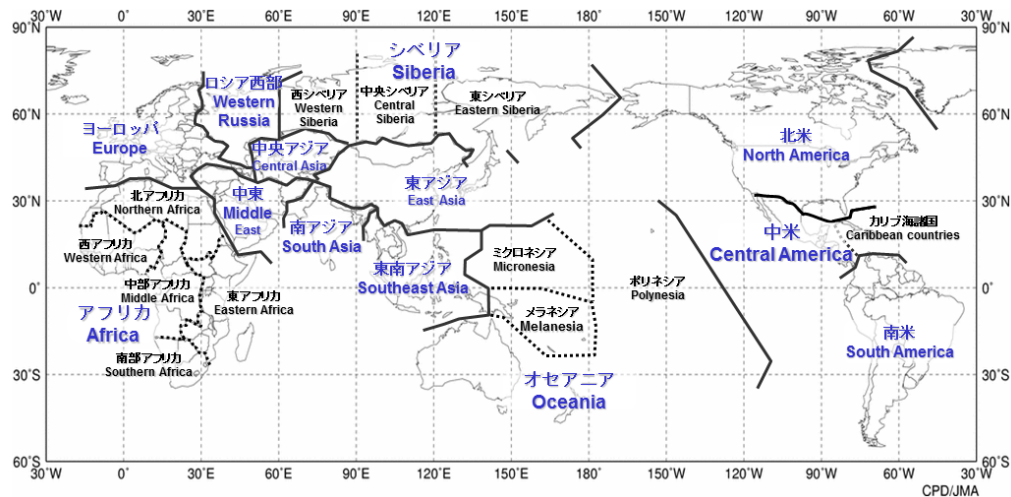
1.2.2 日本の天候の地域区分

第 2.1 節では、各季節や年間の日本の天候の特徴をまとめる。天候の特徴は日本を大きく 4 つの地域（北日本、東日本、西日本、沖縄・奄美）に分けてまとめる。また、必要に応じてそれぞれの地域を太平洋側と日本海側に分けて（沖縄・奄美を除く）記述する。平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布図や階級一覧表は、全国 154 の気象官署及び特別地域気象観測所の観測値に基づいて作成した。各気象官署及び特別地域気象観測所を合わせた観測地点配置図と地域区分は第 1.2-1 図のとおりである。

1.2.3 日本の天候の平年値と階級区分値

階級は、低い(少ない)、平年並、高い(多い)の 3 つの階級に分けられており、階級を決める際のしきい値は平年値算出期間における各階級の出現頻度が等しくなるように決めている。また、この期間に出現した上位(下位)10%を分けるしきい値を上(下)回った場合は、かなり高い(かなり低い)あるいはかなり多い(かなり少ない)と表現し、一覧表には階級の横に＊を付加した。なお、統計方法に関する詳細については、「気象観測統計指針」⁴を参照のこと。

⁴ <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html>



第 1.3-1 図 世界の主な地域区分と地域名

1.3 世界の天候(主な関連項目:第 2.2 節)

世界の天候については、気温・降水量平年差(比)分布図、世界の年平均気温偏差の経年変化図等を掲載し、その特徴を記述する。以下に、年平均気温偏差の計算方法、監視に用いているデータや平年値、分布図の作成方法について解説する。本年報で用いる主な世界の地域区分と地域名を第 1.3-1 図に示す。

1.3.1 世界の年平均気温偏差

第 2.2 節に、1891 年以降の世界の年平均気温偏差の経年変化図及び、年平均気温偏差の分布図を掲載する。各年の値は、陸域における地表付近の気温と海面水温のデータから算出している(石原, 2006)。陸上気温には、2000 年以前は米国海洋大気庁(NOAA)により整備された地上気象観測データセット(Global Historical Climatology Network (GHCN) version 2)、また 2001 年以降は世界各国の気象機関から通報された地上月気候値気象通報(Climat 報)を用い、海面水温には緯度・経度それぞれ 1 度格子ごとの海面水温解析データ(COBE-SST)(気象庁 2006)を用いている。ただし、海氷域における海面水温は使用していない。まず、月ごとに陸域の各観測点のデータ及び 1 度格子の海面水温データについて、陸域の観測地点数が最も多い 1971~2000 年の 30 年平均値を基準とした偏差を求め、緯度 5 度×経度 5 度格子ごとに平均した偏差を計算する。これに緯度に

よる面積の違いを考慮した重みを与えて、世界全体で平均する。この世界平均について、1981~2010 年の 30 年平均が 0 となるように補正し、世界の月平均気温の偏差(1981~2010 年基準値からの差)を求める。この偏差を年で平均することにより、世界の年平均気温偏差を求めた。各年の値には、格子ごとの観測データの密度の違いに由来する誤差を評価した 90%信頼区間を表示する(石原, 2007)。

1.3.2 世界の天候に用いるデータと平年値

年平均気温偏差に続いて、地域ごとの天候の特徴を掲載する。世界の天候の分布図の作成には、CLIMAT 報のデータを用いた。月平均気温や月降水量の平年値算出には、GHCN データ及び CLIMAT 報データ(1982 年 6 月以降)を使用し、両方のデータがある場合は、CLIMAT 報データを優先して用いた。

なお、第 2 章、第 3 章の気象災害の記述で引用している災害による死者数などの値は、国連・各国政府機関及び研究機関の災害データベース(EM-DAT⁵)等に基づいている。

⁵ 米国国際開発庁海外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)が共同で運用するデータベース

1.3.3 異常気象

気象庁では、気温や降水量などの異常を判断する場合に、ある場所(地域)・ある時期(週、月、季節)において 30 年間に 1 回以下の頻度で発生する現象を「異常気象」としている。月と季節の気温と降水量について、異常高温・異常低温及び異常多雨・異常少雨を次のように定義しており、この定義に基づいて主な異常気象・気象災害を選出し、その概況を掲載する。

異常高温・異常低温:月／季節の平均気温の平年差が平年値算出期間の各月／各季節の標準偏差の 1.83 倍を超えた場合に異常高(低)温とする。

異常多雨・異常少雨:月／季節の降水量が平年値算出期間における各月／各季節の最大値を上回った(最小値を下回った)場合に異常多(少)雨とする。

1.3.4 分布図

年平均気温規格化平年差階級分布図では、年平均気温の平年差を年平均気温の標準偏差で割った値を緯度 5 度×経度 5 度格子ごとに平均し、図説で示すしきい値に応じた階級で表示する。年降水量平年比階級分布図では、年降水量の平年比を緯度 5 度×経度 5 度格子ごとに平均し、図説で示すしきい値に応じた階級で表示する。異常高温・異常低温出現頻度分布図では、緯度 5 度×経度 5 度格子ごとに月平均気温の異常高温・異常低温の年間の総数を全データ数で割って、1 格子当たりの出現頻度とし、半円の大きさとで表す。格子内のデータ総数が 10 個未満の格子は表示しない。異常高温・異常低温の定義(第 1.3.3 項)から、出現頻度の期待値は約 3%であり、出現頻度が 10%以上の場合、異常高温または異常低温が平年より多かったと判断する。異常多雨・異常少雨出現頻度分布図では、月降水量の異常多雨・異常少雨を対象とする以外は、異常高温・異常低温出現頻度と同様である。

1.4 大気循環(主な関連項目:第 2.3 節、第 2.4 節、第 2.6 節～第 2.8 節、第 3 章)

大気循環場データには、気象庁 55 年長期再解析(JRA-55; Kobayashi et al., 2015)による解析値(解析時刻は 00、06、12、18UTC)を用いる(準リアルタイム

でデータの作成を継続しており、そのデータも含めて JRA-55 と呼ぶ)。以下、中・高緯度の循環、熱帯の循環及び各種監視指数について解説する。

1.4.1 中・高緯度の循環

第 2.3 節では、主に季節ごとの中・高緯度の大気循環の特徴についてまとめる。

中・高緯度の大気循環場において、主に注目される現象は以下のとおりである。

- ・ジェット気流
- ・ブロッキング(ジェット気流が南北に大きく蛇行あるいは分流し、その状態が長時間続く現象)
- ・テレコネクション(遠く離れた地域の気象要素、例えば 500hPa 高度偏差が同時期に同じあるいは逆の符号となるような変動)
- ・北極振動(Arctic Oscillation: AO;大規模な気圧(高度)偏差パターンの一つで、北極域と中緯度域で逆符号となるほぼ同心円状の偏差パターン)
- ・移動性高低気圧の活動
- ・準定常ロスビー波の波束(エネルギー)伝播(ロスビー波の解説は、例えば気象庁(2012)を参照)

準定常ロスビー波の波束伝播の解析には、主に Takaya and Nakamura(2001)の波の活動度フラックスを利用する。また、異常気象などの天候の偏りの背景となっている熱帯の対流活動や海面水温の変動(例えばエルニーニョ・南方振動(ENSO))等による中・高緯度大気への影響等について解析を行う。

1.4.2 熱帯の循環と対流活動

第 2.4 節では、主に季節ごとの中・高緯度の熱帯の大気循環や対流活動(熱帯の積雲対流群の活動)の特徴及び台風経路の特徴についてまとめる。

熱帯域の大気循環の特徴で主に着目するのは、Madden-Julian 振動(MJO;赤道域を 30～60 日の周期で対流活動活発域が東進する現象)等の赤道季節内変動、夏季及び冬季モンスーン、数年周期で変動する ENSO に伴う循環場及び対流活動活発域の変動などである。

対流活動を推定するデータとしては、米国の極軌道衛星 (NOAA シリーズ) により観測され、NOAA より提供された外向き長波放射量 (OLR; 単位: W/m^2) を利用する。熱帯域においては、OLR の値が小さいほど対流活動が活発であると推定される。一方、冬季の中・高緯度や標高の高いところ (例えばチベット高原など) では、対流活動が活発でなくても地表面温度の低い状態が反映され、放射量が少なく (値が小さく) なっているため注意が必要である。

ベクトル解析におけるヘルムホルツの定理により、水平方向の風は、回転成分 (非発散風) と発散・収束成分 (発散風) に分けることができる。風の回転成分は以下の式を満たす流線関数を用いて表現される。

$$u_{\psi} = -\frac{\partial \psi}{\partial y}, v_{\psi} = \frac{\partial \psi}{\partial x}$$

(ψ : 流線関数、 u_{ψ} 、 v_{ψ} : 東西、南北風の回転成分)

このとき、風の回転成分は流線関数の等値線に平行で風下に向かって左手に小さい値を見て流れ、その強さは流線関数の勾配に等しい (等値線の混んでいるところほど風が強い) という性質がある。流線関数の平年偏差は平年と比べた高気圧性循環あるいは低気圧性循環の強さを表しており、平年の循環が高気圧性循環なのか低気圧性循環なのかで意味が異なる。例えば、平年の循環が高気圧性循環のところが高気圧性循環の平年偏差が現れれば、高気圧性循環が平年より強いことを表す。一方、平年の循環が低気圧性循環のところが高気圧性循環の平年偏差が現れれば、低気圧性循環が平年より弱い、あるいは平年と異なり高気圧性循環となっていることを示す。

一方、風の発散・収束成分は以下の式を満たす速度ポテンシャルを用いて表現される。

$$u_{\chi} = \frac{\partial \chi}{\partial x}, v_{\chi} = \frac{\partial \chi}{\partial y}$$

(χ : 速度ポテンシャル、 u_{χ} 、 v_{χ} : 東西、南北風の発散・収束成分)

このとき、風の発散・収束成分は速度ポテンシャルの等値線に直角に、かつその値の小さいところから大きいところに向かって吹き、その強さは速度ポテンシャルの勾配に等しいので、速度ポテンシャルの値が負で絶対値が大きいほど、大規模な発散が強いことを

意味する。一般に、熱帯域での上層発散 (収束)、下層収束 (発散) 域は、大規模な対流活動の活発な (不活発な) 領域に概ね対応している。

MJO は、半月 (5 日) 移動平均した速度ポテンシャルの経度・時間断面図などから解析する。

1.4.3 熱帯の大気及び海洋の監視指数

第 2.4 節では、ENSO に伴う海洋と大気の変動の状況を把握するため、南方振動指数 (SOI)、各領域での OLR 指数 (OLR-PH, OLR-MC, OLR-DL)、赤道域 200hPa 東西風指数 (U200-IN, U200-CP)、赤道域 850hPa 東西風指数 (U850-WP, U850-CP, U850-EP) を掲載する。それぞれの指数の算出に利用する領域は、指数を掲載する表の下部に示す。

領域平均海面水温偏差は平年偏差を表し、その他の指数は規格化偏差 (平年偏差を平年値算出期間で求めた標準偏差で割った値) である。なお、南方振動指数は、タヒチとダーウィンにおける各々の海面気圧の規格化偏差の差を求め、求めた差をさらに標準偏差で規格化した値である。また、東西風指数の領域平均を算出する際には、領域の縁に当たる格子点に 1/2 の重みを、四隅に当たる格子点には 1/4 の重みをかけた。OLR 指数は、領域平均した平年偏差の符号を逆にしていないため、正の値は対流活動が平年より活発、負の値は不活発であることを示す。

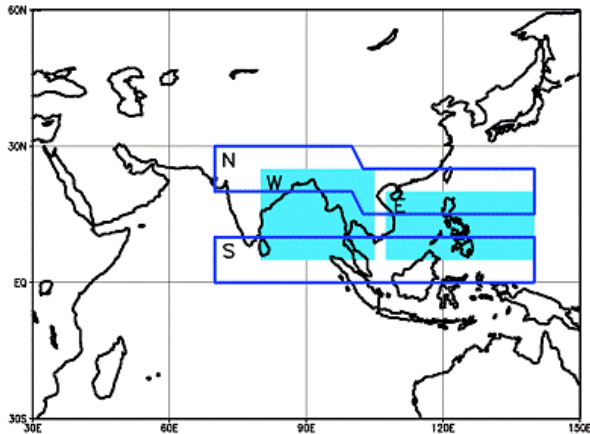
また、夏のアジアモンスーンの活動状況を示す指数 (Summer Asian Monsoon OLR Index: SAMOI) を、第 2.7-1 表に掲載する。夏 (6~8 月) の OLR を ($5^{\circ}\text{S} \sim 35^{\circ}\text{N}$, $60^{\circ}\text{E} \sim 150^{\circ}\text{E}$) の領域で主成分分析して、第 1.4-1 図に示す東西あるいは南北方向にシーソー的な変動をするパターンを抽出し、その結果から、全体の活動度を示す SAMOI(A)、北偏度を示す SAMOI(N)、西偏度を示す SAMOI(W) を以下のように定義している。

$\text{SAMOI(A)} = ((-1) \times \text{OLR(W+E)})$ を規格化

$\text{SAMOI(N)} = (\text{規格化 OLR(S)} - \text{規格化 OLR(N)})$ を規格化

$\text{SAMOI(W)} = (\text{規格化 OLR(E)} - \text{規格化 OLR(W)})$ を規格化

ここで、OLR(S)等は、第 1.4-1 図に S 枠等で示された各領域で平均した OLR である。夏のアジアモンスーンの活動が活発 (SAMOI(A)が正)な場合、亜熱帯ジェット気流が極側にシフトする、チベット高気圧が強い、日本付近で高気圧が強くと北日本を中心に高温となる傾向が見られる。



第 1.4-1 図 夏のアジアモンスーン OLR 指数 (SAMOI) の領域

1.5 海況(関連項目:第 2.5 節)

第 2.5 節では、エルニーニョ現象をはじめ気候に大きな影響を与える海洋の状況を把握するため、海面水温 (SST)、表層水温などの実況や時間推移などの資料を掲載し、海況の特徴について主に季節ごとにまとめた年間の特徴を記述する。

海面水温平年偏差図は、気象庁の海洋気象観測船や漂流型海洋気象ブイロボットによる観測に加え、国内外の観測船、一般船舶、海洋データブイによる観測データから作成された緯度・経度 1 度格子の海面水温解析 (COBE-SST) を用いたものである。COBE-SST については気候系監視報告別冊第 12 号 (気象庁, 2006) を参照のこと。

表層貯熱量偏差の経度・時間断面図は、気象研究所海洋・地球化学研究部で開発された全球海洋データ同化システム (MOVE/MRI.COM-G2) を用いて計算した半旬平均値を使用し作成した。MOVE/MRI.COM-G2 の詳細は、Toyoda et al. (2013) を参照のこと。

1.6 海氷・積雪(関連項目:第 2.8 節、第 2.9 節)

海氷(第 2.8 節)の解析には、Nimbus 衛星(米国)に搭載されたマイクロ波放射計 (SMMR)、米国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・SSMIS) により観測されたデータを用いた。

積雪域の状況(第 2.9 節)は、DMSP 衛星に搭載された SSM/I・SSMIS の観測データを、気象庁が独自に開発した手法に基づいて解析している(気象庁 2011a)。

参考文献

- 石原幸司, 2006: COBE-SST を用いた全球平均気温平年差の算出. 測候時報第 73 巻, S19-S25.
- 石原幸司, 2007: 全球平均気温における標準誤差の評価. 測候時報第 74 巻, 19-26.
- 大野浩史, 吉松和義, 小林健二, 若山郁夫, 諸岡浩子, 及川義教, 平原翔二, 池田友紀子, 齋藤仁美, 2011: 気温の時系列データから気象官署の移転にともなう影響を補正する手法について. 測候時報第 78 巻, 31-41.
- 気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴. 気候系監視報告別冊第 12 号.
- 気象庁, 2011a: 衛星データによる積雪域解析. 気候系監視資料 2010.
- 気象庁, 2011b: 1981~2010 年平年値. 気候系監視資料 2011.
- 気象庁, 2012: 季節予報作業指針～基礎から実践まで～. 平成 24 年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部. 361pp.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebata, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Toyoda, T., Y. Fujii, T. Yasuda, N. Usui, T. Iwao, T. Kuragano, and M. Kamachi, 2013: Improved Analysis of Seasonal-Interannual Fields Using a Global Ocean Data Assimilation System, *Theoretical and Applied Mechanics Japan*, **61**, 31-48.

2 2016 年の気候系の特徴

2.1 日本の天候

2016 年の日本の天候の主な特徴は以下のとおりである。

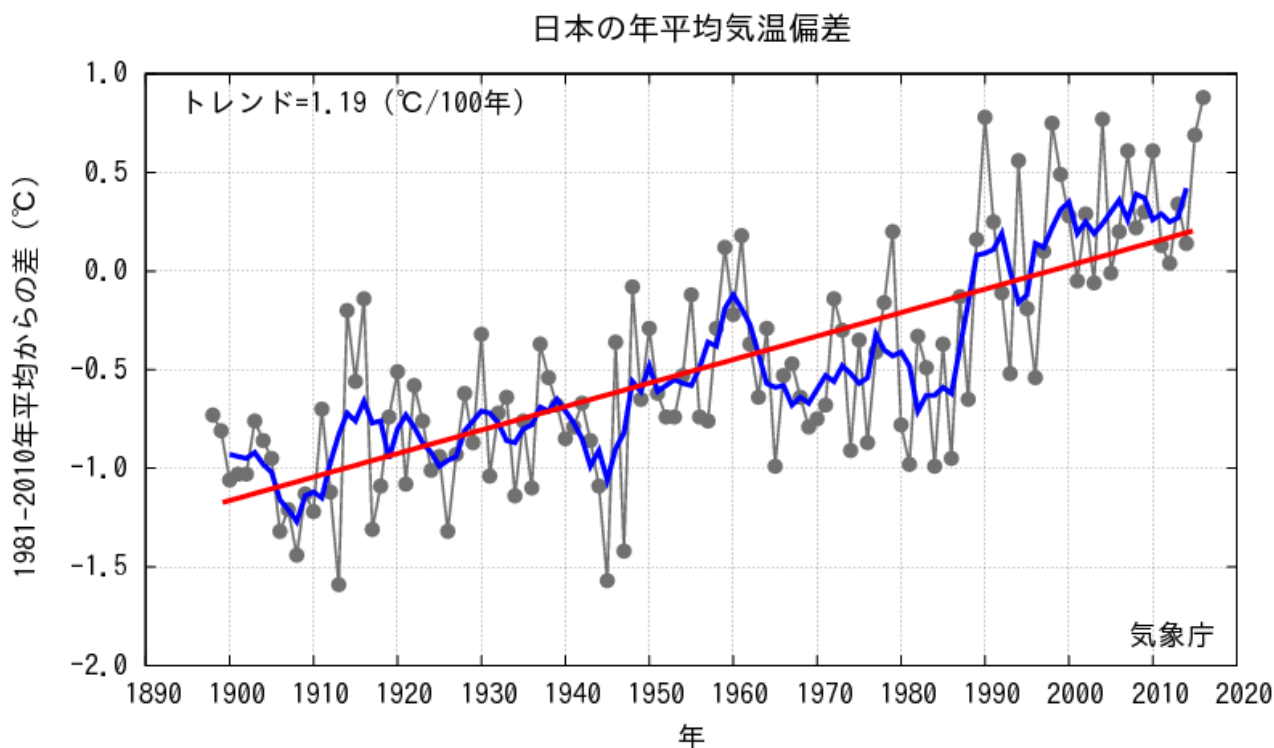
- 高温が持続し、年平均気温は東日本以西でかなり高く、北日本で高かった。
- 北日本では、8月に4個の台風が相次いで上陸し、大雨や暴風となった。
- 秋に西日本で顕著な多雨寡照となった。

2.1.1 年平均気温の経年変化

都市化の影響の小さい全国 15 地点で平均した 2016 年の日本の年平均気温偏差は $+0.88^{\circ}\text{C}$ で、統計

を開始した 1898 年以降で最も高い値となった。長期的には、日本の年平均気温は 100 年あたり約 1.19°C (統計期間: 1898~2016 年) の割合で上昇している (第 2.1-1 図)。

2016 年の記録的な高温は、第 2.1-3 項の(1)から(4)に記述する各季節の大気循環場によってもたらされ、年間を通じて、ほぼ全国的に高温傾向が続いたことが主な要因である。また背景には、地球温暖化や 2015/2016 年冬にピークを迎えたエルニーニョ現象の影響により対流圏全体の大気が暖められたことが要因として考えられる。



第 2.1-1 図 日本の年平均気温偏差($^{\circ}\text{C}$)の経年変化

黒丸は各年の平均気温の基準値からの偏差、太線(青)は偏差の 5 年移動平均、直線(赤)は長期的な変化傾向を表す。基準値は 1981~2010 年の平均値。

2.1.2 年平均気温、年降水量、年間日照時間(第 2.1-1 表、第 2.2-2 図、第 2.1-3 図)

北日本の秋を除き、全国的に高温傾向が続いた。年平均気温は東・西日本、沖縄・奄美でかなり高く、北日本で高かった。東日本では、平年差+1.0℃となり 1946 年の統計開始以降で 2004 年と並んで、最も高かった。全国 154 の気象台、測候所のうち 16 地点で年平均気温の高い方から 1 位の値を更新し、34 地点で 1 位タイを記録した(第 2.1-2 表)。

年降水量は、8 月に北日本に台風が相次いで接近・上陸したこと、秋に西日本中心に低気圧や前線及び台風の影響を受けやすかったこと、2015/16 年冬に沖縄・奄美では低気圧の影響を受けやすかったことなどにより、北日本太平洋側、西日本、沖縄・奄美でかなり多く、北日本日本海側で多かった。室戸岬では年降水量の多い方から 1 位の値を更新した。東日本は平年並だった。

年間日照時間は、西日本では少なかった一方、春は北日本を中心に高気圧に覆われやすかったことから、北日本や東日本日本海側では多かった。東日本太平洋側と沖縄・奄美は平年並だった。

2.1.3 季節別の天候の特徴

(1)冬(2015 年 12 月～2016 年 2 月)(第 2.1-4 図(a))

○全国的に暖冬となった。

○全国的に降水量が多く、沖縄・奄美では記録的な多雨となった。

○日本海側の降雪量はほぼ全国的に少なかった。

冬の後半に寒気の影響を受けた時期もあったが、冬型の気圧配置は長続きしなかったため、全国的に気温が高く暖冬となった。特に、東・西日本の冬の平均気温はかなり高かった。低気圧や前線の影響で、全国的に降水量が多く、特に沖縄・奄美では、平年比 188%となり、1946/47 年の統計開始以降で最も多かった。日本海側の冬の降雪量は、冬型の気圧配置が長続きしなかったため、ほぼ全国的に少なかったが、1 月下旬の強い寒気の影響で、九州北部地方ではかなり多くなった。

平均気温:全国的に高く、東・西日本はかなり高かった。

降水量:全国的に多く、西日本と沖縄・奄美ではかなり多かった。

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

(2)春(2016 年 3～5 月)(第 2.1-4 図(b))

○全国的に顕著な高温となった。

○西日本太平洋側と沖縄・奄美の降水量は多く、北日本太平洋側と東日本日本海側で少なかった。

○北・西日本と東日本日本海側の日照時間は多かった。

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

平均気温:全国的にかなり高かった。

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

日照時間:北・西日本で多く、東日本日本海側ではかなり多かった。東日本太平洋側、沖縄・奄美は平年並だった。

(3)夏(2016 年 6～8 月)(第 2.1-4 図(c))

○全国的に暑夏となり、特に沖縄・奄美では記録的な高温となった。

○北日本太平洋側は記録的な多雨となった。

○ほぼ全国的に日照時間が多かった。

日本付近は暖かい空気に覆われやすく、全国的に夏の平均気温は高かった。特に、沖縄・奄美では、日

照時間が多く日射が強かったことから、夏の平均気温は平年差+1.1℃となり 1946 年の統計開始以降、最も高かった。北日本では、6 月は低気圧の影響を受けやすく、8 月は台風が相次いで接近・上陸したこと及び前線や湿った気流の影響で、降水量がかなり多かった。特に、北日本太平洋側では、夏の降水量は平年比 163%となり、1946 年の統計開始以降最も多かった。台風は、第 7 号、第 11 号、第 9 号が相次いで北海道に上陸し、第 10 号が岩手県に上陸した。台風の影響で、東日本から北日本を中心に、大雨や暴風となり、特に北海道と岩手県では記録的な大雨となり、河川の氾濫、浸水害、土砂災害などが発生した。西日本では、6 月上旬から 7 月中旬にかけての梅雨期に梅雨前線の活動が活発だった影響で、太平洋側を中心に度々大雨となり、西日本太平洋側の夏の降水量は多かった(第 2.1-3 表)。6 月下旬頃は、九州を中心に断続的に大雨になり、土砂災害、浸水害等大きな災害が発生した。夏を通して、平均的には日本付近は高気圧に覆われやすかったため、夏の日照時間は、ほぼ全国的に多かった。

平均気温: 沖縄・奄美でかなり高く、北・東・西日本でも高かった。

降水量: 北日本でかなり多く、西日本太平洋側でも多かった。一方、沖縄・奄美で少なかった。東日本、西日本日本海側では平年並だった。

日照時間: 北・東日本日本海側、西日本、沖縄・奄美で多かった。北・東日本太平洋側では平年並だった。

(4) 秋(2016 年 9~11 月)(第 2.1-4 図(d))

○西日本と沖縄・奄美では記録的な高温となった。
一方、北日本は低温だった。

○西日本では降水量がかなり多かった

○全国的に日照時間が少なく、西日本では記録的な寡照となった。

○北日本は低温だった。

西日本と沖縄・奄美では寒気の影響が弱く、南から暖かい空気が流れ込んだため、秋の平均気温はかなり高く、沖縄・奄美で平年差+1.3℃、西日本で+1.2℃となり、統計を開始した 1946 年以降で最も高い記録となった。一方、北日本では 9 月は高温となったが、10 月からは断続的に大陸からの強い寒気が流れ込んだため、秋の平均気温は 2002 年以来 14 年ぶりに低温となった。西日本では、低気圧と台風や前線の影響で、秋の降水量はかなり多く、特に、西日本日本海側で平年比 173%となり、1946 年の統計開始以降で最も多かった。全国的に低気圧や前線などの影響で、秋の日照時間が少なく、特に、西日本日本海側で平年比 74%、西日本太平洋側で平年比 82%となり、いずれも 1946 年の統計開始以降で最も少なかった

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

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

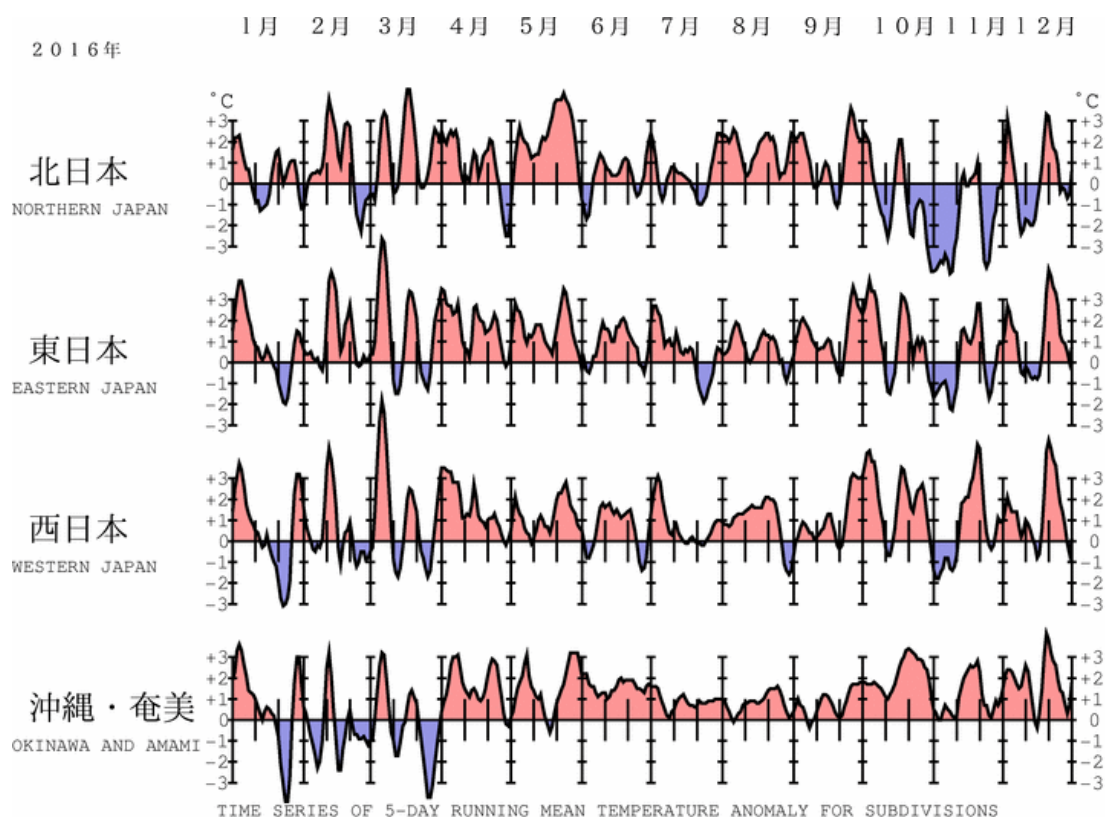
日照時間: 北日本日本海側、東日本太平洋側、西日本でかなり少なく、北日本太平洋側、東日本日本海側、沖縄・奄美で少なかった。

第 2.1-1 表 年平均気温、年降水量、年間日照時間の地域平均平年差(比)と階級(2016 年)

本文中の北・東・西日本の降水量・日照時間の特徴は、日本海側・太平洋側の階級に基づいて記述している。

	気温 平年差 ℃ (階級)	降水量 平年比 % (階級)	日照時間 平年比 % (階級)		気温 平年差 ℃ (階級)	降水量 平年比 % (階級)	日照時間 平年比 % (階級)
北日本	0.6 (+)	114 (+) 日 110 (+) 太 117 (+)*	103 (+) 日 102 (+) 太 104 (+)	北海道	0.4 (+)	124 (+)* 日 114 (+) 才 141 (+)* 太 128 (+)*	102 (0) 日 100 (0) 才 100 (0) 太 104 (+)
				東北	0.9 (+)*	101 (0) 日 102 (0) 太 101 (0)	105 (+) 日 106 (+) 太 105 (+)
東日本	1.0 (+)*	105 (0) 日 98 (0) 太 107 (0)	102 (0) 日 106 (+) 太 101 (0)	関東甲信	1.0 (+)*	107 (+)	101 (0)
				北陸	0.9 (+)*	98 (0)	106 (+)
				東海	1.0 (+)*	107 (0)	102 (0)
西日本	1.0 (+)*	125 (+)* 日 123 (+)* 太 127 (+)*	99 (0) 日 98 (-) 太 99 (-)	近畿	1.0 (+)*	114 (+) 日 106 (+) 太 118 (+)	103 (+) 日 105 (+) 太 103 (+)
				中国	0.9 (+)*	119 (+)* 陰 106 (0) 陽 134 (+)*	98 (0) 陰 100 (0) 陽 96 (-)
				四国	1.1 (+)*	126 (+)	99 (0)
				九州北部	1.1 (+)*	132 (+)*	96 (-)
				九州南部 ・奄美	1.0 (+)*	128 (+)* 本 133 (+)* 奄 107 (+)	99 (0) 本 99 (0) 奄 102 (0)
沖縄・奄美	1.0 (+)*	118 (+)*	101 (0)	沖縄	1.0 (+)*	123 (+)*	101 (0)

階級表示 (-):低い(少ない) (0):平年並 (+):高い(多い) 地域表示 日:日本海側 陰:山陰 本:本土(九州南部)
(*)はかなり低い(少ない)、かなり高い(多い)を表す オ:オホーツク海側 陽:山陽 奄:奄美
太:太平洋側



地域平均気温平年差の5日移動平均時系列

第 2.1-2 図 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列(2016 年 1 月~12 月)

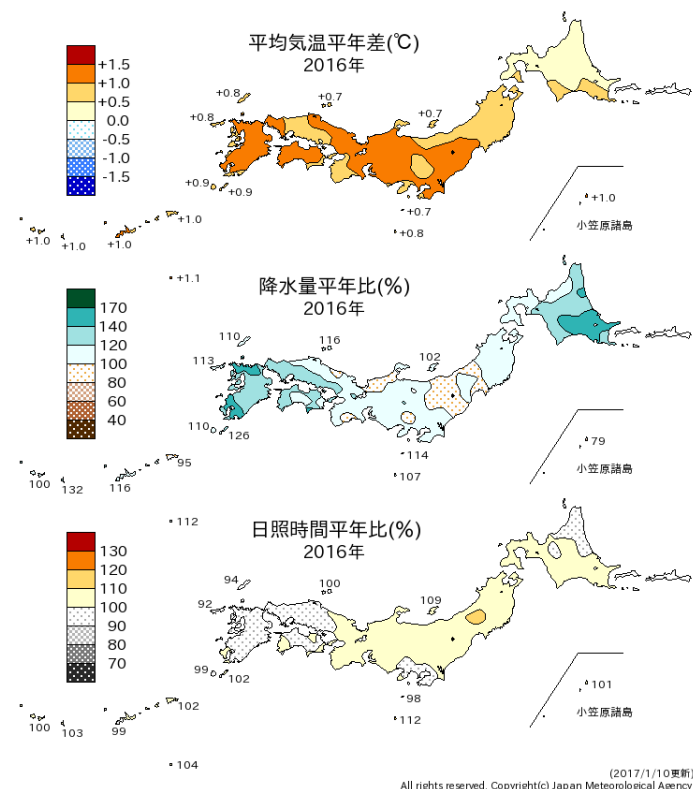
第 2.1-2 表 観測史上 1 位の値(月・季節、年別値)の更新地点数(平均気温、降水量、日照時間)(2016 年)

全国 154 の気象官署及び特別地域気象観測所のうち、各要素の記録を更新した地点数を示す。タイはこれまでの記録と同じ値となった地点数。地域は更新及びタイ記録の地点数の合計が地域内で 5 地点以上ある地域を記載した。

(気温) 北:北日本、東:東日本、西:西日本、沖奄:沖縄・奄美

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

	平均気温(地点)		降水量(地点)		日照時間(地点)	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1 月			5 沖奄			3
2 月	1		1		1	2
冬	13、6 タイ 東・西		9 西太			
3 月	3、3 タイ		8 東日			
4 月	2		2			
5 月	25、5 タイ 北					
春	14、5 タイ 東		1		1	
6 月	1		6			
7 月	1、3 タイ			1		
8 月	3、2 タイ		8 北太		6、1 タイ	
夏	7、2 タイ 沖奄		8 北太			
9 月	1		1	1 タイ		8 西日
10 月	40、1 タイ 西、沖奄		1		1	12 西日
11 月		1、1 タイ				1
秋	22、7 タイ 西、沖奄	1、2 タイ	2、1 タイ	1		18 西日
12 月	5 沖奄		2	1		
年	16、34 タイ 東・西		1			



第 2.1-3 図 年平均気温、年降水量、年間日照時間の平年差(比)の分布(2016 年)

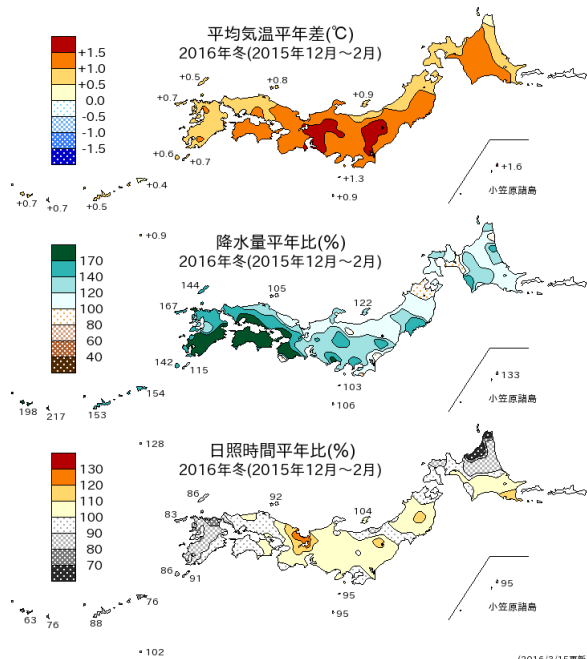
第2.1-3表 梅雨入り・梅雨明けの時期(2016年)

地方名	梅雨入り(注1)	平 年	梅雨明け(注1)	平 年	梅雨時期の降水量平年比と階級(注2)
沖 縄	5月16日ごろ(+)	5月 9日ごろ	6月16日ごろ(-)*	6月23日ごろ	84%(0)
奄 美	5月16日ごろ(+)	5月11日ごろ	6月18日ごろ(-)*	6月29日ごろ	103%(0)
九州南部	5月24日ごろ(-)	5月31日ごろ	7月18日ごろ(0)	7月14日ごろ	147%(+)*
九州北部	6月 4日ごろ(-)	6月 5日ごろ	7月18日ごろ(0)	7月19日ごろ	117%(0)
四 国	6月 4日ごろ(0)	6月 5日ごろ	7月18日ごろ(0)	7月18日ごろ	132%(+)
中 国	6月 4日ごろ(-)	6月 7日ごろ	7月18日ごろ(0)	7月21日ごろ	106%(0)
近 畿	6月 4日ごろ(-)	6月 7日ごろ	7月18日ごろ(0)	7月21日ごろ	103%(0)
東 海	6月 4日ごろ(-)	6月 8日ごろ	7月28日ごろ(+)	7月21日ごろ	89%(0)
関東甲信	6月 5日ごろ(-)	6月 8日ごろ	7月29日ごろ(+)	7月21日ごろ	74%(-)
北 陸	6月13日ごろ(0)	6月12日ごろ	7月19日ごろ(0)	7月24日ごろ	91%(0)
東北南部	6月13日ごろ(0)	6月12日ごろ	7月29日ごろ(+)	7月25日ごろ	70%(-)
東北北部	6月13日ごろ(0)	6月14日ごろ	7月29日ごろ(0)	7月28日ごろ	91%(0)

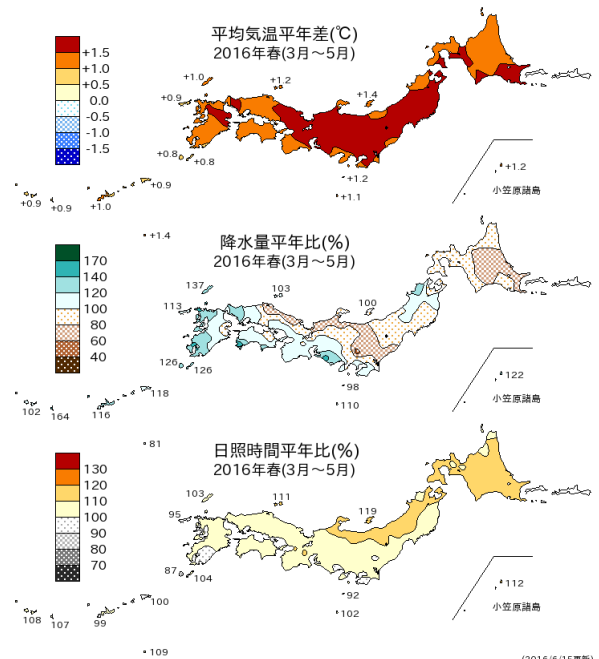
(注1) 梅雨の入り・明けには平均的に5日間程度の遷移期間があり、その遷移期間のおおむね中日をもって「○日ごろ」と表現した。記号の意味は、(+)*:かなり遅い、(+):遅い、(0):平年並、(-):早い、(-)*:かなり早い、の階級区分を表す。

(注2) 北海道を除く全国の气象台・特別地域観測所での観測値を用い、梅雨の時期(6～7月。沖縄と奄美は5～6月)の地域平均降水量を平年比で示した。記号の意味は、(+)*:かなり多い、(+):多い、(0):平年並、(-):少ない、(-)*:かなり少ない、の階級区分を表す。

