

# 気候系監視年報 2015

平成 28 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、2015 年の気候系の特徴をまとめるとともに、12 月に全国的な低温となった 2014/2015 年冬の日本の天候、変化の激しかった 2015 年夏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 林 久美

# 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.	2015年の気候系の特徴	8
2.1	日本の天候	8
2.2	世界の天候	14
2.3	中・高緯度の大気循環	23
2.4	熱帯の大気循環と対流活動	28
2.5	海況	37
2.6	冬季北半球成層圏の大気循環	40
2.7	夏季アジアモンスーンの特徴	45
2.8	北極域の海氷	48
2.9	北半球の積雪域	50
3.	トピックス	52
3.1	2014/2015年冬の日本の天候について	52
3.2	2015年夏の日本の天候	60

## 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<sup>1</sup>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<sup>2</sup>している。

今回の報告では、トピックスとして、2014/2015年冬、2015年夏の日本の天候を取り上げ、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」<sup>3</sup>を掲載するとともに、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章の特定事例の解析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。

### 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・日照時間の年差（比）分布図、日本の年平均

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

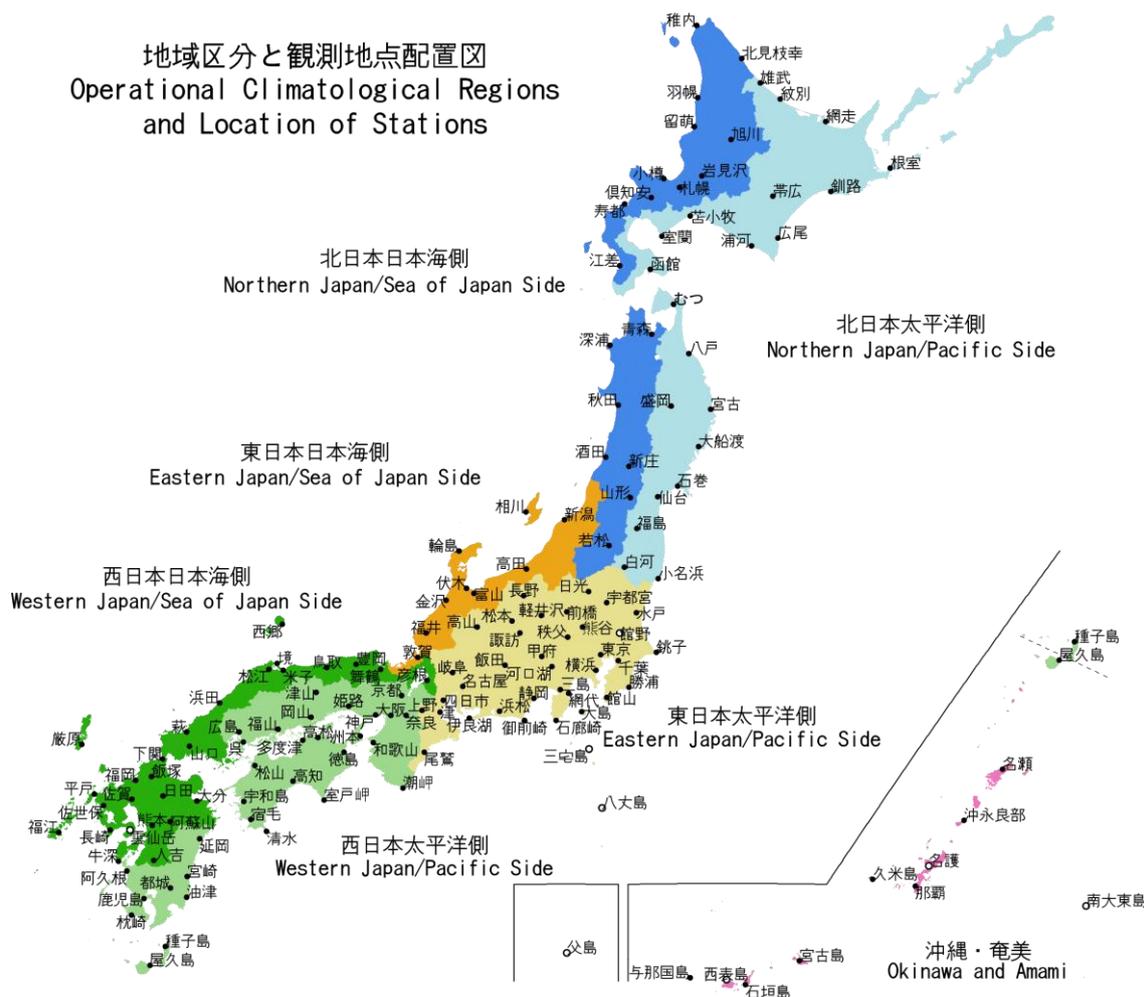
第2.1節に、1898年以降の日本の年平均気温偏差の経年変化図（第2.1.1図）を掲載する。偏差の基準は、1981～2010年の30年平均値である。各年の値は、都市化による影響が小さいと考えられる15の気象観測地点（網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島）における気温の観測値を用いて算出している。まず上記の各地点で、観測された月平均気温から1971～2000年の30年平均値を差し引いて月平均気温の偏差を求め、これを年平均して年平均偏差を求める。そして15地点の年平均偏差を平均することで日本の年平均気温偏差（1971～2000年基準）を求める。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）。

<sup>1</sup> 「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。

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

<sup>3</sup> <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

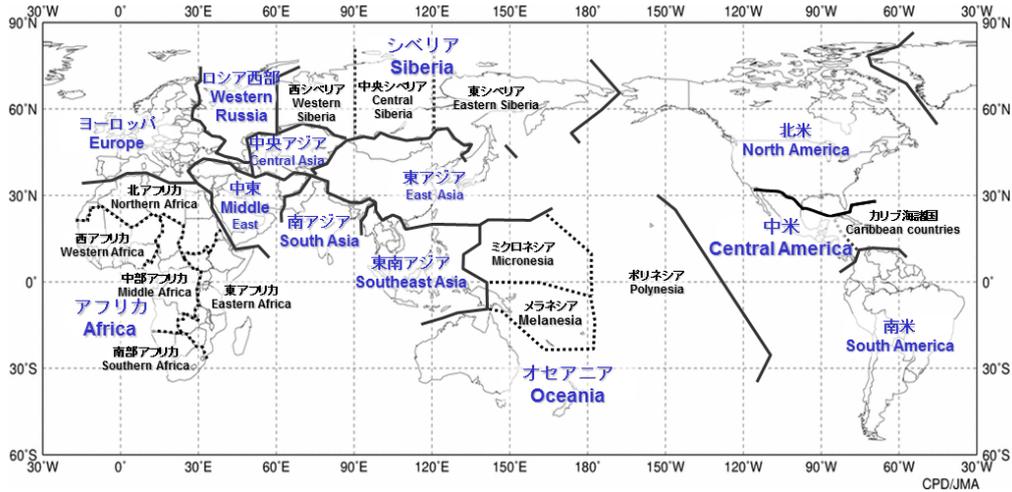
### 1.2.2 日本の天候の地域区分

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（第2.1.3図など）や階級一覧表（第2.1.1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

日本の天候の平年差（比）に使用している平年値の期間は1981～2010年の30年間である。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作成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」<sup>4</sup>を参照のこと。

<sup>4</sup> <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（第2.2.1図）及び、年平均気温偏差の分布図（第2.2.2図）を掲載する。偏差の基準は、1981～2010年の30年平均値である。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

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データ及び気象庁で収集したCLIMAT報データ（1982年6月以降）を使っている。平年値の算出期間は1981～2010年の30年間で、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-DAT<sup>5</sup>）等に基づいている。

<sup>5</sup> EM-DAT: 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

世界の天候では、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いる。

**異常高温・異常低温**：月／季節の平均気温の平年差が平年値統計期間（1981～2010年）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統計期間における各月／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（第2.2.3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（第2.2.5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（第2.2.4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、半円の大きさを表す。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（第2.2.6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）。平年値については、JRA-55の解析値から作成した1981～2010年平均値を使用する。平年値作成の詳細については、気象庁（2011b）を参照のこと。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・高緯度の気候循環の特徴についてまとめる。

中・高緯度の気候循環場において、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（地球が球体で回転していることにより発生する波；ロスビー波の解説は、例えば気象庁（2012）を参照）の波束（エネルギー）伝播

本書では、ロスビー波束の伝播の解析には、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の解析を行う。

### 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 (第 2.4.4 図など)。平年値は 1981~2010 年平均値である。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。ただし、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) なっているので注意が必要である。

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。流線関数 (第 2.4.5 図など) は、風の回転成分を用いて、

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

( $\psi$ : 流線関数、 $u_\psi, v_\psi$ : 風の回転成分)

と定義され、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吹き、その速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、同じく平年の循環が高気圧性循環のところでも低気圧性循環の平年偏差が現れれば、高気圧性

循環が平年より弱い、あるいは平年と異なり低気圧性循環となっていることを示す。

速度ポテンシャルは大規模な発散・収束を表す量であり、発散風を用いて次の式のように定義される。

$$\mathbf{v}_\chi = \nabla\chi$$

( $\chi$ : 速度ポテンシャル、 $\mathbf{v}_\chi$ : 発散風ベクトル)

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。また、発散風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、その勾配の大きいところ (等値線の混んでいるところ) ほど発散風が強い。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 (第 2.4.2 図) などから解析する。

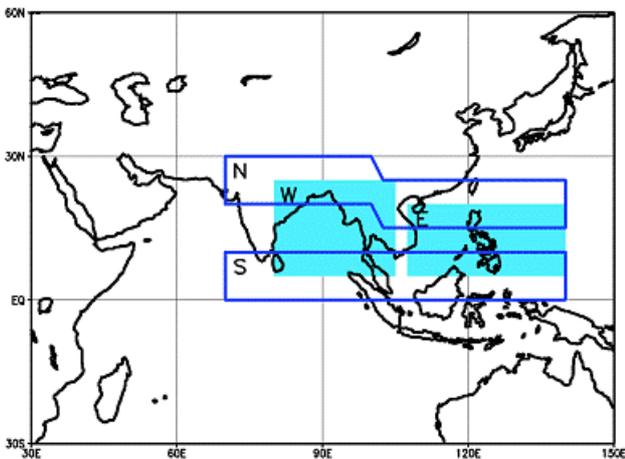
### 1.4.3 熱帯の大気及び海洋の監視指数

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)、領域平均海面水温偏差 (NINO.1+2, NINO.3, NINO.4, NINO.WEST, IOBW) を掲載する (第 2.4.1 表)。それぞれの指数の算出に利用する領域は、第 2.4.1 表の下部に示す。