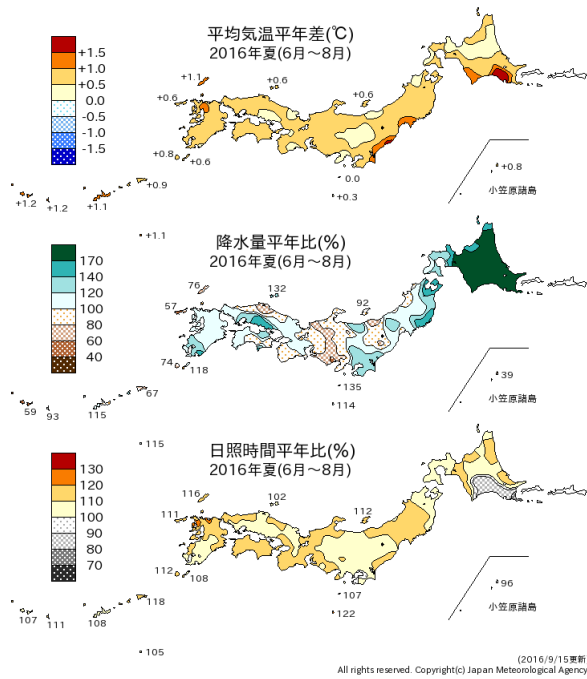
(a) 冬(12~2月)



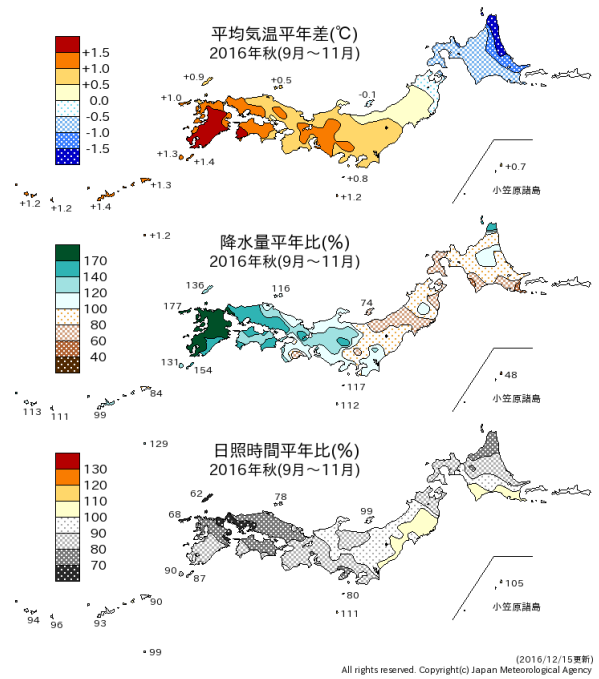
(b) 春(3~5月)



(c) 夏(6~8月)



(d) 秋(9~11月)



第 2.1-4 図 2016 年の季節別の平均気温、降水量、日照時間の平年差(比)の分布
 (a)冬(2015 年 12 月~2016 年 2 月)、(b)春(3~5 月)、(c)夏(6~8 月)、(d)秋(9~11 月)。

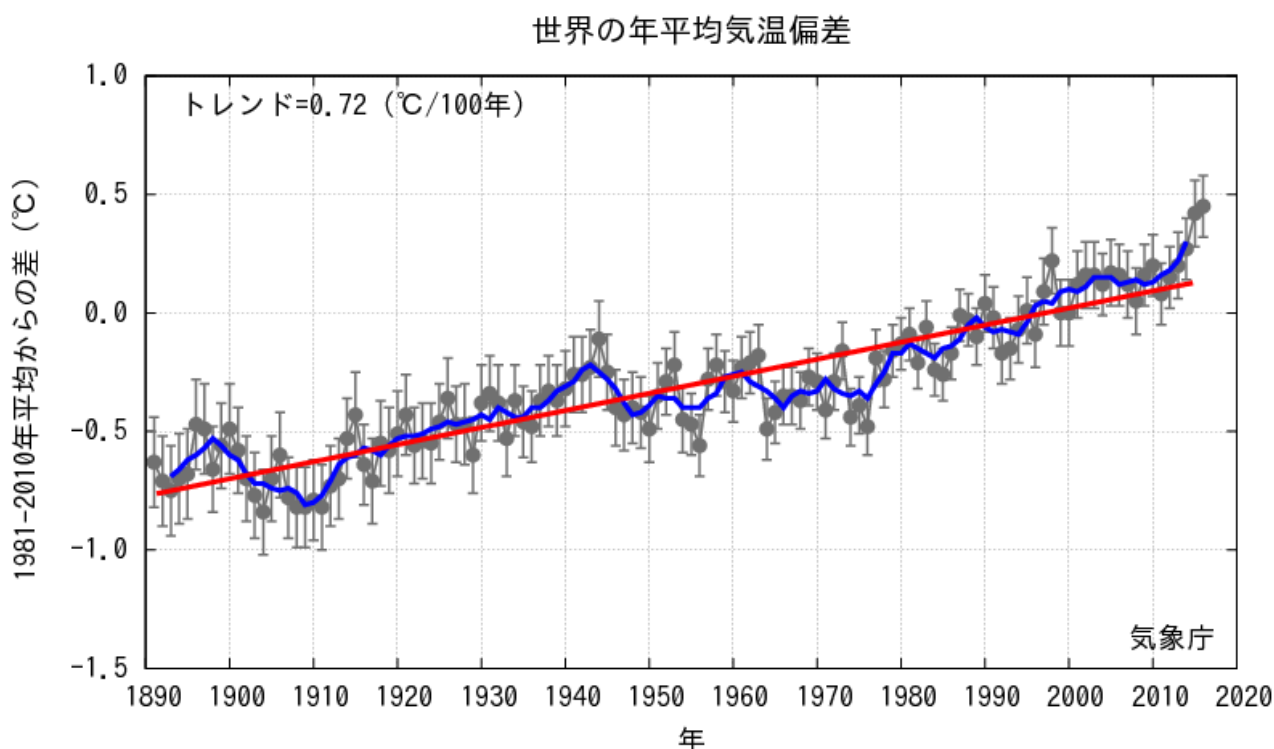
2.2 世界の天候

2.2.1 世界の平均気温

2016 年の世界の年平均気温の偏差及び誤差幅は $+0.45 \pm 0.13^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した 1891 年以降で最も高い値となった(第 2.2-1 図)。これまで最も高かった 2015 年の $+0.42^{\circ}\text{C}$ の記録を上回り、3 年連続で過去の最高値を更新した。長期的には、世界の年平均気温は 100 年あたり約 0.72°C (統計期間: 1891~2016 年) の割合で上昇しており、高温の上位 10 年のうち 9 年が 21 世紀に入ってから記録であるなど近年は気温が高い状態が続いている。また、月別では 1~4 月、6~7 月、季節別では冬(前年 12~2 月)、春(3~5

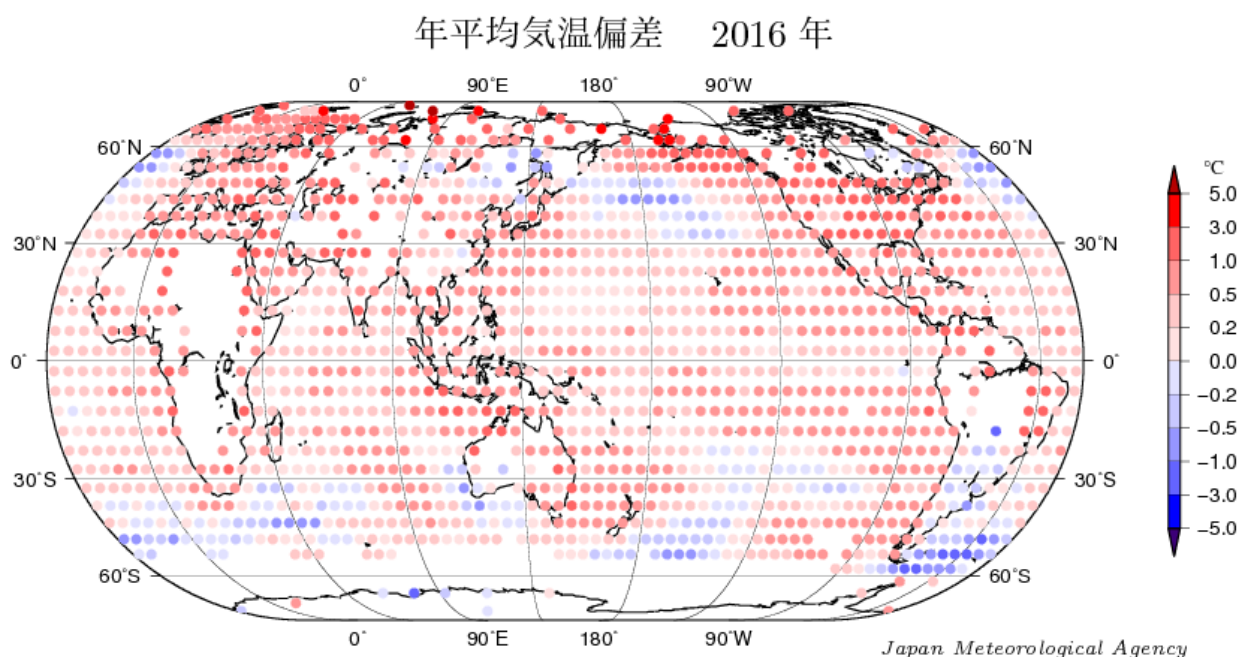
月)、夏(6~8 月)が統計開始以来、最も高い値を記録した。地域別にみると、北大西洋や北太平洋の一部地域等で低温となったが、ユーラシア大陸、北米大陸、太平洋熱帯域、インド洋など、広い範囲で顕著な高温となる特徴がみられた(第 2.2-2 図)。

近年、世界の年平均気温が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が考えられる。また、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おり、2016 年の世界の年平均気温が高くなった要因の一つとして、2016 年春まで発生していたエルニーニョ現象の影響が考えられる。



第 2.2-1 図 世界の年平均気温偏差(°C)の経年変化

黒丸は各年の平均気温の基準値からの偏差、黒い縦棒は 90%信頼区間、太線(青)は偏差の 5 年移動平均、直線(赤)は長期的な変化傾向を表す。基準値は 1981~2010 年の平均値。



第 2.2-2 図 2016 年の年平均気温偏差(°C)の分布図

各観測点の 2016 年の年平均気温偏差を緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均した値を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。

2.2.2 地域ごとの天候

年平均気温は、世界の広い範囲で平年より高く、東シベリア南西部やアルゼンチン北部の一部地域などでは平年より低かった(第 2.2-3 図)。特に低緯度域では異常高温となる月が多く、モンゴル東部及びその周辺では異常低温となる月が多かった(第 2.2-4 図)。

年降水量は、中国東部、モンゴル、中央アジア、ヨーロッパ南東部、インドネシア、アルゼンチン南部などで平年より多く、ブラジル東部、チリ南部などでは平年より少なかった(第 2.2-5 図)。ヨーロッパ南東部、米国中西部から南部、オーストラリア南東部では異常多雨となる月が多く、フランス南西部からスペイン北東部、ブラジル東部では異常少雨となる月が多かった(第 2.2-6 図)。

季節別の気温と降水量の分布をそれぞれ第 2.2-7 図と第 2.2-8 図に、2016 年に発生した主な異常気象・気象災害を第 2.2-9 図に示す。各異常気象・気象災害の概況は以下のとおり。

(1) 北朝鮮北東部の大雨(8～9 月)

北朝鮮北東部では、8 月末から 9 月初めにかけて、台風第 10 号から変わった低気圧の影響を受け、大雨及び洪水により 130 人以上が亡くなったと伝えられた(国連人道問題調整事務所)。

(2) モンゴル東部及びその周辺の低温(1、10～11 月)

モンゴル東部及びその周辺では、1 月、10 月から 11 月にかけて異常低温となった。モンゴル東部のバルーンウルトでは 1 月の月平均気温が -26.7°C (平年差 -5.8°C)、中央シベリア南部のキイラでは 10～11 月の 2 か月平均気温が -11.3°C (平年差 -6.1°C)だった。

(3) 中国の大雨(4～7 月)

中国では、4 月から 7 月にかけて南東部から南部を中心にたびたび大雨に見舞われ、長江流域の大雨、台風第 1 号による大雨、チアンスー(江蘇)省での竜巻の影響により、合計で 490 人以上が死亡したと伝えられた。また、北部では 7 月の大雨により 160 人以上が死亡したと伝えられた(中国政府)。

中国のコワントン(広東)省コワンチョウ(広州)では4~6月の3か月降水量が1074mm(平年比135%)、フーペイ(湖北)省ウーハン(武漢)では6~7月の2か月降水量が1036mm(平年比225%)、ペキン(北京)では7月の月降水量が361mm(平年比225%)だった。

(4)九州南部から中国南東部の高温(4~6、10、12月)

九州南部から中国南東部では、4月から6月、10月、12月に異常高温となった。沖縄県の石垣島では4~6月の3か月平均気温が27.4℃(平年差+1.8℃)、沖縄県的那覇では10月の月平均気温が27.7℃(平年差+2.5℃)、石垣島では12月の月平均気温が22.0℃(平年差+1.9℃)だった。

石垣島では、5月、6月、10月の月平均気温の高い方から1位の値を更新し(統計開始1896年)、沖縄地方の5月、10月、12月の月平均気温は、それぞれの月として統計を開始した1946年以降で最も高かった。

(5)東南アジアの高温(1~5、7~11月)

東南アジア各地では、1月から5月、7月から11月にかけて異常高温となった。マレーシアのミリ(カリマンタン島)では1~5月の5か月平均気温が28.2℃(平年差+1.2℃)、タイ北西部のチェンマイでは3~5月の3か月平均気温が31.0℃(平年差+2.6℃)、インドネシアのスマラン(ジャワ島)では7~8月の2か月平均気温が28.8℃(平年差+1.1℃)、ラオスのビエンチャンでは9~11月の3か月平均気温が27.7℃(平年差+1.1℃)、マレーシアのクアラルンプールでは9~11月の3か月平均気温が28.1℃(平年差+1.1℃)だった。

シンガポールの1月と4月の月平均気温は、それぞれの月として1929年以降でいずれも最も高かった(シンガポール気象局)。

(6)東南アジアの干ばつ(1~5月)

東南アジア各地では、2015年から続く少雨によって1月から5月にかけて干ばつとなったと伝えられた。ベトナムではここ90年間で最悪の干ばつ(国際連合

食糧農業機関)となり、メコンデルタでは河川水位の低下に起因する海水遡上によって塩害が広がり流域行政機関から非常事態が宣言された(駐ベトナム国連カントリーチームのレポート)。インドネシアやマレーシアでは森林火災の増加(米国航空宇宙局)のほか、稲作に深刻な被害が発生したと伝えられた。

(7)スリランカ、インド北東部、バングラデシュのトロピカル・ストーム(5月)

トロピカル・ストーム「ROANU」の影響による大雨により、5月中旬にスリランカで100人以上(スリランカ政府)、インド北東部で10人以上(インド政府)、バングラデシュで20人以上(欧州委員会)が死亡したと伝えられた。

スリランカ西部のコロンボでは5月の月降水量が752mm(平年比243%)だった。

(8)インド南部からスリランカの高温(1~4、7~8、10、12月)

インド南部からスリランカでは、1月から4月、7月から8月、10月、12月に異常高温となった。インド南部のコジコードでは1~4月の4か月平均気温が31.4℃(平年差+2.6℃)、インド南部のティルバナンプーラムでは7~8月の2か月平均気温が27.9℃(平年差+1.1℃)、スリランカ南西部のコロンボでは10月の月平均気温が28.4℃(平年差+1.1℃)、インド南部のコジコードでは12月の月平均気温が28.9℃(平年差+1.4℃)だった。

(9)インドの熱波(3~5月)・大雨(7~10月)

インドでは、3月から5月にかけて熱波に見舞われ、東部から南東部で合計で580人以上が死亡したと伝えられた(インド政府、欧州委員会)。

また、7月から10月のモンスーン期間中の大雨や洪水により、北部や中部を中心に940人以上が死亡したと伝えられた(インド政府、インドビハール州政府)。インド北部のサガルでは7~8月の2か月降水量が1270mm(平年比200%)、インド中部のハイデラーバードでは9~10月の2か月降水量が477mm(平年比192%)だった。

(10) パキスタンの大雨(7～8 月)

パキスタンでは北部を中心に、7 月から 8 月にかけて、大雨により合計で 230 人以上が死亡したと伝えられた(パキスタン政府)。

(11) パキスタン北部からアフガニスタンの大雨(3～4 月)

パキスタン北部からアフガニスタンでは、3 月から 4 月にかけて、大雨により合計で 290 人以上が死亡したと伝えられた(パキスタン政府、欧州委員会)。

パキスタン北部のパラチナールでは 3～4 月の 2 か月降水量が 636mm(平年比 364%)だった。

(12) 中央シベリア北部からスバルバル諸島の高温(2、4～7、9 月)

中央シベリア北部からスバルバル諸島では、2 月、4 月から 7 月、9 月に異常高温となった。ノルウェー北部のスバルバル諸島では、2 月の月平均気温が -5.6°C (平年差 $+8.0^{\circ}\text{C}$)、ロシア北西部のマールイエカルマクレイ(ノヴァヤゼムリヤ)では 4～7 月の 4 か月平均気温が 3.5°C (平年差 $+4.9^{\circ}\text{C}$)、西シベリア北東部のディクソンでは 9 月の月平均気温が 7.2°C (平年差 $+5.5^{\circ}\text{C}$)だった。

ロシアの月平均気温は、9 月としては 1891 年以降で最も高かった(ロシア水文気象局)。

(13) ヨーロッパ南東部の多雨(2～3、5～6、10 月)

ヨーロッパ南東部では、2 月から 3 月、5 月から 6 月、10 月に異常多雨となった。オーストリア南部のクラゲンフルトでは 2 月の月降水量が 126mm(平年比 407%)、イタリア中部のテルモリでは 3 月の月降水量が 58mm(平年比 236%)、オーストリア西部のザルツブルクでは 5～6 月の 2 か月間降水量が 738mm(平年比 269%)、ルーマニアのブカレストでは 10 月の月降水量が 128mm(平年比 259%)だった。

(14) フランス南西部からスペイン北東部の少雨(7～8、10、12 月)

フランス南西部からスペイン北東部では、7 月から 8 月、10 月、12 月に異常少雨となった。フランス南西部

のグールドンでは 7～8 月の 2 か月間降水量が 13mm(平年比 10%)、フランス南西部のボルドー・メリニャックでは 10 月の月降水量が 12mm(平年比 13%)、スペイン北東部のパンプロナでは 12 月の月降水量が 2mm(平年比 3%)だった。

フランスの 7～8 月の 2 か月降水量、12 月の月降水量は、1959 年以降で最も少なかった(フランス気象局)。

(15) アルジェリア北部及びその周辺の高温(1～2、10 月)

アルジェリア北部及びその周辺では、1 月から 2 月、10 月に異常高温となった。チュニジア北部のカイルアンでは 1～2 月の 2 か月平均気温が 15.5°C (平年差 $+3.1^{\circ}\text{C}$)、アルジェリア北部のベジャイア空港では 10 月の月平均気温が 22.3°C (平年差 $+2.4^{\circ}\text{C}$)だった。

(16) サウジアラビア北東部から紅海南部沿岸の高温(3、5～7 月)

サウジアラビア北東部から紅海南部沿岸では、3 月、5 月から 7 月にかけて異常高温となった。サウジアラビア西部のメッカでは 3 月の月平均気温が 31.5°C (平年差 $+4.1^{\circ}\text{C}$)、サウジアラビア北西部のワジュでは 5～7 月の 3 か月平均気温が 30.8°C (平年差 $+2.4^{\circ}\text{C}$)だった。

(17) 西アフリカ西部から中部アフリカ北西部の高温(4～6、8～12 月)

西アフリカ西部から中部アフリカ北西部では、4 月から 6 月、8 月から 12 月にかけて異常高温となった。マリ西部のキータでは 4～6 月の 3 か月平均気温が 33.4°C (平年差 $+1.8^{\circ}\text{C}$)、コンゴ共和国北部のウェツソでは 8～12 月の 5 か月平均気温が 25.5°C (平年差 $+0.9^{\circ}\text{C}$)だった。

(18) セーシェルから南アフリカ北東部の高温(1～4、10 月)

セーシェルから南アフリカ北東部では、1 月から 4 月、10 月に異常高温となった。モーリシャスのロドリゲス島では 1～4 月の 4 か月平均気温が 28.0°C (平年差

+1.4℃)、モザンビークのマプートでは 10 月の月平均気温が 24.2℃(平年差+1.5℃)だった。

(19) 東シベリア東部からカナダ西部沿岸の高温(4～8、10 月)

東シベリア東部からカナダ西部沿岸では、4 月から 8 月、10 月に異常高温となった。米国のアラスカ州キングサモンでは 4～8 月の 5 か月平均気温が 11.8℃(平年差+2.9℃)、東シベリア東部のアナディリでは 10 月の月平均気温が 2.8℃(平年差+7.4℃)だった。

米国アラスカ州の 4～8 月の 5 か月平均気温は、1925 年以降で 2 番目に高かった(米国海洋大気庁)。

(20) 米国中西部から南部の多雨(3～4、7～8 月)

米国中西部から南部では、3 月から 4 月、7 月から 8 月にかけて異常多雨となった。米国のイリノイ州スプリングフィールドでは 3 月の月降水量が 142mm(平年比 225%)、テキサス州サンアントニオでは 4 月の月降水量が 157mm(平年比 295%)、ミズーリ州セントルイスでは 7～8 月の 2 か月降水量が 360mm(平年比 210%)だった。

米国本土の月降水量は、8 月としては 1895 年以降で 2 番目に多かった(米国海洋大気庁)。

(21) 米国東部から南部の高温(3、6～10 月)

米国東部から南部では、3 月、6 月から 10 月にかけて異常高温となった。米国のバージニア州ワシントン・ナショナル空港では 3 月の月平均気温が 12.0℃(平年差+3.8℃)、ミシシッピ州メリディアンでは 6～10 月の 5 か月平均気温が 27.3℃(平年差+2.7℃)だった。

米国本土の 3 月、6 月、10 月の月平均気温は、それぞれの月として 1895 年以降で 4 番目、1 番目、3 番目に高かった(米国海洋大気庁)。

(22) 米国南西部からメキシコ北西部の高温(2～3、10～12 月)

米国南西部からメキシコ北西部では、2 月から 3 月、10 月から 12 月にかけて異常高温となった。メキシコ北西部のシウダーコンスティチュションでは 2～3 月の 2

か月平均気温が 21.6℃(平年差+3.3℃)、米国のテキサス州エルパソでは 10～12 月の 3 か月平均気温が 15.2℃(平年差+2.7℃)だった。メキシコ西部のデピクでは、10～12 月の 3 か月平均気温が 22.8℃(平年差+2.1℃)だった。

米国本土の 11 月の月平均気温及び月平均最高気温は、1895 年以降で 2 番目に高く、月平均最低気温は最も高かった(米国海洋大気庁)。

(23) ハイチ、米国南東部のハリケーン(10 月)

ハリケーン「MATTHEW」により、ハイチでは 540 人以上が死亡(国連人道問題調整事務所)、米国南東部では 40 人以上が死亡した(米国政府)と伝えられた。

(24) メキシコ南部からコロンビアの高温(1～8、10 月)

メキシコ南部からコロンビアでは、1 月から 8 月、10 月に異常高温となった。コロンビア北西部のペレイラでは、1～6 月の 6 か月平均気温が 23.4℃(平年差+1.5℃)、メキシコ南部のコミタンデドミンゲスでは 7～8 月の 2 か月平均気温が 19.9℃(平年差+0.7℃)だった。コロンビアのボゴタでは 10 月の月平均気温が 14.2℃(平年差+0.9℃)だった。

(25) ブラジル東部の高温(2～8 月)・少雨(2～5 月)

ブラジル東部では、2 月から 8 月にかけて異常高温、2 月から 5 月にかけて異常少雨となった。ブラジル東部のバロドコルダでは 2～8 月の 7 か月平均気温が 28.1℃(平年差+2.3℃)、東部のビトリアダコンキスタでは 2～5 月の 4 か月降水量が 32mm(平年比 9%)だった。

(26) チリ中部及びその周辺の高温(1～2、8～9、11 月)

チリ中部及びその周辺では、1 月から 2 月、8 月から 9 月、11 月に異常高温となった。チリ中部のコンセプションでは 1～2 月の月平均気温が 17.8℃(平年差+1.5℃)、アルゼンチン中部のメンドーサ空港では 8 月の月平均気温が 13.3℃(平年差+2.7℃)、チリ中部

のサンティアゴでは9月の月平均気温が13.1℃(平年差+2.0℃)、チリ中部のラセレナでは11月の月平均気温が15.6℃(平年差+1.3℃)だった。

(27)ミクロネシアの高温(3～4、6、8月)

ミクロネシアでは、3月から4月、6月、8月に異常高温となった。ミクロネシア連邦のヤップ島では3～4月の2か月平均気温が29.4℃(平年差+1.8℃)、6月の月平均気温が29.6℃(平年差+2.1℃)、8月の月平均気温が28.6℃(平年差+1.3℃)だった。

(28)オーストラリア北部から南東部の高温(3～7、9、11月)

オーストラリア北部から南東部では、3月から7月、9月、11月に異常高温となった。オーストラリア北部のダーウィンでは3～6月の4か月平均気温が29.3℃(平年差+2.2℃)、南東部のシドニーでは3～7月の5か月平均気温が18.3℃(平年差+1.8℃)、北東部のウェイパでは9月の月平均気温が28.8℃(平年差+2.5℃)、北西部のブルームでは11月の月平均気温が31.2℃(平年差+2.0℃)だった。

オーストラリアの3～5月の3か月平均気温は、1910年以降で最も高かった(オーストラリア気象局)。

(29)オーストラリア南東部の多雨(1、6、9月)

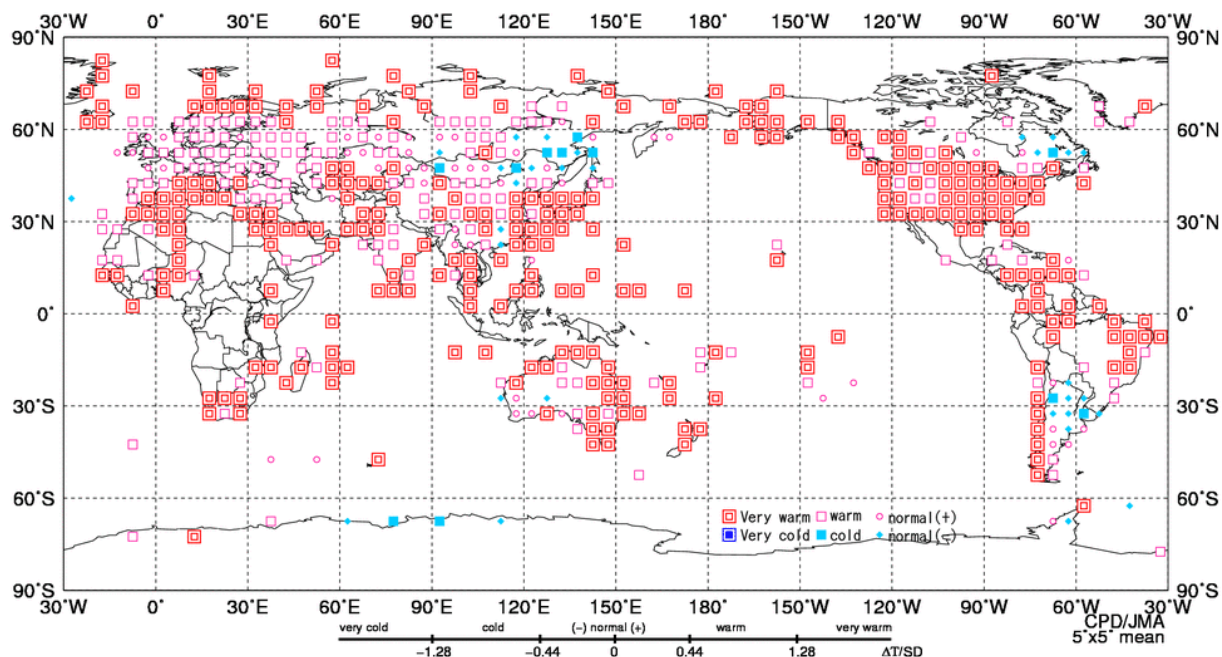
オーストラリア南東部では、1月、6月、9月に異常多雨となった。オーストラリア南東部のウィルソンズ・プロモントリーでは1月の月降水量が199mm(平年比346%)、キャンベラでは6月の月降水量が144mm(平年比333%)、南東部のメルボルンでは9月の月降水量が95mm(平年比280%)だった。

オーストラリアの6月、9月の月降水量は、それぞれの月として1900年以降で2番目に多かった(オーストラリア気象局)。

(30)ニュージーランド及びその周辺の高温(2、5、9月)

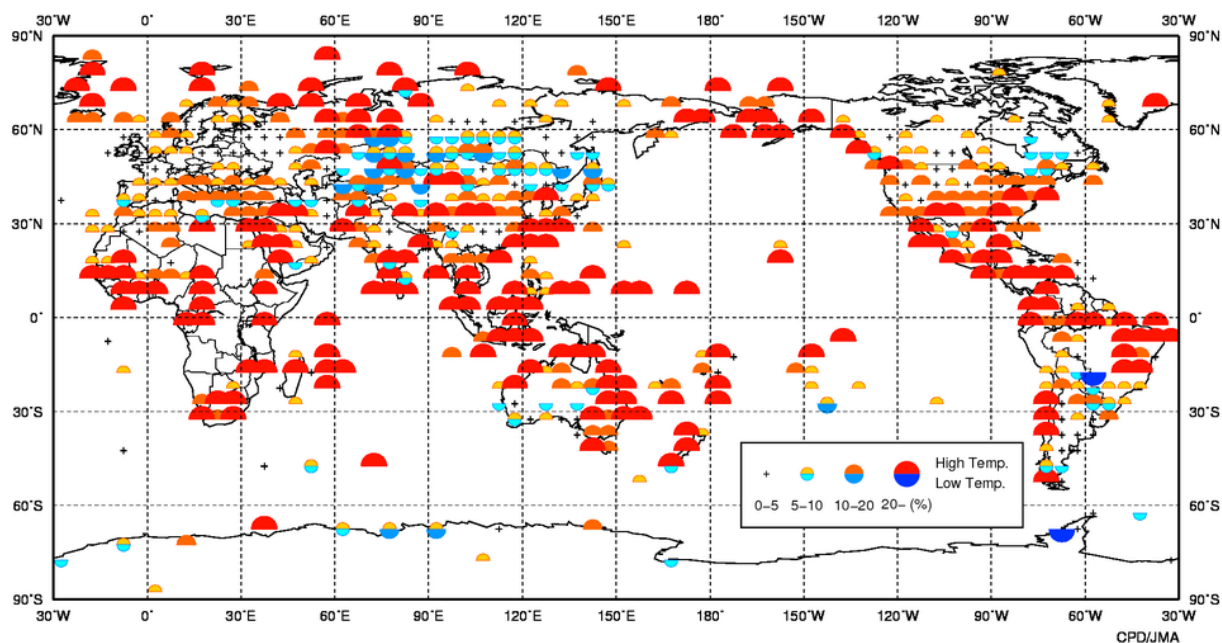
ニュージーランド及びその周辺では、2月、5月、9月に異常高温となった。ニュージーランド南部のインバーカーギル空港では、2月の月平均気温が15.9℃(平年差+2.2℃)、同国北東部のギズボーンでは5月の月平均気温が15.2℃(平年差+2.8℃)、オーストラリア東部のノーフォーク島では9月の月平均気温が17.7℃(平年差+1.1℃)だった。

ニュージーランドの2月、5月の月平均気温は、それぞれの月として1909年以降で2番目、1番目に高かった(ニュージーランド気象局)。



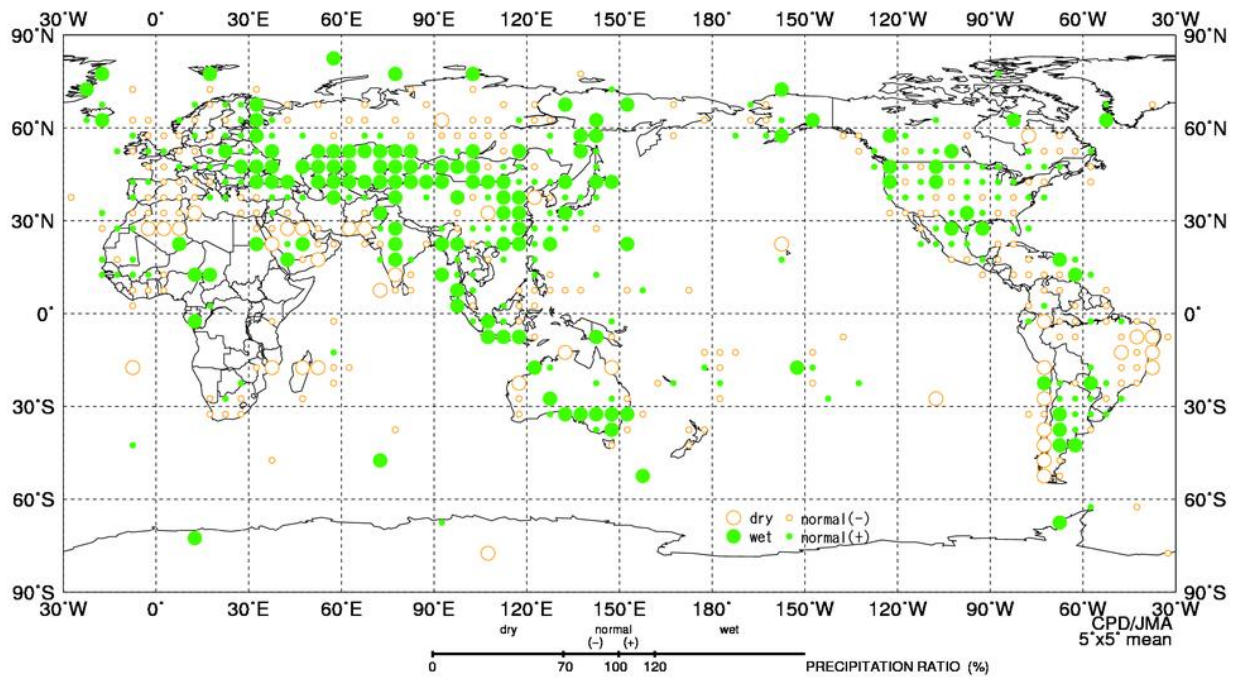
第 2.2-3 図 年平均気温規格化平年差階級分布図(2016 年)

年平均気温の平年差を標準偏差で割って求めた値(規格化偏差)を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、6 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は ± 1.28 、 ± 0.44 、0。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。



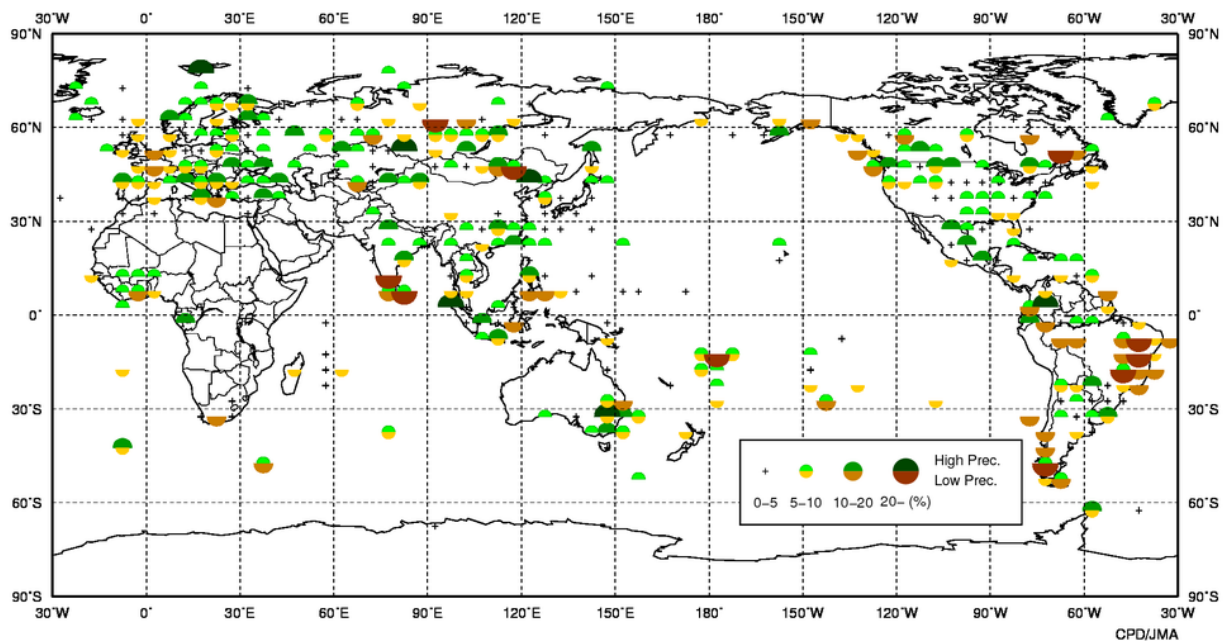
第 2.2-4 図 異常高温・異常低温出現頻度分布図(2016 年)

緯度 5 度×経度 5 度ごとに各観測地点を対象に、その年の各月の月平均気温が異常高温・異常低温となったのべ回数を数え、それをのべ観測データ数で割って出現頻度を算出した。ただし、観測地点数や観測データ数が少ない領域については計算していない。



第 2.2-5 図 年降水量平年比階級分布図(2016 年)

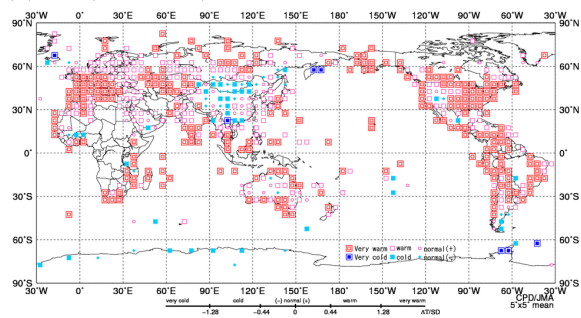
年降水量の平年比を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、4 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は 70%、100%、120%。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。



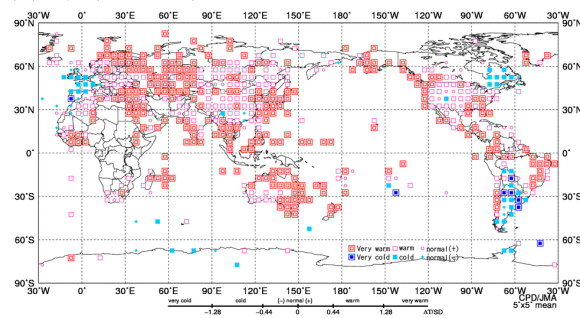
第 2.2-6 図 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図(2016 年)

第 2.2-4 図と同様。ただし、月降水量の異常多雨・異常少雨の出現頻度。

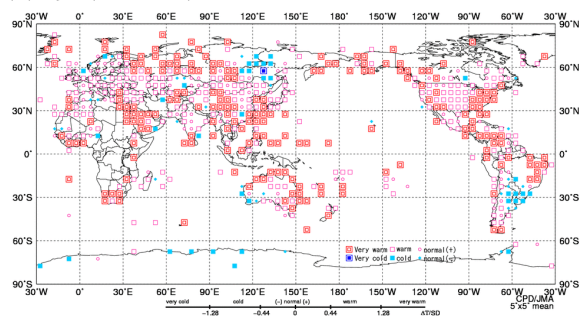
(a) 冬(12~2月)



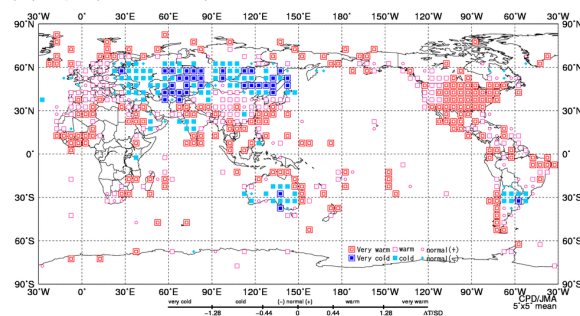
(b) 春(3~5月)



(c) 夏(6~8月)



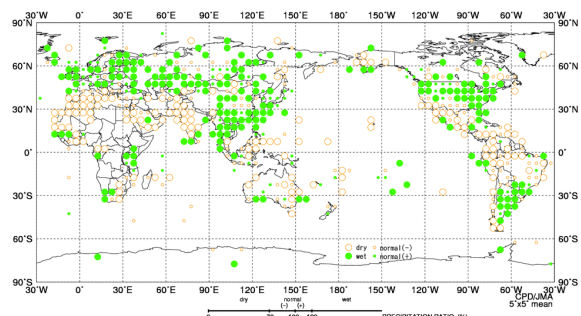
(d) 秋(9~11月)



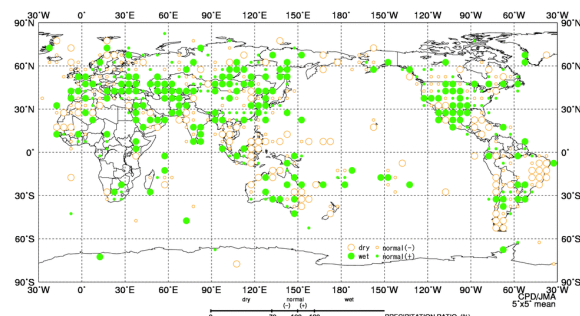
第 2.2-7 図 季節別(冬、春、夏、秋)の平均気温規格化平年差階級分布図(2016 年)

(a) 冬(2015 年 12 月~2016 年 2 月)、(b) 春(3~5 月)、(c) 夏(6~8 月)、(d) 秋(9~11 月)。第 2.2-3 図と同様。ただし、季節別の平均気温規格化平年差。

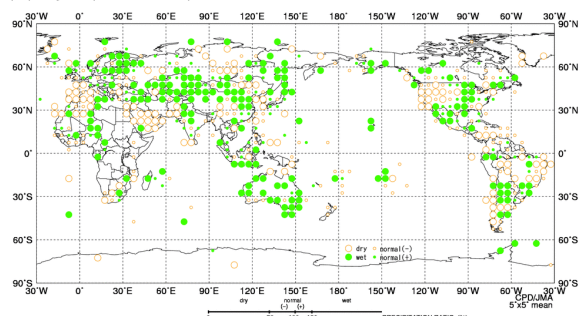
(a) 冬(12~2月)



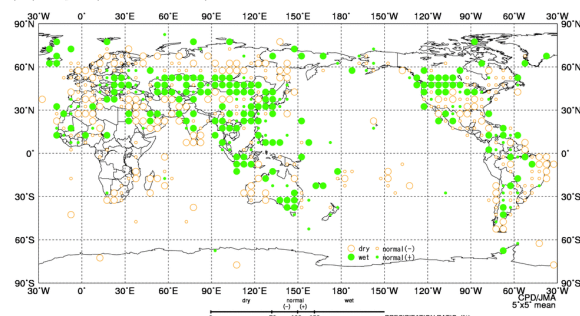
(b) 春(3~5月)



(c) 夏(6~8月)

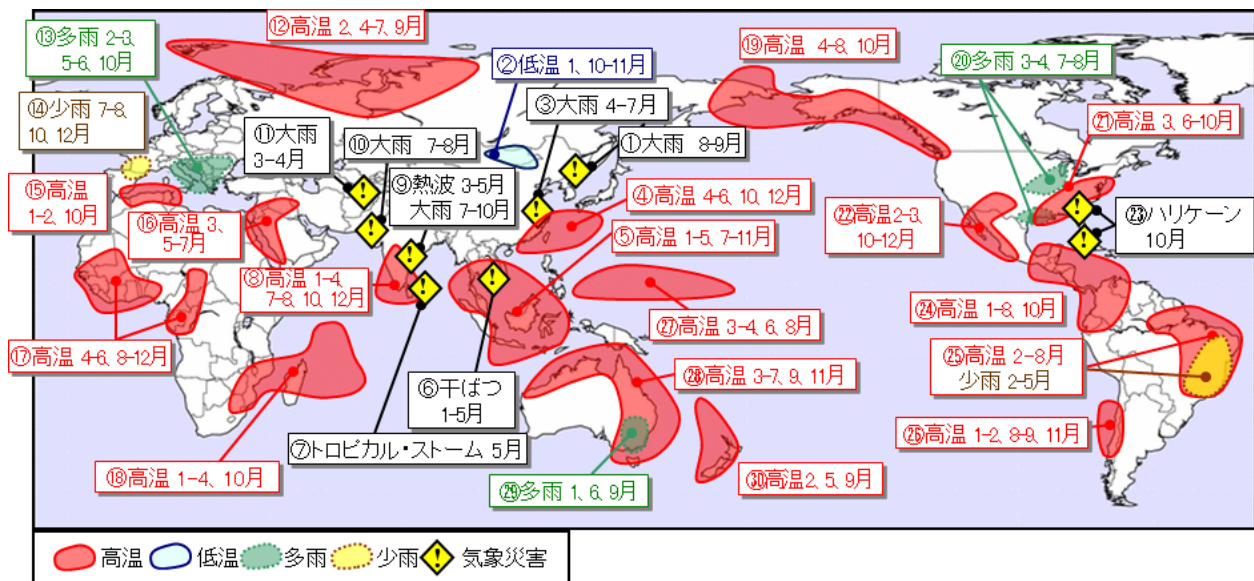


(d) 秋(9~11月)



第 2.2-8 図 季節別(冬、春、夏、秋)の合計降水量平年比階級分布図(2016 年)

(a) 冬(2015 年 12 月~2016 年 2 月)、(b) 春(3~5 月)、(c) 夏(6~8 月)、(d) 秋(9~11 月)。第 2.2-5 図と同様。ただし、季節別の合計降水量平年比。



第 2.2-9 図 世界の主な異常気象・気象災害(2016 年)

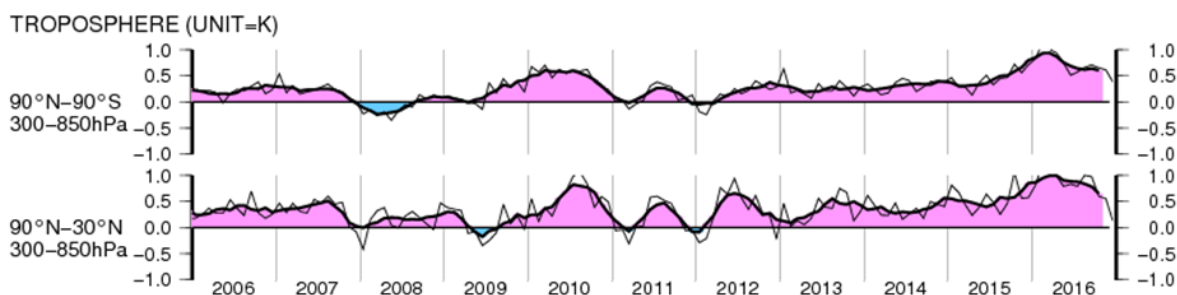
異常気象や気象災害のうち、規模や被害が比較的大きかったものについて、おおよその地域・時期を示した。図中の丸数字は本文中の括弧付き数字と対応している。

2.3 中・高緯度の気候循環

2016 年の北半球中・高緯度域は広い範囲で高温となった。その背景の一部には 2016 年春に終息したエルニーニョ現象の影響が考えられる。本節では、このことも踏まえながら、主に季節ごとに北半球中・高緯度の気候循環の特徴について述べる。

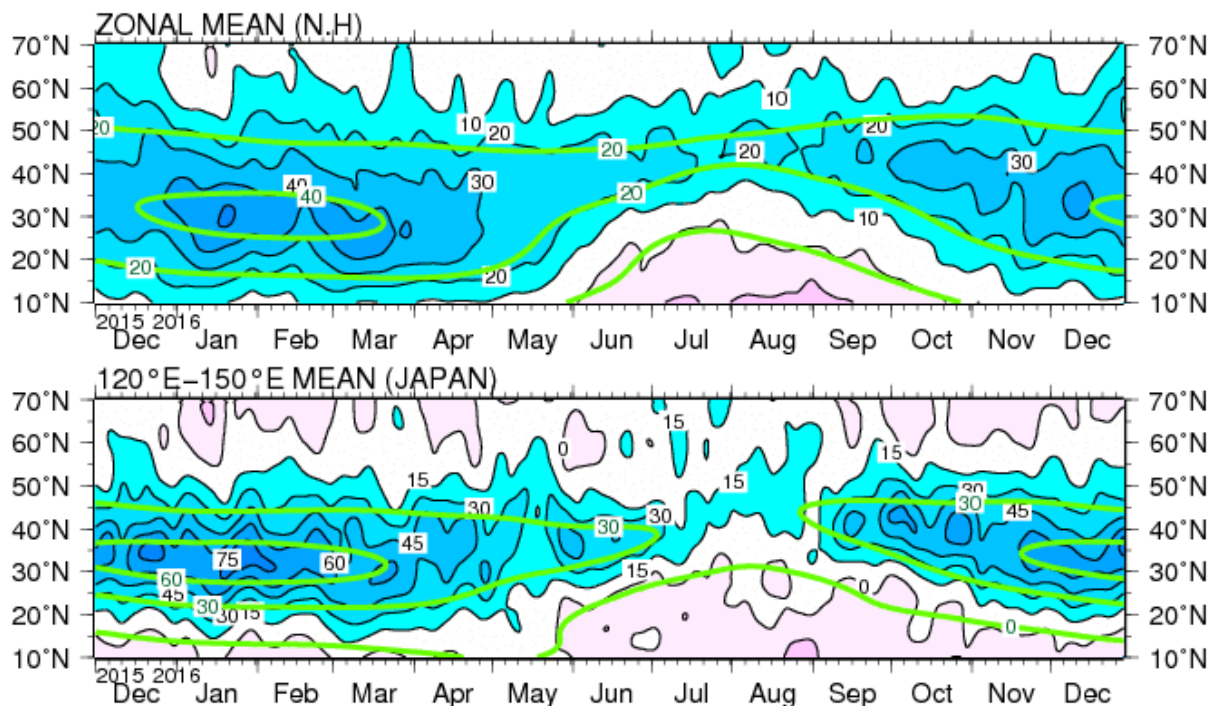
2.3.1 帯状平均層厚換算温度及び東西風

対流圏の全球及び北半球中・高緯度域における帯状平均層厚換算温度年偏差の時系列(第 2.3-1 図)



第2.3-1図 対流圏の帯状平均層厚換算温度年偏差の時系列(2006年1月～2016年12月)

上から順に、全球、北半球中・高緯度(90°N-30°N)における層厚換算温度年偏差を示し、細実線は月別値、太実線は5か月移動平均を表す。単位はK。



第2.3-2図 北半球の5日移動平均200hPa東西風の時間-緯度断面図(2015年12月～2016年12月)

上段は帯状平均、下段は120°E～150°Eでの平均。黒線及び陰影は実況値(上段は10m/s、下段は15m/s間隔)、緑線は平年値(上段は20m/s、下段は30m/s間隔)。

をみると、2016 年春に高温のピークとなり、その5か月移動平均値は約+1Kとかなり高い水準に達した。その後、気温偏差は低下傾向となったものの、依然として高い状態で推移した。

北半球域における帯状平均した東西風(第 2.3-2 図上段)をみると、偏西風は、10 月までは概ね平年の位置で強かったが、11 月後半は平年の位置と比べて南寄り flowed。日本付近の偏西風(同図下段)は、平年の位置と比べて、4 月、10 月及び 12 月を中心に北寄り flowed。

2.3.2 冬(2015年12月～2016年2月)

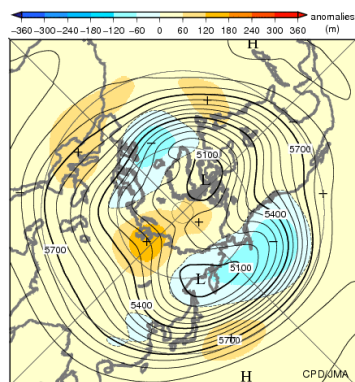
500hPa 高度をみると、広い範囲で正偏差となり、特に西・中央シベリアで明瞭だった(第 2.3-3 図)。極うずは平年と比べて弱かった。東シベリアからアラスカの南海上にかけると英国の西海上では負偏差となった。1月にはユーラシア大陸北部で波列パターンが卓越し、西・中央シベリアで明瞭な正偏差となった(第 2.3-7 図)。

海面気圧をみると、アイスランド低気圧及びアリューシャン低気圧は平年の位置と比べて東側で強かった

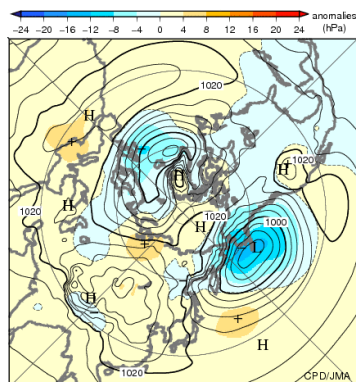
(第 2.3-4 図)。ユーラシア大陸東部では正偏差が広がり、特に1月にシベリア高気圧の勢力が強まった(第 2.3-8 図)。

対流圏下層の気温をみると、北半球の広い範囲で正偏差となり、特に極域、アラスカ及び西・中央シベリアで明瞭となった(第 2.3-5 図)。東シベリア南東部では低温偏差となった。

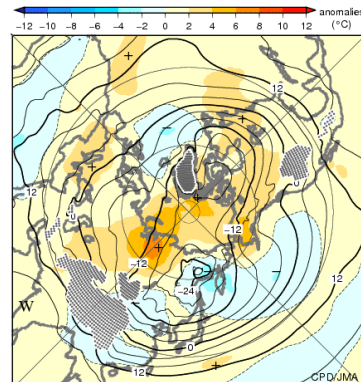
対流圏上層の風をみると、偏西風は平年の位置と比べて、中国付近では南寄りを、日本の東海上では北寄りを流れた(第 2.3-6 図)。



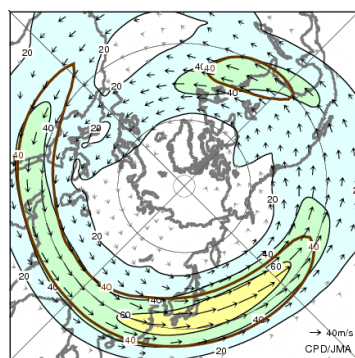
第2.3-3図 3か月平均500hPa高度・平年偏差(2015年12月～2016年2月) 等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



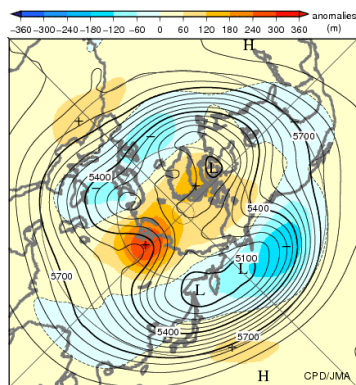
第2.3-4図 3か月平均海面気圧・平年偏差(2015年12月～2016年2月) 等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



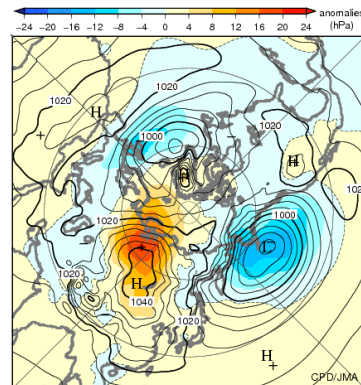
第2.3-5図 3か月平均850hPa気温・平年偏差(2015年12月～2016年2月) 等値線は 850hPa 気温を表し、間隔は4℃。陰影は平年偏差を表す。点状の陰影は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3-6図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル(2015年12月～2016年2月) 矢印は風向・風速を表す。等値線と陰影は風速を表し、間隔は20m/s。茶線は平年値で間隔は40m/s。



第2.3-7図 月平均500hPa高度・平年偏差(2016年1月) 等値線は 500hPa 高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



第2.3-8図 月平均海面気圧・平年偏差(2016年1月) 等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。

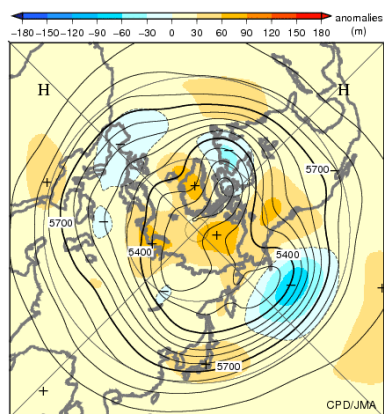
2.3.3 春(2016年3～5月)

500hPa 高度をみると、広い範囲で正偏差となり、高緯度域、北米北西部、北アフリカ東部、日本付近で明瞭となった(第 2.3-9 図)。アラスカの南西海上、カナダ北東部では負偏差となった。

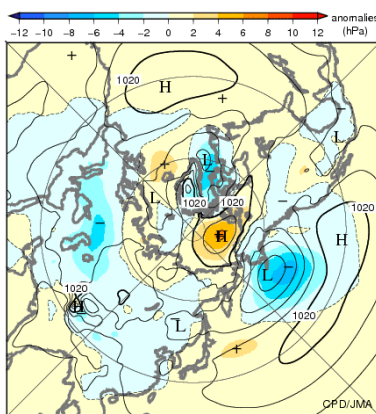
海面気圧をみると、ボーフォート海で正偏差、ユーラシア大陸の広い範囲では負偏差となった(第 2.3-10 図)。アリューシャン低気圧は、平年の位置より南東側で発達した。太平洋高気圧の西への張り出しが平年と比べて強かった。

対流圏下層の気温をみると、北半球の広い範囲で正偏差となり、北米北西部、北アフリカ東部、中央アジア及びロシア西部から西シベリアにかけて明瞭となった(第 2.3-11 図)。

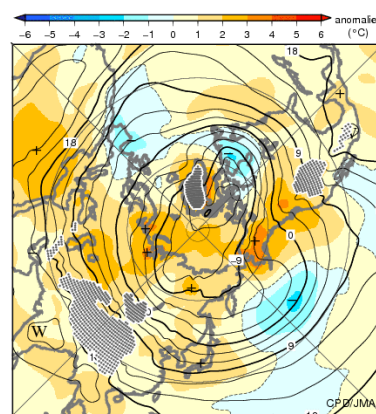
対流圏上層の風をみると、亜熱帯ジェット気流は中国付近では平年の位置と比べて南寄りを流れた(第 2.3-12 図)。日本付近からその東海上にかけての偏西風は、平年の位置と比べて北寄りを流れた。



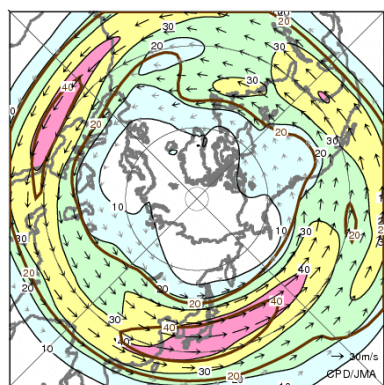
第2.3-9図 3か月平均500hPa高度・平年偏差(2016年3～5月)
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



第2.3-10図 3か月平均海面気圧・平年偏差(2016年3～5月)
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3-11図 3か月平均850hPa気温・平年偏差(2016年3～5月)
等値線は 850hPa 気温を表し、間隔は3℃。陰影は平年偏差を表す。点状の陰影は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3-12図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル(2016年3～5月)
矢印は風向・風速を表す。等値線と陰影は風速を表し、間隔は10m/s。茶線は平年値で間隔は20m/s。

2.3.4 夏(2016年6~8月)

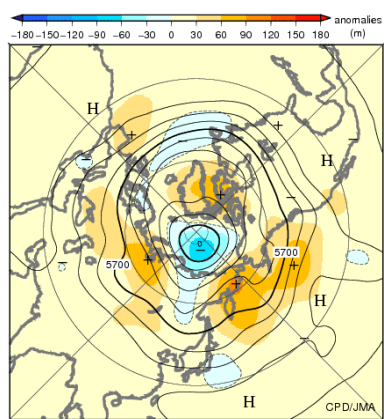
500hPa 高度をみると、極付近を除き広い範囲で正偏差となり、カムチャツカ半島付近から北太平洋北東部にかけて、カナダ東部からグリーンランドにかけてと西シベリアで明瞭となった(第 2.3-13 図)。カムチャツカ半島付近の正偏差や日本の南東海上の負偏差は、特に 8 月に明瞭となった(第 2.3-17 図)。

海面気圧をみると、ユーラシア大陸、北太平洋の中緯度域及びカナダ北部からグリーンランドにかけての広い範囲で正偏差となった(第 2.3-14 図)。日本付近

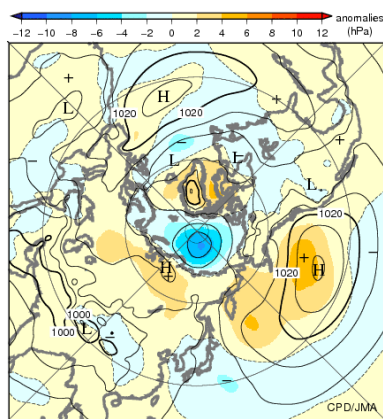
では南東海上を中心に負偏差となり、太平洋高気圧の日本への張り出しは弱かった。

対流圏下層の気温をみると、北半球の広い範囲で正偏差となり、特に東シベリアからアリューシャン列島付近、北米北部及びロシア西部から西シベリアにかけて明瞭となった(第 2.3-15 図)。

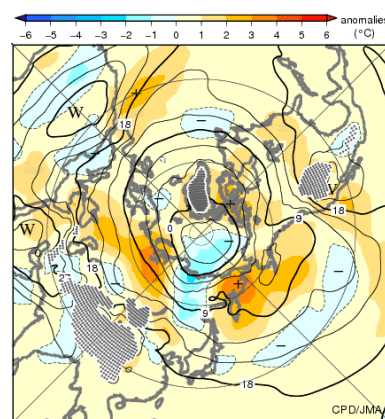
対流圏上層の風をみると、偏西風は、チベット高気圧の東への張り出しに対応してユーラシア大陸東部では平年の位置と比べて北寄りを流れた(第 2.3-16 図)。日本付近から北太平洋中部にかけての偏西風は平年と比べて弱かった。



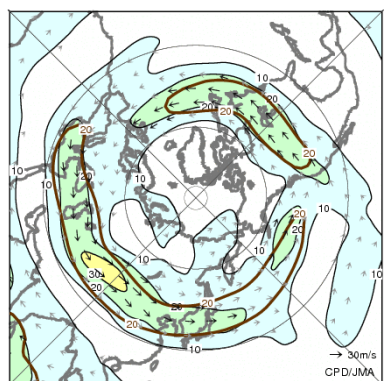
第2.3-13図 3か月平均500hPa高度・平年偏差(2016年6~8月)
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



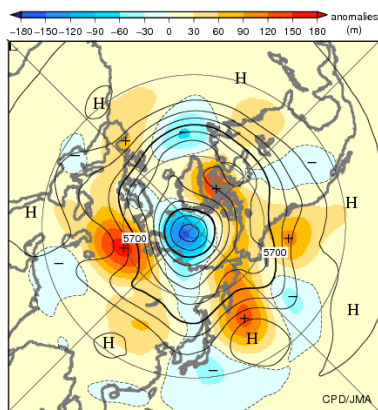
第2.3-14図 3か月平均海面気圧・平年偏差(2016年6~8月)
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3-15図 3か月平均850hPa気温・平年偏差(2016年6~8月)
等値線は 850hPa 気温を表し、間隔は3°C。陰影は平年偏差を表す。点状の陰影は標高が1600m以上の領域。



第2.3-16図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル(2016年6~8月)
矢印は風向・風速を表す。等値線と陰影は風速を表し、間隔は10m/s。茶線は平年値で間隔は20m/s。



第2.3-17図 月平均500hPa高度・平年偏差(2016年8月)
等値線は 500hPa 高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。

2.3.5 秋(2016年9～11月)

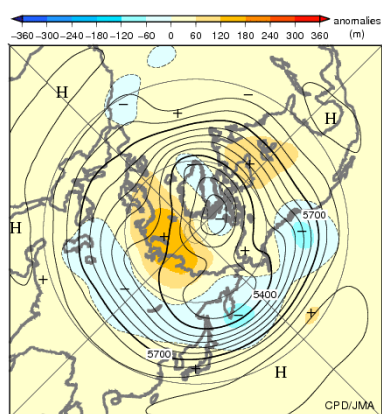
500hPa高度をみると、極域の東半球側や北米東部で明瞭な正偏差となり、中央アジアから北太平洋西部にかけての中緯度帯や北米の西で負偏差となった(第2.3-18図)。北半球中緯度帯の負偏差は、特に10月に明瞭だった(第2.3-22図)。

海面気圧をみると、ヨーロッパから中央シベリアの高緯度帯で明瞭な正偏差、中国付近で負偏差だっ

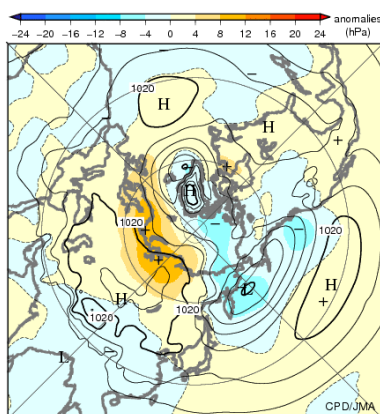
た(第2.3-19図)。北太平洋では40°N以南で正偏差、40°N以北で負偏差だった。

対流圏下層の気温をみると、極域と北米中・東部で明瞭な正偏差、ヨーロッパ東部から北太平洋西部にかけての中緯度帯で広く負偏差となった(第2.3-20図)。

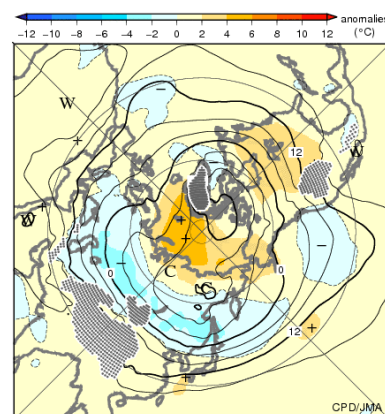
対流圏上層の風をみると、偏西風はユーラシア大陸から太平洋にかけての40°N帯で平年より強かった(第2.3-21図)。



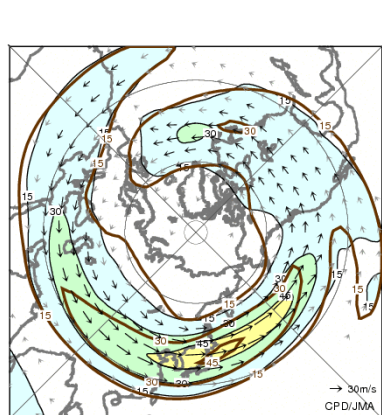
第2.3-18図 3か月平均500hPa高度・平年偏差(2016年9～11月)
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



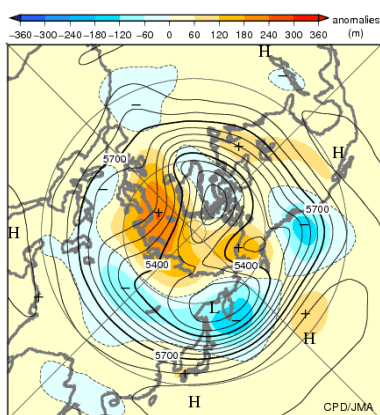
第2.3-19図 3か月平均海面気圧・平年偏差(2016年9～11月)
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3-20図 3か月平均850hPa気温・平年偏差(2016年9～11月)
等値線は850hPa気温を表し、間隔は4°C。陰影は平年偏差を表す。点状の陰影は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3-21図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル(2016年9～11月)
矢印は風向・風速を表す。等値線と陰影は風速を表し、間隔は15m/s。茶線は平年値で間隔は15m/s。



第2.3-22図 月平均500hPa高度・平年偏差(2016年10月)
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。

2.4 熱帯の大気循環と対流活動

2014 年夏に発生したエルニーニョ現象は 2016 年春に終息した。このため 2016 年春までは、熱帯の循環指数や大気循環にはエルニーニョ現象発生時に現れやすい特徴がみられた。本節では、熱帯の大気循環と対流活動の推移について、エルニーニョ現象との関連にも着目しつつ述べる。

2.4.1 熱帯大気の監視指数の推移

熱帯の大気循環に関する月別の指数を第 2.4-1 表に、2006～2016 年の指数のグラフを第 2.4-1 図に示す。

南方振動指数(SOI)は、4 月までは負の値(貿易風が平年より弱い)だったが、5 月に正の値(貿易風が平年より強い)に転じ、10 月、11 月を除いて 12 月まで正の値となった。OLR 指数は、年の前半はフィリピン付近(OLR-PH)とインドネシア付近(OLR-MC)では概ね負の値(対流活動が平年より不活発)、日付変更線付近(OLR-DL)では概ね正の値(対流活動が平年より活発)で推移したが、後半はその逆の傾向で推移した。赤道東西風指数は、年の前半は太平洋中部の上層

(U200-CP)では概ね負の値(東風偏差)、インド洋の上層(U200-IN)、太平洋西・中・東部(U850-WP、U850-CP、U850-EP)は概ね正の値(西風偏差)だったが、後半にはその逆の傾向となった。

各指数に共通してみられる年の前半から後半にかけての大きな変動は、SOI のほか、エルニーニョ監視指数(第 2.5-3 図)の推移ともよく対応している。このことから、年の前半を中心に、春に終息したエルニーニョ現象が熱帯の大気循環に大きく影響を及ぼした可能性がある。

MJO に伴う対流活発な位相は、年を通して断続的に東進し、2015 年 12 月から 2016 年 8 月にかけては振幅の大きな位相の東進がみられた(第 2.4-2 図(a))。季節内振動よりも長い時間規模でみられる活発な対流活動の中心は、4 月までは太平洋中・東部にみられたが、5 月以降はインド洋からインドネシア付近にみられ(同図(a))、これに対応して、対流圏下層の西風偏差の中心も太平洋中部からインド洋東部へ大きくシフトした(同図(b))。

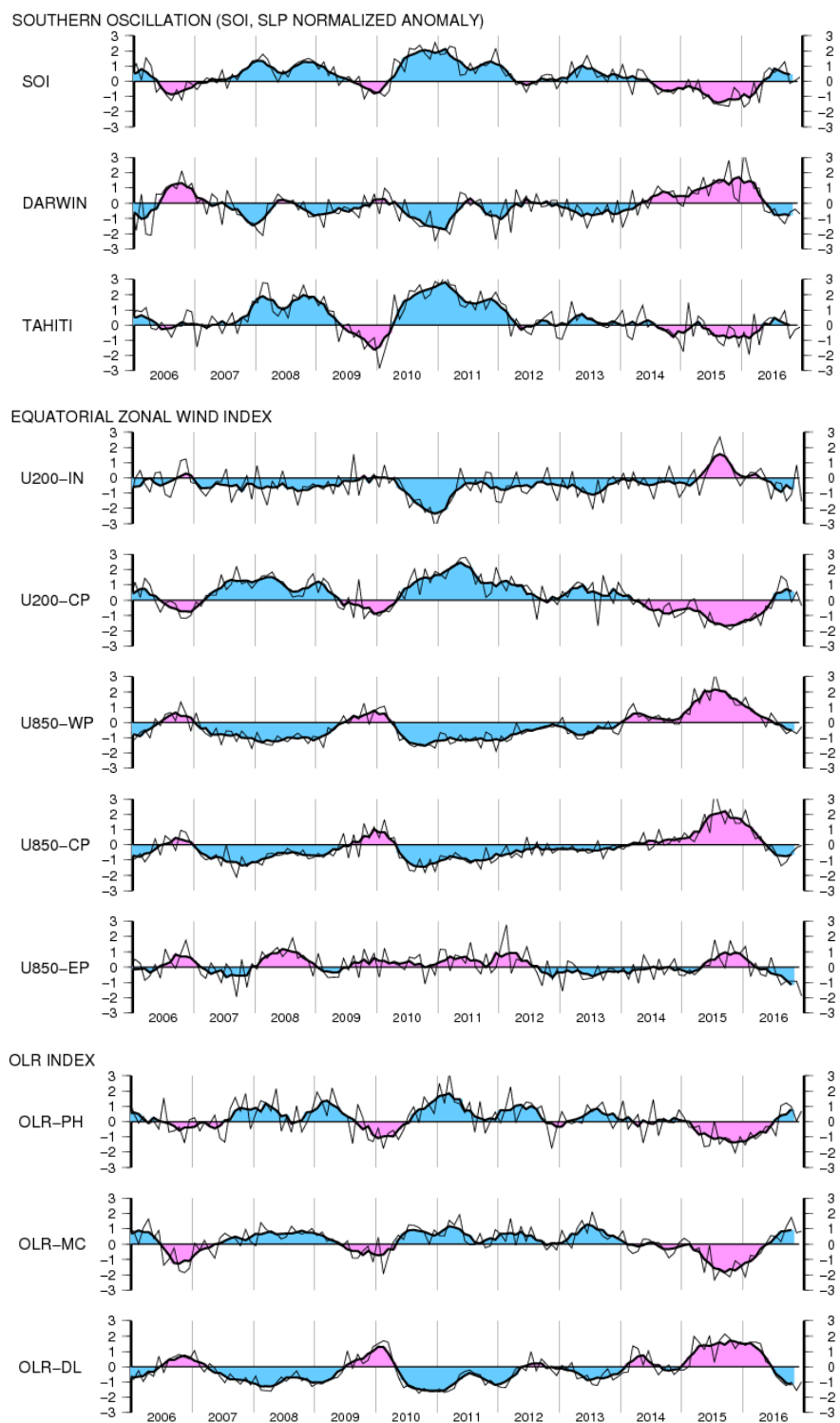
第2.4-1表 熱帯の大気の監視指数¹(2015年12月～2016年12月)

OLR指数は速報値に基づく値。平年の期間は1981～2010年の30年間。

年月	南方振動指数			OLR指数			赤道東西風指数					夏のアジアモンスーン OLRインデックス		
	SOI	DARWIN	TAHITI	OLR-PH	OLR-MC	OLR-DL	U200-IN	U200-CP	U850-WP	U850-CP	U850-EP	Activity	N-shift	W-shift
2015年12月	-0.7	0.1	-1.4	-1.0	-1.3	1.6	-0.5	-1.4	1.1	1.4	0.9	///	///	///
2016年1月	-1.7	3.3	-0.4	-1.5	-2.1	1.4	0.0	-1.5	1.6	2.3	1.4	///	///	///
2016年2月	-1.4	1.9	-1.9	-0.7	-0.7	1.6	0.4	-1.2	0.8	1.1	-0.6	///	///	///
2016年3月	-0.1	1.0	0.7	-1.1	-0.8	1.6	0.3	-0.8	0.6	0.4	0.3	///	///	///
2016年4月	-1.4	1.0	-1.3	-0.9	-0.6	1.5	0.6	-1.6	0.4	0.6	-0.5	///	///	///
2016年5月	0.5	-0.5	0.2	-0.3	0.0	0.3	0.0	-0.4	-0.3	-0.4	-0.6	0.4	-0.8	1.2
2016年6月	0.9	-0.6	0.5	-0.3	0.6	0.1	-1.4	-0.5	0.6	0.0	0.6	0.3	-0.5	1.0
2016年7月	0.6	-0.4	0.5	-0.9	0.5	-0.6	-0.3	0.3	0.1	-0.5	-0.4	-0.4	0.1	1.2
2016年8月	0.8	-1.0	0.3	1.0	0.2	-0.9	-0.4	1.6	-0.3	-1.4	-1.2	0.5	0.3	-0.9
2016年9月	1.3	-1.3	0.9	1.2	1.1	-1.2	-1.5	1.3	-0.7	-1.1	-0.9	1.6	0.8	0.0
2016年10月	-0.1	-0.6	-0.9	1.0	1.7	-1.0	-1.1	-0.1	-0.5	-0.5	-0.9	1.1	-0.9	-0.5
2016年11月	0.0	-0.4	-0.3	0.0	0.7	-1.5	0.8	0.5	-0.7	-0.2	-0.9	///	///	///
2016年12月	0.3	-0.8	-0.1	0.7	0.8	-1.0	-1.5	-0.4	-0.3	0.0	-1.9	///	///	///
地点または領域	TAHITI - DARWIN	12.5°S 131°E	17.5°S 150°W	20-10°N 110-140°E	5°N-5°S 110-135°E	5°N-5°S 170°E-170°W	5°N-5°S 80-100°E	5°N-5°S 180-125°W	5°N-5°S 160°E-175°W	5°N-5°S 170°W-135°W	5°N-5°S 130-100°W	SAMOI (A)	SAMOI (N)	SAMOI (W)

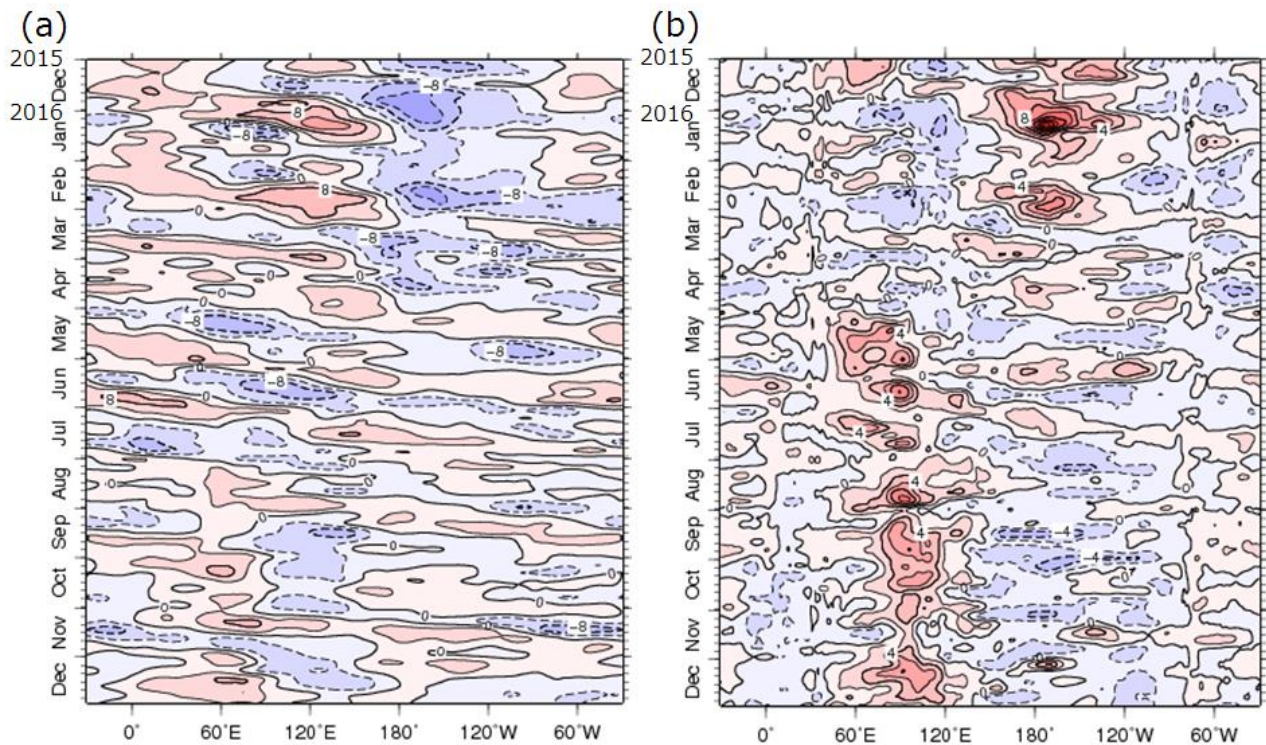
¹ 各監視指数の解説については以下を参照。

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



第 2.4-1 図 熱帯の大気の監視指数の推移(2006 年 1 月～2016 年 12 月)

細実線は月平均値、太実線は 5 か月移動平均値を表す。赤色(青色)側はエルニーニョ(ラニーニャ)現象時に現れやすい偏差を示す。平年値は 1981～2010 年平均値。領域は第 2.4-1 表を参照。



第 2.4-2 図 5 日平均した赤道付近 (5°S~5°N 平均) の(a)200hPa 速度ポテンシャル平年偏差と(b)850hPa 東西風平年偏差の経度・時間断面図 (2015 年 12 月~2016 年 12 月)
等値線の間隔は(a) $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(b)2m/s。 (a)の寒色系は発散偏差 (対流活動が活発)、暖色系は収束偏差 (同不活発)を、
(b)の寒色系は東風偏差、暖色系は西風偏差を示す。

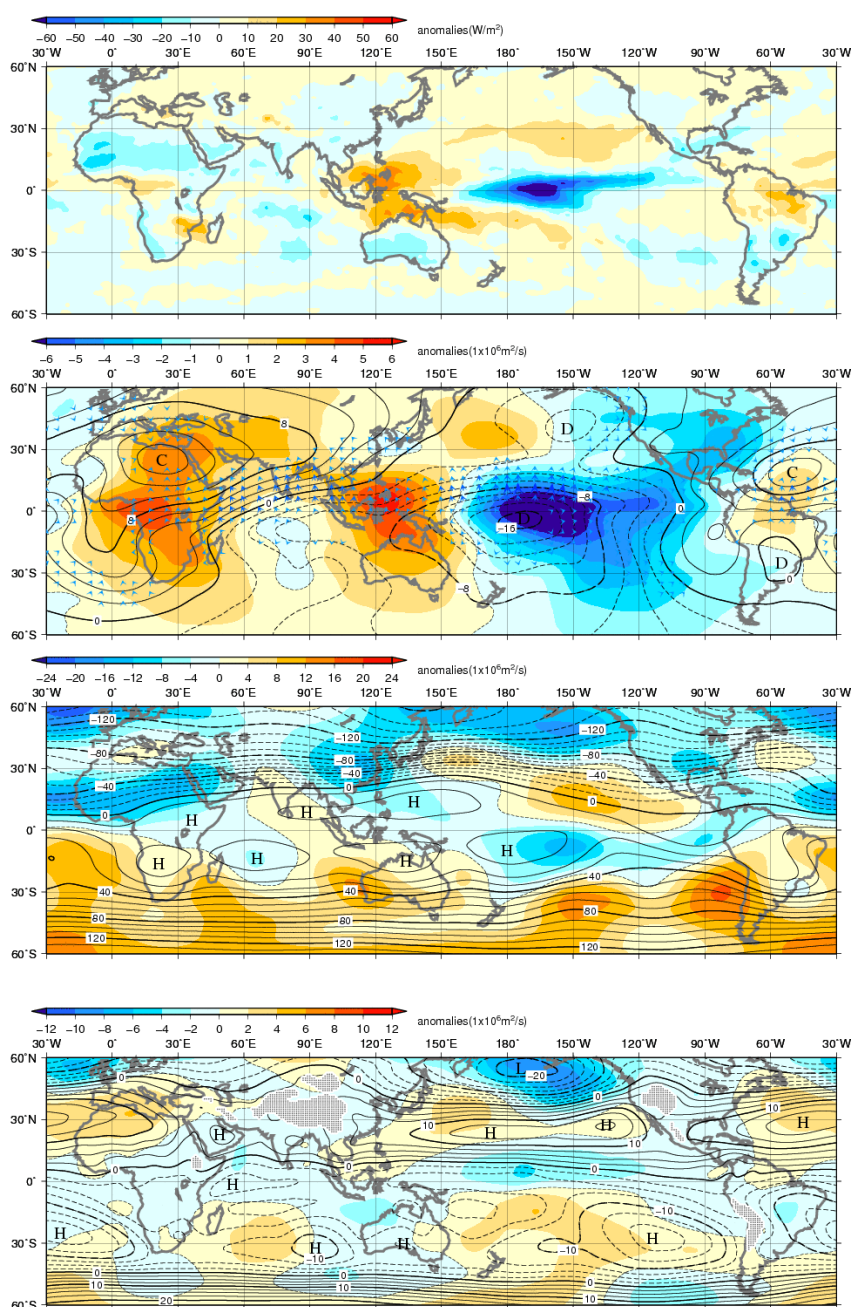
2.4.2 冬(2015年12月～2016年2月)