第 2.4.1 表の領域平均海面水温偏差は平年値からの差 (平年偏差) を表し、その他の指数は規格化偏差 (平年偏差を平年値の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操作では、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るため、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°S~35°N, 60°E~150°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)を定義している。



第1.4.1図 夏のアジアモンスーンOLR指数(SAMOI)の領域

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

$SAMOI(N) = (規格化OLR(S) - 規格化OLR(N))$ を規格化

$SAMOI(W) = (規格化OLR(E) - 規格化OLR(W))$ 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北日本を中心に高温となる傾向が見られる。

### 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(第2.5.1図など)は、気象庁が収集した海面水温の観測データから作成された緯度・経度1度格子のCOBE-SSTを用いたものである。平年値の期間は1981~2010年の30年間である。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(第2.5.3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)から計算した半月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。平年値の期間は1981~2010年の30年間である。

### 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.
- 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. 2015 年の気候系の特徴

### 2.1 日本の天候

2015 年の日本の天候の主な特徴は以下のとおりである。

○年平均気温は全国的に高く、北日本と沖縄・奄美ではかなり高かった。ただし、西日本は 2 年連続の冷夏となった。

○年降水量は、西日本太平洋側でかなり多く、東日本太平洋側と西日本日本海側で多かった。また、「平成 27 年 9 月関東・東北豪雨」が発生した。

○年間日照時間は、北日本と東日本日本海側で多く、西日本で少なかった。

#### 2.1.1 年平均気温の経年変化

都市化の影響の少ない全国 15 地点で平均した 2015 年の日本の年平均気温偏差は+0.69℃で、統計を開始した 1898 年以降で 4 番目に高い値となった(第 2.1.1 図)。長期的には、日本の年平均気温は 100 年あたり約 1.16℃(統計期間：1898～2015 年)の割合で上昇している。

#### 2.1.2 年平均気温、年降水量、年間日照時間

夏から秋の一時期を除き、全国的に高温傾向が続いた(第 2.1.2 図)。3 月は北日本で、5 月は北・東日本で、6 月と 11 月は沖縄・奄美で、12 月は東日本で記録的な高温となった(第 2.1.2 表)。夏から秋にかけては西日本を中心に低温の時期があり、西日本では 2 年連続の冷夏となった。年平均気温は、全国的に高く、北日本と沖縄・奄美ではかなり高かった(第 2.1.2 表、第 2.1.3 図)。

北・東日本では、8 月中旬～9 月上旬など日照時間の少ない時期もあったが、春の後半や秋の中頃は高気圧に覆われ日照時間がかなり多くなった。このため年間日照時間は北日本と東日本日本海側で多かった。年降水量は、東日本日本海側では梅雨前線の影響を受けにくく(第 2.1.3 表)、夏の降水量がかなり少なかったことなどから少なかったが、東日本太平洋側では「平成 27 年 9 月関東・東

北豪雨」が発生したことなどから多かった。

西日本では、夏に太平洋高気圧の張り出しが弱く、太平洋側を中心に前線や台風、湿った気流の影響を受けやすかったことなどから年降水量は多く、西日本太平洋側ではかなり多かった。また、4 月と 11 月に、顕著な寡照となったことなどから、年間日照時間は少なかった。

沖縄・奄美は、年降水量、年間日照時間もともに平年並だった。

#### 2.1.3 季節別の天候の特徴

(1) 冬(2014 年 12 月～2015 年 2 月)(第 2.1.4 図(a))

○北日本は暖冬、東・西日本と沖縄・奄美は寒冬となった。

○日本海側の降雪量は少なく、北日本日本海側ではかなり少なかった。

○北日本では北海道を中心にたびたび暴風雪となった。

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

**平均気温**：北日本は高く、東・西日本と沖縄・奄美で低かった。

**降水量**：北・東・西日本で多く、東日本日本海側ではかなり多かった。沖縄・奄美では少なかった。

**日照時間**：東・西日本日本海側と北日本太平洋側でかなり少なく、北日本日本海側と西日本太平洋側で少なかった。東日本太平洋側と沖縄・奄美は平年並だった。

## (2) 春 (2015年3~5月) (第2.1.4図(b))

○北日本で記録的な高温となった。

○北日本の降水量は多かった。

○北・東日本と西日本日本海側は多照となった。

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

**平均気温**：北・東・西日本ではかなり高く、沖縄・奄美で高かった。

**降水量**：北日本で多く、東・西日本、沖縄・奄美では平年並だった。

**日照時間**：北日本、東日本日本海側ではかなり多く、東日本太平洋側、西日本日本海側で多かった。西日本太平洋側と沖縄・奄美で平年並だった。

## (3) 夏 (2015年6~8月) (第2.1.4図(c))

○北日本と沖縄・奄美は暑夏、西日本は冷夏だった。

○降水量は、西日本太平洋側と沖縄・奄美でかなり多く、東日本日本海側でかなり少なかった。

○日照時間は、西日本太平洋側でかなり少なかった。

西日本では前線や台風、南からの湿った気流の影響を受けやすかったため、太平洋側を中心に降水量が多く、日照時間が少なかった。夏の平均気温は低く、2年連続の冷夏となった。沖縄・奄美でも多雨・寡照となったが、6月が記録的な高温だったため、夏の平均気温はかなり高かった。北・東日本では、7月中旬から8月上旬にかけて、太平洋高気圧に覆われ顕著な高温となり、北日本では夏の平均気温が高かった。また、東日本日本海側では梅雨前線の影響を受けにくく、夏の降水量がかなり少なかった。8月中旬以降は、太平洋高

気圧の本州付近への張り出しが弱く、全国的に前線や台風、湿った気流の影響を受け、曇りや雨の日が多く、不順な天候となった。

**平均気温**：沖縄・奄美でかなり高く、北日本で高かった。一方、西日本では低かった。東日本では平年並だった。

**降水量**：西日本太平洋側、沖縄・奄美でかなり多く、東日本太平洋側では多かった。一方、東日本日本海側ではかなり少なく、北日本太平洋側では少なかった。北・西日本日本海側では平年並だった。

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

## (4) 秋 (2015年9~11月) (第2.1.4図(d))

○9月は東・西日本で、10月は北日本で低温となり、11月は全国的に高温となった。

○9月上旬と11月は太平洋側を中心に多雨寡照となり、9月中下旬と10月は全国的に少雨多照となった。

○沖縄・奄美では気温がかなり高く、降水量がかなり少なかった。

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

圧や台風等の影響を受けにくく、少雨傾向が続いたため、秋の降水量はかなり少なかった。

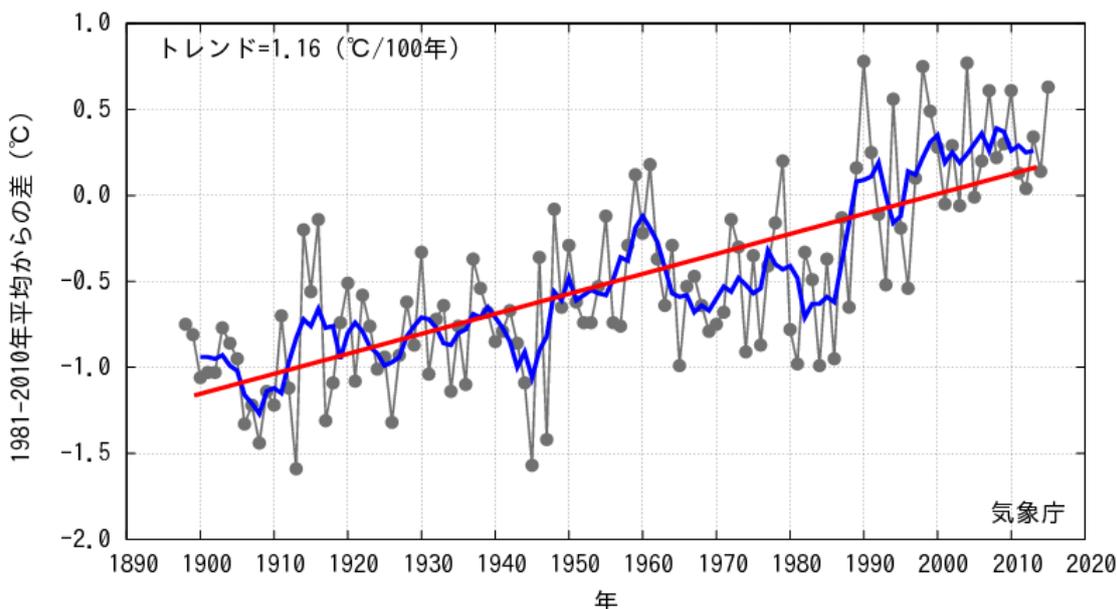
平均気温：沖縄・奄美でかなり高く、北・東・西日本は平年並だった。

降水量：沖縄・奄美でかなり少なく、東日本日本海側で少なかった。北・東日本太平洋側で

は多かった。北日本日本海側と西日本は平年並だった。

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

日本の年平均気温偏差



第 2.1.1 図 日本の年平均気温偏差 (°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、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 2.1.1 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（2015 年）

	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	1.1 (+)*	102 (0) 日 100 (0) 太 103 (0)	104 (+) 日 104 (+) 太 105 (+)	北海道	1.1 (+)*	107 (+) 日 110 (+) 才 111 (+) 太 103 (0)	102 (0) 日 102 (0) 才 97 (-) 太 104 (+)
東日本	0.7 (+)	109 (+) 日 91 (-) 太 114 (+)	103 (+) 日 106 (+) 太 102 (0)	東北	1.0 (+)*	95 (-) 日 88 (-)* 太 99 (0)	108 (+) 日 109 (+) 太 107 (+)
西日本	0.4 (+)	119 (+)* 日 109 (+) 太 128 (+)*	97 (-) 日 98 (-) 太 95 (-)	関東甲信	0.9 (+)*	107 (+)	104 (+)
沖縄・奄美	0.5 (+)*	102 (0)	100 (0)	北陸	0.6 (+)	91 (-)	106 (+)
				東海	0.6 (+)	123 (+)*	100 (0)
				近畿	0.5 (+)	123 (+)* 日 108 (+) 太 128 (+)*	99 (-) 日 103 (0) 太 97 (-)
				中国	0.4 (+)	103 (0) 陰 93 (0) 陽 115 (+)	100 (0) 陰 103 (0) 陽 98 (-)
				四国	0.4 (+)	121 (+)	97 (-)
				九州北部	0.3 (+)	115 (+)	96 (-)
				九州南部 ・奄美	0.3 (+) 本 0.3 (+) 奄 0.5 (+)*	135 (+)* 本 141 (+)* 奄 113 (+)	92 (-)* 本 91 (-)* 奄 95 (-)
				沖縄	0.6 (+)*	98 (0)	102 (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)  
(\*):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