熱帯の対流活動は、平年と比べて、日付変更線の西側から東部太平洋赤道域にかけてとインド洋で活発、インドネシア付近で不活発だった(第2.4-3図)。

対流圏上層では、日付変更線の西側から太平洋東部にかけて発散偏差、アフリカ及びインドネシア付近で収束偏差となった(第2.4-4図)。太平洋中部から東部にかけて高気圧性循環偏差、インドネシア付近で低気圧性循環偏差が、それぞれ南北半球対でみられた(第2.4-5図)。

対流圏下層では、太平洋西部から中部にかけては低気圧性循環偏差、インドネシア付近や大西洋では高気圧性循環偏差が、それぞれ南北半球対でみられた(第2.4-6図)。

MJOに伴う対流活発な位相は、12月中旬から1月中旬にかけてインドネシア付近から太平洋を通過してインド洋に達した。2月には、インド洋東部から太平洋東部にかけて東進した(第2.4-2図)。



第2.4-3図 3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差(2015年12月～2016年2月)

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。

第2.4-4図 3か月平均200hPa速度ポテンシャル(2015年12月～2016年2月)

等値線は実況値を表し、間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差、矢印は発散風を表す。図中の'D'は発散、'C'は収束の中心域を示す。

第2.4-5図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差(2015年12月～2016年2月)

等値線は実況値を表し、間隔は $10 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球(南半球)では、暖色は高気圧(低気圧)性循環偏差、寒色は低気圧(高気圧)性循環偏差を示す。図中の'H'は高気圧性循環の中心域を示す。

第2.4-6図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差(2015年12月～2016年2月)

等値線は実況値を表し、間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は第2.4-5図と同じ。図中の'H'、'L'はそれぞれ高気圧性、低気圧性循環の中心域、点状の陰影は標高が1600m以上の領域を示す。

2.4.3 春(2016年3~5月)

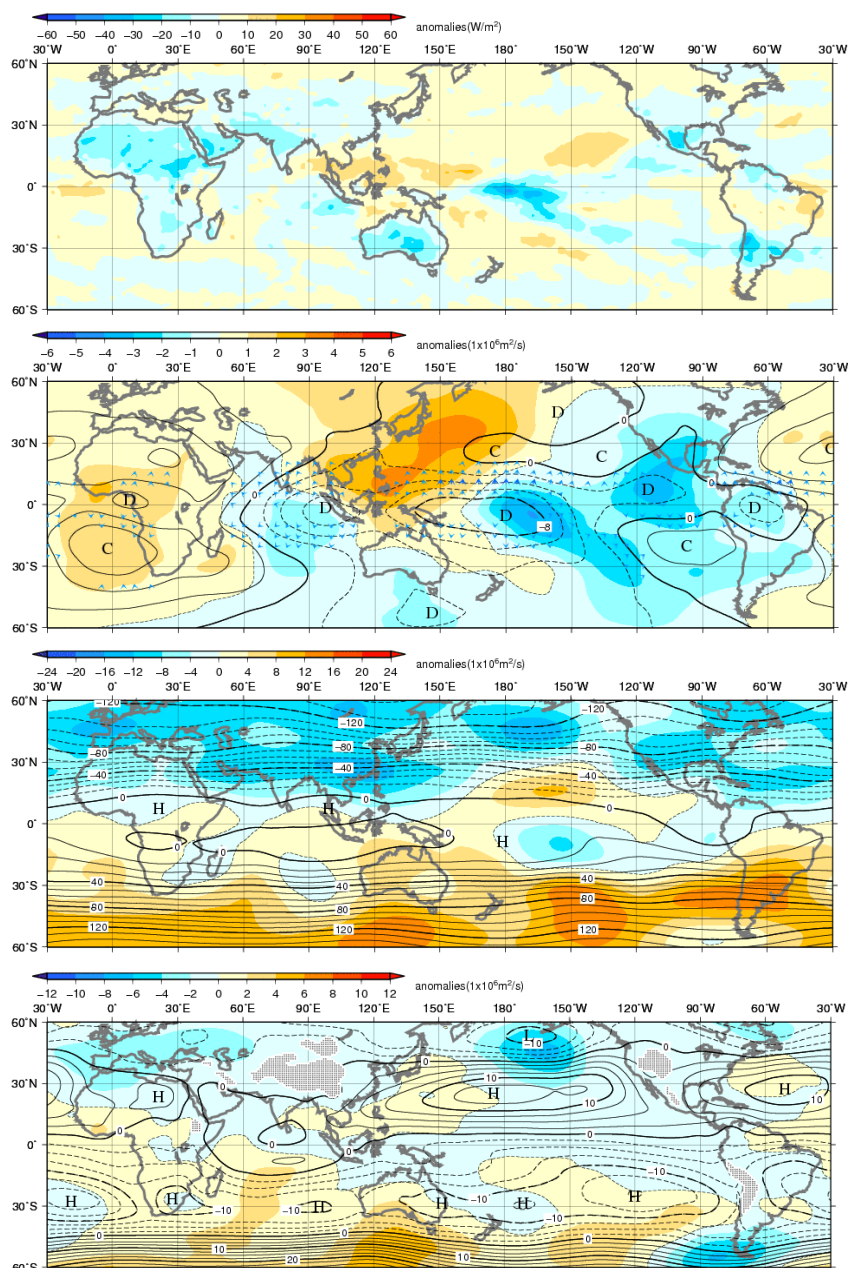
熱帯の対流活動は、平年と比べて、日付変更線の西側から太平洋中部にかけて活発、インドネシア付近から太平洋西部にかけては不活発だった(第 2.4-7 図)。

対流圏上層では、インド洋、日付変更線付近から太平洋東部にかけて発散偏差、インドネシア付近、大西洋からアフリカにかけて収束偏差だった(第 2.4-8 図)。太平洋中部で高気圧性循環偏差、インドネシア

付近で低気圧性循環偏差が、それぞれ南北半球対でみられた(第 2.4-9 図)。

対流圏下層では、インド洋で低気圧性循環偏差、ベンガル湾から太平洋西部にかけて高気圧性循環偏差となった(第 2.4-10 図)。

MJO に伴う対流活発な位相は、3 月にインド洋からインドネシア付近を通して太平洋にかけて、5 月上旬から中旬にかけてはアフリカからインド洋を東進した(第 2.4-2 図)。



第2.4-7図 3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差(2016年3~5月)
偏差の読み方は、第2.4-3図と同じ。

第2.4-8図 3か月平均200hPa速度ポテンシャル(2016年3月~5月)
等値線や陰影は、第2.4-4図と同じ。

第2.4-9図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差(2016年3~5月)
等値線や陰影は、第2.4-5図と同じ。

第2.4-10図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差(2016年3~5月)
等値線や陰影は、第2.4-6図と同じ。

2.4.4 夏(2016年6~8月)

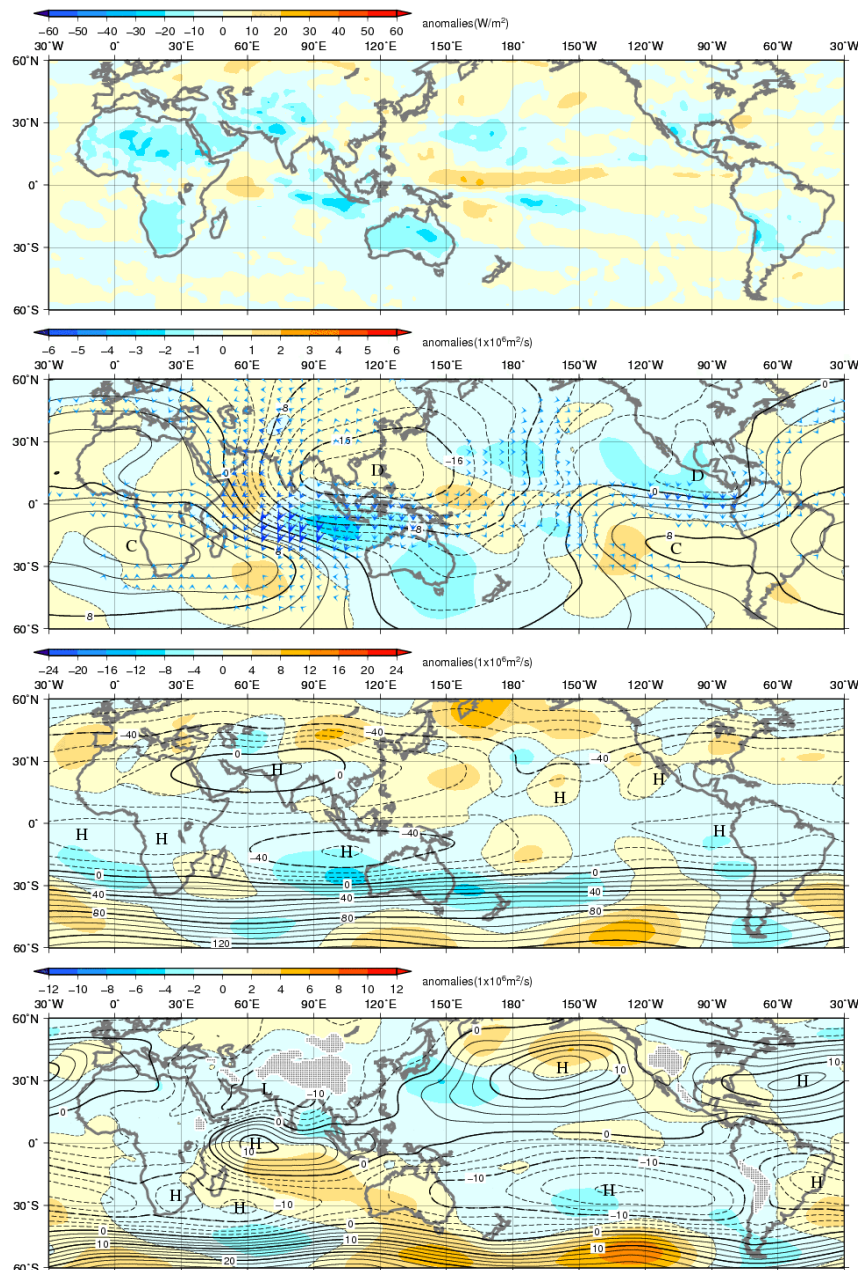
熱帯の対流活動は、平年と比べて、インド洋東部で活発、インド洋西部、西・中部太平洋赤道域で不活発だった(第2.4-11図)。

対流圏上層では、インド洋東部からインドネシア付近の南半球側で発散偏差、インド洋西部、太平洋西部で収束偏差だった(第2.4-12図)。太平洋西部で高気圧性循環偏差が南北半球対でみられた。ユーラシア大陸の40°N帯では波列パターンとなり、チベット

高気圧の北東側への張り出しが強かった(第2.4-13図)。

対流圏下層では、インド洋で低気圧性循環偏差が南北半球対でみられた(第2.4-14図)。太平洋高気圧の西への張り出しは、平年より弱かった。

MJOに伴う対流活発な位相は、6月はアフリカからインドネシア付近にかけて、7月は太平洋からインド洋にかけて、8月はインドネシア付近から太平洋にかけて東進した(第2.4-2図)。



第2.4-11図 3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差(2016年6~8月)
偏差の読み方は、第2.4-3図と同じ。

第2.4-12図 3か月平均200hPa速度ポテンシャル(2016年6~8月)
等値線や陰影は、第2.4-4図と同じ。

第2.4-13図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差(2016年6~8月)
等値線や陰影は、第2.4-5図と同じ。

第2.4-14図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差(2016年6~8月)
等値線や陰影は、第2.4-6図と同じ。

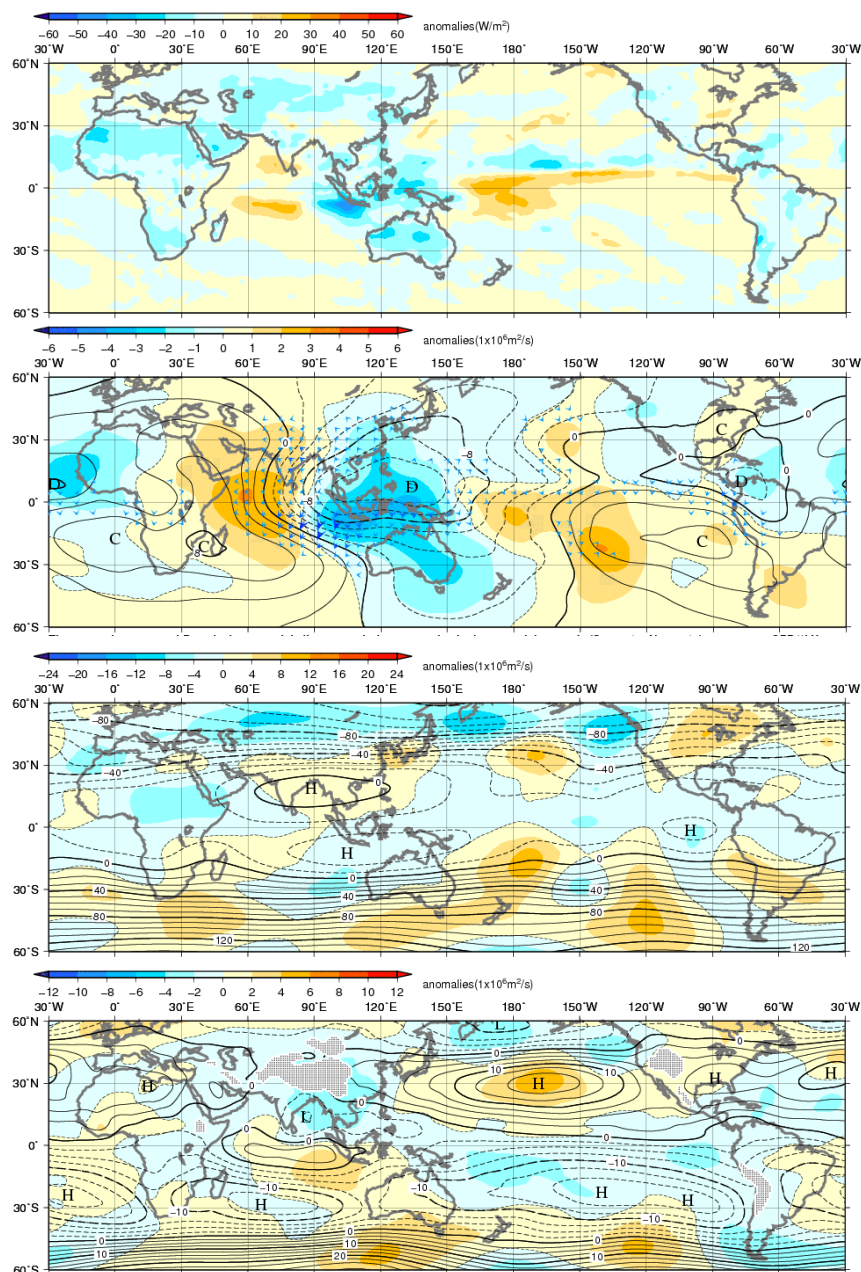
2.4.5 秋(2016年9～11月)

熱帯の対流活動は、平年と比べて、インドネシア付近、太平洋の10°～15°N付近で活発、インド洋西・中部、太平洋赤道域で不活発だった(第2.4-15図)。

対流圏上層では、インドネシア付近、大西洋で発散偏差、インド洋西・中部、太平洋赤道域で収束偏差だった(第2.4-16図)。インド洋からインドネシア付近にかけては高気圧性循環偏差が南北半球対でみられた(第2.4-17図)。

対流圏下層では、インド洋東部からインドネシア付近にかけて低気圧性循環偏差、太平洋で高気圧性循環偏差が南北半球対でみられ、日本からその南東海上にかけて太平洋高気圧の張り出しが強かった(第2.4-18図)。

MJOに伴う対流活発な位相は、9月はインド洋東部からインドネシア付近にかけて、11月には太平洋からインド洋にかけて東進した(第2.4-2図)。



第2.4-15図 3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差(2016年9～11月)
偏差の読み方は、第2.4-3図と同じ。

第2.4-16図 3か月平均200hPa速度ポテンシャル(2016年9～11月)
等値線や陰影は、第2.4-4図と同じ。

第2.4-17図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差(2016年9～11月)
等値線や陰影は、第2.4-5図と同じ。

第2.4-18図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差(2016年9～11月)
等値線や陰影は、第2.4-5図と同じ。

2.4.6 台風

2016 年の台風の発生数は 26 個(平年値 25.6 個)で平年並¹だった(第 2.4-2 表、第 2.4-19 図)。台風第 1 号の発生は 7 月 3 日と、台風の統計を開始した 1951 年以降、1998 年の 7 月 9 日に次いで 2 番目に遅かった。これは、エルニーニョ現象が最盛期を迎えた翌年に見られる特徴として、北西太平洋熱帯域の大気の循環が台風の発生しにくい状況であったためと考えられる。7 月以降は平年よりも多くの台風が発生し、年間の発生数としては平年並となった。

2016 年の日本への台風の接近数は平年並¹の 11 個(平年値 11.4 個)だったが、北日本、東日本(伊豆諸島・小笠原諸島除く)への接近数は平年よりも多く、特に北海道地方への接近数は 5 個と 1951 年の統計開始以降最多となった。

日本に上陸した台風は、第 7 号、第 9 号、第 10 号、第 11 号、第 12 号、第 16 号だった。年間 6 個(平年値 2.7 個)の上陸数は 1951 年の統計開始以降 2004 年の 10 個に次いで 1990 年、1993 年と並んで 2 番目に多かった。このうち、台風第 7 号、第 9 号、第 10 号、第 11 号は 8 月中旬から下旬にかけて、北海道地方、東北地方、関東地方に相次いで上陸した。ひと月の上陸数 4 個は 1954 年 9 月、1962 年 8 月と並んで最多タイであり、さらに北海道地方に年間 2 個、再上陸も含めて 3 個の台風が上陸したのはともに初めてだった。また台風第 10 号は、東北地方太平洋側に初めて上陸した。

第 2.4-2 表 2016 年の台風一覧

番号	呼名	台風期間 ¹⁾	階級 ²⁾	最大風速(knots) ³⁾
1601	Nepartak	7/3 - 7/9	TY	110
1602	Lupit	7/23 - 7/24	TS	40
1603	Mirinae	7/26 - 7/28	STS	55
1604	Nida	7/30 - 8/2	STS	60
1605	Omais	8/4 - 8/9	STS	60
1606	Conson	8/9 - 8/15	TS	45
1607	Chanthu	8/13 - 8/17	STS	55
1608	Dianmu	8/17 - 8/19	TS	40
1609	Mindulle	8/19 - 8/23	TY	65
1610	Lionrock	8/21 - 8/30	TY	90
1611	Kompasu	8/20 - 8/22	TS	35
1612	Namtheun	9/1 - 9/4	TY	70
1613	Malou	9/6 - 9/7	TS	40
1614	Meranti	9/10 - 9/15	TY	120
1615	Rai	9/12 - 9/13	TS	35
1616	Malakas	9/12 - 9/20	TY	95
1617	Megi	9/23 - 9/28	TY	85
1618	Chaba	9/29 - 10/5	TY	115
1619	Aere	10/5 - 10/10	STS	60
1620	Songda	10/8 - 10/13	TY	100
1621	Sarika	10/13 - 10/19	TY	95
1622	Haima	10/15 - 10/21	TY	115
1623	Meari	11/3 - 11/7	TY	75
1624	Ma-on	11/10 - 11/12	TS	35
1625	Tokage	11/25 - 11/28	STS	50
1626	Nock-ten	12/21 - 12/27	TY	105

1) 台風期間は世界時(UTC)による

2) 最大風速による階級

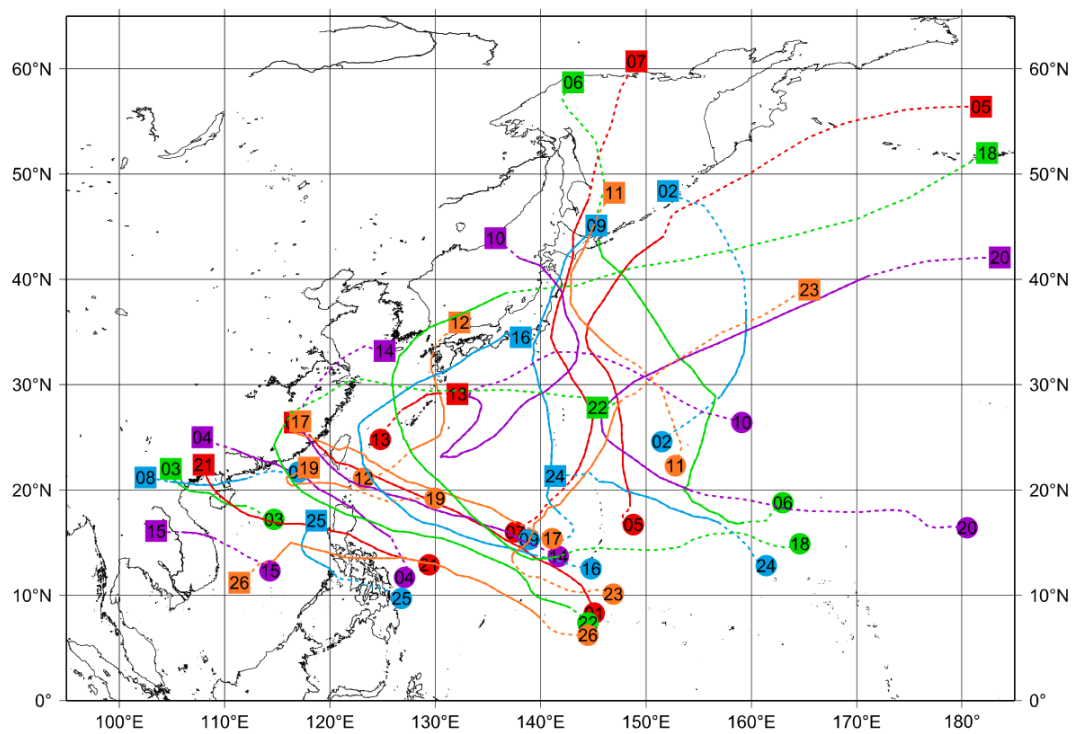
TS: Tropical Storm(34~47knots)

STS: Severe Tropical Storm(48~63knots)

TY: Typhoon(64knots 以上)

3) 10 分間平均した値

¹台風の年間発生数の平年並の範囲は 24~28 個、全国への年間接近数の平年並の範囲は 11~12 個。



第 2.4-19 図 2016 年の台風経路図

経路の両端の●と■は台風の発生位置と消滅位置、数字は台風番号を示す(点線は熱帯低気圧または温帯低気圧の期間)。

2.5 海況

全球平均海面水温は 2016 年を通して平年より非常に高い状態が持続し、特に夏までは記録的な高温であった。これには地球温暖化による長期的な海面水温の上昇傾向に加え、2016 年春まで発生していたエルニーニョ現象の影響で太平洋やインド洋の熱帯域で海面水温が高くなったことなどが寄与している。年平均した偏差は $+0.33^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した 1891 年以降最大となり、これまで最大だった 2015 年の $+0.30^{\circ}\text{C}$ を上回った。

太平洋赤道域の海面水温は、2015/2016 年冬には中部から東部にかけて顕著な正偏差だったが、春に東部で正偏差が弱まった(第 2.5-1 図(a)、(b)、第 2.5-2 図(左))。夏から秋にかけては西部で顕著な正偏差、中部から東部にかけて負偏差となった(第 2.5-1 図(c)、(d)、第 2.5-2 図(左))。

エルニーニョ監視海域(NINO.3 海域)の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 月の $+3.0^{\circ}\text{C}$ から 2016 年 7 月の -0.6°C まで下降した後、 $-0.6\sim -0.3^{\circ}\text{C}$ で推移した(第 2.5-3 図(上))。5 か月移動平均値は 2014 年 6 月から 2016 年 4 月にかけて $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上となったが、2016 年 5 月に $+0.5^{\circ}\text{C}$ を下回り、2014 年夏に発生したエルニーニョ現象は 2016 年春に終息した。南方振動指数の月平均値は 2016 年 4 月までは負の値、5 月以降は 10 月を除いて正の値で推移した(第 2.5-3 図(下))。

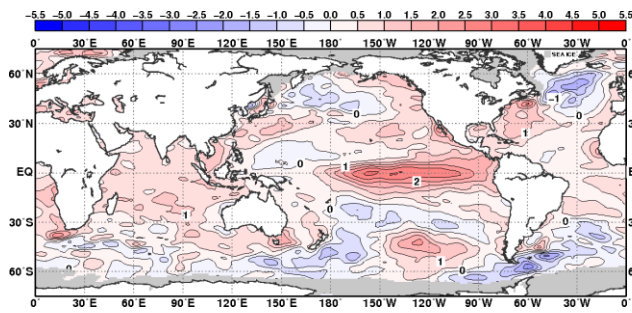
太平洋赤道域の海洋表層では冬に中部の暖水が東進した後、春に西部の冷水が東進し、ほぼ全域で負偏差となった。中部から東部にかけての負偏差は秋にかけて持続した(第 2.5-2 図(右))。

北太平洋の海面水温は、北米沿岸及び熱帯域の中部から東部にかけての領域で顕著な正偏差が持続し、正の太平洋十年規模振動(PDO)¹に相当するパターンが現れて PDO 指数は一年を通じて正となった(第 2.5-4 図)。南太平洋では、一年を通して南米沿岸付近で正偏差が見られた。また、春から夏にかけて

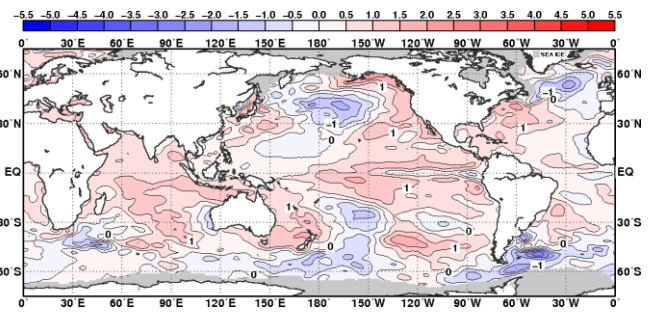
はオーストラリアの東で顕著な正偏差が見られ、秋にはニュージーランドの北東で顕著な正偏差が見られた。インド洋では、冬から春にかけては熱帯域のほぼ全域で顕著な正偏差が見られたが、夏に西から正偏差が弱まった。夏から秋にかけては東部熱帯域で顕著な正偏差が見られた。北大西洋では、一年を通じて米国東方で正偏差が見られた。冬から春にかけてと秋にはグリーンランドの南で顕著な負偏差が見られた(第 2.5-1 図)。

¹ PDO についての詳しい解説や診断は気象庁ホームページ「海洋の健康診断表(太平洋十年規模振動(PDO)指数の変動)」(http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html)に掲載。

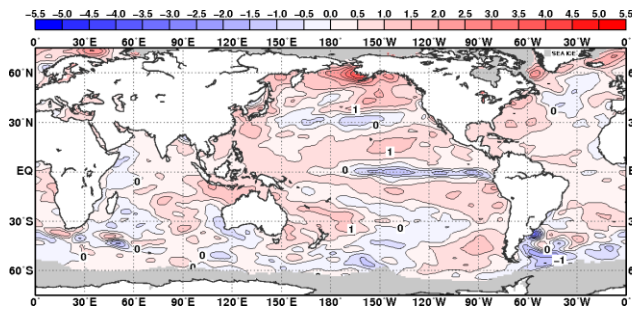
(a) 冬



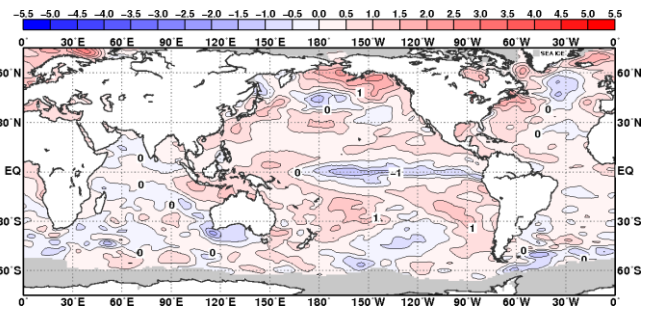
(b) 春



(c) 夏



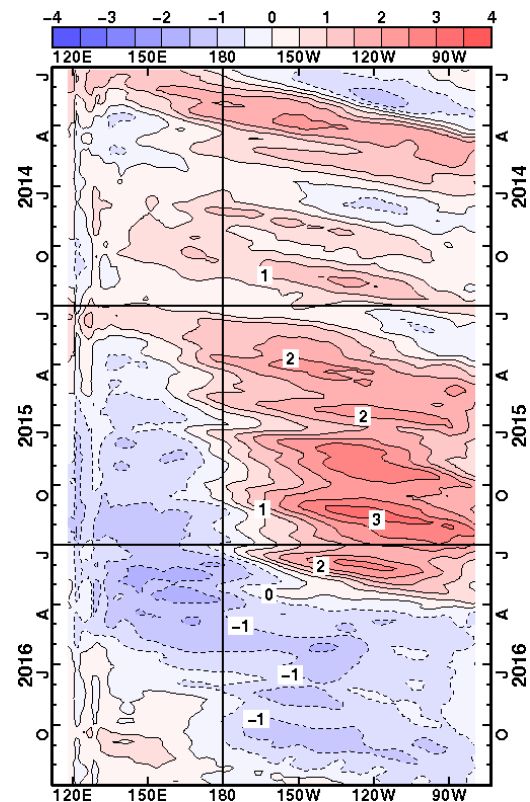
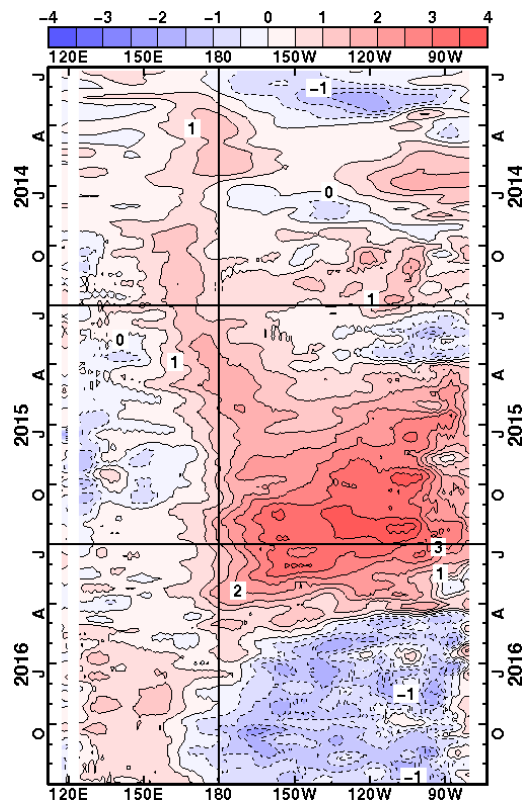
(d) 秋



第 2.5-1 図 季節平均海面水温年偏差図(2016 年)

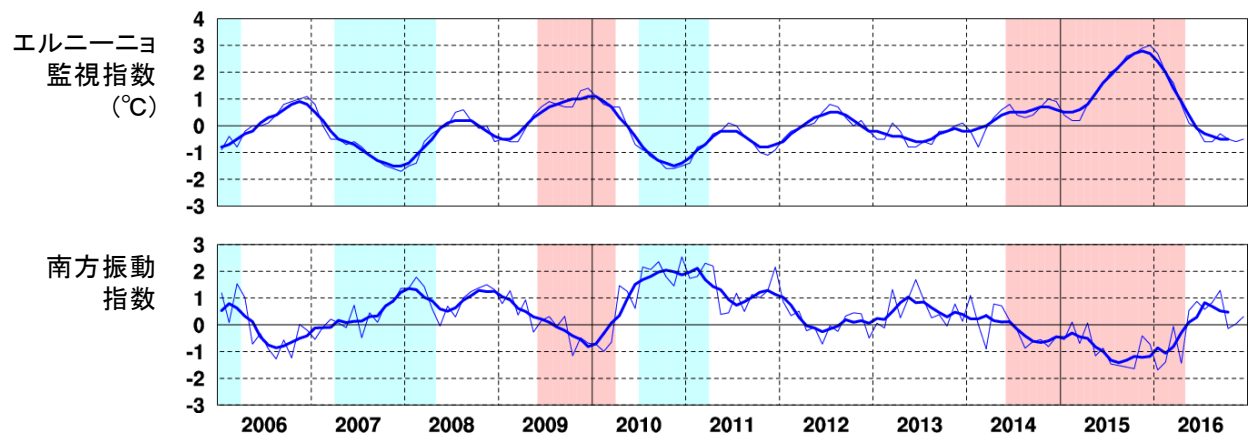
(a)冬(2015 年 12 月～2016 年 2 月)、(b)春(3～5 月)、(c)夏(6～8 月)、(d)秋(9～11 月)。

等値線の間隔は 0.5℃、陰影は年偏差を示す。灰色域は海水域を表す。



第 2.5-2 図 2014 年 1 月～2016 年 12 月の太平洋の赤道に沿った海面水温偏差(左)と表層貯熱量(海面から深度 300m までの平均水温)偏差(右)の経度-時間断面図

等値線の間隔はいずれも 0.5℃で、陰影は年偏差を示す。

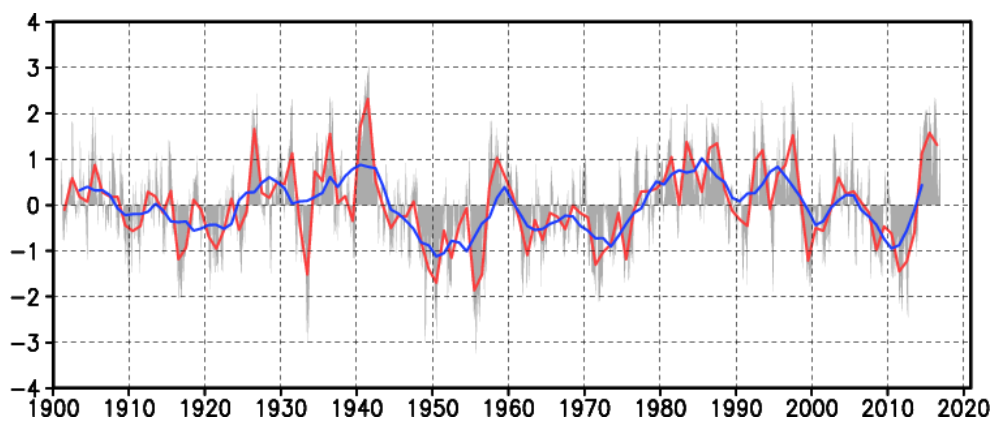


第 2.5-3 図 2006～2016 年のエルニーニョ監視指数(上)と南方振動指数(下)の時系列

各図の細線は月平均値、太線は 5 か月移動平均値。

陰影はエルニーニョ現象(赤)／ラニーニャ現象(青)の発生期間。

エルニーニョ監視指数は NINO.3 海域 (5°N-5°S, 150°W-90°W) の月平均海面水温の基準値からの差で、基準値は前年までの 30 年平均値である。



第 2.5-4 図 1901～2016 年の太平洋十年規模振動(PDO)指数の時系列

赤線は PDO 指数の年平均値、青線は 5 年移動平均値。また、月ごとの指数を灰色の棒グラフで示す。

2.6 冬季北半球成層圏の大気循環

成層圏突然昇温は、冬季の極域成層圏の気温が数日の間に数十℃以上も上昇する現象で、1952年にベルリン自由大学の R. Scherhag によって発見された。この現象は、対流圏に起源をもつプラネタリー波が成層圏に伝播し、そこで平均流を減速させることにより引き起こされることがわかっている (Matsuno, 1971; 塩谷, 2002)。世界気象機関 (WMO) の定義 (WMO, 1978) によると、突然昇温の発生は、成層圏の極付近で 1 週間に 25℃以上の昇温がみられた場合とされている。この条件に加えて、成層圏での帯状平均気温が極域に向かうほど高くなり、帯状平均東西風が (北半球の場合) 60°N 以北で 10hPa 面付近かそれより下層で西風から東風に変った場合には大規模突然昇温、それ以外は小規模突然昇温と呼ばれる。

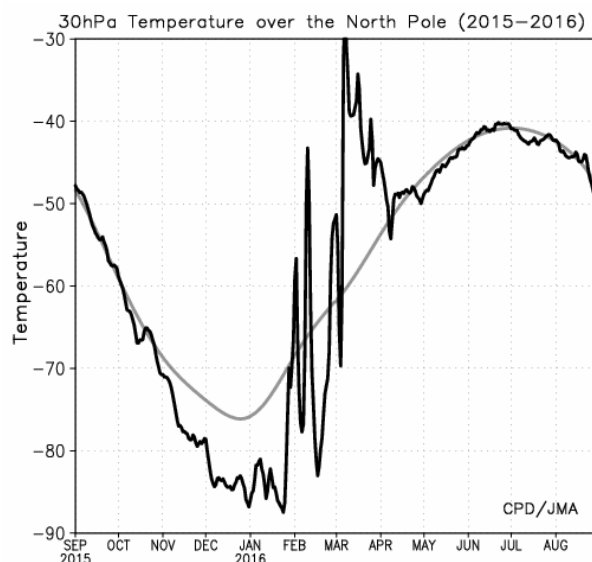
2015/2016 年冬季の北半球成層圏では、冬平均では極うずは平年と比べて強かったが、冬後半以降は極うずが弱まる時期があり、1 月下旬から 2 月中旬にかけて小規模突然昇温が、2 月下旬から 4 月上旬にかけては大規模突然昇温が発生した (第 2.6.1 図)。本節では、突然昇温の発生期間を含む、成層圏の大気循環場の特徴について述べる。

2.6.1 北半球成層圏の循環場

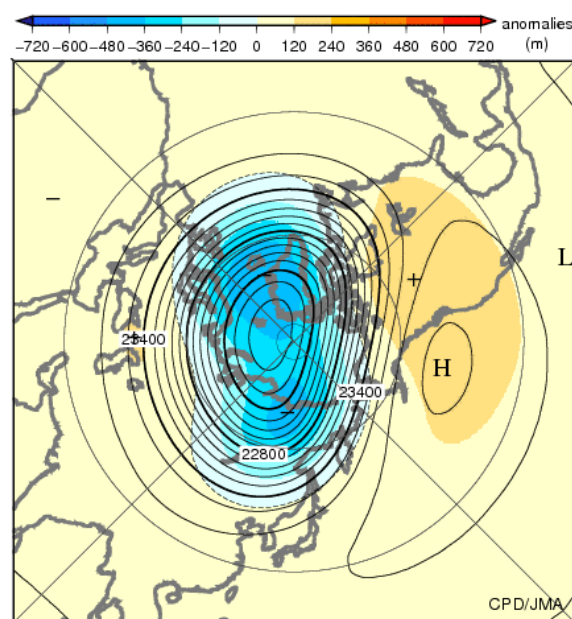
2015/2016 年冬平均の 30hPa 高度をみると、高緯度域で負偏差、中緯度域で帯状に正偏差となる環状の偏差パターンがみられ、極うずは平年と比べて強かった (第 2.6-2 図)。太平洋東部から北米では正偏差が明瞭となり、アリューシャン高気圧の東への張り出しが平年と比べて強かった。

2015 年 12 月から 2016 年 4 月における 30hPa 高度の月ごとの推移をみると、12 月、1 月は高緯度域で負偏差が明瞭となり、極うずは平年と比べて強かった (第 2.6-3 図(a)と(b))。2 月は、アリューシャン高気圧の張り出しが強く、極うずが平年の位置と比べてユーラシア大陸側にずれる (同図(c))、1 月下旬から 2 月中旬にかけて発生した突然昇温と対応する (第 2.6-1 図)。この特徴は 3 月にさらに明瞭となり (第 2.6-3 図(d))、2 月下旬から 4 月上旬にかけて発生した大規模突然昇