第 2.1.2 表 月平均気温、月降水量、月間日照時間の記録を更新した地点数（2015 年）

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

（気温）北：北日本、東：東日本、西：西日本、沖奄：沖縄・奄美

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

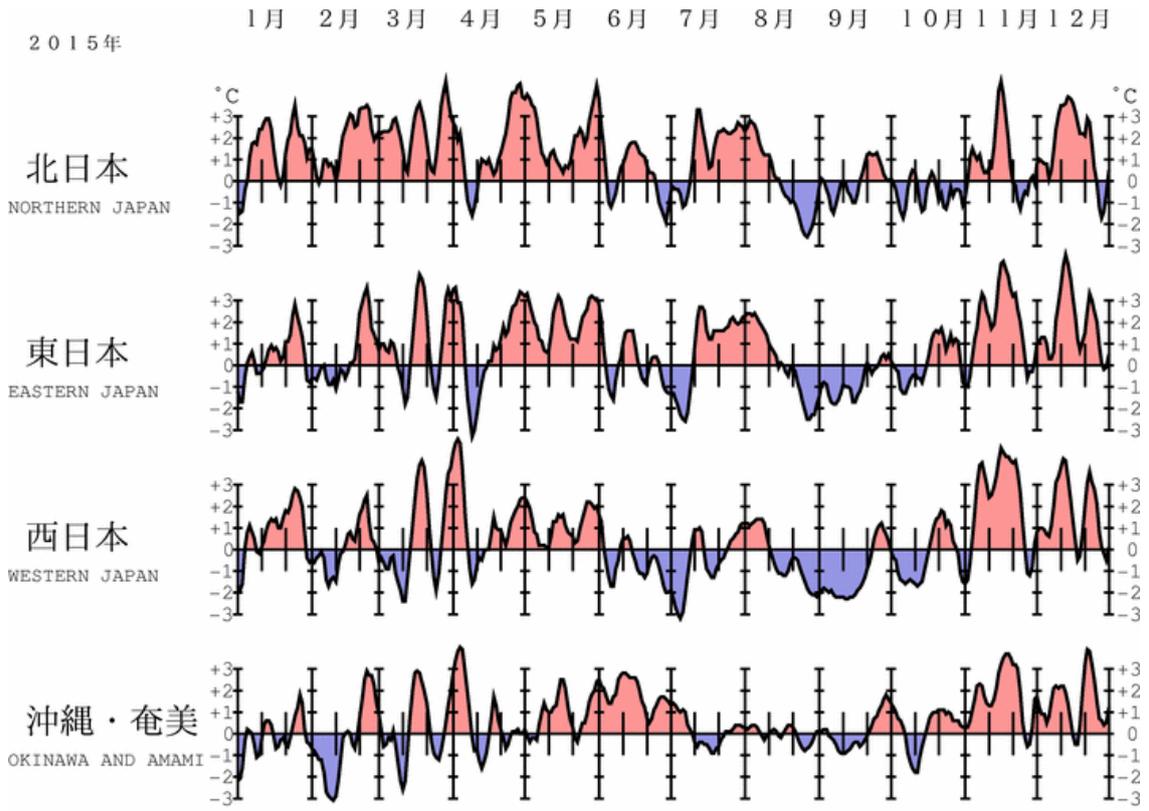
	平均気温		降水量		日照時間	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1 月				4		
2 月	2			2		
3 月	20、4 タイ 北		6 北日、北太		1	
4 月	1		2			
5 月	55、8 タイ 北・東			3	11 北太、東日	
6 月	5 沖奄		5 西太			
7 月						
8 月			2	1		
9 月			2			
10 月			1	7 東太	37 西日、西太	
11 月	20、7 タイ 沖奄					5 西日、西太
12 月	19、5 タイ 東・西		8 沖奄			

第 2.1.3 表 梅雨入り・梅雨明けの時期（2015 年）

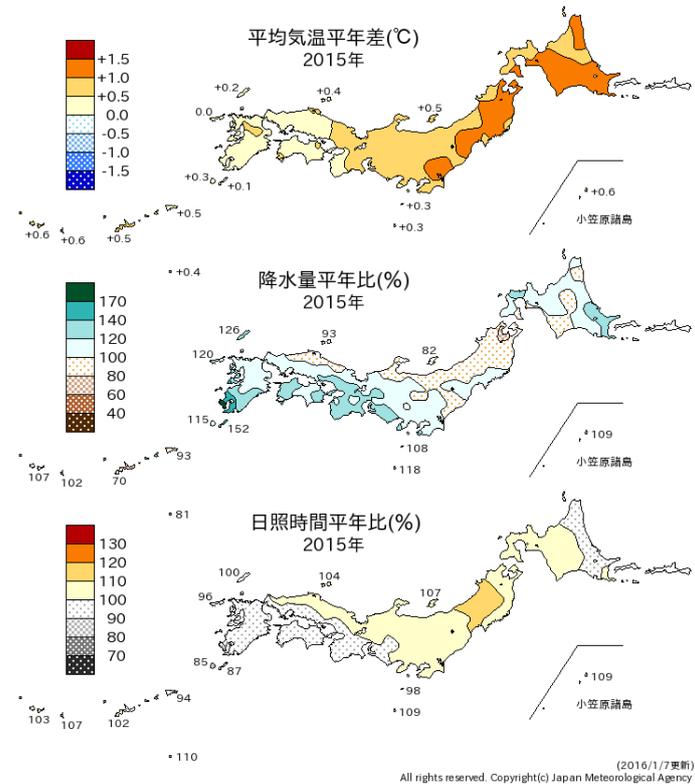
地方名	梅雨入り(注1)	平 年	梅雨明け(注1)	平 年	梅雨時期の降水量 平年比と階級(注2)
沖 縄	5 月 20 日ごろ(+)*	5 月 9 日ごろ	6 月 8 日ごろ(-)*	6 月 23 日ごろ	73%(-)
奄 美	5 月 19 日ごろ(+)	5 月 11 日ごろ	7 月 6 日ごろ(+)	6 月 29 日ごろ	141%(+)
九州南部	6 月 2 日ごろ(0)	5 月 31 日ごろ	7 月 14 日ごろ(0)	7 月 14 日ごろ	209%(+)*
九州北部	6 月 2 日ごろ(-)	6 月 5 日ごろ	7 月 29 日ごろ(+)	7 月 19 日ごろ	102%(0)
四 国	6 月 2 日ごろ(0)	6 月 5 日ごろ	7 月 24 日ごろ(+)	7 月 18 日ごろ	142%(+)*
中 国	6 月 2 日ごろ(-)	6 月 7 日ごろ	7 月 24 日ごろ(+)	7 月 21 日ごろ	78%(-)
近 畿	6 月 3 日ごろ(-)	6 月 7 日ごろ	7 月 24 日ごろ(+)	7 月 21 日ごろ	144%(+)*
東 海	6 月 3 日ごろ(-)	6 月 8 日ごろ	7 月 24 日ごろ(+)	7 月 21 日ごろ	135%(+)*
関東甲信	6 月 3 日ごろ(-)	6 月 8 日ごろ	7 月 10 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	128%(+)
北 陸	6 月 19 日ごろ(+)	6 月 12 日ごろ	7 月 25 日ごろ(0)	7 月 24 日ごろ	68%(-)
東北南部	6 月 26 日ごろ(+)*	6 月 12 日ごろ	7 月 26 日ごろ(0)	7 月 25 日ごろ	66%(-)*
東北北部	6 月 26 日ごろ(+)*	6 月 14 日ごろ	7 月 29 日ごろ(0)	7 月 28 日ごろ	87%(-)

(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気象台・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。

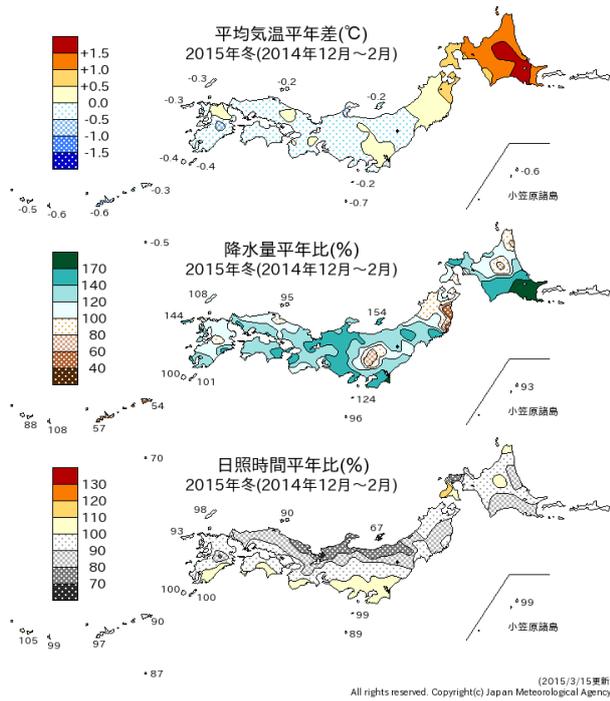


第 2.1.2 図 地域平均気温平年偏差の 5 日移動平均時系列（2015 年 1 月～12 月）

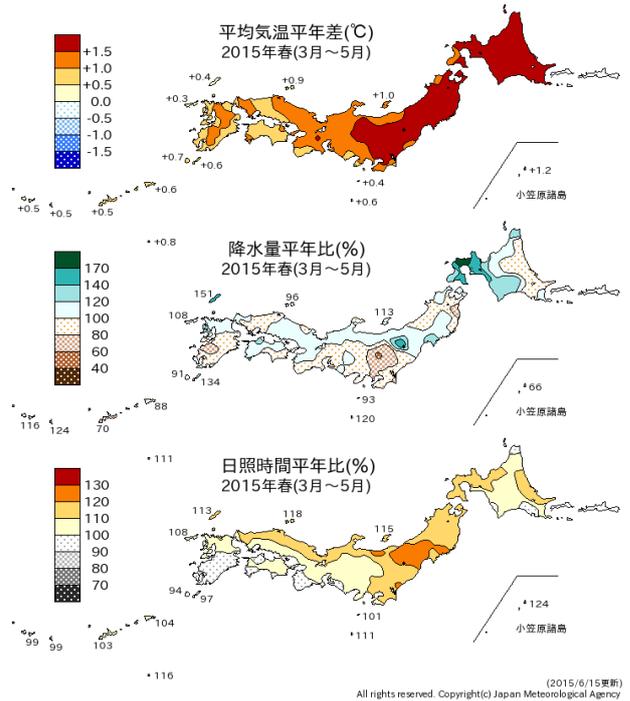


第 2.1.3 図 年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布（2015 年）

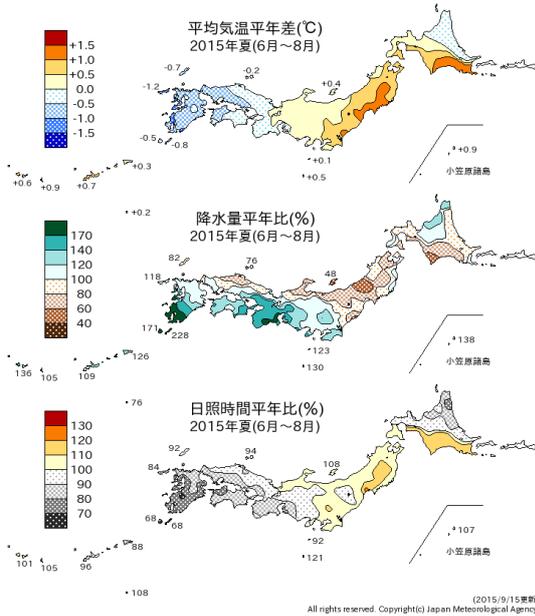
(a) 冬 (12~2月)



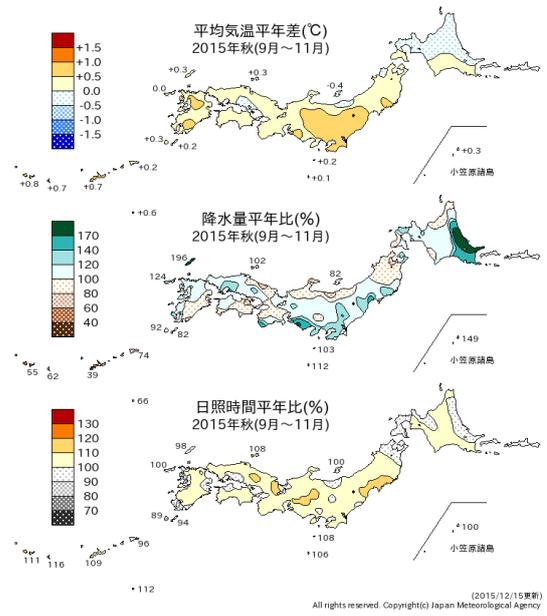
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.1.4 図 2015 年の季節別 (夏、秋) の平均気温、降水量、日照時間の平年差 (比) の分布 (a) 冬 (2014 年 12 月~2015 年 1 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

2015年の世界の年平均気温の偏差及び誤差幅は $+0.42 \pm 0.14^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した1891年以降で最も高い値となり、これまで最も高かった2014年の $+0.27^{\circ}\text{C}$ の記録を大きく更新した(第2.2.1図)。長期的には、世界の年平均気温は100年あたり約 $0.71^{\circ}\text{C}$ (統計期間:1891~2015年)の割合で上昇しており、特に1990年代半ば以降、高温となる年が多くなっている。また、月別では1月、3月及び5~12月、季節別では春(3~5月)、夏(6~8月)及び秋(9~11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、北米北東部から北大西洋にかけての一部地域等で低温となったが、ユーラシア大陸、太平洋北部、熱帯域及びインド洋など、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

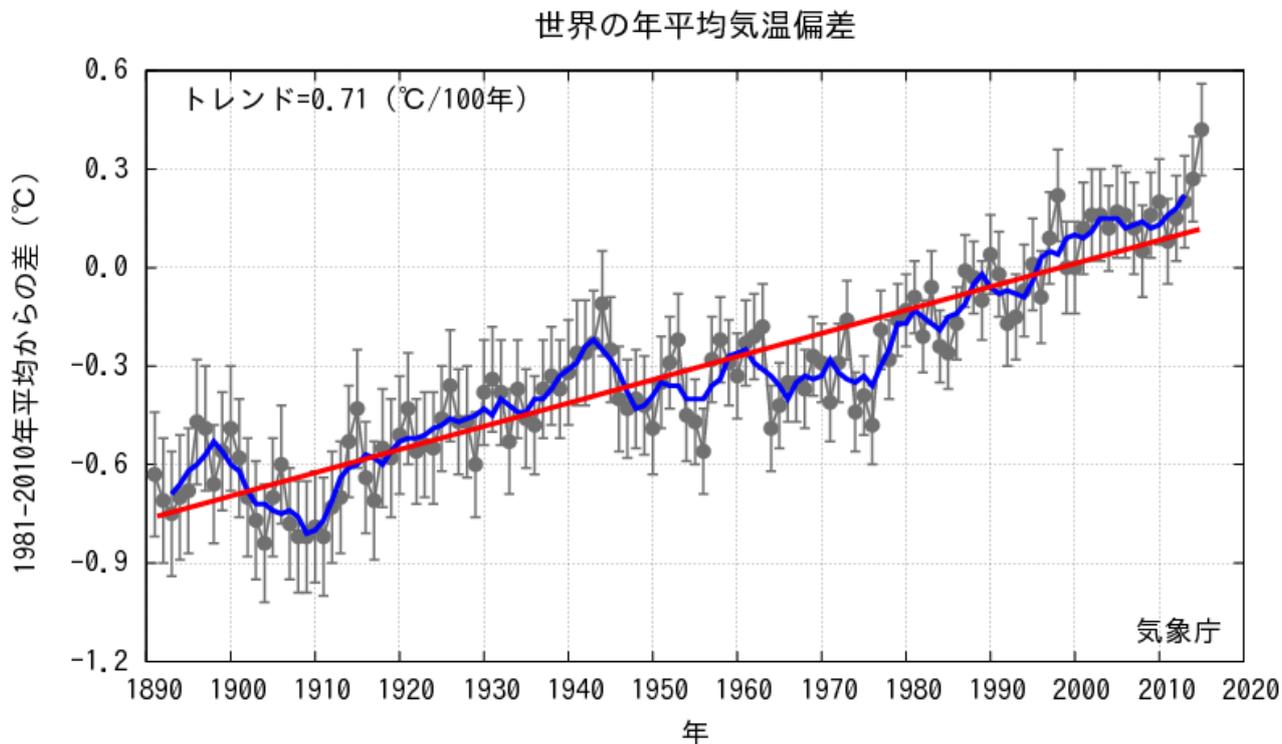
効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響が考えられる。

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変動しており、2015年の世界の年平均気温が特に高くなった要因の一つとして、2014年夏から続いていたエルニーニョ現象が2015年春以降さらに発達したことが考えられる。

### 2.2.2 地域ごとの天候

年平均気温は、世界の多くのところで平年より高く、カナダ東部、南極大陸沿岸部などで平年より低かった(第2.2.3図)。中央シベリアや西シベリアの一部、北米西岸、低緯度域の各地で、異常高温となる月が多かった(第2.2.4図)。

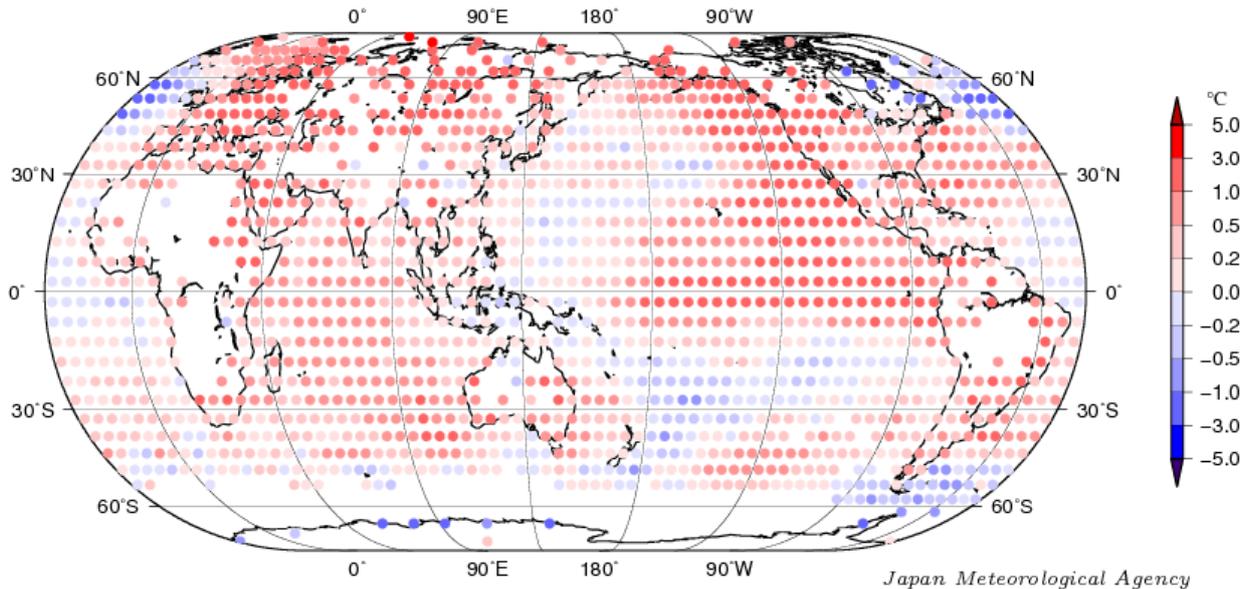
年降水量は、西日本から中国南東部、中国北部、中央シベリア西部からインド北部、ヨーロッパ北部、米国南部及びその周辺、エクアドルからチリ北部にかけての沿岸部、パラ