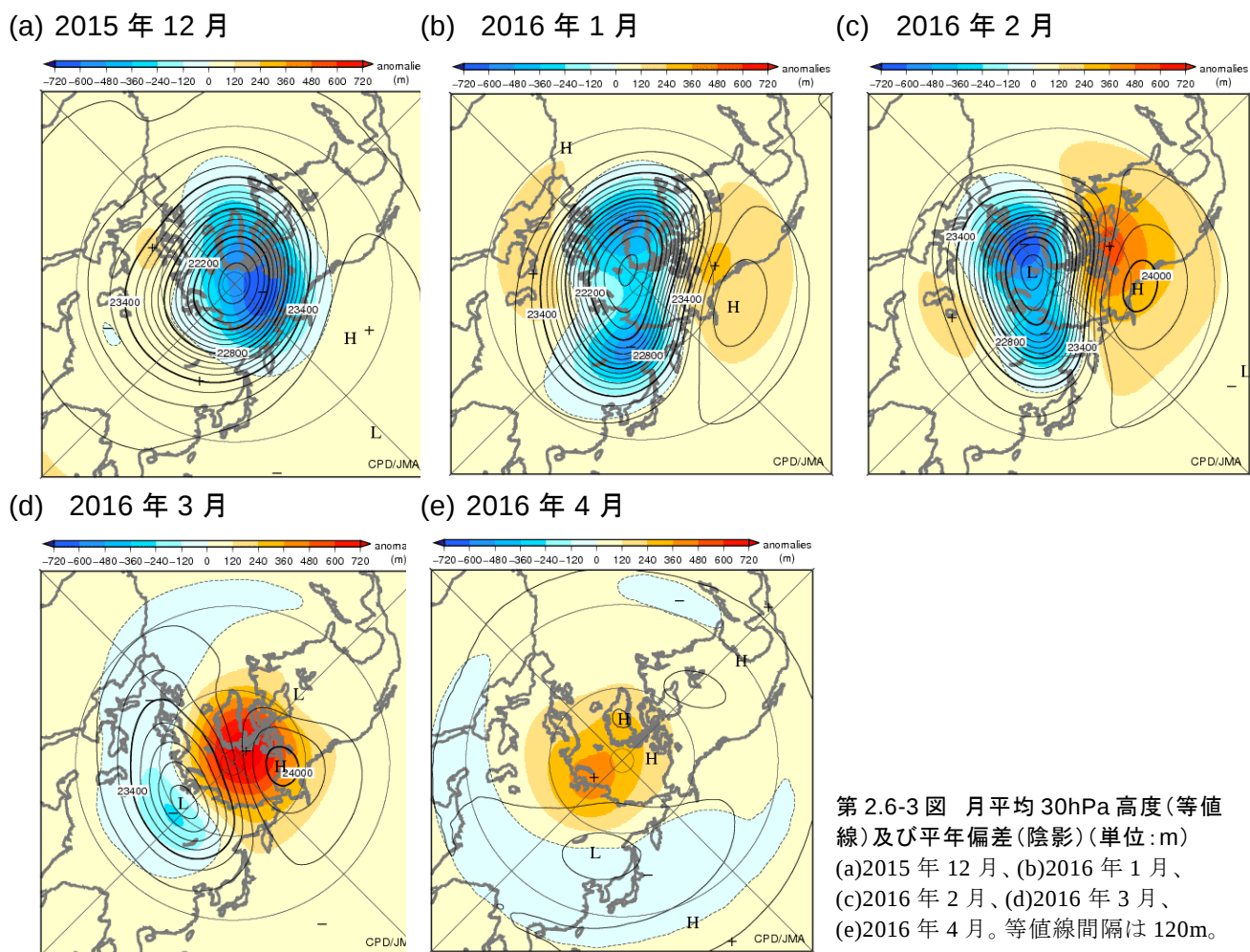
温と対応する (第 2.6-1 図)。この 2 回にわたる突然昇温とそれに伴う循環場の推移について、次項以降で詳しく述べる。



第 2.6-1 図 2015 年 9 月から 2016 年 8 月にかけての 30hPa における北極点の気温の時系列 (単位:℃) 黒線は実況値、灰色線は平年値。



第 2.6-2 図 3 か月平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影) (2015 年 12 月～2016 年 2 月) (単位:m) 等値線間隔は 120m。



2.6.2 1 月下旬～2 月中旬に発生した突然昇温

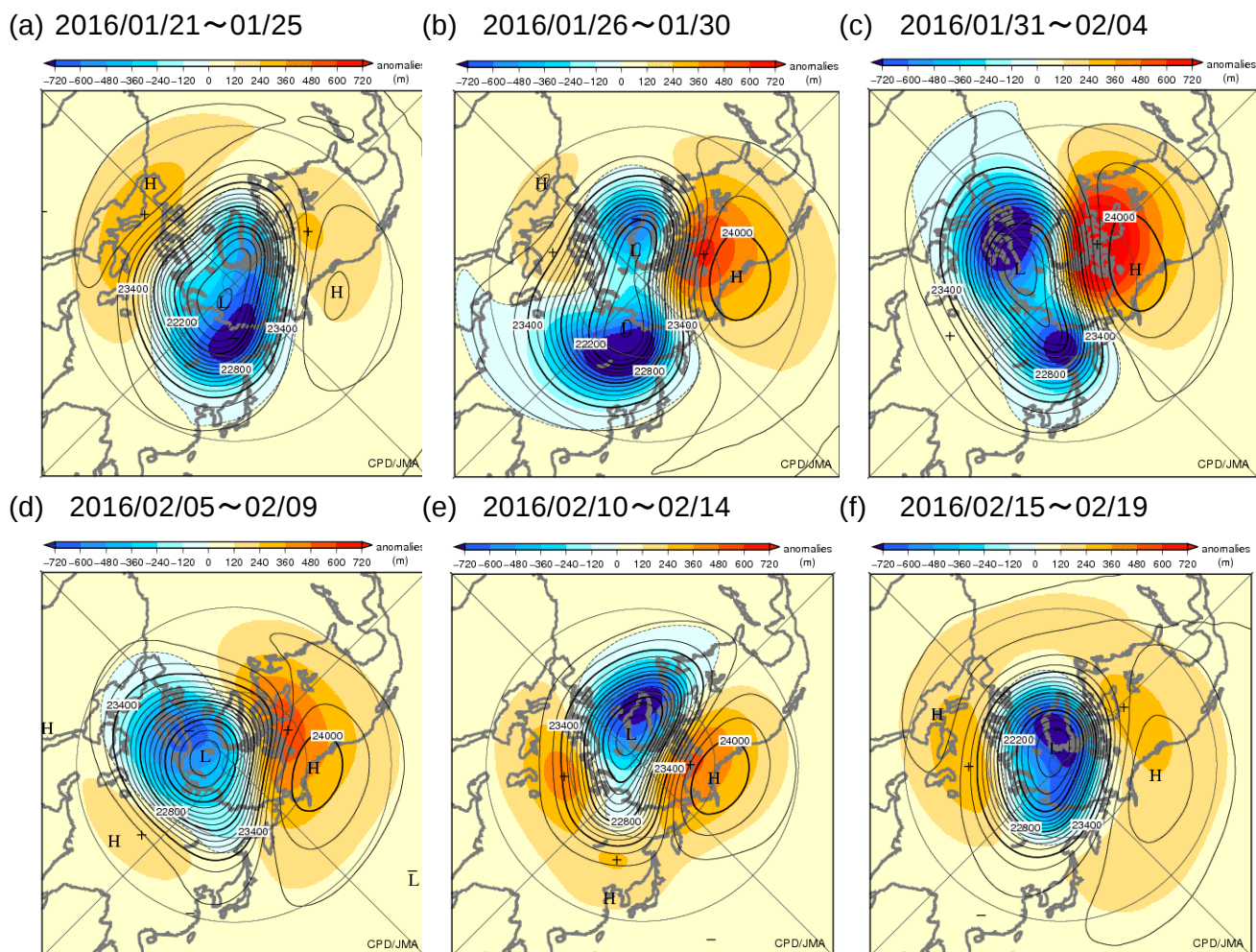
1 月下旬から 2 月中旬にかけての期間における 30hPa 高度の半月ごとの推移を第 2.6-4 図に示す。1 月下旬前半まで平年と比べて強かった極うずは(同図(a))、アリューシャン高気圧の張り出しが強まったことと対応して、2 月上旬前半にかけて大西洋～ユーラシア大陸側に偏った(同図(b)と(c))。これに関連して、平年と比べて低い状態で推移していた北極上空 30hPa 気温は、1 月下旬に急激に上昇し、成層圏突然昇温が発生した(第 2.6-1 図)。

1 月下旬前半における Eliassen-Palm(E-P)フラックス¹(Edmon et al., 1980)をみると、60°N 帯付近で対流圏からのプラネタリー波の鉛直伝播が明瞭となり(第

2.6-5 図(a)の矢印)、成層圏高緯度域における西風の減速に寄与している(同図の陰影)。さらにこのプラネタリー波の鉛直伝播について、東西方向の構造に着目すると、西・中央シベリア付近の対流圏にみられる高度の正偏差域から太平洋中・東部の成層圏にかけて強い波束伝播がみられ(同図(b))、このことがアリューシャン高気圧の張り出しに寄与したとみられる(第 2.6-4 図(a)～(c))。同期間における 500hPa 高度をみると、西・中央シベリア付近に明瞭なリッジがみられ、成層圏循環のほか、東アジアへの強い寒気の吹き出しにも大きく影響したとみられる(第 2.6-6 図)。

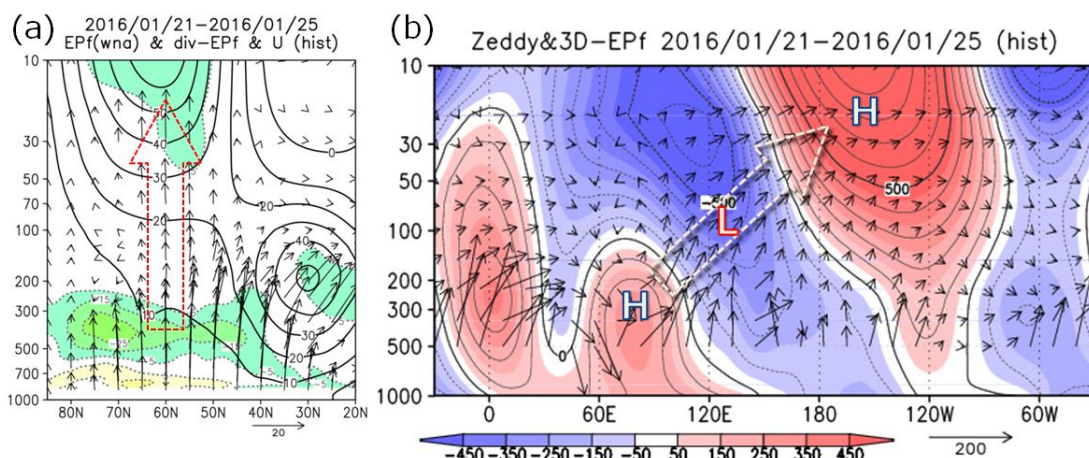
極うずの中心は、2 月中旬前半にかけても大西洋側に偏った状態が続き、その後、中旬後半にかけて極域で強まった(第 2.6-4 図(d)～(f))。これと対応して、北極上空の気温も平年と比べて低い状態となり、突然昇温は終息した(第 2.6-1 図)

¹ E-P フラックスは、Transformed Eulerian Mean (TEM) 方程式系での波と平均流の相互作用を表し、その収束(発散)は帯状平均場の西風の減速(加速)と対応する。



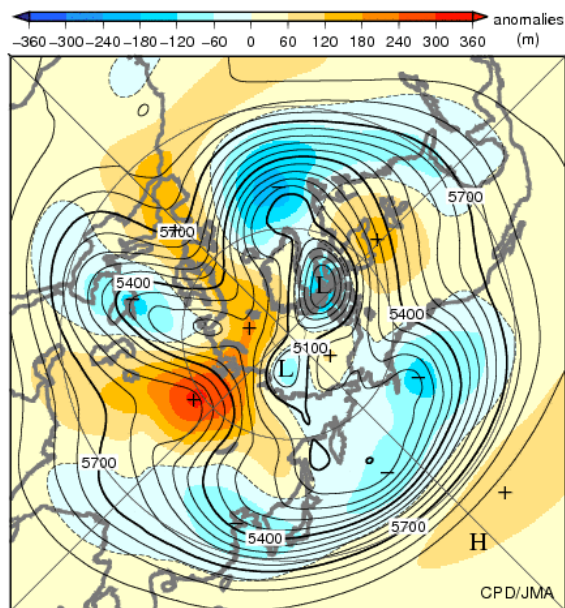
第 2.6-4 図 半旬平均 30hPa 高度(等値線)及び年間偏差(陰影)(単位: m)

(a)2016 年 1 月 21 日～25 日平均、(b)1 月 26 日～30 日平均、(c)1 月 31 日～2 月 4 日平均、(d)2 月 5 日～9 日平均、(e)2 月 10 日～14 日平均、(f)2 月 15 日～19 日平均。等値線間隔は 120m。



第 2.6-5 図 2016 年 1 月 21 日～25 日で平均した、(a)緯度-高度断面図と(b)50°N～70°N 平均の経度-高度断面図

(a)の等値線は带状平均東西風(10m/s 間隔)、矢印と陰影は、E-P フラックスとその収束発散に伴う西風加速度(10m/s/day 間隔、黄(緑)色は発散(収束)域)。縦軸の単位は hPa。E-P フラックスは気圧の平方根で割った値(単位: 南北成分 $10^6 \text{ m}^3/\text{s}^2$ 、鉛直成分 m^2/s^2)。赤点線の矢印は鉛直伝播が明瞭だった箇所を示す。(b)高度の带状平均からの差(等値線; 100m 間隔)及び Plumb(1985)の波の活動度フラックス(矢印; 単位は、水平成分 m^2/s^2 、鉛直成分 $\text{Pa} \cdot \text{m}/\text{s}^2$)。図中 H、L は高度の正偏差、負偏差、白点線の矢印はプラネタリー波の伝播がそれぞれ明瞭だった箇所を示す。



第 2.6-6 図 2016 年 1 月 21 日～25 日で平均した 500hPa 高度(等値線)及び平年偏差(陰影)(単位:m) 等値線間隔は 60m。

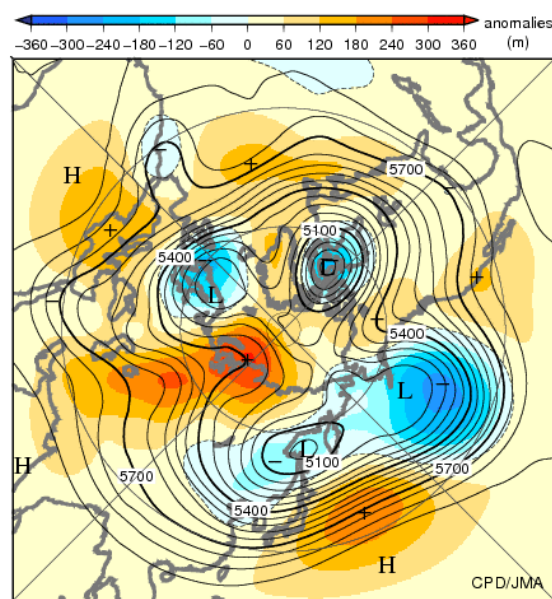
2.6.3 2 月下旬以降に発生した大規模突然昇温

2 月下旬から 3 月中旬にかけての期間における 30hPa 高度の半旬ごとの推移を第 2.6-7 図に示す。2 月中旬に一旦強まった極うずは、3 月上旬にかけて再びユーラシア大陸側に大きく偏り、アリューシャン高気圧が北米北部から極域にかけて張り出した(同図(a)～(d))。これと対応して、北極上空 30hPa 気温は 2 月下旬に再び急激に上昇し(第 2.6-1 図)、成層圏高緯度域では西風から東風に変わり(図省略)、大規模突然昇温が発生した。

2 月下旬前半における E-P フラックスやプラネタリー波の鉛直伝播の東西方向の構造をみると、1 月下旬の事例と同様に、西シベリア付近の対流圏にみられる高度の正偏差域から太平洋中・東部の成層圏にかけての強いプラネタリー波の鉛直伝播がみられ(第 2.6-8 図)、このことがアリューシャン高気圧の張り出しに寄与したとみられる(第 2.6-7 図(a)～(d))。また、同期間における 500hPa 高度をみると、西シベリア付近に明瞭なリッジがみられ、大規模突然昇温の発生に大きく影響したとみられる(第 2.6-9 図)。

2.6.4 まとめ

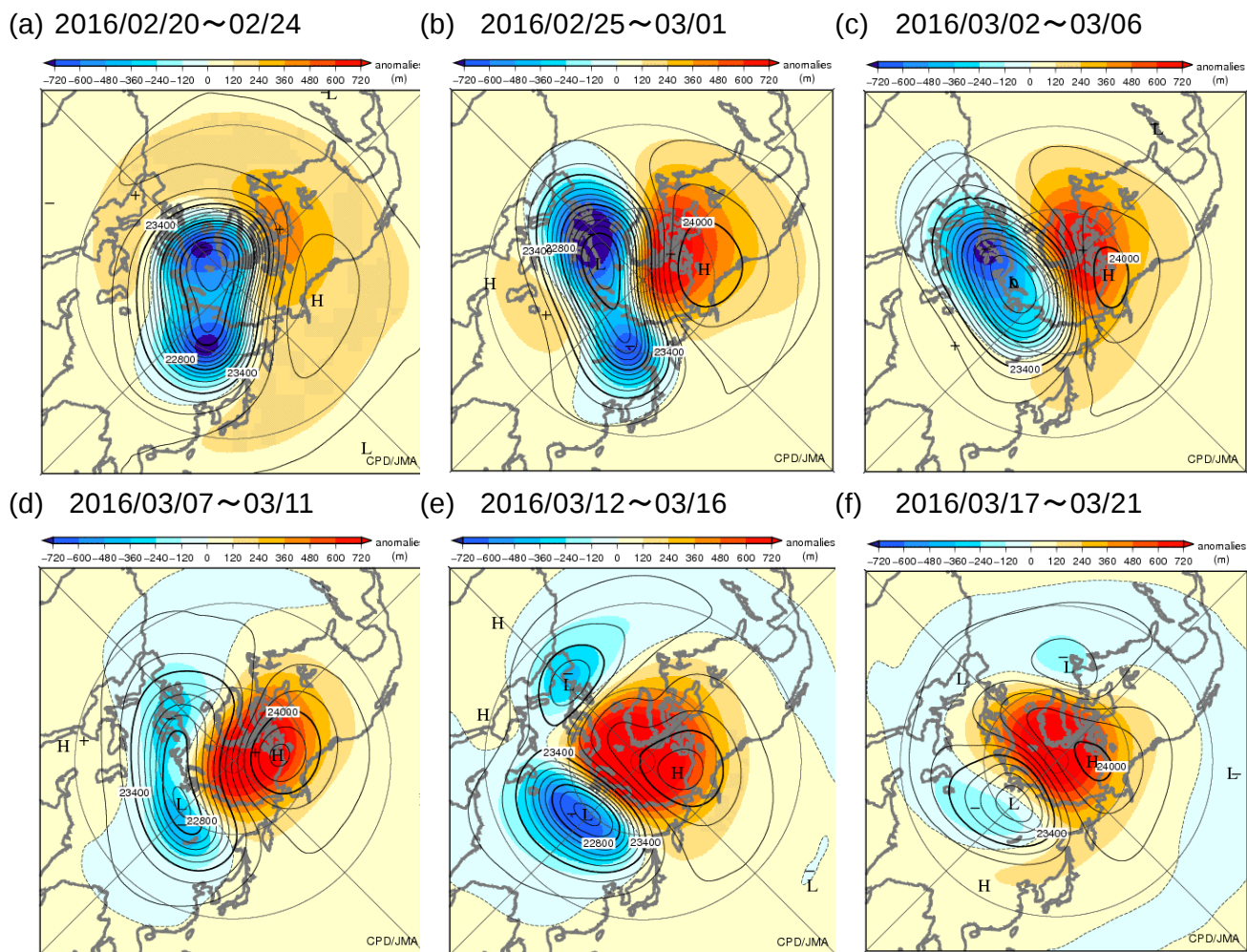
2015/2016 年冬季～春前半の期間における 2 度の成層圏突然昇温の発生には、対流圏の西・中央シベリア付近で発達したリッジが関連していた可能性が示唆された。この領域でのリッジの発達は、シベリア高気圧の発達と関連し、冬季の日本付近を含む東アジア域の天候に大きく影響することから、成層圏循環への影響も含め、その動向を注視する必要がある。



第 2.6-9 図 2016 年 2 月 20 日～24 日で平均した 500hPa 高度(等値線)及び平年偏差(陰影)(単位:m) 等値線間隔は 60m。

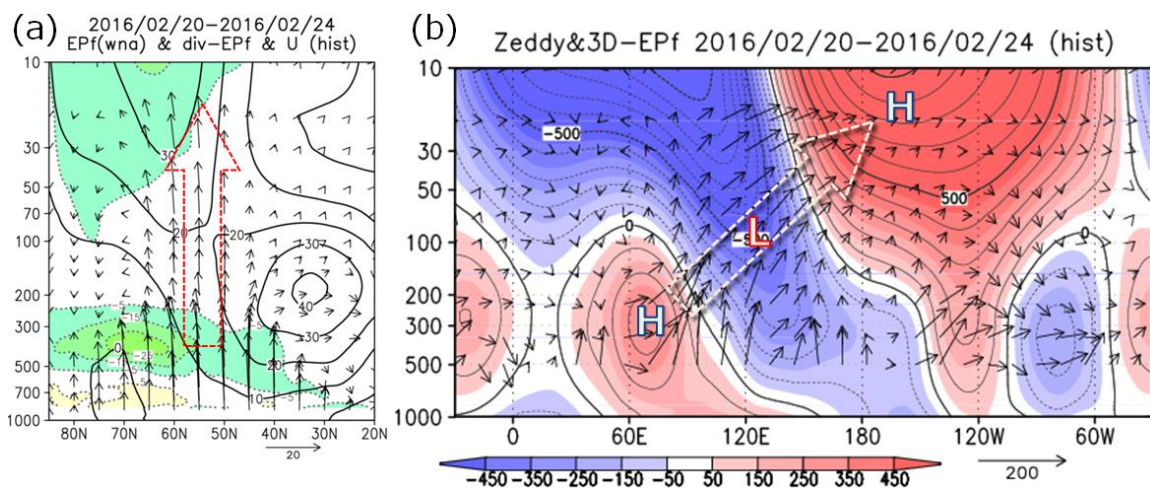
参考文献

- 塩谷雅人, 2002: 成層圏突然昇温. キーワード 気象の事典, 朝倉書店, 91-95.
- Edmon, H. J., B. J. Hoskins and M. E. McIntyre, 1980: Eliassen-Palm cross sections for the troposphere. *J. Atmos. Sci.*, **37**, 2600-2616.
- Matsuno, T., 1971: A dynamical model of stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- WMO, 1978: Abridged final report of Commission for Atmospheric Sciences. *WMO Rep.*, **509**, 113pp.



第 2.6-7 図 半旬平均 30hPa 高度(等値線)及び平年偏差(陰影)(単位:m)

(a)2016 年 2 月 20 日~24 日平均、(b)2 月 25 日~3 月 1 日平均、(c)3 月 2 日~6 日平均、(d)3 月 7 日~11 日平均、(e)3 月 12 日~16 日平均、(f)3 月 17 日~21 日平均。等値線間隔は 120m。



第 2.6-8 図 2016 年 2 月 20 日~24 日で平均した、(a)緯度-高度断面図と(b)50°N~70°N 平均の経度-高度断面図の見方は、第 2.6.5 図と同じ。

2.7 夏季アジアモンスーンの特徴

夏季のアジアモンスーンに伴う対流活動及び大気循環の変動は、日本を含むアジア地域の天候に大きな影響を及ぼすことから、その監視は重要である。本節では、2016 年夏季のアジアモンスーンの特徴を、気温や降水量の分布と気象災害、対流活動、大気循環の視点から記述する。

2.7.1 気温と降水量

CLIMAT 報に基づく 6～9 月の 4 か月平均気温(第 2.7-1 図)は、東アジアの広い範囲、特に北緯 30 度以北で平年より 1℃以上高かった。月平均気温による 6～9 月の各月の異常高温は、以下の地域で見られた(図省略)。

6 月 沖縄地方～中国南部

7 月 中国北東部～モンゴル中部、カリマンタン島南部～インドネシア南部、インド南部及びその周辺

8 月 九州地方～中国中部、マレーシア～インドネシア中部、インド南部

9 月 モンゴル西部～パキスタン、カリマンタン島西部～スマトラ島北部

同期間の 4 か月間降水量(第 2.7-2 図)は、北海道、中国東部、モンゴル南部、ラオス北部からミャンマー北部、パキスタン北部及びその周辺、インドネシア中部及びその周辺で、平年比 140%以上だった。一方、朝鮮半島、中国北東部及び中部、インド南部、パキスタン南西部で平年の 60%以下だった。月降水量による異常多雨は、8 月に北海道地方、9 月に九州北部から中国東部、及びインドネシア南部で見られた(図省略)。

6～9 月に報じられた主な気象災害は以下のとおり。

北朝鮮北東部では 8 月末から 9 月初めにかけて、台風第 10 号から変わった低気圧による大雨や洪水で 130 人以上が亡くなったと伝えられた(国連人道問題調整事務所)。

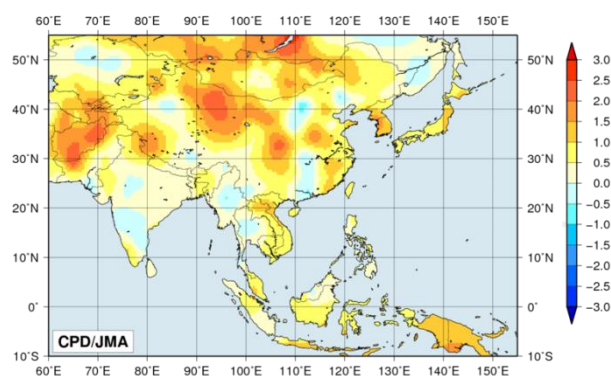
中国では 6 月から 8 月にかけて、長江流域の大雨、黄河流域の大雨、台風第 1 号、南部の大雨の影響により、合計で 600 人以上が死亡したと伝えられた(中

国政府)。また、チアンスー(江蘇)省では、6 月下旬の竜巻により 90 人以上が死亡したと伝えられた(中国政府)。7 月の月降水量は、フーナン(湖南)省チャンシャー(長沙)で 352mm(平年比 271%)、リャオニン(遼寧)省シェンヤン(瀋陽)で 364mm(平年比 209%)だった。

ネパールでは 7 月の大雨や地すべりにより、120 人以上が死亡したと伝えられた(国連人道問題調整事務所)。

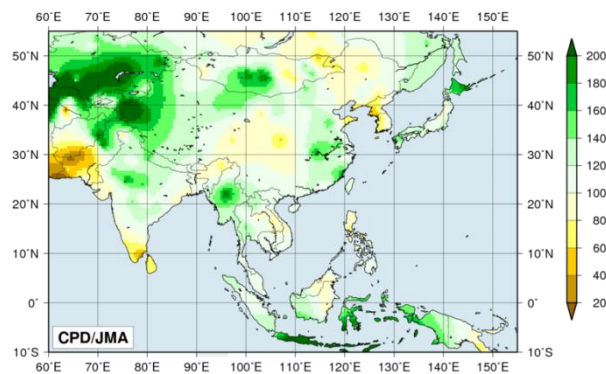
インドでは大雨や洪水によって、7 月から 8 月にかけて東部や北部を中心に 600 人以上、9 月に中部を中心に 30 人以上が死亡したと伝えられた(インド政府)。インド中部のハイデラーバードでは、9 月の月降水量が 440mm(平年比 358%)だった。

パキスタンでは 6 月から 8 月にかけて、大雨により北部を中心に合計で 140 人以上が死亡したと伝えられた(パキスタン政府)。



第 2.7-1 図 4 か月平均気温平年差(℃)(2016 年 6～9 月)

データについては、第 1.3.2 項を参照。



第 2.7-2 図 4 か月降水量平年比(%) (2016 年 6～9 月)

データについては、第 1.3.2 項を参照。

2.7.2 対流活動と大気循環

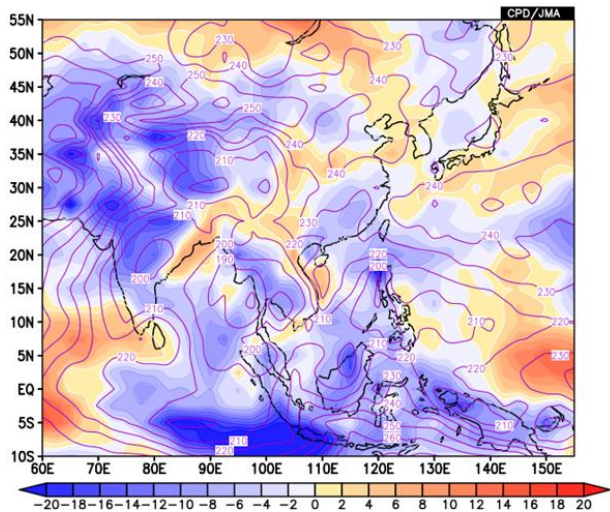
夏季モンスーン期における対流活動を OLR (第 2.7-3 図)により確認すると、インド洋東部～海洋大陸付近、ベンガル湾～インドシナ半島の南西部、中国南部～フィリピンの北東海上、インドで平年より活発、西部太平洋赤道域で平年より不活発だった。夏のアジアモンスーン OLR 指数を見ると(第 2.7-1 表)、アジアモンスーン全体の活動度は 8 月までは概ね平年並だったが、9 月以降は平年より活発だった。また、アジアモンスーン活動に伴う対流活動活発域は、7 月までは平年の位置に比べて西偏傾向だった。

対流圏上層では(第 2.7-4 図(a))、チベット高気圧の北東側への張り出しは平年より強かった。対流圏下層では(第 2.7-4 図(b))、インド洋のモンスーン循環は平年より強く、インド洋から海洋大陸付近にかけては南北半球対の低気圧性循環偏差となった。これに対応して、北インド洋及びアジア南部におけるモンスーン循環の強さの指標である東西風の鉛直シア (Webster and Yang, 1992) (第 2.7-5 図)は、5 月中旬以降は 7 月後半と 8 月下旬前半を除き平年より強い状態で経過した。

月別に概観すると(第 2.7-6 図)、海洋大陸付近の対流活動は夏を通して平年より活発、フィリピンの東海上の対流活動は平年に比べて7月までは不活発、8 月以降は活発となった。8 月は、南シナ海～西部太平洋の 10°N～20°N 付近での活発な対流活動に対応して日本の南東海上で下層の低気圧性循環が明瞭となり、モンスーントラフが日本の南まで深まった(図略)。

参考文献

Webster, P. J. and S. Yang, 1992: Monsoon and ENSO: Selectively interactive systems. Quart. J. Roy. Meteor. Soc., 118, 877-926.

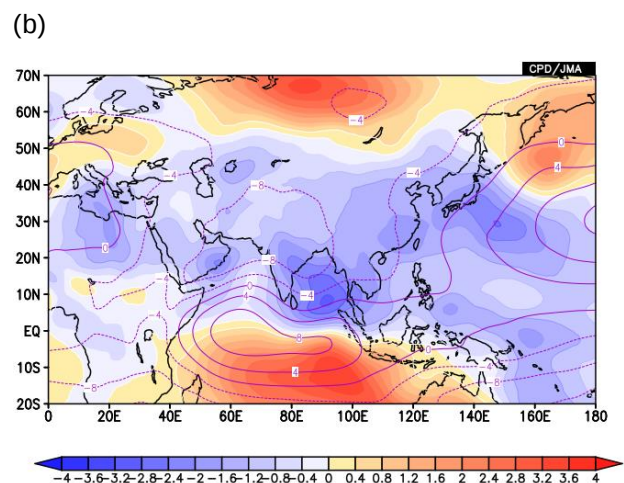
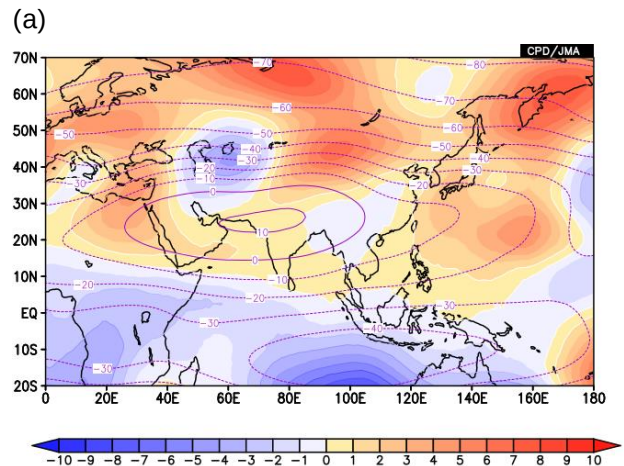


第 2.7-3 図 4 か月平均外向き長波放射量(OLR)及び
 年偏差(2016 年 6~9 月)
 等値線は実況値を表し、間隔は 10W/m^2 。陰影は年偏差
 (単位: W/m^2)。負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より
 活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定され
 る。

第 2.7-1 表 夏のアジアモンスーン OLR 指数(2016 年 5
 ~10 月)

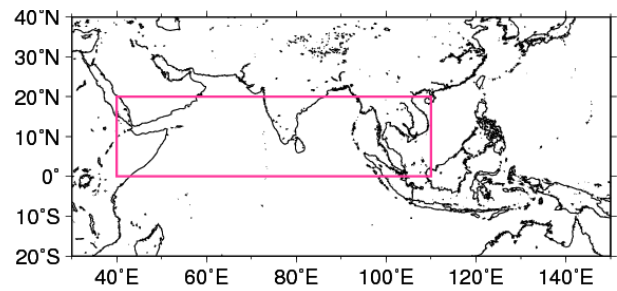
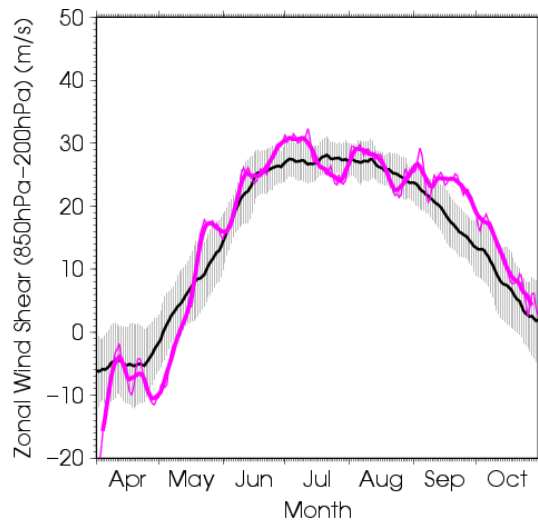
SAMOI(A)の正(負)の値はベンガル湾からフィリピン付近の
 対流活動が平年より活発(不活発)であることを示す。
 SAMOI(N)の正(負)の値は対流活発域の位置が平年と比
 べて北(南)偏したことを、SAMOI(W)の正(負)の値は西
 (東)偏したことを示す。SAMOI の詳細については第 1.4.3
 項を参照。

2016 年	夏のアジアモンスーン OLR 指数		
	SAMOI (A) (活動度)	SAMOI (N) (北偏度)	SAMOI (W) (西偏度)
5 月	0.4	-0.8	1.2
6 月	0.3	-0.5	1.0
7 月	-0.4	0.1	1.2
8 月	0.5	0.3	-0.9
9 月	1.6	0.8	0.0
10 月	1.1	-0.9	-0.5



第 2.7-4 図 4 か月平均流線関数(等値線)及び年偏差
 (陰影)(2016 年 6~9 月)

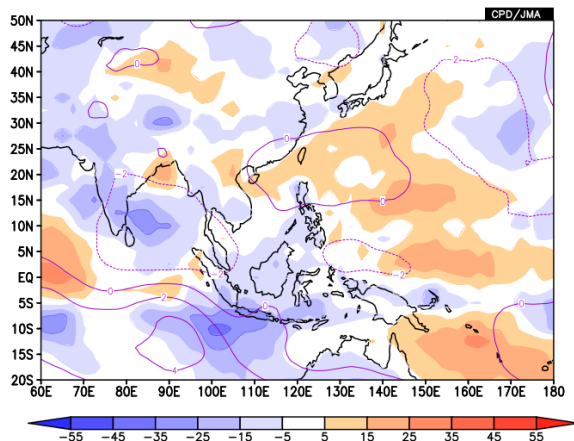
(a)200hPa、(b)850hPa。単位は $10^6\text{m}^2/\text{s}$ 。等値線間隔は
 (a) $10 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 、(b) $4 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 。北半球(南半球)では、暖
 色の陰影は高気圧(低気圧)性循環偏差、寒色の陰影は
 低気圧(高気圧)性循環偏差を示す。



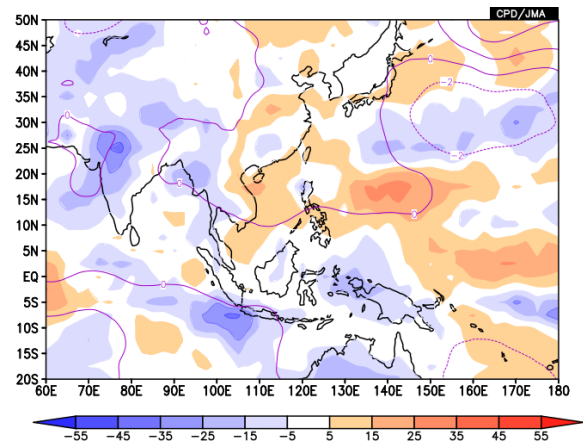
第 2.7-5 図 東西風鉛直シア指数の推移(2016 年 4~10 月)

東西風鉛直シア指数は、北インド洋及びアジア南部(赤道~20°N、40°E~110°E:左図のピンク線で囲まれた領域)で平均した 850hPa 東西風から 200hPa 東西風を引いた値(Webster and Yang, 1992)。右図の細いピンク線は日平均値、太いピンク線は 7 日移動平均値を表す。黒線は平年値、灰色領域は±1 標準偏差の範囲を表す。

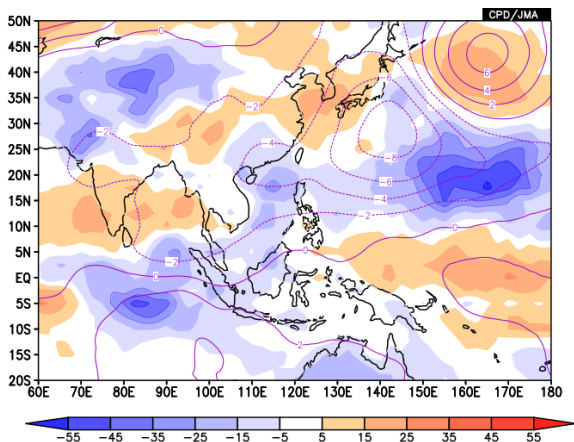
(a)2016 年 6 月



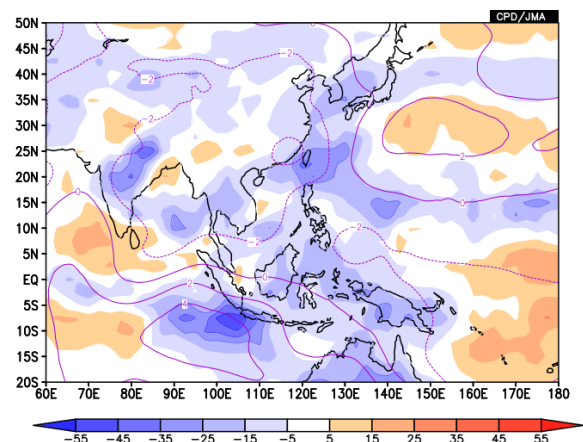
(b) 2016 年 7 月



(c) 2016 年 8 月



(d) 2016 年 9 月



第 2.7-6 図 2016 年 6~9 月の月平均 OLR 平年偏差(陰影、単位:W/m²)及び 850hPa 流線関数平年偏差(等値線、間隔:2×10⁶m²/s)

2.8 北極域の海氷

北極域における海水域面積¹は、統計を開始した1979 年以降、長期的に減少する傾向にあり、特に年最小値においてその傾向が顕著である(第 2.8.1 図、海洋の健康診断表²より)。海水域面積の年最小値は2007 年に大きく減少し、それ以降はいずれの年も2006 年以前よりも小さい。北極海の海氷の変動は、放射収支や大気と海洋の間の熱のやり取りの変化を通して、気候に影響を与えうることが指摘されており(本田ほか, 2007)、その監視はますます重要性を増してきている。本節では、2016 年の北極域の海氷の状況を、大気循環の特徴と合わせて記述する。

2.8.1 北極域の海水域面積の経過

2016 年の北極域の海水域面積は、3 月 23 日に年最大値(1474.15 万 km²)となり、年最大値としては1979 年以降で 2 番目に小さな値となった(第 2.8-2 図)。その後、海水域面積は減少し(第2.8-2 図)、9 月 6 日には年最小の 409.79 万 km²となり(第 2.8-3 図、図は 9 月 5 日の分布)、年最小値としても 1979 年以降で 2 番目に小さかった(第 2.8-1 図)。

2.8.2 融解期における北極域の大気循環

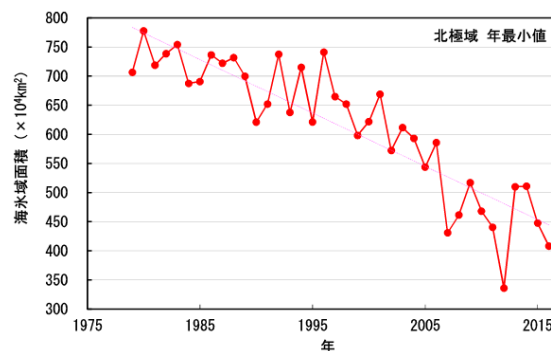
2016 年 8 月は北極海で低気圧が発達しやすかったが、9 月は低気圧の中心が北米側に偏り、ユーラシア大陸で高気圧が極側へ張り出した(第 2.8-4 図)。この気圧配置に対応して北極域を含む高緯度域の広い範囲で明瞭な高温偏差となり(第 2.8-5 図)、海氷の融解や少ない状態に寄与したとみられる。

参考文献

本田明治, 猪上淳, 山根省三, 2007: 冬季日本の寒さにかかわる北極海の海氷面積異常. 2005/06 年 日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, 216, 201-208.