第2.2.1図 世界の年平均気温偏差 ( $^{\circ}\text{C}$ ) の経年変化

黒丸は各年の平均気温の基準値からの偏差、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。

## 年平均気温偏差 2015 年



図中の丸印は、 $5^{\circ} \times 5^{\circ}$  格子で平均した 1981-2010 年からの偏差を示す。

### 第 2.2.2 図 2015 年の年平均気温偏差 (°C) の分布図

各観測点の 2015 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。

グアイ及びその周辺、オーストラリア北部などで平年より多く、インドネシア中部から西部、アラビア半島南部、南アフリカ、カリブ海南部周辺、ブラジル東部、オーストラリア北東部などで平年より少なかった（第 2.2.5 図）。米国南部からメキシコ中部、パラグアイ及びその周辺で異常多雨となる月が多く、インドネシア西部及びその周辺、南米北部で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、2015 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) 中央シベリア南部の高温（1～2、7～8 月）

中央シベリア南部では、1～2 月と 7～8 月に異常高温となった。中央シベリア南部のボルジャでは 1～2 月の 2 か月平均気温が  $-19.1^{\circ}\text{C}$ （平年差  $+5.7^{\circ}\text{C}$ ）、中央シベリア南部のイルクーツクでは 7～8 月の 2 か月平均気温

が  $20.0^{\circ}\text{C}$ （平年差  $+2.9^{\circ}\text{C}$ ）だった。

#### (2) 中国南部の大雨（5、7、8 月）

中国では、南部を中心に各地で大雨による被害が伝えられ、5 月、7 月、8 月にそれぞれ 100 人以上が死亡したと伝えられた。中国のコワントン（広東）省コワンチョウ（広州）では 5 月の月降水量が 805mm（平年比 274%）、中国のチアンシー（江西）省ナンチャン（南昌）では 7 月の月降水量が 238mm（平年比 171%）、中国のスーチョワン（四川）省シーチャン（西昌）では 8 月の月降水量が 286mm（平年比 156%）だった。

#### (3) インドシナ半島北部及びその周辺の高温（5～6、9、11 月）

インドシナ半島北部及びその周辺では、5～6 月、9 月、11 月に異常高温となった。ラオス北部のルアンプラバンでは、5～6 月の 2 か月平均気温が  $30.0^{\circ}\text{C}$ （平年差  $+2.2^{\circ}\text{C}$ ）、9 月の月平均気温が  $28.5^{\circ}\text{C}$ （平年差  $+1.7^{\circ}\text{C}$ ）、

タイ北部のチェンマイでは 11 月の月平均気温が 26.8℃（平年差+2.5℃）だった。

**(4) インドネシア西部及びその周辺の高温（6～7、9～12 月）・少雨（7、9～11 月）**

インドネシア西部及びその周辺では、6～7 月と 9～12 月に異常高温、7 月と 9～11 月に異常少雨となった。マレーシア南部のメルシンでは 6～7 月の 2 か月平均気温が 28.0℃（平年差+1.4℃）、インドネシア北西部のシボルガ（スマトラ島）では 9～12 月の 4 か月平均気温が 26.5℃（平年差+0.7℃）だった。マレーシア南部のクアンタンでは 7 月の月降水量が 37mm（平年比 23%）、インドネシア中部のバンジャルマシム（ボルネオ島）では 9～11 月の 3 か月降水量が 113mm（平年比 19%）だった。

**(5) ミャンマーの大雨（6～8 月）**

ミャンマーでは、6～8 月に大雨による洪水で 120 人以上が死亡したと伝えられた。ミャンマー西部のシトウェでは、6～8 月の 3 か月降水量が 4109mm（平年比 156%）だった。

**(6) インドの熱波（5 月）・大雨（6～9、11～12 月）**

インドでは、5 月下旬に熱波に見舞われ、中部や南東部で合計 2300 人以上が死亡したと伝えられた。

また、インドでは、6～9 月のモンスーン期間中の洪水や地すべりにより合計で 850 人以上が死亡したと伝えられた。インド南東部は 11～12 月にも大雨に見舞われ、10 月以降の死者の合計が 400 人を越えたと伝えられた。

**(7) インドの高温（7～12 月）**

インドでは、7～12 月に異常高温となった。インド南部のハイデラーバードでは、7～12 月の 6 か月平均気温が 27.4℃（平年差+2.2℃）だった。

**(8) パキスタンの熱波（6 月）・大雨（7～9 月）**

パキスタン南部では 6 月後半に熱波に見舞われ、1200 人以上が死亡したと伝えられた。パキスタン南部のカラチ国際空港では、6 月の月平均気温が 33.6℃（平年差+1.9℃）だった。

また、パキスタンでは、7～9 月のモンスーン期間中の洪水や地すべりにより 230 人以上が死亡したと伝えられた。

**(9) アフガニスタンの雪崩、洪水、地すべり（2～4 月）**

アフガニスタンの中部から東部では、2～4 月に、雪崩、洪水、地すべりなどにより 340 人以上が死亡したと伝えられた。

**(10) 西シベリア北部及びその周辺の高温（4～6 月）**

西シベリア北部及びその周辺では、4～6 月に異常高温となった。西シベリア北部のディクソンでは、4～6 月の 3 か月平均気温が -3.5℃（平年差+4.7℃）だった。

**(11) 紅海周辺の高温（3、7～10 月）**

紅海周辺では、3 月と 7～10 月に異常高温となった。サウジアラビア南西部のジーザーンでは、3 月の月平均気温が 29.4℃（平年差+1.3℃）、7～10 月の 4 か月平均気温が 34.2℃（平年差+1.5℃）だった。

**(12) モーリシャス及びその周辺の高温（6～12 月）**

モーリシャス及びその周辺では、6～12 月に異常高温となった。モーリシャスのアガレーガ諸島では、6～12 月の 7 か月平均気温が 27.4℃（平年差+1.2℃）だった。

**(13) 東アフリカ南部の洪水（1 月）**

東アフリカ南部は 1 月に洪水に見舞われ、

マラウイで 270 人以上、モザンビークで 160 人以上が死亡したと伝えられた。

#### (14) 米国西部及びその周辺の高温 (1~3、6~10 月)

米国西部及びその周辺では、1~3 月と 6~10 月に異常高温となった。米国のカリフォルニア州サンタマリアでは、1~3 月の 3 か月平均気温が 15.4℃ (平年差+3.7℃)、6~10 月の 5 か月平均気温が 20.2℃ (平年差+3.1℃) だった。米国本土の 6 月と 9 月の月平均気温は、1895 年の統計開始以降でどちらも 2 番目に高かった (米国海洋大気庁)。

#### (15) 米国カリフォルニア州の干ばつ (通年)

米国カリフォルニア州では、引き続き干ばつによる森林火災の被害などが伝えられた。米国のカリフォルニア州ロサンゼルスでは、2015 年の年降水量が 153mm (平年比 48%) だった。なお、ロサンゼルスの年降水量は、2013 年が 95mm (平年比 30%)、2014 年が 213mm (平年比 66%) だった。

#### (16) 米国南部~メキシコ中部の多雨 (2~5、10 月)

米国南部からメキシコ中部にかけては、2~5 月と 10 月に異常多雨となった。米国のテキサス州コーパスクリスティでは 2~5 月の 4 か月降水量が 718mm (平年比 345%)、メキシコ中部のサンルイスポトシでは 10 月の月降水量が 162mm (平年比 572%) だった。米国本土の 5 月の月降水量は、1895 年の統計開始以降で最も多かった (米国海洋大気庁)。

#### (17) 米国南東部~メキシコ南東部の高温 (3~4、7、11~12 月)

米国南東部からメキシコ南東部にかけては、3~4 月、7 月、11~12 月に異常高温となった。米国のフロリダ州タラハシーでは、3~4 月の 2 か月平均気温が 21.2℃ (平年差+3.8℃)、7

月の月平均気温が 29.7℃ (平年差+1.7℃)、11~12 月の 2 か月平均気温が 19.6℃ (平年差+5.9℃) だった。米国本土の 12 月の月平均気温は、1895 年の統計開始以降で最も高かった (米国海洋大気庁)。

#### (18) グアテマラ南部の地すべり (10 月)

グアテマラ南部では 10 月初めに発生した地すべりにより、270 人以上が死亡したと伝えられた。

#### (19) 南米北部の高温 (5~12 月)・少雨 (5~9 月)

南米北部では、5~12 月に異常高温、5~9 月に異常少雨となった。コロンビア西部のイバゲでは、5~12 月の 8 か月平均気温が 25.7℃ (平年差+2.0℃) だった。コロンビア北部のバランキジャでは、5~9 月の 5 か月降水量が 127mm (平年比 21%) だった。

#### (20) ブラジル東部・北西部の高温 (9~12 月)

ブラジル東部と北西部では、9~12 月に異常高温となった。ブラジル東部のモンテスクラロスでは 9~12 月の 4 か月平均気温が 28.0℃ (平年差+3.7℃)、ブラジル北西部のマナウスでは 9~12 月の 4 か月平均気温が 30.4℃ (平年差+2.9℃) だった。

#### (21) パラグアイ及びその周辺の多雨 (5、7、11~12 月)

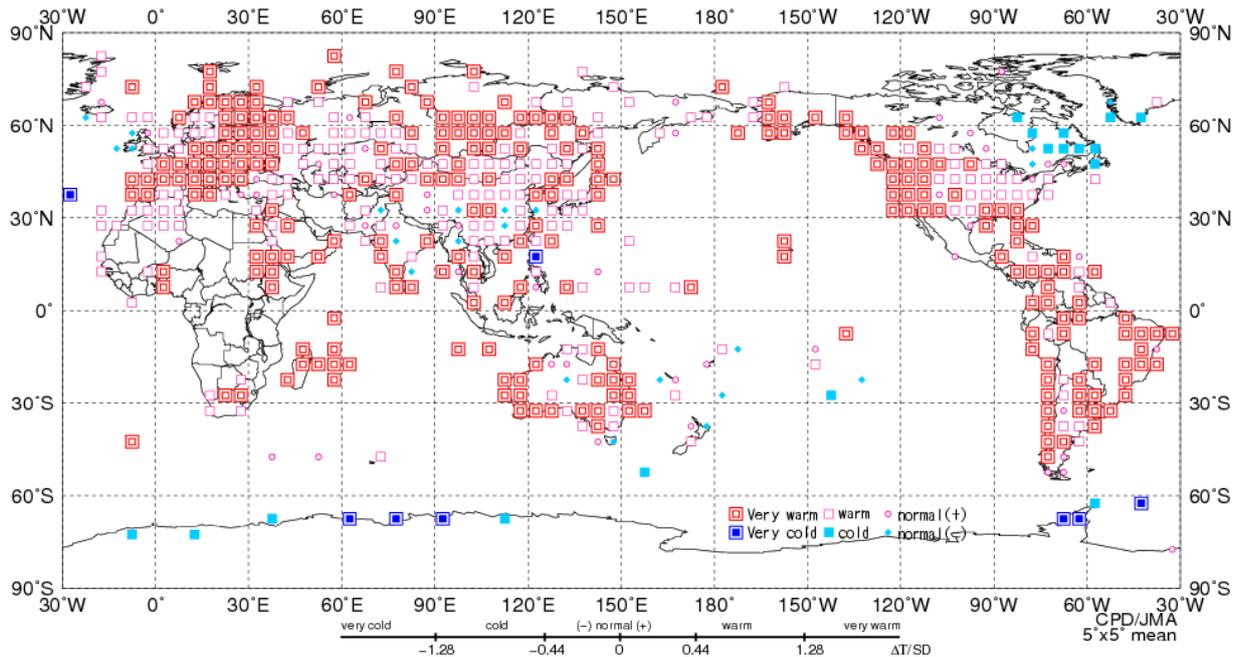
パラグアイ及びその周辺では、5 月、7 月、11~12 月に異常多雨となった。パラグアイのアスンシオンでは 5 月の月降水量が 406mm (平年比 345%)、パラグアイ中部のコンセプションでは 7 月の月降水量が 136mm (平年比 377%)、11~12 月の 2 か月降水量が 803mm (平年比 251%) だった。