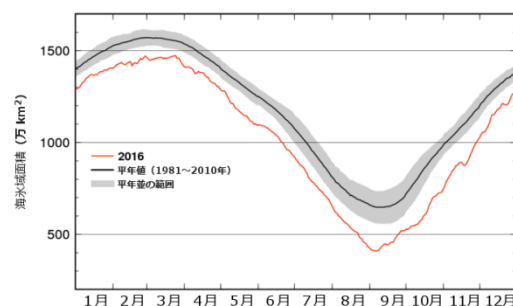
¹ 海水域面積は、海氷の密度度(氷に覆われている海面の占める割合)が 15%以上の領域の面積で定義している。

² http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/shindan/a_1/series_arctic/series_arctic.html



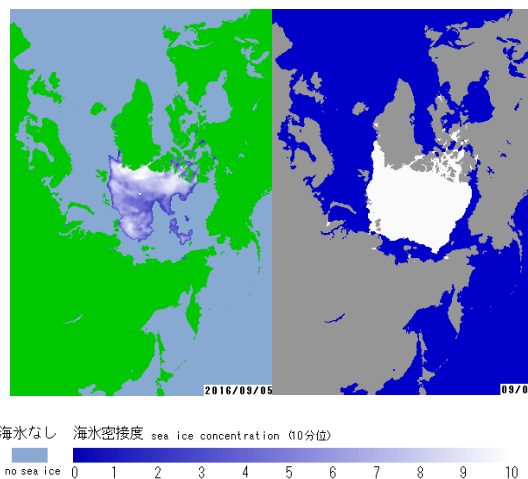
第 2.8-1 図 北極域の海水域面積の年最小値の経年変化(1979~2016 年)

破線は変化傾向を示す。1979 年から 2016 年までの年最小値の減少率は 9.2 万 km²/年。



第 2.8-2 図 北極域の海水域面積の推移

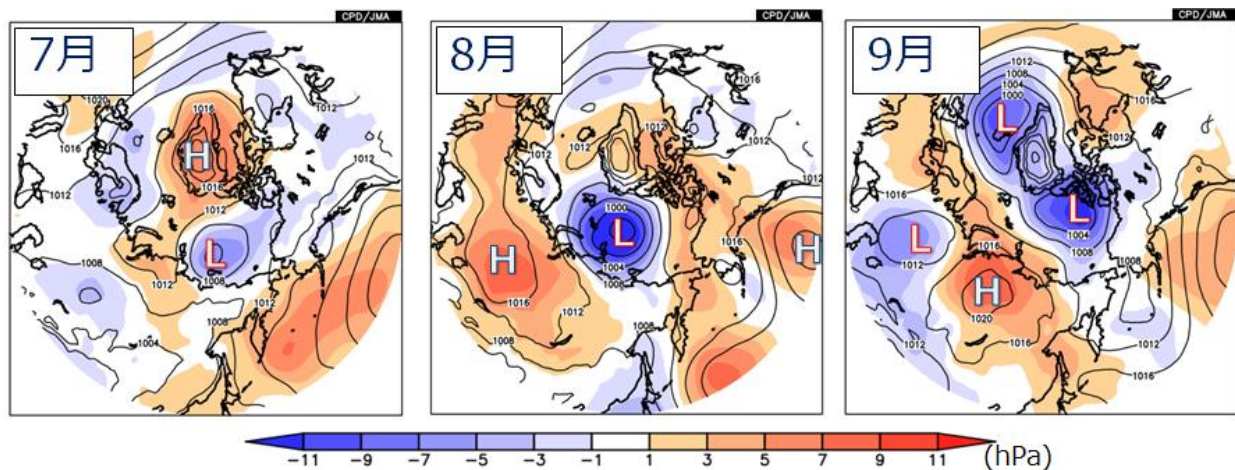
赤線は 2016 年、黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲。



第 2.8-3 図 2016 年 9 月 5 日の海水密度度(左)及び 9 月 5 日の平年(1981~2010 年平均)の海水域³(右)

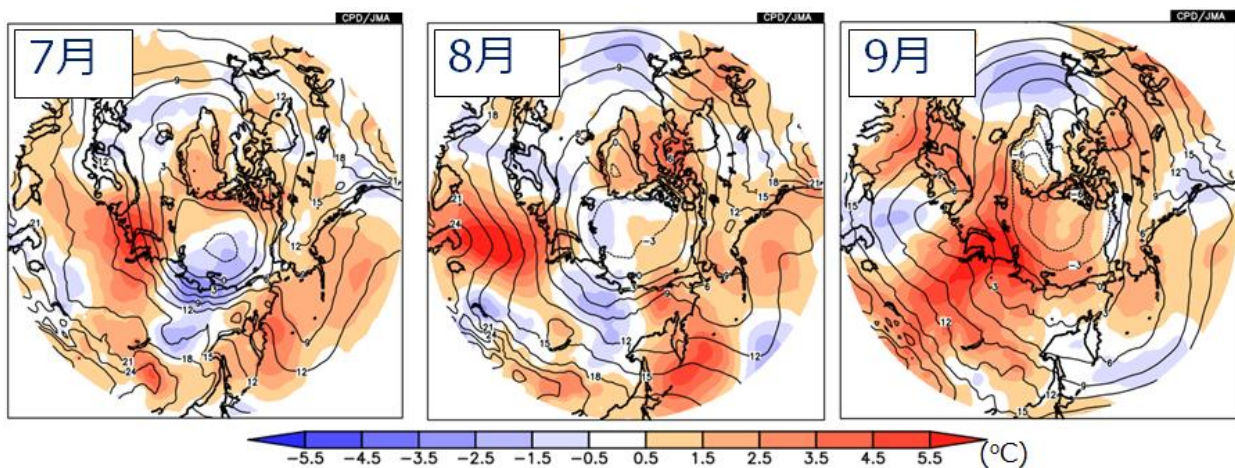
右図の白い領域が平年の海水域を示す。

³統計期間(1981~2010 年)で平均した海水域面積と出現率分布を求め、出現率の高い領域から順に面積を足し合わせていき、その累積面積が平均の海水域面積と等しくなったとき、算出された領域を平年の海水域としている。



第 2.8-4 図 北極域における月平均海面気圧(等値線)及び年平偏差(陰影)(左から順に 2016 年 7 月、8 月、9 月の各月平均)

等値線間隔は 4hPa。図中の”H”と”L”は、それぞれ高気圧と低気圧の中心を示す。



第 2.8-5 図 北極域における 925hPa 気温(等値線)及び年平偏差(陰影)(左から順に 2016 年 7 月、8 月、9 月の各月平均)

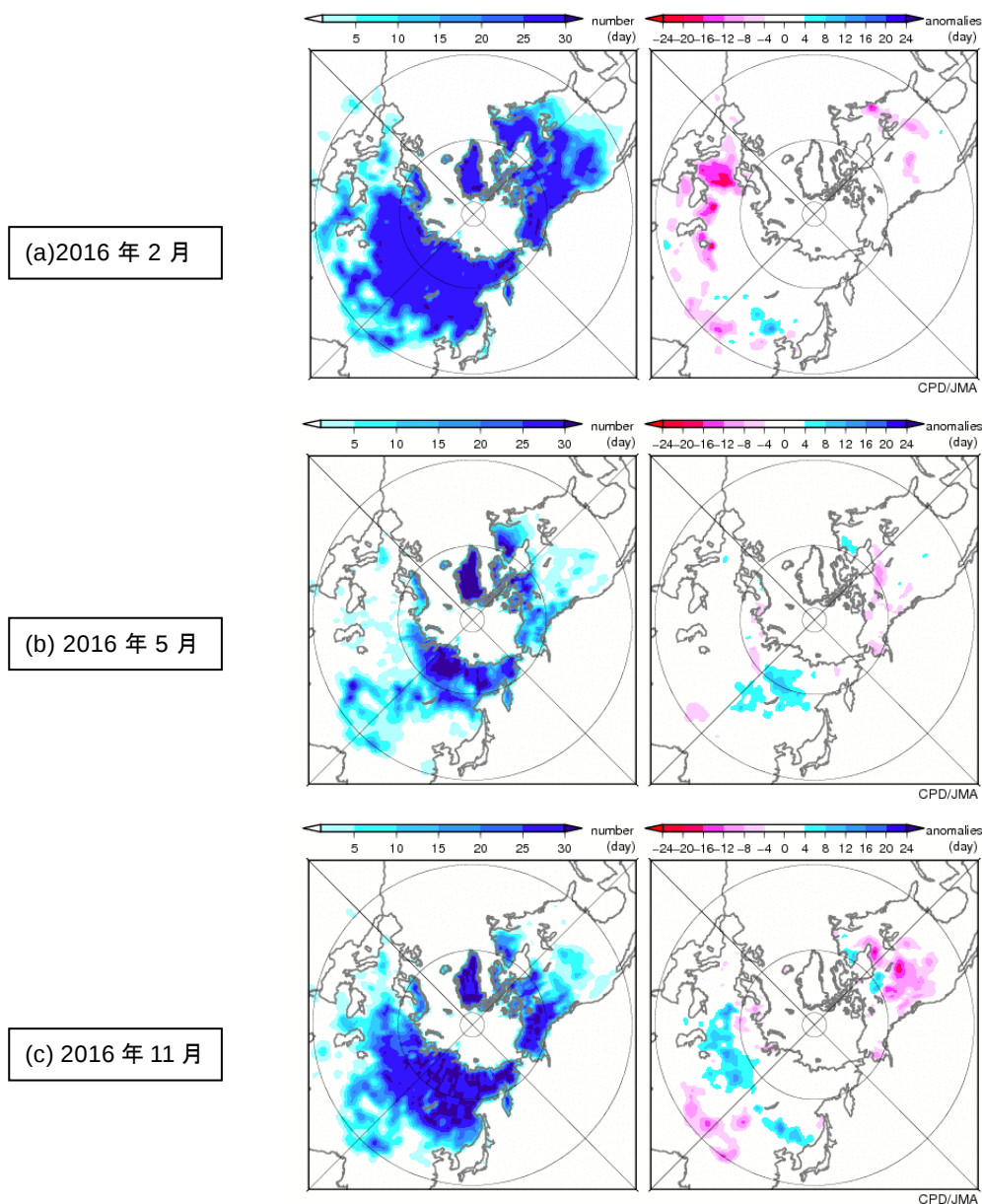
等値線間隔は 3°C。

2.9 北半球の積雪域

大気・海洋と積雪域には密接な相互作用がある。積雪に覆われた地表面は、覆われていない地表面と比べて太陽放射を反射する割合(アルベド)が大きい。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る。また融雪に伴い、周辺の熱が奪われ、土壌水分量も変化する。一方、大気の流れや海洋の変動も、積雪分布に影響を及ぼす。この節では2016年の積雪域の特徴と長期変化傾向について記述する。

2.9.1 2016 年の特徴

冬(2015 年 12 月～2016 年 2 月)の積雪日数は、平年より少ない地域が多く、この傾向は 4 月まで続いた(2016 年 2 月の分布図のみ第 2.9-1 図(a)に示し、ほかは図略)。5 月は中央シベリア南部及びその周辺では平年より多かった(同図(b))。11 月は中央アジア及びその周辺、中国北東部で平年より多く、中国西部、北米で平年より少なかった(同図(c))。



第 2.9-1 図 衛星観測から解析した北半球の月積雪日数(左)及び平年偏差(右)

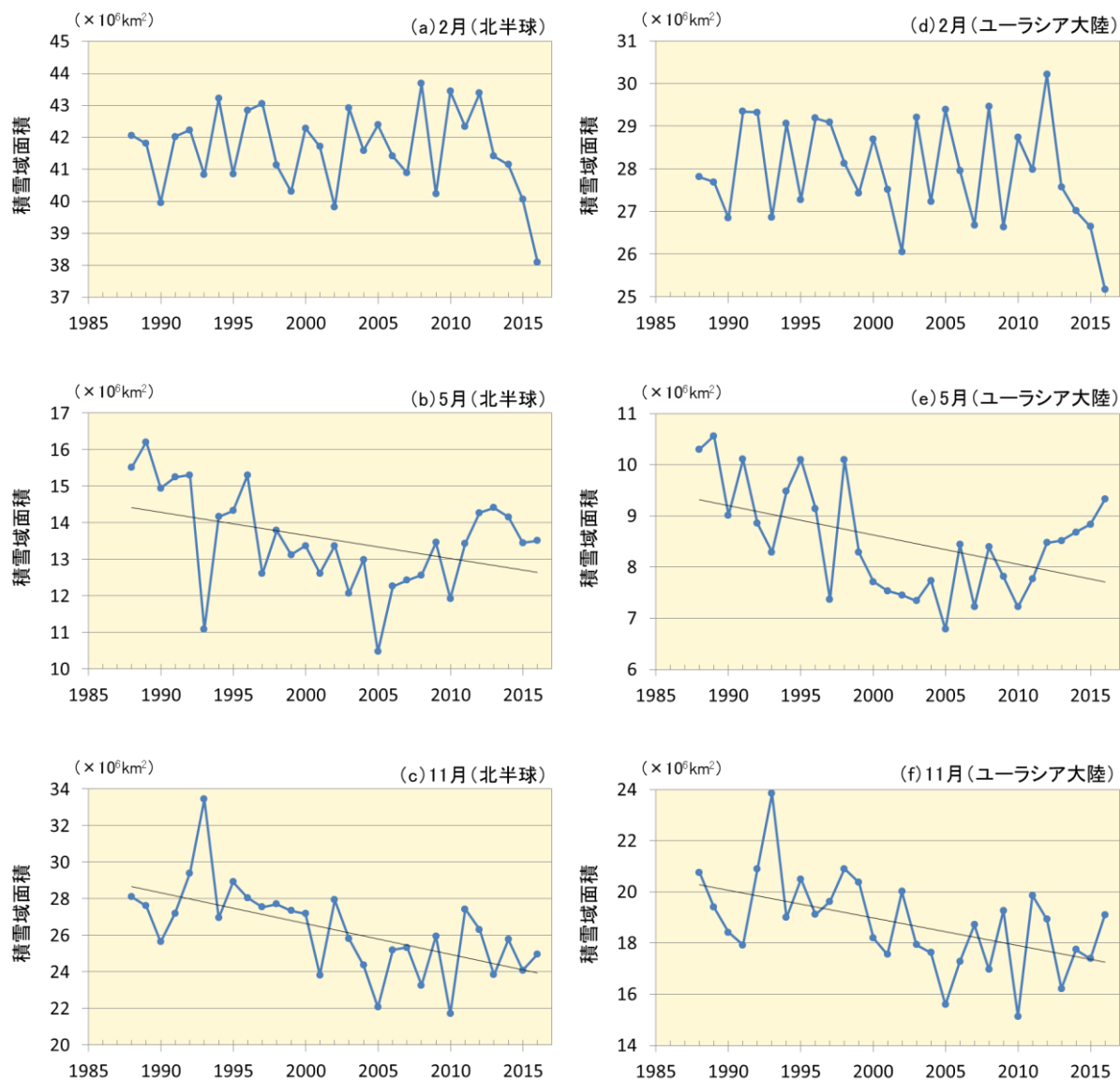
(a) 2016 年 2 月、(b)5 月、(c) 11 月。積雪日数は、米国国防省気象衛星(DMSP)に搭載されたマイクロ波放射計(SSM/I・SSMIS)の観測値を用いて、気象庁が開発した手法により解析した値。平年値は 1989～2010 年平均値。

2.9.2 長期変化傾向

過去 29 年間(1988～2016 年)における、北半球とユーラシア大陸の月別の積雪域面積の経年変動を第 2.9-2 図に示す(2 月、5 月及び 11 月のみ示し、ほかは図略)。

北半球では、5～6 月及び 9～12 月に減少傾向が現れている一方、1～4 月には有意な変化傾向は見られない。

ユーラシア大陸でも 4～6 月及び 9～12 月に減少傾向が現れている一方、1～3 月には有意な変化傾向は見られない。



第 2.9-2 図 北半球(30°N 以北; 左)及びユーラシア大陸(30°N～80°N, 0°～180°E; 右)の積雪域面積(10^6 km^2)の経年変動(1988～2016 年)

北半球の(a)2 月、(b)5 月、(c)11 月、ユーラシア大陸の(d)2 月、(e)5 月、(f)11 月。青色線は各年の積雪域面積、黒色線は長期変化傾向(信頼度水準 95%で統計的に有意な場合に描画)を示す。

3 トピックス

3.1 2016 年春に終息したエルニーニョ現象¹とその影響

本節の 3.1.1 項では、2014 年夏(6~8 月)から 2016 年春(3~5 月)にかけて発生したエルニーニョ現象の特徴について述べ、3.1.2 項では 2015/2016 年冬(2015 年 12 月~2016 年 2 月)から 2016 年秋(9~11 月)における上記エルニーニョ現象の影響について述べる。

3.1.1 2014/15/16 エルニーニョ現象²

(1) 概要

2014/15/16 エルニーニョ現象は、2014 年夏(6~8 月)に発生し、2016 年春(3~5 月)までの 8 季節にわたって持続した 1949 年以降で最も長い現象である³。2015 年 11~12 月の最盛期には、エルニーニョ監視海域(第 3.1-1 図の NINO.3)の海面水温の月平均値の基準値⁴からの差が $+3.0^{\circ}\text{C}$ となり、1997/98 エルニーニョ現象の $+3.6^{\circ}\text{C}$ 、1982/83 エルニーニョ現象の $+3.3^{\circ}\text{C}$ に次ぐ高い記録となった。

また、エルニーニョ現象の発生から終息後までの天候への影響を論じる上で重要な要素となるインド洋熱帯域(IOBW⁵)や西太平洋熱帯域(NINO.WEST)の監視海域(第 3.1-1 図)の海面水温の変化も NINO.3 の変化と同様、1997/98 エルニーニョ現象に匹敵する大きな変化となった。

西日本では 2014 年と 2015 年に 2 年連続の冷夏、東日本では 2015/2016 年に暖冬となり、エルニーニョ現象時に現れやすい天候の特徴と一致した。また、世界の年平均気温は、1891 年の統計開始以来 1998 年が最も高かったが、2014/15/16 エルニーニョ現象の発生した 2014 年から 2016 年にかけて 3 年連続で最高値を更新した。更に、NINO.3 の海面水温が記録的に高かった過去 3 回のエルニーニョ現象の終息した年(1973 年、1983 年、1998 年)と同様、2016 年も台風第 1 号の発生時期が遅くなるという特徴が見られた。

このような天候の特徴には、海面水温偏差が NINO.3 で上昇した時に NINO.WEST で低下し、やや遅れて IOBW で上昇する特徴も関係している。以下では、天候の特徴と関係する海面水温の変化を中心に 2014/15/16 エルニーニョ現象の発生から終息後までの経過を述べる。

(2) 各監視海域の海面水温の基準値との差の経過

発生期間に 1 月を含む過去のエルニーニョ現象について、終息した年を Year0 としてその 2 年前(Year-2)の 1 月から翌年(Year+1)の 1 月までの NINO.3 の海面水温の基準値との差の推移を第 3.1-2 図に示した。2014/15/16 エルニーニョ現象の推移は黒実線で、また平均的な推移を黒点線で示した。以下では NINO.3 の海面水温の基準値との差を NINO.3dev と記述する。

平均的な推移では、Year-1 年の春頃に NINO.3dev が $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上になってエルニーニョ現象が発生し、Year-1 年の 11~12 月頃に最盛期を迎え、Year0 年の春頃に NINO.3dev が $+0.5^{\circ}\text{C}$ を下回ってエルニーニョ現象の終息となる。

2014/15/16 エルニーニョ現象では最盛期の前年の 2014 (Year-2) 年に現象が発生した。NINO.3dev は 2014 (Year-2) 年夏から 2015 (Year-1) 年春までの間、 $+0.2^{\circ}\text{C}$ から $+1.0^{\circ}\text{C}$ で変動し、大きな発達は見られなかった。NINO.3dev の 5 か月移動平均値は、2014 年 6 月から 2015 年 3 月までの 10 か月の内 8 か月が $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上 $+0.6^{\circ}\text{C}$ 以下で、エルニーニョ現象の基準を満たすことになった。

¹ エルニーニョ監視海域の海面水温の基準値との差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上続けて $+0.5^{\circ}\text{C}$ 以上となった場合をエルニーニョ現象とし、季節単位で発生期間を決めている。

² ここでは過去のエルニーニョ現象の名前を発生期間の西暦年号により、1 年目は 4 桁、2 年目以降を下 2 桁で列挙して表している。例えば、1997 年春から 1998 年春まで持続したエルニーニョ現象は 1997/98 エルニーニョ現象と表記される。

³ 2014/15/16 エルニーニョ現象の 8 季節に次いで発生期間の長いエルニーニョ現象は、6 季節続いた 1968/69/70、1986/87/88、1982/83 及び 1991/92 の 4 回のエルニーニョ現象である。

⁴ 基準値はその年の前年までの 30 年間の各月の平均値で、西太平洋熱帯域とインド洋熱帯域ではそれぞれの 30 年間の変化傾向による上昇分を加えている。

⁵ Indian Ocean Basin Wide の略

2015 (Year-1) 年春以降は、平均的なエルニーニョ現象の推移の約 2 倍の速度で NINO.3dev が上昇し、12 月に最大値の+3.0℃に達した。エルニーニョ現象の NINO.3dev の最大値としては過去 3 番目の値であった。なお、今回を含む 1972/73、1982/83、1997/98 及び 2014/15/16 の 4 例のエルニーニョ現象は、NINO.3dev の最大値が平均的推移の+1.7℃を大きく上回っており、平均的推移と同程度かそれ以下である他の 10 例のエルニーニョ現象との違いが明瞭である。

2016 (Year0) 年の 1 月以降、NINO.3dev は急速に下降し、5 月には平均的な推移に近い+0.1℃となり、2014/15/16 エルニーニョ現象が終息した。その後 7 月から 11 月までは平均的な値に近い-0.3℃~-0.6℃で推移した。

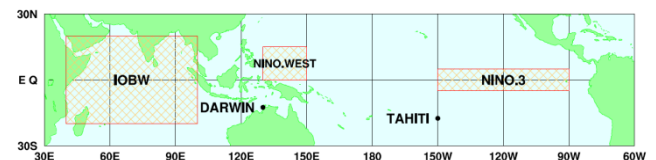
第 3.1-3 図は、第 3.1-2 図と同様の図を NINO.WEST の海面水温の基準値との差について示したものである。以下では NINO.WEST の海面水温の基準値との差を NINO.WESTdev と記述する。

NINO.WESTdev の平均的な推移(図中の黒点線)では、エルニーニョ現象の発生後の Year-1 年夏頃から負の値になり、9 月前後と翌年 Year0 年の 2 月前後に極小が現れる。エルニーニョ現象が終息する Year0 年の春頃には負の値が解消し、夏には逆に正の値となる。2014/15/16 エルニーニョ現象では、平均的推移では変化が現れない時期の 2015 (Year-1) 年の 2 月からかなり大きな負の値が続き、3 月と 7~10 月及び 2016 (Year0) 年の 2 月は平均的推移の極小よりかなり大きな負値の極小が現れた。このように 2014/15/16 年エルニーニョ現象においては平均的推移に比べてか

なり大きな負の値の NINO.WESTdev が長期間持続したが、2016 (Year0) 年の春には平均的な推移と同様に負の値が解消し、エルニーニョ現象終息後の夏には正の値になった。

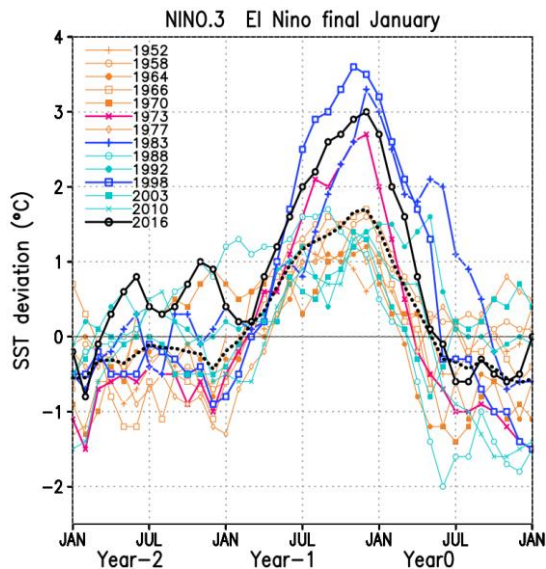
第 3.1-4 図は、第 3.1-2 図と同様の図を IOBW の海面水温の基準値との差について示したものである。以下では IOBW の海面水温の基準値との差を IOBWdev と記述する。

IOBWdev の平均的な推移で見ると、エルニーニョ現象が発生する Year-1 年春頃の NINO.3dev 上昇に伴い、IOBWdev も上昇する傾向がある。その後 Year-1 年 12 月頃のエルニーニョ現象の最盛期(NINO.3dev の極大)にやや遅れて、Year0 年の 1~4 月頃に極大になる。太平洋では NINO.3dev の正の値は Year0 年の春には解消してエルニーニョ現象が終息するが、インド洋では夏まで IOBWdev の正の値が持続する。この特徴は、夏の北西太平洋域の天候を考える上で重要な要素となる(Xie et al., 2009; Du et al., 2011)。

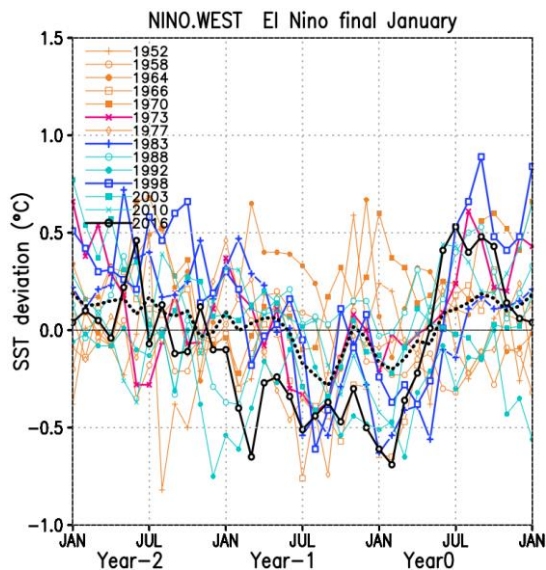


第 3.1-1 図 エルニーニョ監視海域、西太平洋熱帯域、及びインド洋熱帯域の位置

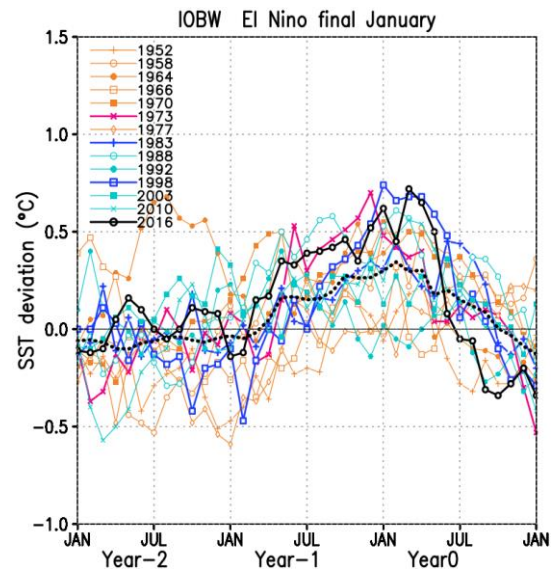
図中の NINO.3 はエルニーニョ監視海域(5°S~5°N, 150°W~90°W)、NINO.WEST は西太平洋熱帯域(赤道~15°N, 130°E~150°E)、IOBW はインド洋熱帯域(20°S~20°N, 40°E~100°E)を示す。



第 3.1-2 図 エルニーニョ現象時におけるエルニーニョ監視海域 (NINO.3) の海面水温の基準値との差の変化
発生期間に 1 月を含む過去のエルニーニョ現象について、終息した年を Year0 としてその 2 年前 (Year-2) からの推移を示した。図中の黒点線は 2014/15/16 エルニーニョ現象を除く 13 ケースの平均。左上の凡例は各エルニーニョ現象における Year0 の年を示す。



第 3.1-3 図 第 3.1-2 図と同じ、ただし西太平洋熱帯域 (NINO.WEST)



第 3.1-4 図 第 3.1-2 図と同じ、ただしインド洋熱帯域 (IOBW)

2014/15/16 エルニーニョ現象においては、エルニーニョ現象発生後の 2014 (Year-2) 年の夏から 2015 (Year-1) 年の 2 月頃まで IOBWdev は 0 に近い値で推移した。エルニーニョ現象の急速な発達に伴い 2015 (Year-1) 年の春以降は正の値が続き、2015 (Year-1) 年 12 月のエルニーニョ現象の最盛期 (NINO.3dev の極大) 以降も上昇した。そして NINO.3dev の極大に 3 か月遅れて 2016 (Year0) 年 3 月に極大の +0.72°C となった。この値は、1949 年の統計開始以来の最大値 (1998 (Year0) 年 1 月の +0.74°C) に次ぐ値で、平均的な推移の極大の約 2 倍である。その後は急速に下降し、NINO.3dev の正の値がほぼ解消した翌月の 2016 (Year0) 年 6 月に正の値が解消した。以上のように 2014/15/16 エルニーニョ現象における IOBWdev の正の値は、平均的な推移に比べてかなり大きな値が持続したが、解消したのは早かった。2016 (Year0) 年夏の間は IOBWdev は 0 に近い値で推移し、秋には負の値になった。

(3) 大気と海洋の経過

2014/15/16 エルニーニョ現象の発生・発達・終息の各過程における大気と海洋の相互作用の状況を見るために、第 3.1-5 図にインド洋から太平洋の赤道 (0.5°S~0.5°N 平均) に沿った海面水温の平年偏差

及び海面から深さ 300m までの平均水温の平年偏差の経度－時間断面図を、第 3.1-6 図に赤道付近(5°S ～5°N 平均)における対流圏上層(200hPa)の速度ポテンシャルの平年偏差及び対流圏下層(850hPa)の東西風速の平年偏差の経度－時間断面図を示す。また、第 3.1-7 図には季節平均した外向き長波放射(OLR)、海面水温及び赤道に沿った深さ 300m までの水温を 2013 年春から 2016 年夏までの 14 季節について平年偏差と共に示す。

Rasmusson and Carpenter(1982)で記述される典型的なエルニーニョ現象は、春または夏に発生して夏から秋にかけて発達し、晩秋から初冬に最盛期を迎えて発生翌年の冬または春に終息する場合が多い⁶。2014/15/16 エルニーニョ現象は、2014 年夏から 2016 年春までの 8 季節続いた現象であるが、典型的なエルニーニョ現象に比べて始まりの時期が早いとも終息時期が遅いとも言えず、約 2 周期分の長さである。そこで以下では、春から春の約 1 年を発達～衰退の一区切りとして考え、(ア)2014 年春～2015 年春、(イ)2015 年春から 2016 年春及び(ウ)2016 年春以降の期間ごとに注目して記述する。

ア 2014 年春～2015 年春

2014/15/16 エルニーニョ現象の発生に先立つ 2014 年 1 月の中旬から下旬にかけて、西部太平洋赤道域の大気下層で強い西風(西風バースト)が現れた。この西風は第 3.1-6 図右で 9m/s 以上の西風偏差⁷として確認できる。その約 1 か月後の 2 月下旬から 3 月上旬にかけて再び西風バーストが現れた。この 2 回の西風バーストによって励起された海洋表層の暖水ケルビ

ン波が 3 月から 4 月にかけて中部太平洋の赤道線上を東進し、4～5 月には東部太平洋に到達した(第 3.1-5 図右)。

その後の小規模な暖水の東進もあり、4～7 月には中部～東部太平洋赤道上の表層 300m で水温偏差の上昇が見られた(第 3.1-5 図右、第 3.1-7 図右の Spring(MAM)2014)。この表層水温偏差の上昇に伴い、5～7 月には東部太平洋赤道上で海面水温偏差が上昇し(第 3.1-5 図左、第 3.1-7 図中央の Summer(JJA)2014)、6 月には東部で+1.5℃以上の正偏差域が見られ、2014/15/16 エルニーニョ現象が発生した。

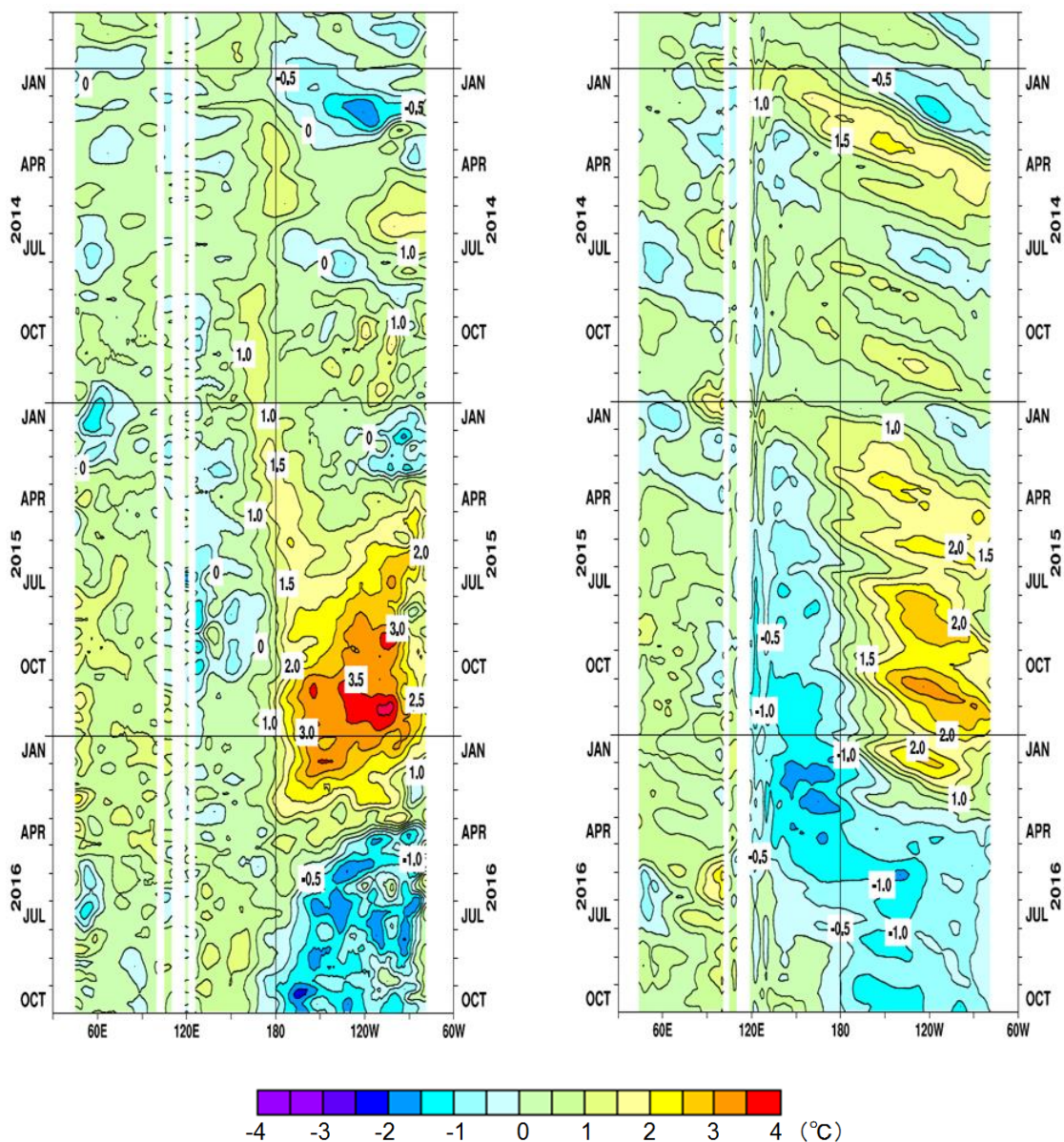
2013/2014 年冬までインドネシア付近(100°E～140°E)にあった対流活発域は、2014 年の春に西部太平洋へ移動し、インドネシア付近で対流不活発、西部～中部太平洋で対流活発となるものの、その後のインドネシア付近と中部太平洋の対流活動偏差の東西コントラストは不明瞭で、西部太平洋の赤道付近では強い西風偏差が持続しなかった(第 3.1-7 図左の Winter(DJF)2014～Summer(JJA)2014、第 3.1-6 図右)。

6 月から 7 月にかけては中部～東部太平洋で東風偏差になり、7 月から 8 月にかけて海洋の冷水ケルビン波の東進が見られ、海面水温にも負偏差域が見られた(第 3.1-5 図)。エルニーニョ現象時に見られるような対流活発域の中部太平洋赤道域への移動は明瞭ではなかったが、西部太平洋赤道域の日付変更線寄りでは 7 月や 9 月に時折対流活発域が現れて西部で西風偏差となった(第 3.1-6 図)。この影響で海洋表層では弱いながらも暖水ケルビン波が励起されて 10 月及び 12 月には東部太平洋に到達し、中部～東部太平洋赤道上で海面水温の正偏差が維持された(第 3.1-5 図、第 3.1-7 図中央の Autumn(SON)2014)。

11 月と 12 月にはインドネシア付近の対流活動が活発になり、西部太平洋の赤道付近では東風偏差となった(第 3.1-6 図、第 3.1-7 図左の Winter(DJF)2015)。これに伴う海洋の冷水ケルビン波が 2015 年 1～3 月に東部太平洋に到達し、海面水温偏差が負になった(第 3.1-5 図、第 3.1-7 図中央の Winter(DJF)2015)。

⁶ 過去の例外としては、1953 年春～1953 年秋、1968 年秋～1969/1970 年冬、1986 年秋～1987/1988 年冬、1982 年春～1983 年夏、1991 年春～1992 年夏のエルニーニョ現象の 5 例があり、開始または終息の時期が異なる。

⁷ 西風バーストは通常東風(貿易風)が吹いている赤道域の大気下層で 5m/s 程度以上の西風が吹き、10 日程度続く事象を指して用いる。過去の研究では様々な定義が設定されて解析されているが、ここでは 9m/s 以上の強い西風偏差を指して使うこととする。太平洋赤道域の日付変更線付近では平年の大気下層の東風(貿易風)の強さは 4～6m/s 程度で日付変更線の東側でより強く、西側では弱くなる。9m/s 以上の強い西風偏差では中部太平洋赤道域でも西風になる(貿易風がなくなる)。



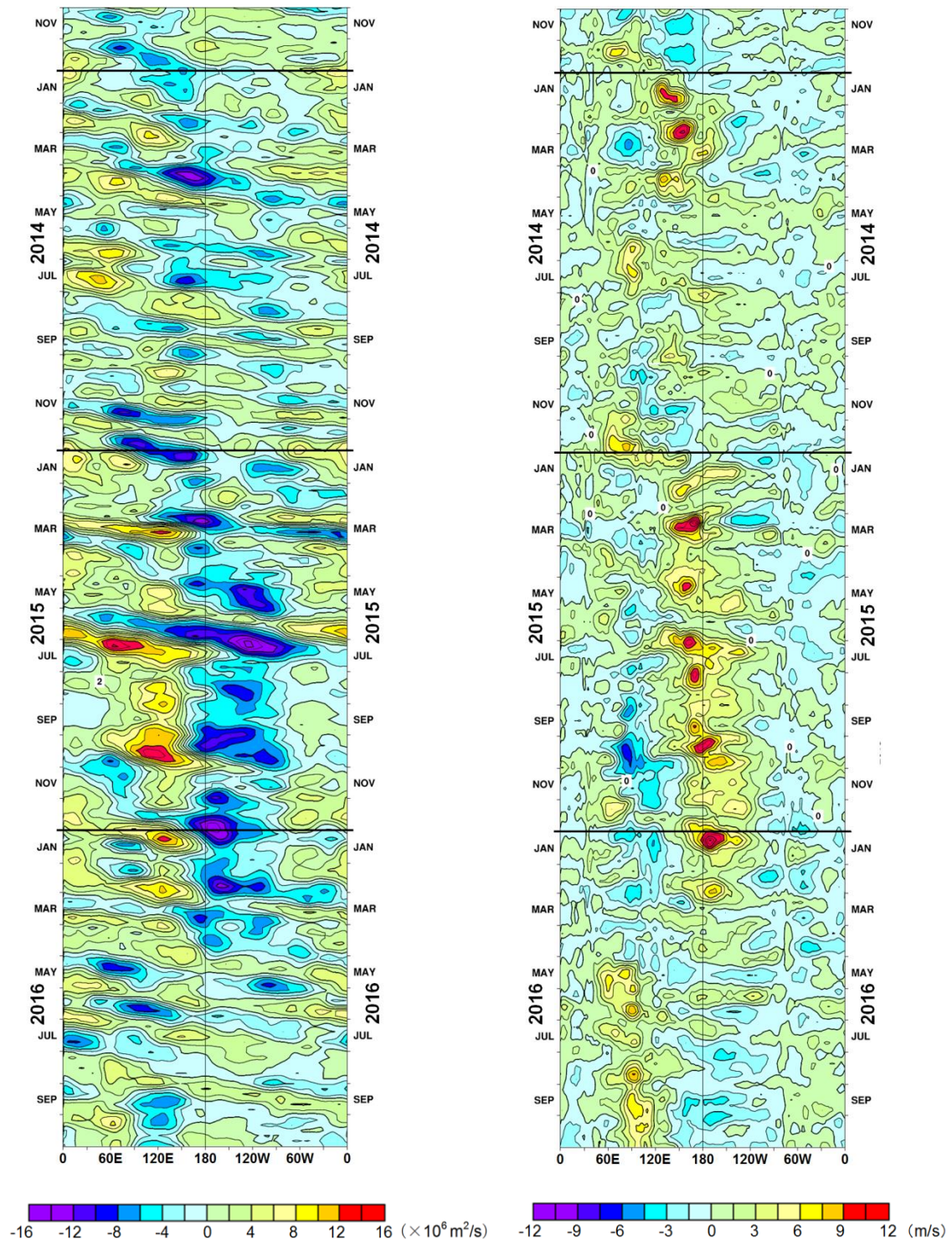
第 3.1-5 図 インド洋から太平洋の赤道に沿った(0.5°S~0.5°N 平均)海面水温の平年偏差(左)及び海面から深さ 300m までの平均水温の平年偏差(右)の経度-時間断面図
描画期間は 2013 年 11 月~2016 年 10 月。