#### (22) チリ北部の高温 (4~5、9 月)

チリ北部では、4～5月と9月に異常高温となった。チリ北部のイキケでは4～5月の2か月平均気温が19.9℃（平年差+2.0℃）、チリ北部のラセレナでは9月の月平均気温が13.1℃（平年差+1.2℃）だった。

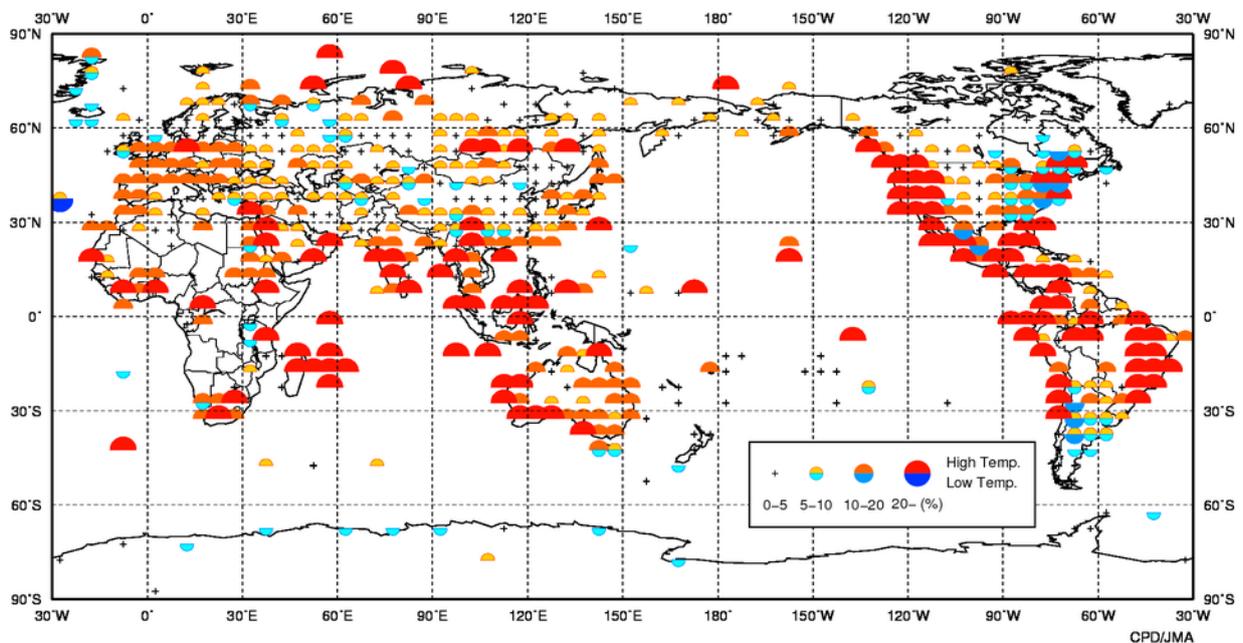
#### **(23) オーストラリア西部の高温（9～11月）**

オーストラリア西部では、9～11月に異常高温となった。オーストラリア南西部のパスでは、9～11月の3か月平均気温が19.2℃（平年差+2.2℃）だった。1910年の統計開始以降で、オーストラリアの10月の月平均気温は最も高く、11月の月平均気温は3番目に高かった（オーストラリア気象局）。



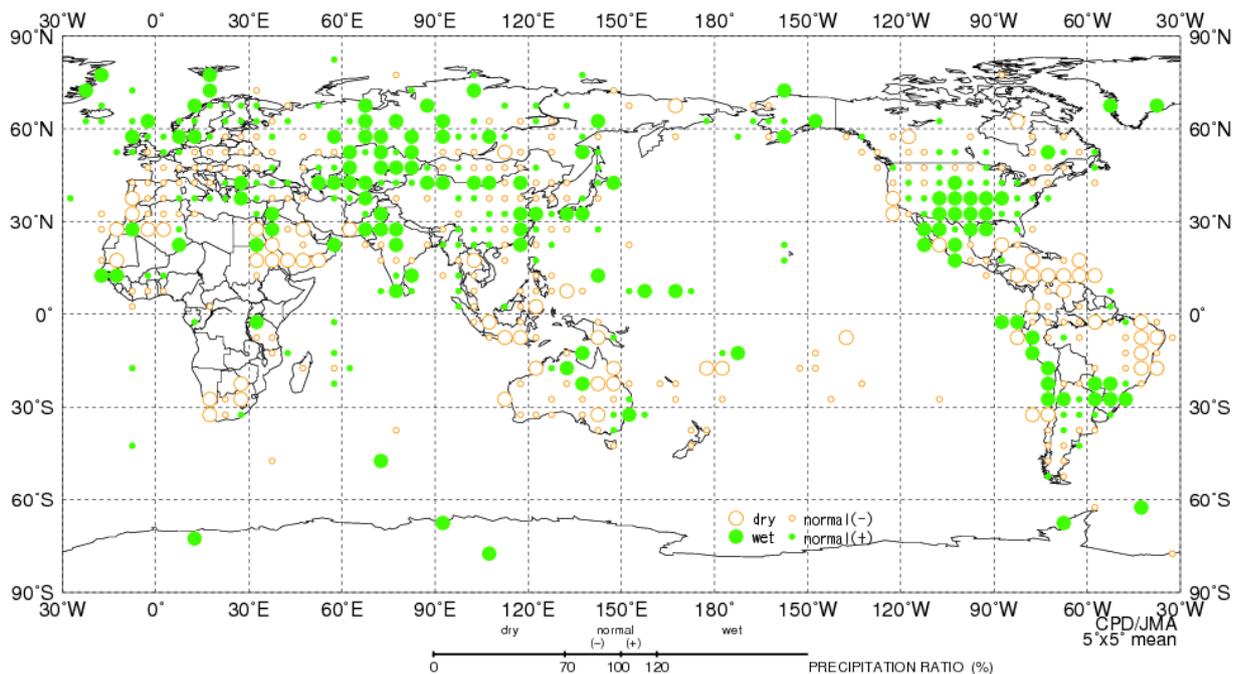
第 2.2.3 図 年平均気温規格化平年差階級分布図（2015 年）

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している。それぞれの階級のしきい値は±1.28、±0.44、0。ただし、観測データ数が 10 か月未満の地点については領域平均に用いていない。



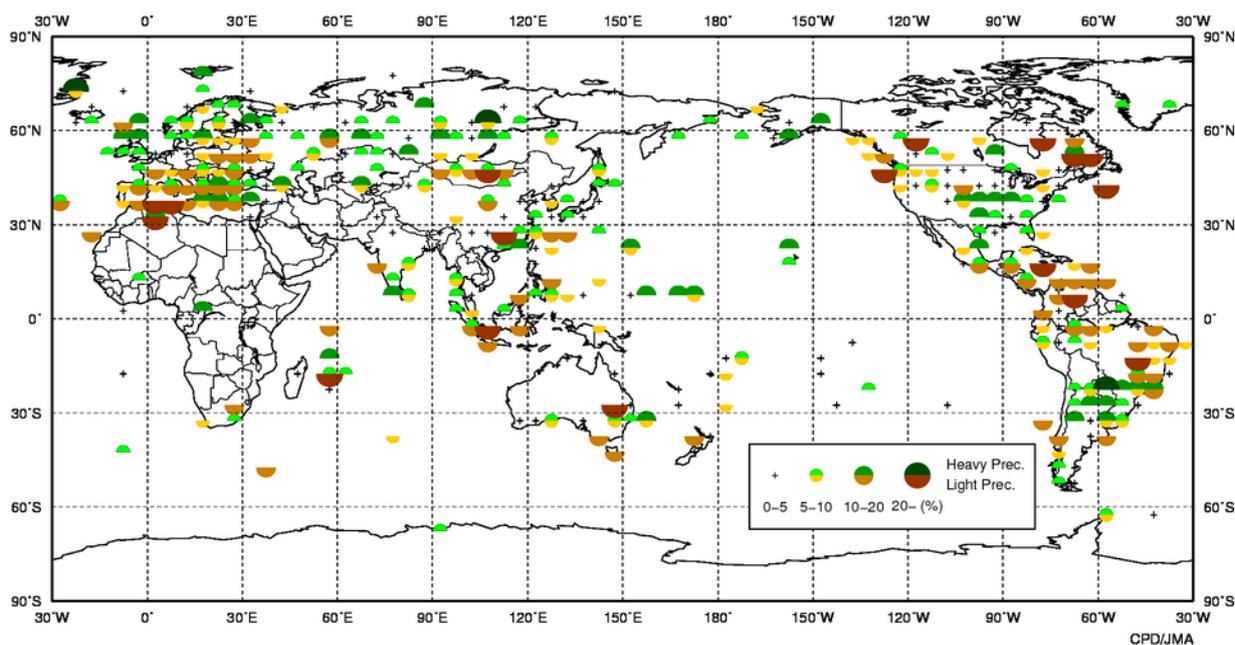
第 2.2.4 図 異常高温・異常低温出現頻度分布図（2015 年）

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、観測データ数が 10 か月未満の地点については集計に用いていない。