以上のように 2014 年春~2015 年春は、エルニーニョ現象が発達するための大気と海洋の明瞭な相互作用が見られないまま、発達も終息もすることなく持続した。この期間、北太平洋の熱帯全域で海面水温が平年よりかなり高くなると共に、インド洋の海面水温も熱帯全域で平年より高くなり、2014 年の全球平均海面水温が従来の最高値を更新するのに寄与した。一方、中部~東部太平洋熱帯域の南半球では海面水温が平年より低い状態で維持された。典型的なエルニー

ニョ現象の発達過程ではこの海域の海面水温が平年よりも高くなるのと比べて特徴的であった。

イ 2015 年春~2016 年春

2015 年春以降はエルニーニョ現象が発達したが、その要因は、2015 年の 1 月頃から西部太平洋赤道域の対流活発な状態が持続し、西部太平洋の大気下層が西風偏差傾向になったこと、及び 3 月に西風バーストが現れたことであると考えられる(第 3.1-6 図)。

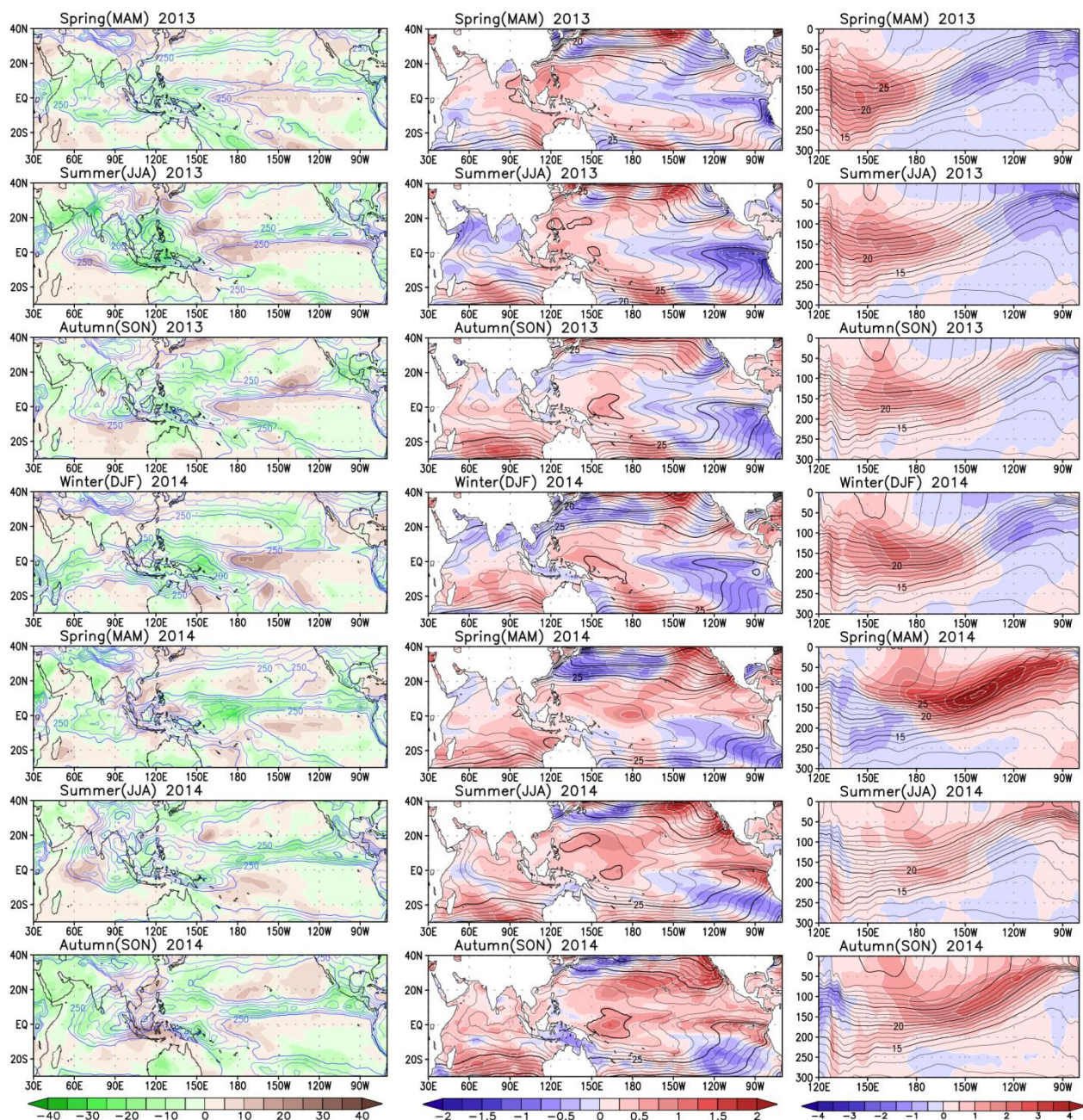


第 3.1-6 図 赤道付近 (5°S~5°N 平均)における対流圏上層 (200hPa) の速度ポテンシャルの平年偏差 (左) 及び対流圏下層 (850hPa) の東西風速の平年偏差 (右) の経度-時間断面図

速度ポテンシャルの平年偏差 (左) の負の値は平年よりも発散が強く対流活動が活発なことを、正の値は平年よりも発散が弱く対流活動が不活発なことを表す。東西風の平年偏差 (右) の正の値は西風偏差、負の値は東風偏差を表す。期間は 2013 年 11 月~2016 年 10 月。

この西風偏差に伴って生じた海洋表層の暖水ケルビン波が 4~5 月には東部太平洋に到達して、中部~

東部太平洋の赤道上の表層水温が正偏差となった (第 3.1-5 図右、第 3.1-7 図右の Spring(MAM)2015)。

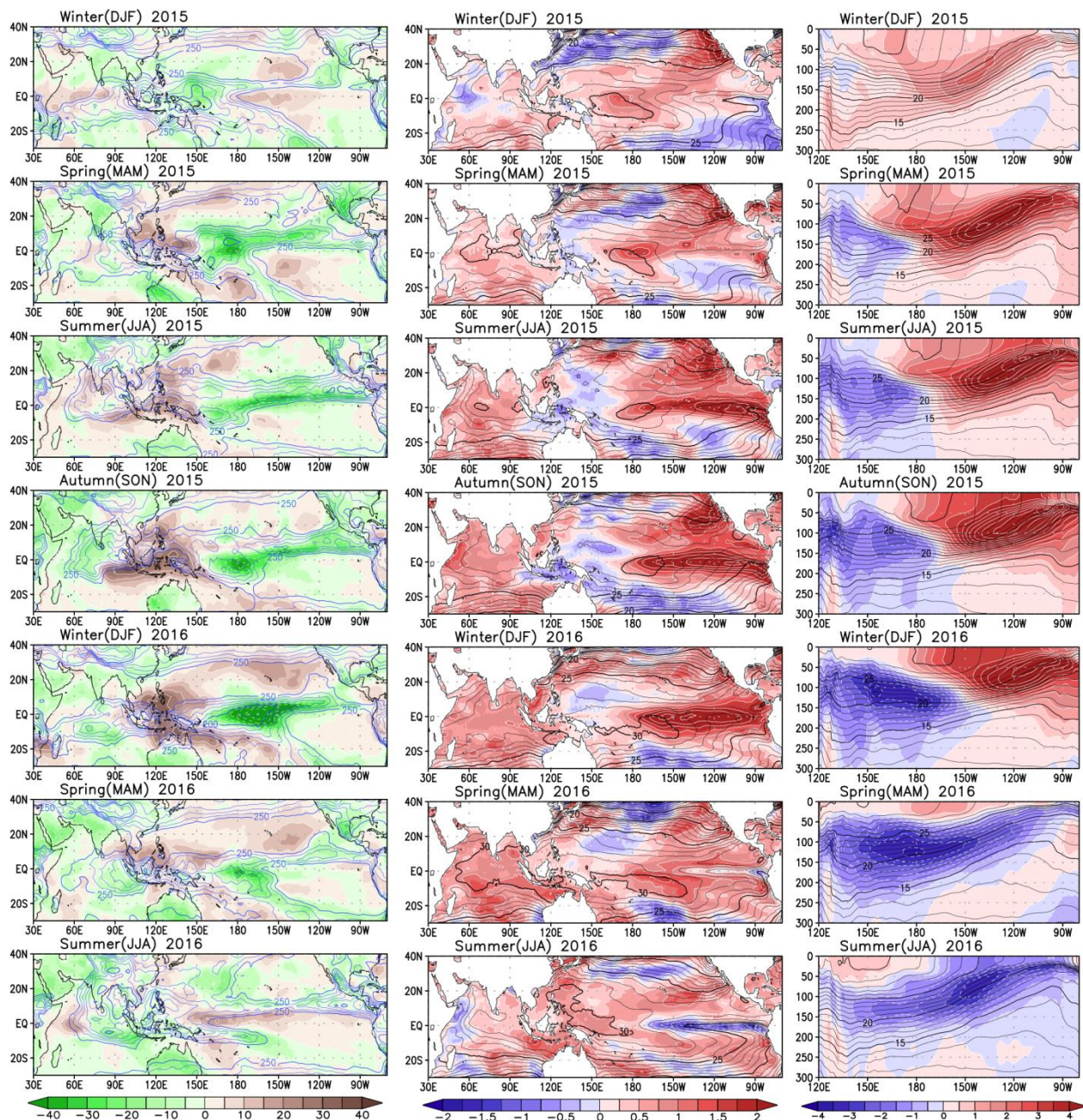


第 3.1-7 図 季節平均の外向き長波放射(OLR)(左)、海面水温(中央)の経度-緯度平面図、及び太平洋の赤道に沿った表層水温の経度-深度断面図(2013 年春(3~5 月)~2014 年秋(9~11 月))

青または黒の等値線は観測値、陰影及び白の等値線は平年値(1981~2010 年の平均)からの偏差を表す。等値線の間隔は、 20W/m^2 (OLR)、 10W/m^2 (OLR 平年偏差)、 1°C (海面水温と表層水温)、 0.5°C (海面水温平年偏差と表層水温平年偏差)。OLR の等値線は 250W/m^2 以下に限り、値が小さいほど対流が活発なことを表す。OLR の平年偏差図の緑色は通常より対流活動が活発な領域を、茶色は不活発な領域を表す。

その後東部太平洋の南米沿岸付近から海面水温偏差が上昇し、夏から秋にかけて偏差の上昇域が西方向へ次第に拡大していく様子が見られる(第 3.1-5 図左、第 3.1-7 図中央の Spring(MAM)2015 ~ Autumn(SON)2015)。

一方、海面水温の正偏差の極大は日付変更線付近にも見られる。この正偏差の極大はエルニーニョ現象が発達する前の 2015 年春先までは日付変更線の西側に位置していたが、春から夏にかけての発達と共にゆっくりと東進し、夏から秋にかけて東部から西に広がってきた正偏差と合流した(第 3.1-5 図左)。



第 3.1-7 図 続き(2014/2015 年冬(12~2 月)~2016 年夏(6~8 月))

ここで注目した日付変更線付近の海面水温偏差の極大の移動は、西部太平洋赤道域で 100m 程度の深さに及ぶ海洋表層の 28℃以上の暖かい水(暖水プール)の動きを表している(第 3.1-7 図右)。この暖水プールが 2014/2015 年冬から 2015 年秋にかけて東に広がる過程で 30℃以上の高温域や水温偏差の極大が東へ移動していく様子が見える。海面水温の変化(第

3.1-7 図中央)もこの海洋表層の変化に対応している。

これら海洋表層の変化は大気循環場の変化と連動している。太平洋の赤道付近では、5 月、6~7 月、8 月及び 10 月に西風バーストが発生したが、暖水プールの東への移動と共にその発生位置が日付変更線の西側から東側へと変化していくのが分かる(第 3.1-6 図右)。対流活動の活発域は 2015 年春には日付変

更線の西側付近を中心に中部～東部太平洋の赤道域に広がり、以降活発域の中心は徐々に東へ移動し、エルニーニョ現象の最盛期には日付変更線の東側の中部太平洋赤道域に達した。この対流活発域の移動に伴いインドネシア付近は対流不活発域となり、日付変更線付近の対流活発域との明瞭なコントラストはエルニーニョ現象の終息する 2016 年春まで持続した(第 3.1-6 図左、第 3.1-7 図左の Spring(MAM)2015～Spring(MAM)2016)。

中部から東部太平洋の海面水温の正偏差は 2015 年 11～12 月に極大となった後、東部から徐々に解消に向かった(第 3.1-5 図左)。2016 年 1 月には中部太平洋赤道域で西風バーストが発生し、これによる海洋表層の暖水ケルビン波が 1～2 月に東部太平洋に到達した。その後は明瞭な暖水ケルビン波の発生が見られず、3月から4月にかけて西部表層の冷水が東進して、4 月には西部から東部にかけての太平洋赤道上のほぼ全域で表層 300m までの水温が負偏差となった(第 3.1-5 図右、第 3.1-7 図右の Spring(MAM)2016)。その結果、太平洋赤道域の全域で水温躍層⁸が浅くなり、最も浅くなった東部から海面水温の負偏差が広がった。2016 年春には中部～東部太平洋赤道域の正偏差が解消されてエルニーニョ現象が終息した(第 3.1-5 図左、第 3.1-7 図中央の Spring(MAM)2016)。

ウ 2016 年夏

2016 年夏には表層水温の負偏差極小が中部太平洋の赤道域に移動し(第 3.1-5 図右、第 3.1-7 図右の Summer(JJA)2016)、太平洋赤道域の中部から東部にかけての海面水温は平年より低い値となった(第 3.1-5 図左、第 3.1-7 図中央の Summer(JJA)2016)。一方、西部太平洋赤道域では表層水温が正偏差となり、西部太平洋熱帯のほぼ全域で海面水温が平年より高くなり、30℃以上の海域が広がった。またインド洋東部のインドネシア付近からオーストラリアの北東

沿岸にかけての海面水温は平年よりかなり高くなった。

対流活発域は 2016 年の 5 月から 7 月にかけては季節内変動に伴い周期的に変化し、大気下層の東西風は、太平洋赤道域で偏差の符号が周期的に変化する一方、インド洋では西風偏差が持続するようになった(第 3.1-6 図)。その後、2016 年 8 月頃からは太平洋赤道域の大気下層で東風偏差が持続するようになった。季節平均した OLR の分布で対流活発域の変化を見ると、2016 年春にはインドネシア付近で平年より不活発、日付変更線付近で平年より活発というエルニーニョ現象時の特徴を呈していた。しかし 2016 年夏には日付変更線付近の対流活発域が完全に解消し、西部～東部太平洋赤道域のほぼ全域で平年より対流活動が不活発となった。一方、2016 年春からインド洋の東部では平年より対流活動が活発になり、2016 年夏には対流活発域がインド洋東部からインドネシア付近に広がった(第 3.1-7 図左の Summer(JJA))。

以上の(ア)～(ウ)で 2014/15/16 エルニーニョ現象の発生前から終息後までの経過を春から春を一区切りとして記述したが、(イ)の 2015 年春から 2016 年春に見られた大気と海洋の変動は Rasmusson and Carpenter (1982)で記述されている典型的なエルニーニョ現象の発達～終息の過程に一致し、明瞭な発達が見られなかった(ア)の 2014 年春から 2015 年春の状況と対照的であった。

⁸ 鉛直方向の水温変化が大きい層で、第 3.1-7 図右の各図で等値線間隔が狭くなっている 15～25℃の温度帯に相当する。

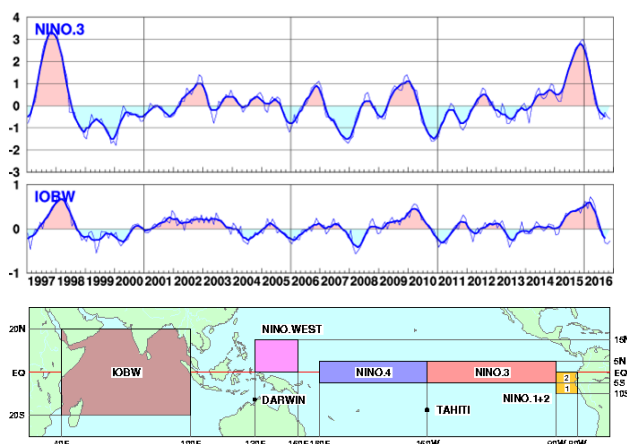
3.1.2 エルニーニョ現象の世界の天候への影響

ここでは、2016 年春に終息したエルニーニョ現象がピークを迎えた 2015/2016 年冬から、インド洋で遅れ応答が見られた 2016 年春～夏にかけての世界の天候への影響として、東南アジアの少雨と中国長江流域の多雨、台風第 1 号の遅い発生、及び 2015/16 年冬前半の日本の顕著な高温について述べる。

(1)エルニーニョ現象の経過と大気循環

天候の状況について具体的に記述する前に、エルニーニョ現象がピークに向かって発達しつつあった 2015 年 5～10 月（夏のアジアモンスーン期）、及びエルニーニョ現象にやや遅れてインド洋の熱帯域の海面水温が上昇しピークを迎えた 2016 年 4～6 月（モンスーンオンセット前後）の大気循環場の特徴を概観する。また、エルニーニョ現象発生時やインド洋熱帯域の海面水温が高いときの大気循環場に関する過去の統計資料についても確認しておく。

第 3.1.2-1 図は、気象庁がエルニーニョ現象の監視に採用しているエルニーニョ監視海域（NINO.3）の海面水温の基準値¹との差（以下、NINO.3 指数）と、インド洋熱帯域（IOBW）で平均した海面水温の基準値との差（以下、IOBW 指数）の経年変動を表している。NINO.3 指数の値は、2014 年春から正の状態が続いていたが、2015 年春から上昇し、2015/2016 年冬にピ

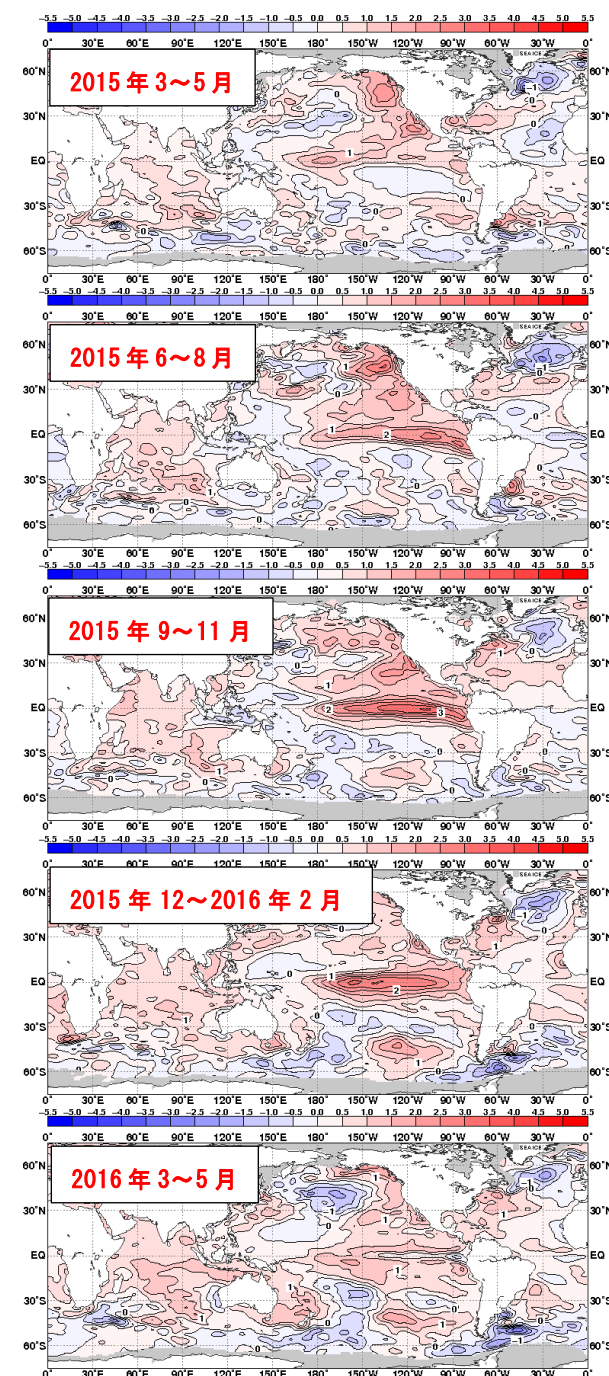


第 3.1.2-1 図 エルニーニョ監視指数（NINO.3 指数）とインド洋熱帯域の海面水温指数（IOBW 指数）

細線は月別値、太線は 5 か月移動平均を示す。それぞれの指数に対応する海域は、下の地図を参照。

¹ その年の前年までの 30 年間の各月の平均値。インド洋熱帯域では、30 年間の変化傾向による上昇分を加えている。

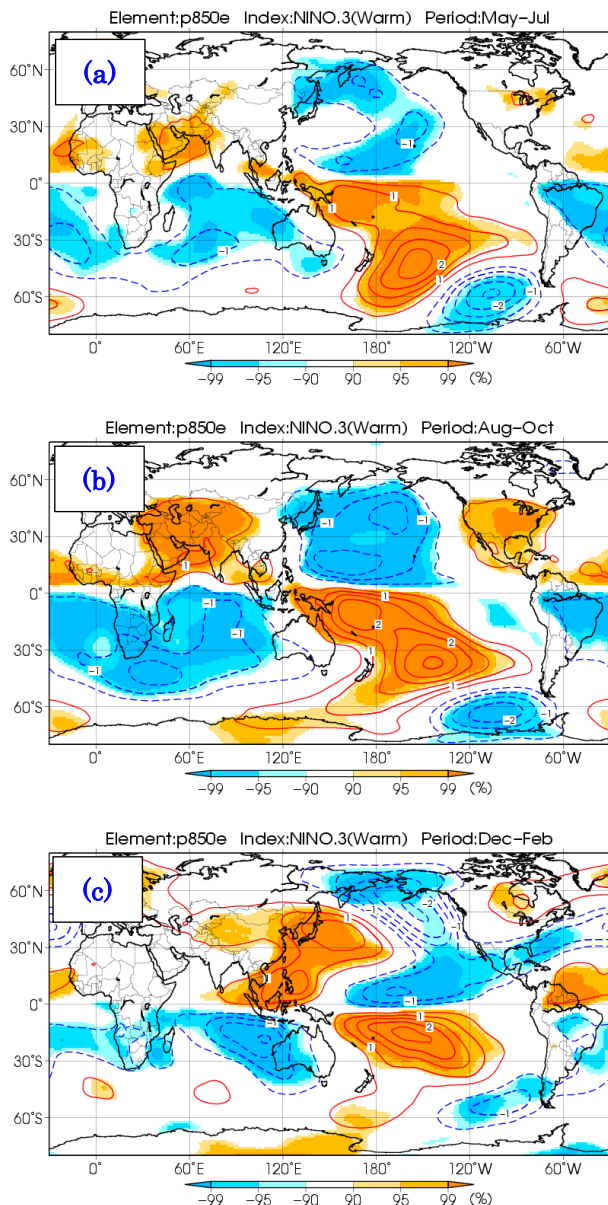
ークを迎えた。その後、海面水温は基準値に近づき、2016 年春にエルニーニョ現象は終息した（第 3.1.1 項参照）。2016 年夏には NINO.3 指数は負に転じた。IOBW 指数を見ると、NINO.3 指数のピークにやや遅れて 2016 年春に正偏差のピークに達し、その後夏にかけて低下している。第 3.1.2-2 図に 2015 年春から 2016 年春にかけての季節ごとの海面水温偏差分布を示す。



第 3.1.2-2 図 3 か月平均全球海面水温偏差

上から、2015 年春、夏、秋、2015/2016 年冬、及び 2016 年春。平年値は 1981～2010 年平均。

第 3.1.2-3 図は、気象庁 55 年長期再解析 (JRA-55, Kobayashi et al., 2015) データセットを用いて 1958～2012 年のエルニーニョ現象発生期間について合成した、(a)夏のアジアモンスーン前半に相当する 5～7 月、(b)後半に相当する 8～10 月、及び(c)北半球の冬 (12～2 月) 平均の 850hPa 流線関数偏差である。夏のアジアモンスーン期は、エルニーニョ現象時に見られる



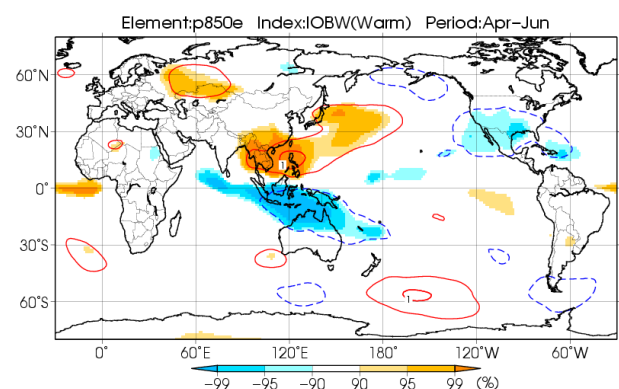
第 3.1.2-3 図 エルニーニョ現象発生時の 850hPa 流線関数偏差合成図

(a)夏のアジアモンスーン前半 (5～7 月)、(b)後半 (8～10 月)、及び(c)北半球冬 (12～2 月) の 3 か月平均。带状平均からのずれとして表している。等値線は偏差 (単位 $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、陰影は信頼度水準を示す。統計期間は 1958～2012 年。ただし(c)については 1958/1959 年～2012/2013 年。

対流活動偏差に応答して、太平洋で赤道対称な低気圧性循環偏差、インド洋から海洋大陸付近で高気圧性循環偏差が現れやすい傾向があり、東南アジアでは南西風が弱まりモンスーンが不活発になりやすいことと対応している。冬は対流圏上層に現れる波列パターン (図略) に関連して、高気圧性循環偏差が日本の東海上にも広がっており、エルニーニョ現象時に日本が暖冬になりやすいことに対応している。

第 3.1.2-4 図は、同じく JRA-55 を用いてインド洋熱帯域の海面水温が高温のときの 4～6 月について合成した 850hPa 流線関数偏差である。インド洋では赤道の北側に低気圧性循環偏差、インドシナ半島から北西太平洋にかけては赤道対称な高気圧性循環偏差が明瞭に見られる。この高気圧性循環偏差は、エルニーニョ現象の衰退後も高温が維持されているインド洋から太平洋西部に伝播する赤道ケルビン波に伴って、その南北にエクマン発散を引き起こし、下層で高気圧性循環を誘起するメカニズム (Xie et al., 2009) が関連している可能性がある。

第 3.1.2-5 図(a)に、2015 年夏のアジアモンスーン期 (5～10 月) で平均した OLR (外向き長波放射量) と 850hPa 流線関数偏差を示す。太平洋に低気圧性循環偏差、海洋大陸周辺では平年より不活発な対流活動に対応してインドシナ半島付近を中心に高気圧性循環偏差が広がっており、これは第 3.1.2-3 図(a)(b)に示す過去のエルニーニョ現象発生時の夏季の循環偏差とよく似ている。



第 3.1.2-4 図 インド洋熱帯域の海面水温高温時の 850hPa 流線関数偏差合成図

4～6 月の 3 か月平均について。带状平均からのずれとして表している。等値線は偏差 (単位 $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、陰影は信頼度水準を示す。統計期間は 1958～2012 年。

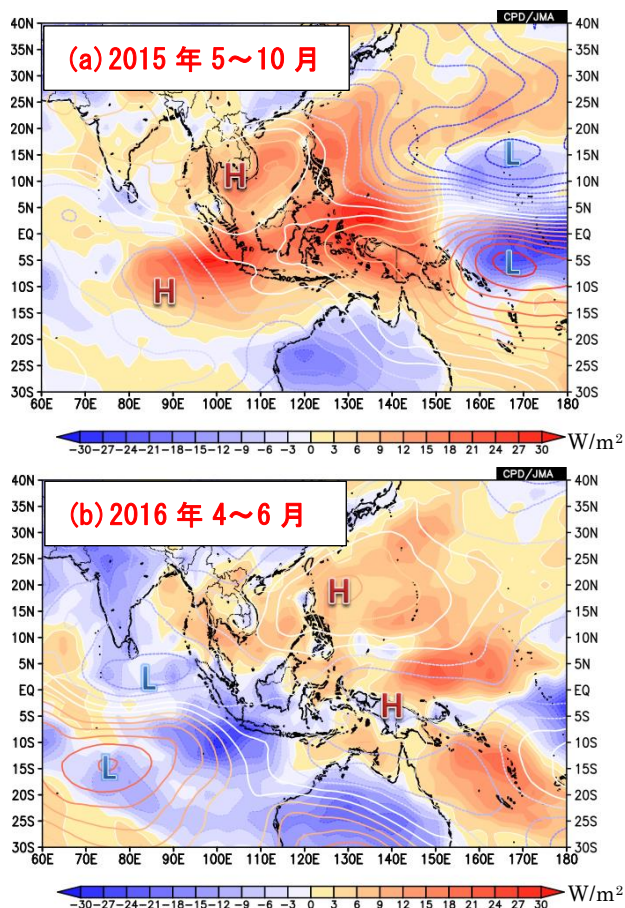
第 3.1.2-5 図(b)に、2016 年のモンスーンオンセット前後(4~6月)における OLR と 850hPa 流線関数の偏差を示す。インド洋に低気圧性循環偏差、インドシナ半島から北西太平洋熱帯域にかけては高気圧性循環偏差となり対流活動が不活発な領域が広がっている。第 3.1.2-4 図に見られるインド洋熱帯域が高温時の偏差パターンとよく似ている。

(2)天候への影響

ここでは、(1)で述べたエルニーニョ現象及びその終息後のインド洋の高い海面水温に関連する大気循環場の天候への影響について記載する。

ア. 東南アジアの少雨

東南アジアでは、2015 年春から 2016 年春にかけて、降水量が平年より少ない状況が続き、水資源や農業



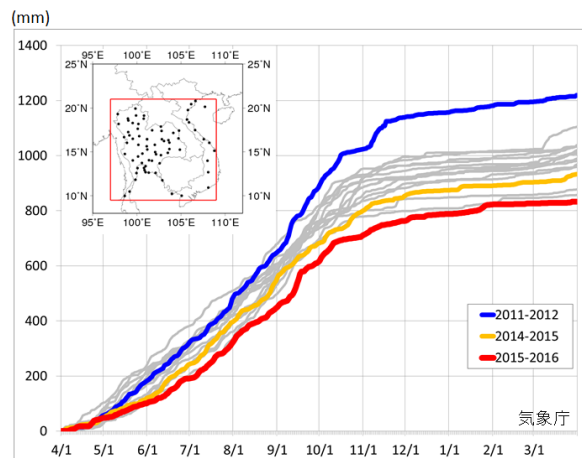
第 3.1.2-5 図 東南アジア付近の外向き長波放射量(OLR)偏差(陰影)と 850hPa 流線関数偏差(等値線)
(a)2015 年 5~10 月平均、及び(b)2016 年 4~6 月平均。H は高気圧性循環偏差を、L は低気圧性循環偏差を表す。等値線の間隔は $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。

への影響が発生した。ベトナムでは最近 90 年間で最悪の干ばつとなったほか(国連食糧農業機関)、メコンデルタでは河川水位が低下して海水が遡上したため塩害が広がり非常事態が宣言された(駐ベトナム国連カントリーチーム)。インドネシアやマレーシアでは森林火災が増加した(米国航空宇宙局)。

第 3.1.2-6 図は、インドシナ半島の観測点における 2015 年 4 月 1 日から翌年 3 月 31 日までの 12 か月間における日ごとの積算降水量を他の年と比較したものである。2015 年は、モンスーンが始まる 5 月頃から少雨の状態が続いており、翌 3 月まで、積算降水量は 2000 年以降で最も少ない状況で推移した。

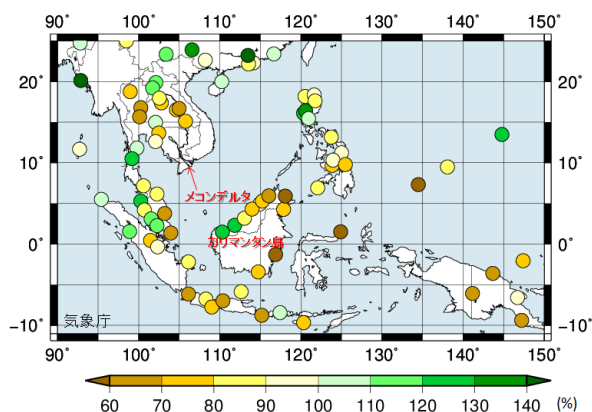
降水量平年比の分布を見ると(第 3.1.2-7 図)、カリマンタン島では平年比 60%を下回る地点があるほか、インドシナ半島ではタイを中心に平年比 60~70%となった地点が見られる。フィリピン南部でも降水量が少なくなっている。

先に述べたように、エルニーニョ現象発生時には、東南アジアでモンスーンが不活発となる傾向がある。2015 年から 2016 年にかけて少雨の状況が続いたことには、第 3.1.2-5 図(a)に見られるように、エルニーニョ現象発生時に特徴的な大気循環場の応答(インドシ



第 3.1.2-6 図 インドシナ半島の積算降水量の経過
埋め込み地図の赤枠内の観測点で平均した値。赤線は 2015 年 4 月から、黄線は 2014 年 4 月から、青線は降水量が多かった 2011 年 4 月からの、いずれも 12 か月間の積算降水量を示す。灰色の線は 2000 年以降のその他の年の同期間を示す。気象庁に入電した地上実況気象通報(SYNOP 報)に基づいて作成。2016 年 5 月 2 日付気象庁報道発表資料より転載。

ナ半島を中心とする下層の高気圧性循環偏差)が影響していたと考えられる。



第 3.1.2-7 図 東南アジアの 12 か月降水量

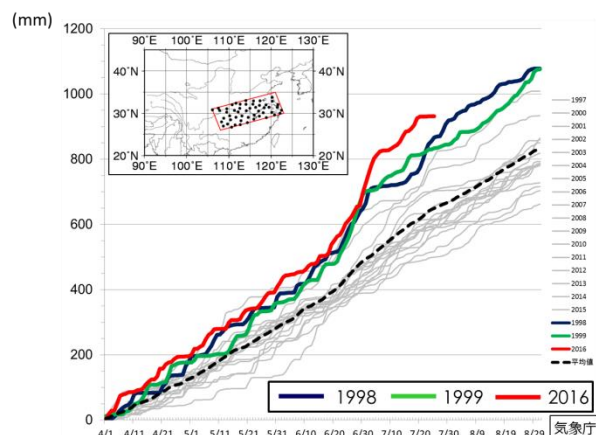
2015 年 4 月から 2016 年 3 月までの 12 か月降水量の年平均比(%)。気象庁に入電した月気候気象通報 (CLIMAT 報) に基づく。2016 年 5 月 2 日付気象庁報道発表資料より転載。

イ. 中国長江流域の多雨

2016 年 4 月以降、中国の長江中・下流域では多雨となり、流域の観測点で平均した 4 月 1 日からの積算降水量は、1997 年以降の 20 年間で最も多い状態で経過した(第 3.1.2-8 図)。特に 6 月下旬以降、降水量が多くなり、6 月 21 日～7 月 20 日までの 30 日間降水量は多いところで 900mm を超えた(第 3.1.2-9 図)。中国政府の発表によると、長江流域の多雨による洪水や土砂災害により、6 月下旬から 7 月上旬に 200 人以上が死亡した。

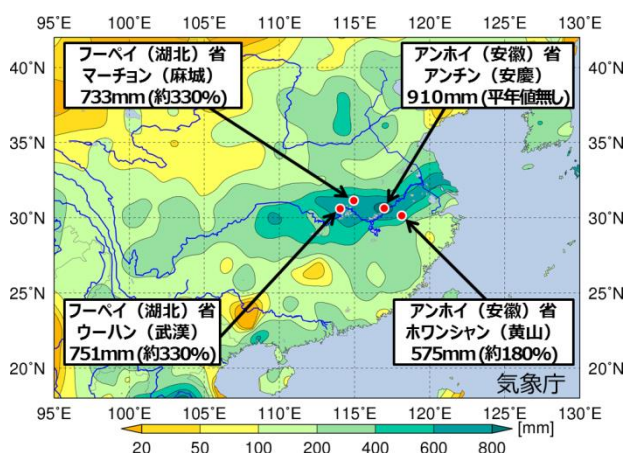
このように多雨の状況が持続したのは、第 3.1.2-5 図(b)に示されているように、インド洋の高い海面水温に関連して現れたと見られる北西太平洋熱帯域の下層高気圧性循環偏差に伴って、南シナ海から湿った空気が中国南部に侵入し、長江流域付近で強く収束したことが挙げられる(第 3.1.2-10 図)。

なお、同様に降水量が多かった 1998 年は、2016 年と同様にエルニーニョ現象がピークを迎えた直後にあたり、インド洋の高い海面水温、北西太平洋熱帯域の高気圧性循環偏差、南シナ海からの湿った空気の侵入、中国南部での水蒸気収束といった特徴は共通している(図略)。



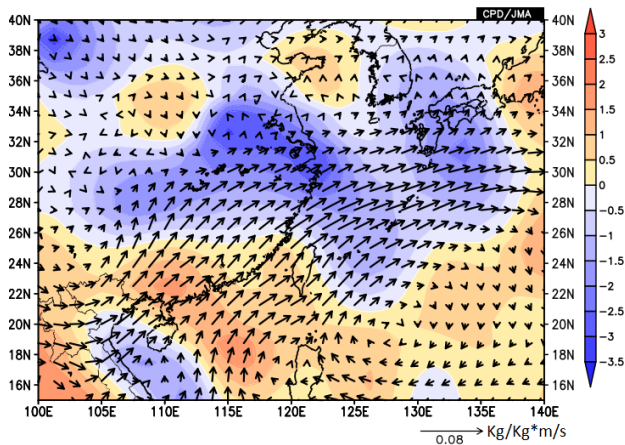
第 3.1.2-8 図 長江中・下流域の積算降水量

4 月 1 日～8 月 31 日間の積算(単位 mm)。中国気象局による地上実況気象通報(速報値)に基づいて気象庁で作成。埋め込み地図の赤枠内にある長江中・下流域の 51 観測地点で平均した積算降水量。各折れ線グラフ(実線)は 1997 年以降の各年 4 月 1 日からの積算降水量(2016 年は 7 月 24 日まで)で、赤色は 2016 年、紺色は大規模な洪水が発生した 1998 年、緑色は積算降水量が多かった 1999 年、灰色がその他の年を示す。点線は 1997 年から 2015 年までの 19 年間の平均値を示す。2016 年 7 月 28 日付気象庁報道発表資料より転載。



第 3.1.2-9 図 長江中・下流域の 2016 年 6 月 21 日～7 月 20 日の 30 日間降水量

特に降水量が多かった 6 月 21 日～7 月 20 日の 30 日間で積算したもの。気象庁に入電した各国気象局による地上実況気象通報(速報値)に基づいて気象庁で作成。赤点は、長江中・下流域の 51 観測地点のうち、30 日間降水量の上位 3 地点(アンチン(安慶)、ウーハン(武漢)、マーチョン(麻城))、および 4 月 1 日から 7 月 24 日までの降水量が最も多かったホワンシャン(黄山)を示す。各観測地点の降水量の右側の括弧内は年平均比を示す。2016 年 7 月 28 日付気象庁報道発表資料より転載。



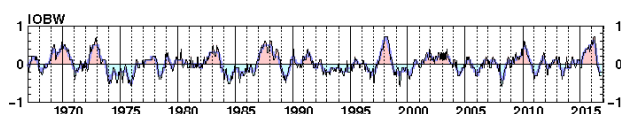
第 3.1.2-10 図 850hPa における水蒸気フラックス偏差(矢印)とその発散収束の規格化偏差(陰影)
2016 年 4～6 月平均。暖色系は水蒸気発散偏差、寒色系は収束偏差を意味する。

ウ. 台風第1号の遅い発生

2016 年の北西太平洋における台風第 1 号の発生は、7 月 3 日で、これは統計のある 1951 年以降では 1998 年の 7 月 9 日に次いで遅い記録となった(第 3.1.2-1 表)。2016 年を含め、台風第 1 号の発生が遅かった年の上位 4 年はいずれもエルニーニョ現象がビ

第 3.1.2-1 表 台風第1号の発生が遅かった年

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



第 3.1.2-11 図 最近 50 年の IOBW 指数の経年変動

ークを迎えた冬に続くシーズンで、IOBW 指数が高い状態になっていた時期(第 3.1.2-11 図)という共通点がある。また、第 3.1.2-5 図(b)のように、北西太平洋熱帯域に明瞭な下層の高気圧性循環偏差が見られ、台風発生域の対流活動が抑制されている点もこれらの年に共通している。

これらのことから、2016 年の台風第 1 号の発生が遅かったことの要因として、エルニーニョ現象がピークを迎えた後にインド洋熱帯域の海面水温が高い状態が持続したことに関連して、北西太平洋で対流活動が抑制されたことが影響していたと考えられる。

エ. 2015/2016 年冬前半の日本の顕著な高温

2015/2016 年冬の日本は、12 月の東日本の地域平均気温が 1946 年以降で 1 位の高温となるなど、前半(1 月上旬まで)を中心に全国的に顕著な高温となり(第 3.1.2-12 図)、対応して記録的な少雪だった。このため、スキー場の営業に支障が出る等の影響が報じられたほか、その後の春から夏にかけては、少ない積雪に加え春の高温で融雪が早かった影響もあり、利根川水系等のダムの貯水量が低下して、一時取水制限が実施される等の影響も現れた。

2015/2016 年冬前半の OLR と 850hPa 流線関数を見ると(第 3.1.2-13 図(a))、海洋大陸周辺で対流不活発となり、高気圧性の循環偏差が南シナ海から日本の東海上に広がっている。これは第 3.1.2-3 図(c)の合成図に見られるパターンと類似しており、エルニーニョ現象時の循環場の特徴が明瞭に現れていると言える。

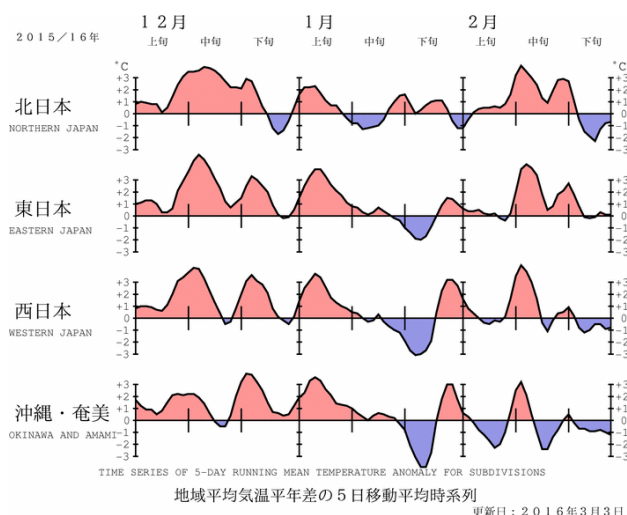
一方、ユーラシア大陸では広く低気圧偏差となっており(第 3.1.2-13 図(b))、シベリア高気圧が弱いことを示している。シベリア高気圧の強弱と関係が深い EU パターン指数を見ると(第 3.1.2-14 図(a))、12 月は概ね負の位相で推移している。これは西～中央シベリアでトラフとなり(第 3.1.2-14 図(b)の偏差の正負を反転させたパターン。12 月の実況は第 3.1.2-14 図(c))、シベリア高気圧が発達せず大陸の寒気が弱いパターンに対応する。

日本付近における熱収支解析を見ると、東海上の高気圧性循環偏差に伴う南風偏差に対応する気温

の水平移流(第 3.1.2-15 図(a))、及び大陸の寒気が弱いことに対応する気温偏差の水平移流(第 3.1.2-15 図(b))によって高温偏差がもたらされている。このことから、エルニーニョ現象による低緯度からの影響と高緯度側の大気の変動(負の EU パターン)が 2015/2016 年冬前半の日本の顕著な高温に関連していたと考えられる。なお、エルニーニョ現象と EU パターンの極性に何らかの関係があるかについては明らかでない。

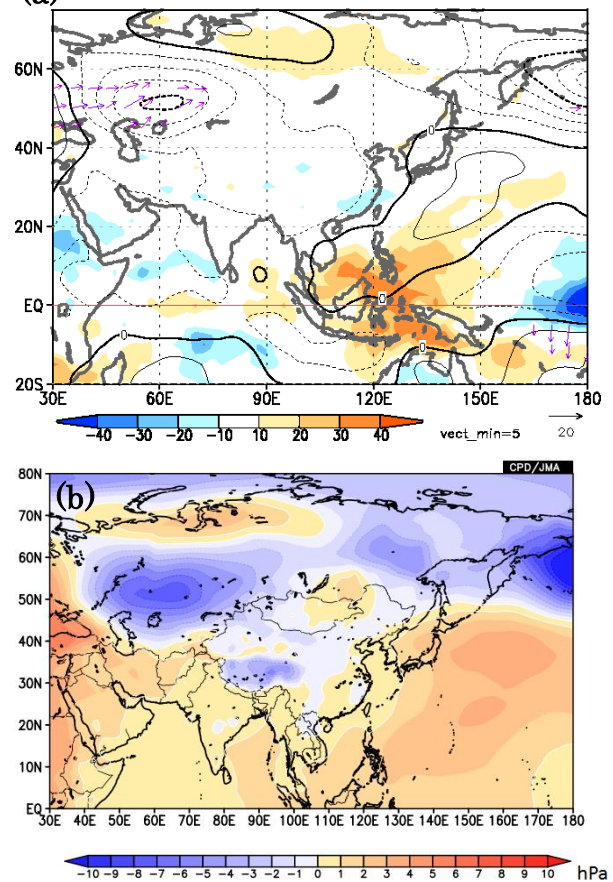
参考文献

- Du, Y., L. Yang, and S.-P. Xie, 2011: Tropical Indian Ocean Influence on Northwest Pacific Tropical Cyclones in Summer following Strong El Niño. *J. Climate*, **24**, 315-322.
- Kobayashi, S., Y. Ota, Y. Harada, A. Ebita, M. Moriya, H. Onoda, K. Onogi, H. Kamahori, C. Kobayashi, H. Endo, K. Miyaoka, and K. Takahashi, 2015: The JRA-55 Reanalysis: General Specifications and Basic Characteristics. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **93**, 5-48.
- Rasmusson, E. M. and T. H. Carpenter, 1982: Variations in Tropical Sea Surface Temperature and Surface Wind Fields Associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 354-384.
- Xie, S.-P., K. Hu, J. Hafner, H. Tokinaga, Y. Du, G. Huang, and T. Sampe, 2009: Indian Ocean Capacitor Effect on Indo-Western Pacific Climate during the Summer following El Niño. *J. Climate*, **22**, 730-747.