第 2.2.5 図 年降水量平年比階級分布図（2015 年）

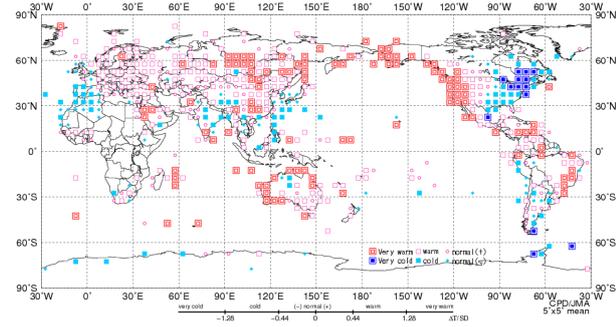
年降水量の平年比を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、4 つの階級に分けて記号で表示している。それぞれの階級のしきい値は 70%、100%、120%。ただし、観測データ数が 10 か月未満の地点については領域平均に用いていない。



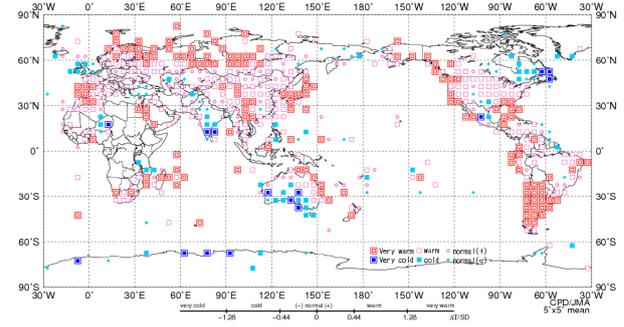
第 2.2.6 図 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2015 年）

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。

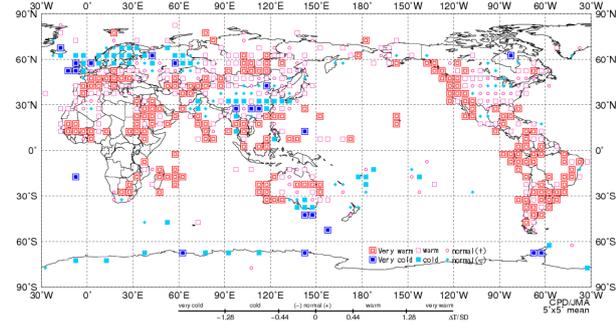
(a) 冬 (12~2月)



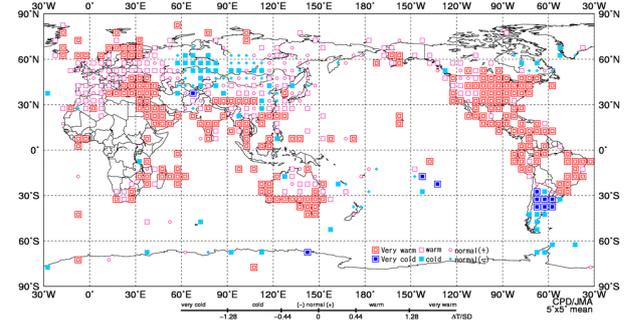
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



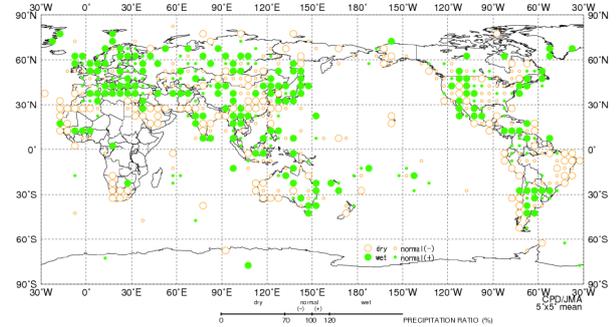
(d) 秋 (9~11月)



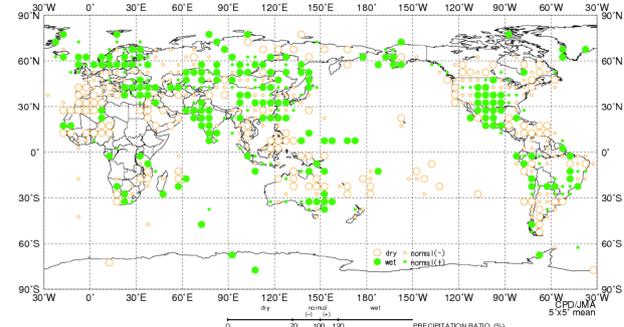
第 2.2.7 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の平均気温規格化年間差階級分布図 (2015 年)

(a) 冬 (2014 年 12 月~2015 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。第 2.2.3 図と同様。ただし、季節別の平均気温規格化年間差。3 か月全ての観測データが揃っている地点を用いて領域平均を計算。

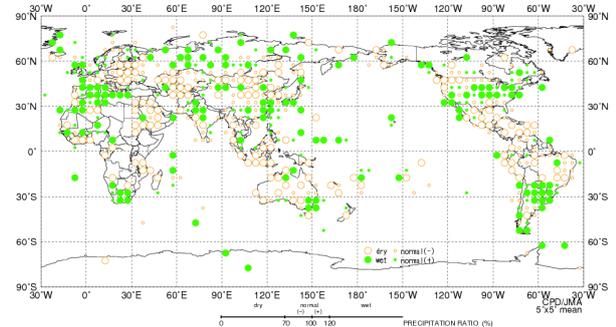
(a) 冬 (12~2月)



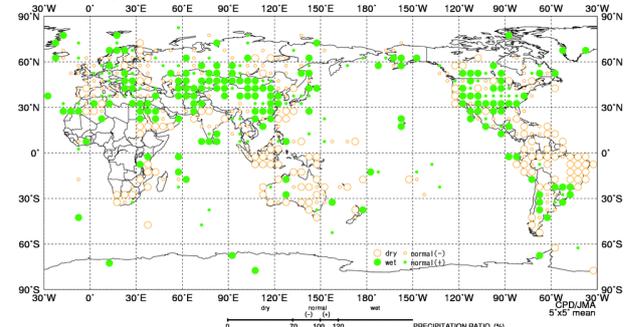
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.2.8 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の合計降水量年間比階級分布図 (2015 年)

(a) 冬 (2014 年 12 月~2015 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。第 2.2.5 図と同様。ただし、季節別の合計降水量年間比。3 か月全ての観測データが揃っている地点を用いて領域平均を計算。



## 2.3 中・高緯度の気象循環

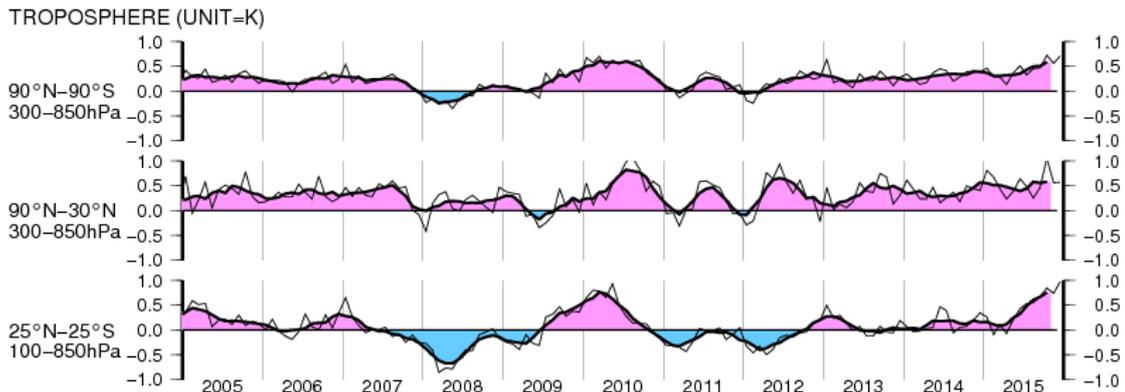
本節では、北半球中・高緯度の気象循環の特徴について、主に季節ごとに述べる。

### 2.3.1 帯状平均層厚換算温度及び東西風

対流圏の帯状平均層厚換算温度平年偏差の時系列（第2.3.1図）をみると、熱帯域では春から秋にかけて大きく上昇し、7月以降は+0.5Kを上回る

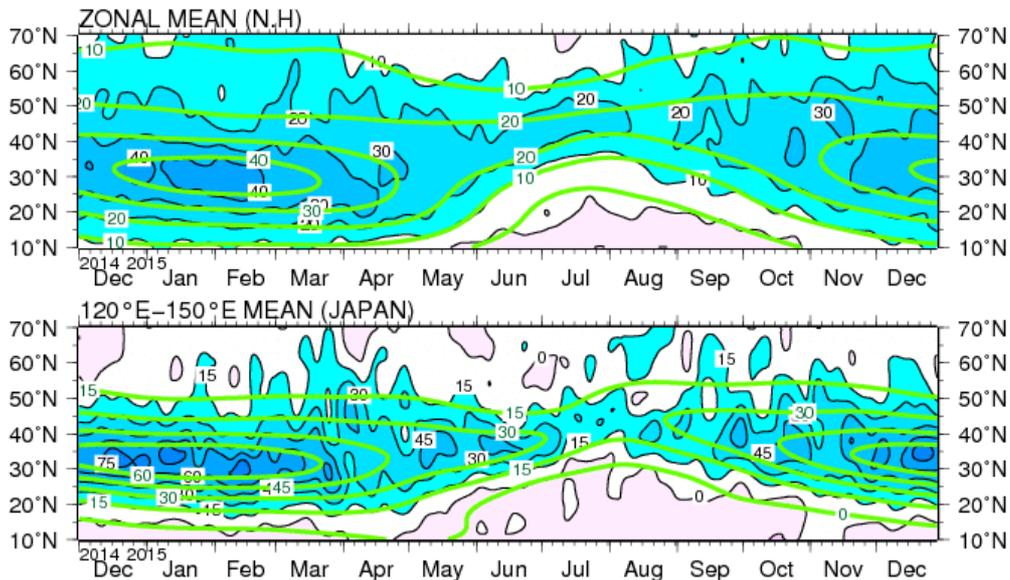
状態となった。全球や北半球中・高緯度域では一年を通して高温偏差で推移した。

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、亜熱帯ジェット気流は平年の位置と比べて、7月は北寄り flowed。日本付近の偏西風（同図下段）は平年の位置と比べて、4月頃は北寄り、夏は南寄り flowed。



第2.3.1図 対流圏の帯状平均層厚換算温度平年偏差の時系列（2005年1月～2015年12月）

上から順に、全球、北半球中・高緯度、熱帯域における層厚換算温度を示し、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（2014年12月～2015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10m/s、下段は15m/s間隔）。平年値は1981～2010年平均値。