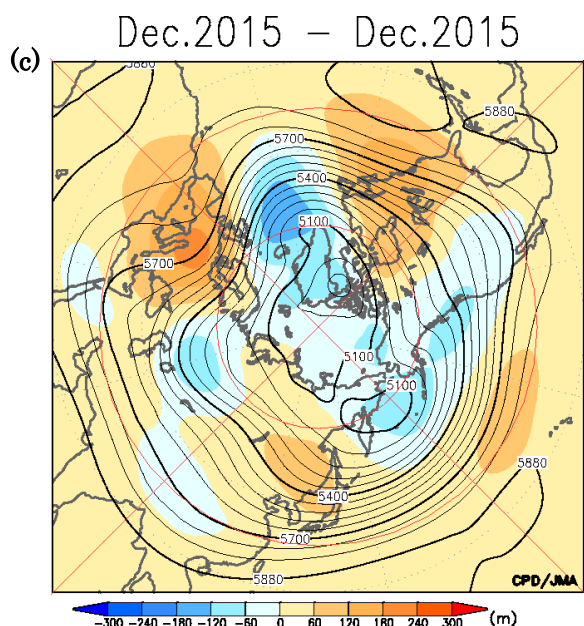
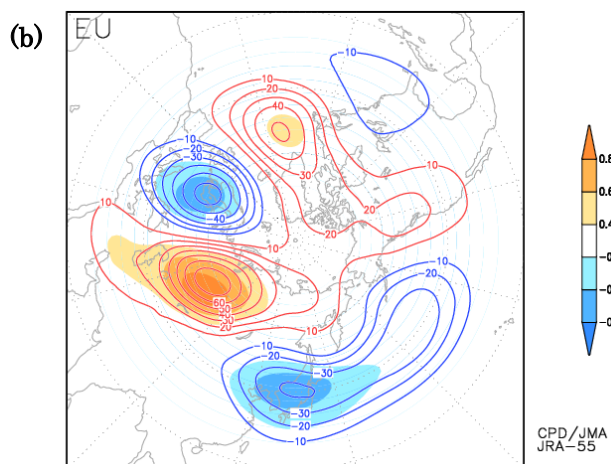
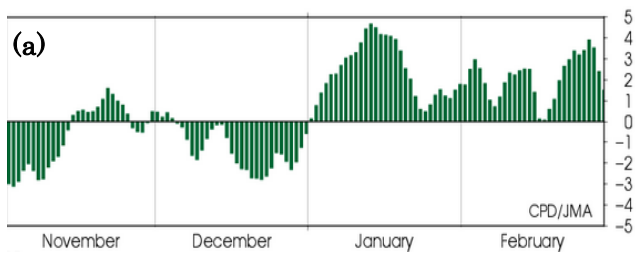


第 3.1.2-12 図 2015/2016 年冬の地域平均気温平年差の 5 日移動平均

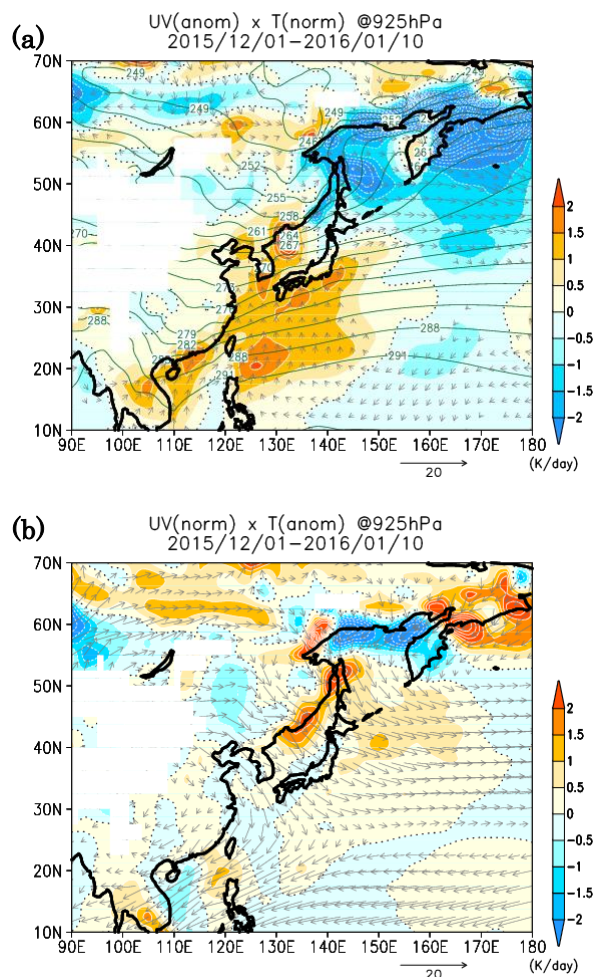
(a) 01Dec.2015 - 10Jan.2016



第 3.1.2-13 図 2015 年 12 月 1 日～2016 年 1 月 10 日の(a)OLR 偏差(陰影)、及び 850hPa 流線関数偏差(等値線)と(b)海面気圧偏差
(a)の矢印は 850hPa における波の活動度フラックス(単位 m^2/s^2)。等値線の間隔は太線 $10 \times 10^6 m^2/s$, 細線 $2.5 \times 10^6 m^2/s$ 。



第 3.1.2-14 図 (a)2015 年 11 月～2016 年 2 月の日別 EU パターン指数。(b) EU パターン指数に回帰させた 500hPa 高度偏差分布で、陰影は相関係数。(c)2015 年 12 月の 500hPa 高度(実線)と偏差(陰影)。



第 3.1.2-15 図 925hPa における(a)水平風偏差による気温平年値の移流、及び(b)水平風平年値による気温偏差の移流に伴う気温変化量(K/day)

(a)の等値線は絶対温度で表示した気温を表す。いずれも 2015 年 12 月 1 日～2016 年 1 月 10 日平均。

3.2 2016 年 8 月の日本の顕著な天候

2016 年 8 月は西日本で中旬を中心に厳しい暑さとなった一方、北日本では相次ぐ台風の影響により記録的な多雨となった。本節では、この天候と循環場の特徴について述べる。

3.2.1 天候と海面水温、台風の状況

(1) 天候の状況

第 3.2-1 図に 2016 年 8 月の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を示す。

2016 年 8 月はほぼ全国的に月平均気温が高く、日照時間も東日本太平洋側、沖縄・奄美を除いて多かった。特に西日本では、中旬を中心に晴れて厳しい暑さとなり、月平均気温は平年差 $+0.9^{\circ}\text{C}$ と高く、中旬の旬平均気温は平年差 $+1.6^{\circ}\text{C}$ で 1961 年の統計開始以降第 2 位の高温となった。日照時間は西日本日本海側で平年比 131%、西日本太平洋側で平年比 126%で、1946 年の統計開始以降でそれぞれ第 2 位、第 3 位の記録となった。

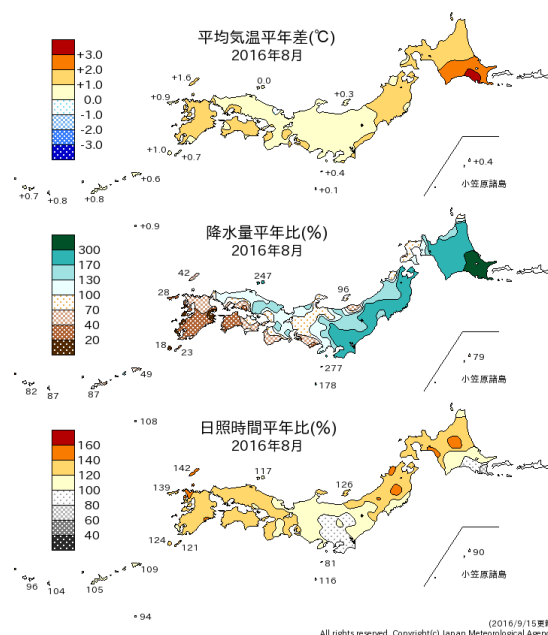
8 月の月降水量は、西日本太平洋側や沖縄・奄美で少なかった一方、北日本では台風の影響でかなり多かった。特に、北日本太平洋側の月降水量平年比は 231%で 1946 年の統計開始以降最も多く、記録的な多雨となった。

(2) 海面水温の状況¹

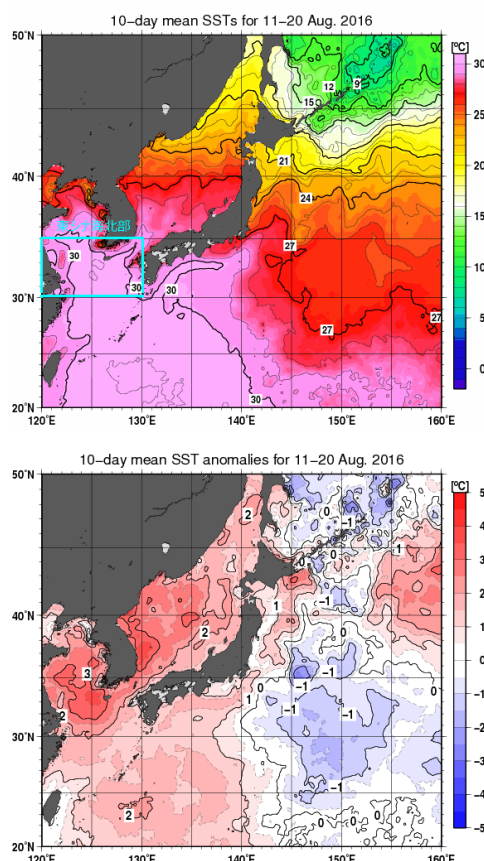
前述の西日本の高温と同様、東シナ海北部では、平年より日射量が多く、また高気圧に覆われ海面付近の風が弱かったこともあり、8 月の海面水温が記録的に高い状態となり、8 月中旬には海面水温が 31°C を超える海域がみられた(第 3.2-2 図)。

東シナ海北部の 8 月中旬の旬平均海面水温は 29.9°C となり、解析値のある 1982 年以降で年間を通して最も高い水温となった。

¹ 気象庁の全球日別海面水温解析(MGDSST; 栗原ほか, 2006)による解析。平年値の算出にあたっては、1984 年以前のデータを気候解析用全球海面水温解析データ(COBE-SST; 気象庁, 2006)で代用して 1981-2010 の 30 年平均を求めている。



第 3.2-1 図 2016 年 8 月の平均気温平年差、降水量平年比及び日照時間平年比の分布

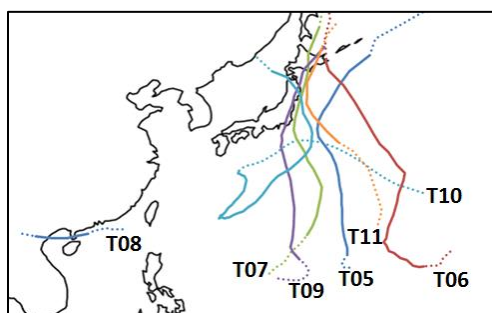


第 3.2-2 図 日本近海の旬平均海面水温分布図(上)と平年差分布図(下)(2016 年 8 月中旬) MGDSST による解析。単位は $^{\circ}\text{C}$ 。水色枠は東シナ海北部($30\sim 35^{\circ}\text{N}$, $120\sim 130^{\circ}\text{E}$)の範囲を表す。

(3) 台風の状況

2016 年 8 月の台風経路図を第 3.2-3 図に示す。8 月中旬から下旬にかけて、台風第 7 号、第 11 号、第 9 号、第 10 号が相次いで上陸した。2016 年 8 月に日本に上陸した台風は計 4 個で、ひと月の上陸数としては統計を開始した 1951 年以降で 1954 年 9 月、1962 年 8 月と並んで最多タイの記録となった。

特に北海道地方においては、台風第 7 号が 17 日に襟裳岬付近に、第 11 号が 21 日に釧路市付近に上陸し、また台風第 9 号は 22 日に千葉県館山市付近に上陸した後、23 日に日高地方に再上陸した。北海道地方に年間 2 個以上の台風が上陸したのは 1951 年以降で初めてである。北海道地方には台風第 6 号の接近(根室半島を通過)もあった。また、台風第 10 号は統計開始以来初めて東北地方の太平洋側に上陸した。これら複数の台風の影響で大雨や暴風となり、甚大な被害がもたらされた。



第 3.2-3 図 2016 年 8 月の台風経路図

T に続く数字は台風番号、経路の実線は台風、破線は熱帯低気圧・温帯低気圧の期間を示す。

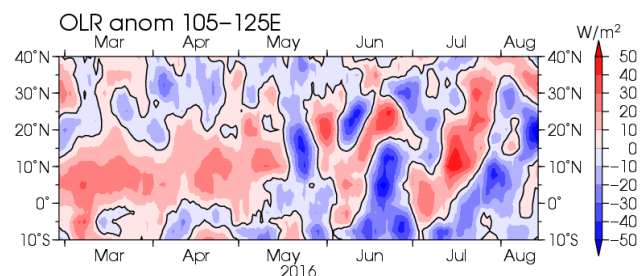
3.2.2 大気の流れの特徴

(1) 西日本の高温に関連する大気の流れの特徴

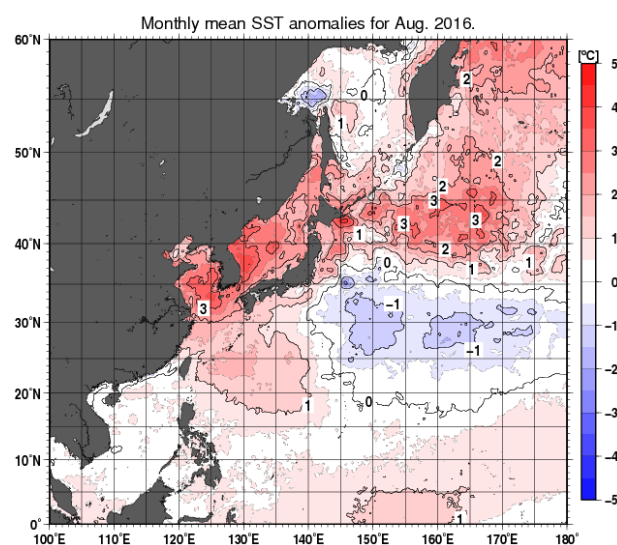
赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発位相は 7 月末から 8 月中旬にかけて海洋大陸付近から太平洋を東進した(図略)。また、アジアモンスーン域の対流活発位相は 7 月中旬以降北進し(北半球夏季熱帯季節内振動;BSISO)、8 月はこの位相がフィリピン付近に達するタイミングとなった(第 3.2-4 図)。この季節内振動(MJO、BSISO)に対応して、8 月中旬を中心にフィリピン付近からフィリピンの東海上では対流活動が活発化した。また、同領域で海面水温が平年よりも高

かったことも、対流活動の活発化に寄与したと考えられる(第 3.2-5 図)。

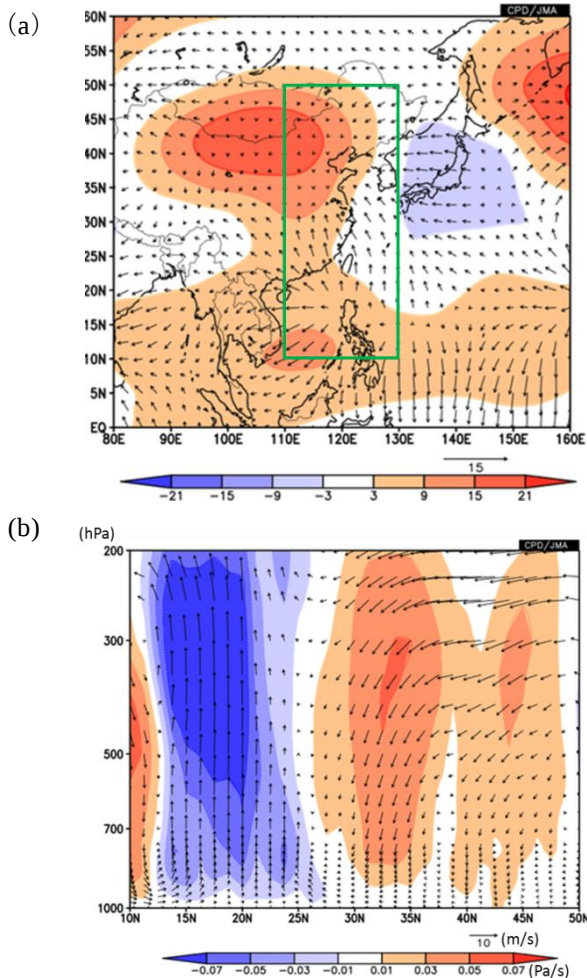
第 3.2-6 図に西日本の高温が顕著だった 8 月 8 日から 17 日における 200hPa 流線関数平年偏差及び発散風平年偏差、110~130°E 平均の鉛直流平年偏差を示す。対流圏上層では、フィリピン付近の活発な対流活動に対応して、対流活発域の中心から周辺に向かう流れが明瞭となった。一方、中国北東部付近ではチベット高気圧が北東へ張り出し、高気圧性循環偏差となった。中国東部~東シナ海(30~35°N 付近)では上空でこの二つの流れが収束し、下降流場となった。中国東部から西日本付近の高温には、この下降流に伴う昇温効果や晴れて日照が多かったことが寄与したと考えられる。925hPa 面における鉛直流偏差による断熱加熱/冷却(第 3.2-7 図)の分布からも下降流に伴う昇温効果が確認できる。



第 3.2-4 図 南シナ海~フィリピン付近(105~125°E 平均)における OLR 平年偏差の緯度-時間断面図(単位:W/m²)

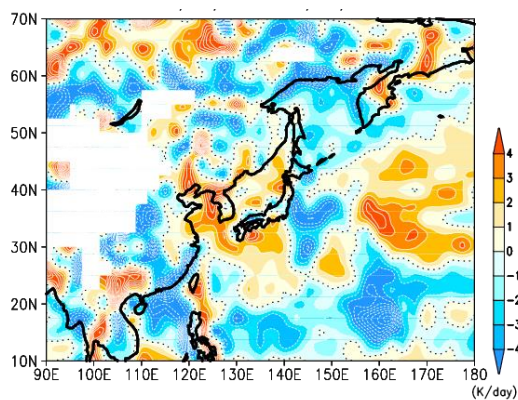


第 3.2-5 図 2016 年 8 月の海面水温平年偏差(単位:°C) MGSST による解析。



第 3.2-6 図 2016 年 8 月 8 日～17 日平均の (a) 200hPa 流線関数年偏差 (陰影、単位: $10^6 \text{ m}^2/\text{s}$) 及び発散風年偏差 (矢印、単位: m/s)、(b) 110～130°E で平均した南北/鉛直風偏差ベクトルの緯度-鉛直断面図

(a) の緑枠は 110～130°E、10～50°N の領域を示す。(b) の陰影は鉛直風偏差を表す。南北/鉛直風偏差ベクトルは鉛直方向に 100 倍して表示。鉛直風の単位は (Pa/s) で、正が下降流に対応する。



第 3.2-7 図 2016 年 8 月 8 日～17 日平均の 925hPa 鉛直流偏差による断熱加熱/冷却 (単位: K/day)

(2) 北日本の多雨に関連する大気の流れの特徴

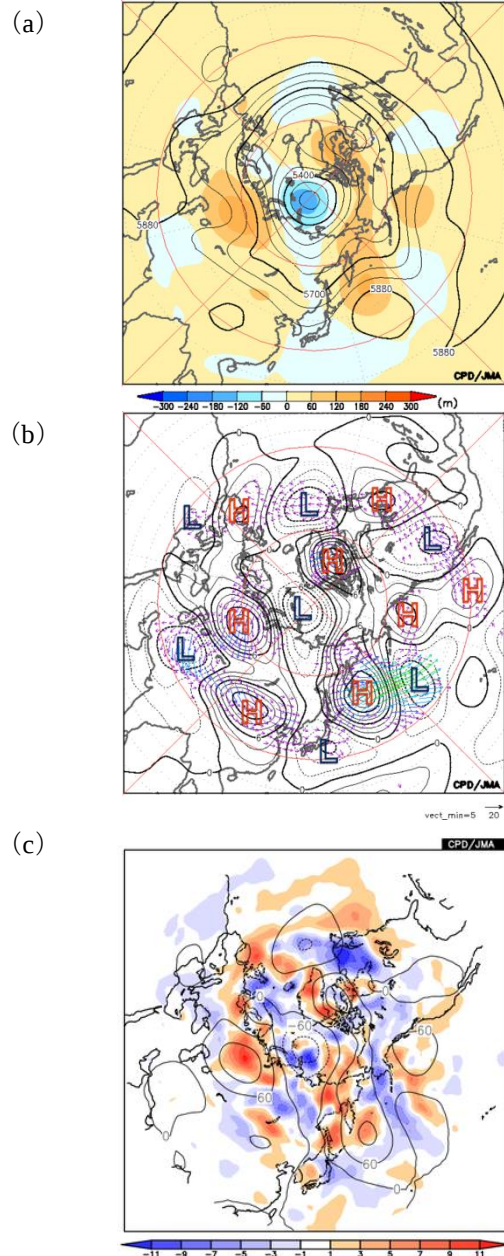
2016 年 8 月の 500hPa 高度を第 3.2-8 図 (a) に示す。北半球中緯度の上空の偏西風は、カムチャツカ半島付近で大きく北に蛇行してブロッキング高気圧を形成する一方、その西側の日本付近や、東側の太平洋中部では南に蛇行して気圧の谷となった。60°E 付近の西シベリアのブロッキング高気圧は月を通して持続し、カムチャツカ半島付近のブロッキング高気圧は中旬以降に発達した (第 3.2-9 図)。対流圏上層では西シベリアのブロッキング高気圧に伴う低緯度側の低気圧性循環偏差から亜熱帯ジェット気流に沿った準定常ロスビー波束の伝播がみられ (第 3.2-8 図 (b))、中国北部付近やカムチャツカ半島付近の高気圧性循環偏差の形成の一因になったとみられる。また、西シベリア付近やカムチャツカ半島付近については、高気圧偏差が位置する場所と高周波擾乱の活動に伴って高度年偏差が増加する領域がおおよそ対応しており (第 3.2-8 図 (c))、ブロッキング高気圧の形成・維持には高周波擾乱からのフィードバックの寄与もあったとみられる。

2016 年 8 月の 200hPa 及び 850hPa における流線関数年偏差及び波の活動度フラックス、OLR 年偏差を第 3.2-10 図に示す。対流活動は西部太平洋から日付変更線の 20°N 付近で活発だった。この活発な対流活動に対応して、対流圏下層では南シナ海～日本の南海上の広い範囲で低気圧性循環偏差となり (ロスビー応答)、モンスーントラフが日本の南まで深まった。熱帯低気圧や台風が数多く発生した日本の南東海上 (150～170°E、10～30°N) における対流活動は記録的に活発だった (第 3.2-11 図)。

対流活動が活発だった要因として、太平洋中部の気圧の谷 (ミッドパシフィックトラフ) から分離した上層の高渦位による寄与があったと考えられる。8 月の 360K 等温位面 (概ね 200hPa 付近に対応) における渦位分布を見ると (第 3.2-12 図)、太平洋中部で南～南西方向の傾きをもって中緯度から高渦位が侵入していることがわかる。渦位分布の推移を確認すると、太平洋中部の中緯度域から南下し切離された高渦位が亜熱帯域を西進する様子が度々見られた (図略)。20～30°N 平均の 360K 等温位面渦位及び 15～25°N

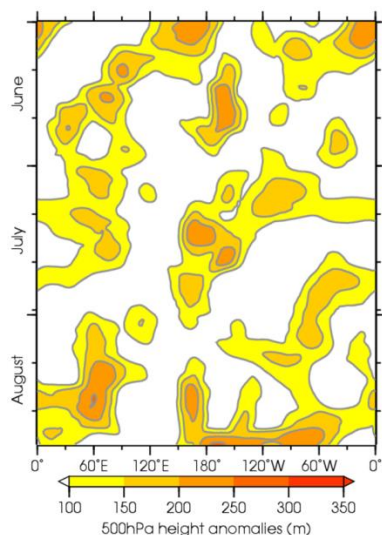
平均の 850hPa 相対渦度の時間－経度断面図(第 3.2-13 図)から、前述のミッドパシフィックトラフから南下した高渦位が亜熱帯域を度々西進しているのが確認できる。日付変更線の西側では下層の低気圧性循環が強まり、これに対応して熱帯擾乱が複数発生した。以上から、太平洋中部における活発な対流活動や平年より多い台風の発生には、中緯度域からの断続的な高渦位の供給が寄与していたと考えられる。

また、偏西風の蛇行に対応して、日本の東海上の上空の風は南よりとなり、太平洋高気圧は、本州付近から日本の南海上で平年より弱く、カムチャツカ半島付近のブロッキング高気圧に対応してカムチャツカ半島の南海上に強く張り出した(第 3.2-14 図)。この太平洋高気圧のカムチャツカ半島の南海上への張り出しには、対流圏下層における日本の南海上の低気圧性循環偏差からの波束伝播が寄与した可能性もある(第 3.2-10 図(b))。日本の南東海上で発生した熱帯低気圧から発達した台風(一部を除く)は、太平洋高気圧の縁辺を回るように日本の東海上を進み、上空の南よりの風に対応して北日本に接近・上陸した。台風第 10 号は、日本の南海上を南西に進んだ後、反転して北東進し、関東の南東海上に達すると、大きく蛇行していた上空の偏西風の影響で北西に進路を変えるという特徴的な経路を辿り、統計開始以来初めて東北地方の太平洋側に上陸した。前線や台風の影響を繰り返し受けた北日本では、太平洋側を中心に大雨となった。

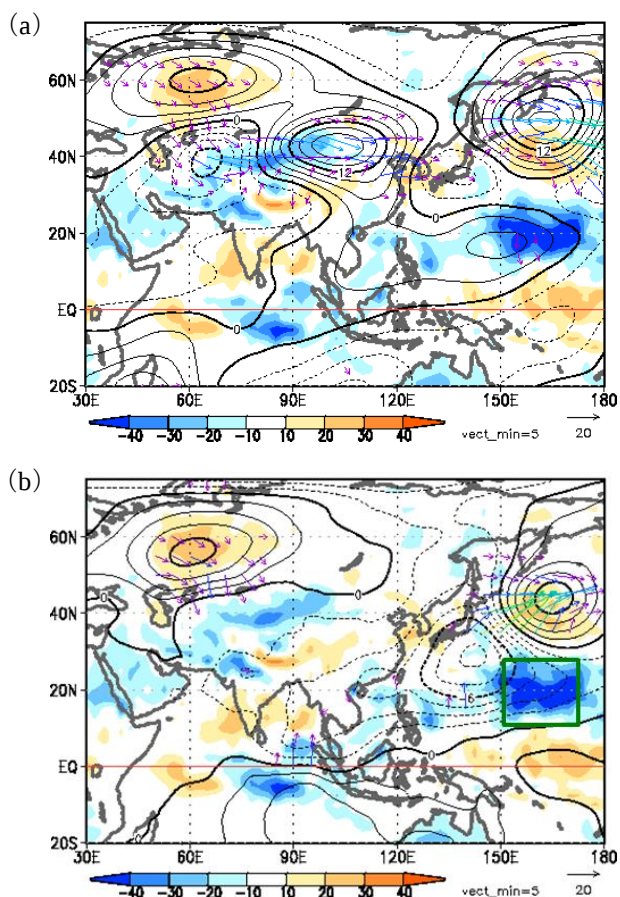


第 3.2-8 図 2016 年 8 月平均の(a)500hPa 高度(等値線、間隔:60m)及び平年偏差(陰影)、(b)300hPa 波の活動度フラックス(矢印、単位: m^2/s^2)及び 300hPa 流線関数平年偏差(等値線、間隔: $2 \times 10^6 m^2/s$)、(c)高周波擾乱に伴う渦度フラックス収束発散による 500hPa 高度変化率の平年偏差(単位: m/day)及び 500hPa 高度平年偏差(等値線、間隔:60m)

(b)の大文字アルファベット H 及び L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差であることを示す。(c)の高周波擾乱成分は 2～8 日のバンドパスフィルターをかけて求めた。

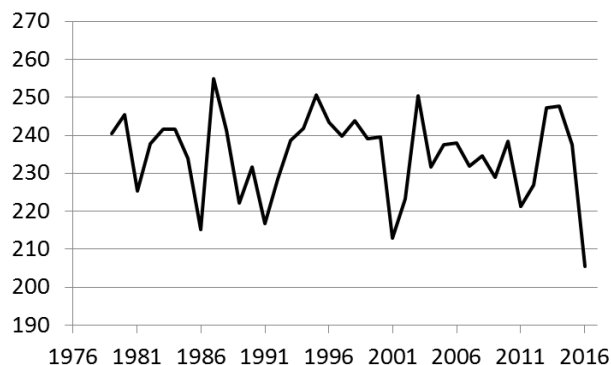


第 3.2-9 図 40~80°N における 500hPa 高度平年偏差 (単位:m) の最大値の時間-経度断面図(2016 年 6~8 月)

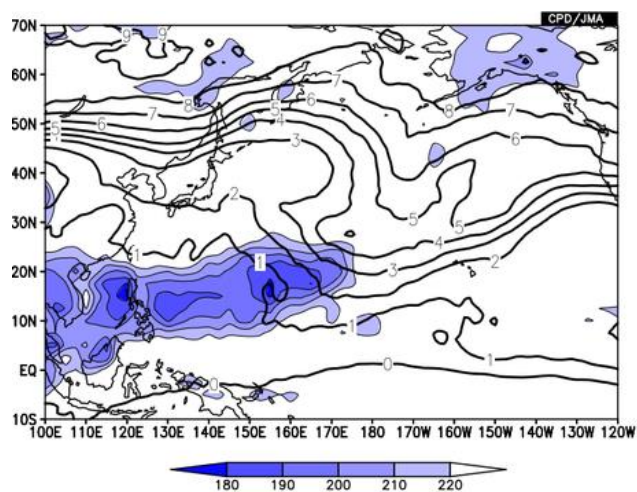


第 3.2-10 図 2016 年 8 月平均の(a)200hPa 及び(b) 850hPa における流線関数平年偏差(等値線、間隔:(a) $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(b) $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)及び波の活動度フラックス(矢印、単位: m^2/s^2)

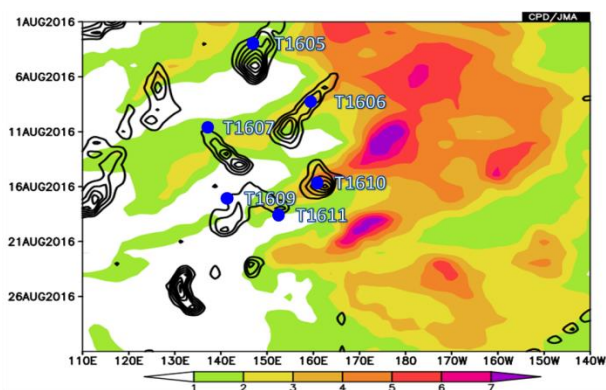
(a) (b)の陰影はいずれも OLR 平年偏差(単位: W/m^2)を示す。(b)の緑枠は 150~170°E、10~30°N の領域を示す。



第 3.2-11 図 8 月の日本の南東海上(150~170°E、10~30°N)における領域平均 OLR の経年変化(単位: W/m^2)

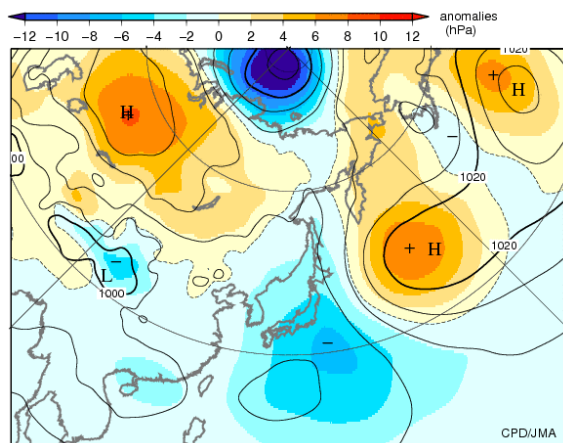


第 3.2-12 図 2016 年 8 月平均の OLR(陰影、単位: W/m^2)及び 360K 等温位面渦位(等値線:単位:PVU)

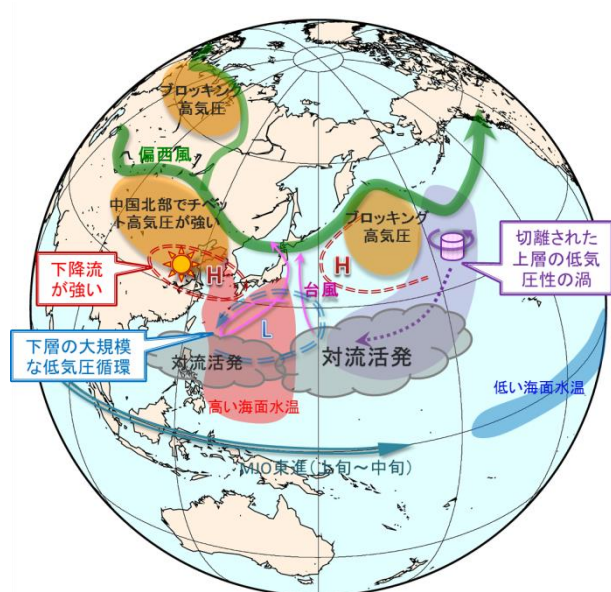


第 3.2-13 図 20~30°N で平均した 360K 等温位面渦位(陰影:単位 PVU)と 15~25°N で平均した 850hPa 相対渦度(等値線、間隔: $10^{-6}/\text{s}$)の時間-経度断面図(2016 年 8 月)

青丸は台風発生につながる熱帯擾乱の発生位置を示し、アルファベット T に続く数字は台風番号。等値線は $2 \times 10^{-6}/\text{s}$ 以上の場合のみ表示。



第 3.2-14 図 2016 年 8 月の日本付近の海面気圧(等値線、単位:hPa)及び平年偏差(陰影)



第 3.2-15 図 2016 年 8 月の西日本の高温及び北日本太平洋側の多雨の要因に関連する大気の流れの模式図

3.2.3 まとめ

以上で述べた 2016 年 8 月の日本の顕著な天候の要因の概念図を第 3.2-15 図に示す。

西シベリアのブロッキング高気圧に伴う低緯度側の低気圧性循環偏差からの波束伝播に伴い、東アジアから太平洋で偏西風の蛇行が明瞭となり、中国北部とカムチャツカ半島付近でリッジ、日本付近と太平洋中部でトラフとなった。

太平洋中部の気圧の谷から切離された上層の高渦位が南西進したことに関連して、日本の南東海上～日付変更線付近で対流活動がかなり活発となった。この対流活発に対するロスビー応答は、日本の南海上の大規模な低気圧性循環の形成に寄与したとみられる。

太平洋高気圧は、日本付近への張り出しが弱く、カムチャツカ半島の南海上で強かった。カムチャツカ半島の南海上における太平洋高気圧の強化には、対流圏上層のブロッキング高気圧に加え、対流圏下層における日本の南海上の低気圧性循環偏差からの波束伝播が寄与した可能性もある。

日本の南東海上の対流活発域で発生した熱帯低気圧(台風)は、太平洋高気圧の縁辺を回るように日本の東海上を進み、北日本に度々大雨をもたらした。

また、季節内振動に対応するフィリピン付近の活発な対流活動と、中国北東部付近でのチベット高気圧の強まりに対応して、中国東部～西日本では下降流が強まり晴れて高温となった。

参考文献

- 気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴. 気候系監視報告別冊第 12 号.
- 栗原幸雄, 桜井敏之, 倉賀野連, 2006: 衛星マイクロ波放射計, 衛星赤外放射計及び現場観測データを用いた全球日別海面水温解析. 測候時報, 73 特別号, 気象庁, S1-S18.