### 2.3.2 冬（2014年12月～2015年2月）

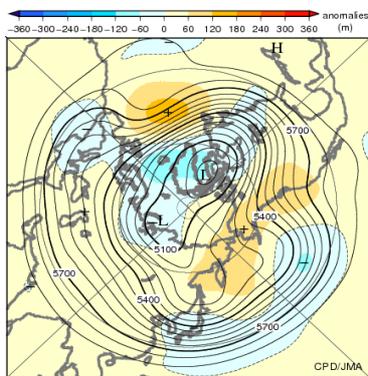
500hPa高度（第2.3.3図）をみると、極うずは平年の位置と比べて大西洋側に偏り、強かった。太平洋中部からヨーロッパにかけての波列パターンに伴って、北米西部や大西洋では正偏差となった。東シベリアからアラスカにかけては正偏差、日本付近では負偏差となった。日本付近の負偏差は、特に12月に明瞭だった（第2.3.7図）。

海面気圧（第2.3.4図）をみると、アイスランド低気圧とアゾレス高気圧はともに平年と比べて強かった。アリューシャン低気圧は平年の位置の

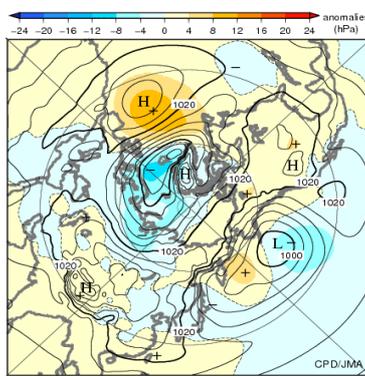
南東側で強かった。12月は、アリューシャン低気圧とシベリア高気圧がともに平年と比べて強く、日本付近では西高東低の気圧配置が強まった（第2.3.8図）。

対流圏下層の気温（第2.3.5図）をみると、ユーラシア大陸の広い範囲と北米西部では高温偏差、北米東部では低温偏差となった。

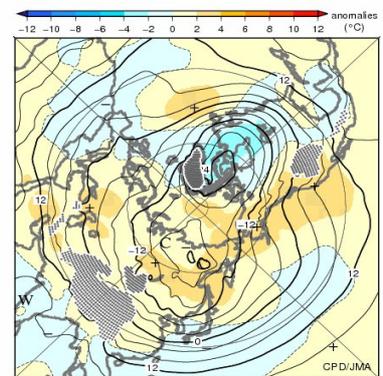
対流圏上層の偏西風（第2.3.6図）をみると、日本付近からその東海上にかけては平年の位置と比べて南寄りを流れた。



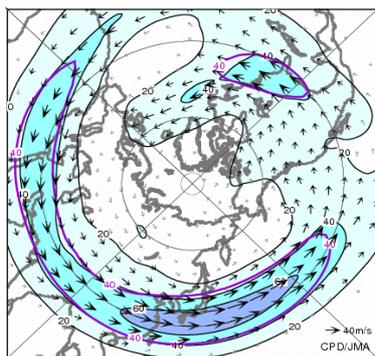
第2.3.3図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2014年12月～2015年2月）等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



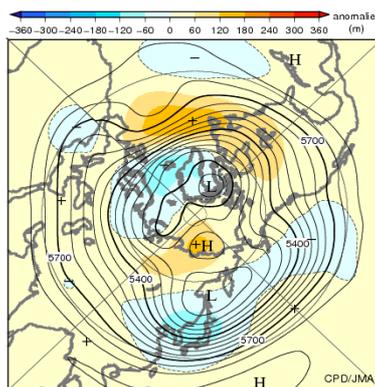
第2.3.4図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2014年12月～2015年2月）等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



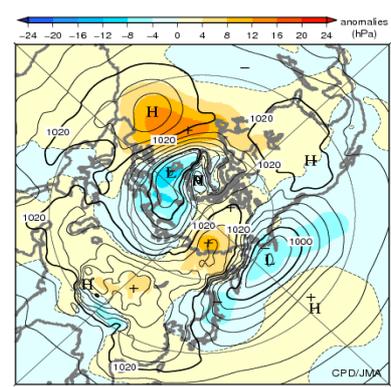
第2.3.5図 3か月平均850hPa気温・平年偏差（2014年12月～2015年2月）等値線は850hPa気温を表し、間隔は4。陰影は平年偏差を表す。点状の陰影は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3.6図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル（2014年12月～2015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。紫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（2014年12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（2014年12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。

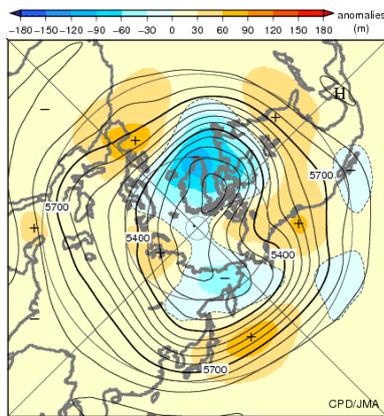
### 2.3.3 春（2015年3～5月）

500hPa高度（第2.3.9図）をみると、中緯度帯の広い範囲で正偏差、グリーンランド付近、東シベリアでは負偏差となった。日本の東海上では明瞭な正偏差となった。

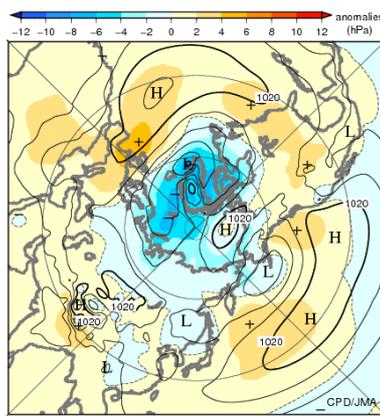
海面気圧（第2.3.10図）をみると、極域で負偏差となり、アイスランド低気圧は平年と比べて強かった。日本付近は、南で正偏差、北で負偏差となり、南からの暖気が入りやすい循環場だった。

対流圏下層の気温（第2.3.11図）をみると、アラスカ付近、ロシア西部から西シベリア、日本付近で高温偏差、カナダ北東部からグリーンランド付近にかけては低温偏差となった。

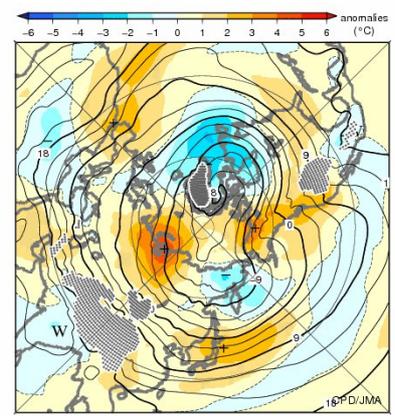
対流圏上層の偏西風（第2.3.12図）をみると、日本の東海上では平年と比べて北寄りを流れた。太平洋東部から北米東部にかけての偏西風は平年と比べて強かった。



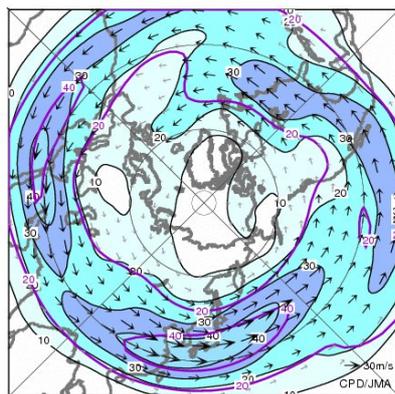
第2.3.9図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2015年3～5月）  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



第2.3.10図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2015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（2015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（2015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。紫線は平年値で間隔は20m/s。

### 2.3.4 夏（2015年6～8月）

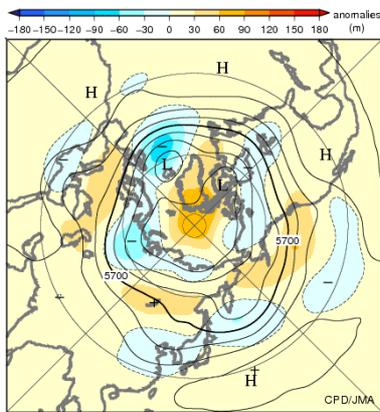
500hPa 高度（第 2.3.13 図）をみると、極うずは平年と比べて弱かった。ヨーロッパ中部からカスピ海、中央シベリア南部から東シベリア、ベーリング海から米国北西部では帯状に正偏差、英国の西、ロシア西部から西シベリアにかけて負偏差となった。中国東部から日本の東海上にかけては負偏差となり、特に 8月に明瞭だった（第 2.3.17 図）。

海面気圧（第 2.3.14 図）をみると、極付近からグリーンランドにかけて明瞭な正偏差、英国の西、ロシア西部から中央シベリアにかけて負偏差とな

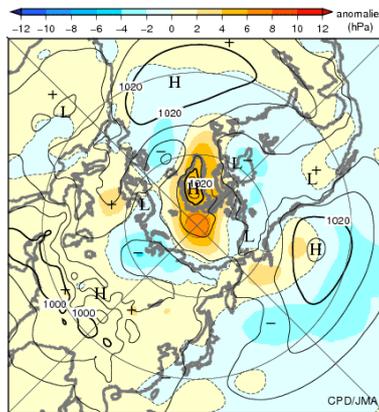
った。日本付近では負偏差となり、太平洋高気圧の日本付近への張り出しは平年と比べて弱かった。8月下旬には、オホーツク海高気圧が発生した（図省略）。

対流圏下層の気温（第 2.3.15 図）をみると、大西洋からロシア西部、北アフリカの北部付近、東アジアで低温偏差となったほかは、北半球域の広範囲で高温偏差となった。

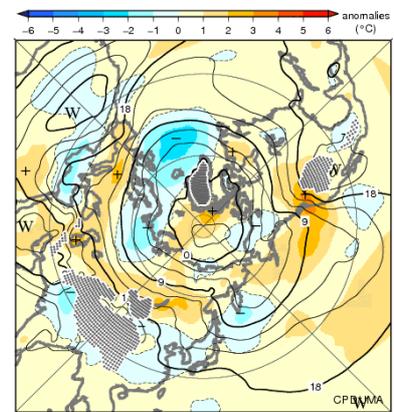
対流圏上層の亜熱帯ジェット気流（第 2.3.16 図）をみると、中国東部から太平洋中部にかけて平年の位置より南寄り flowed。



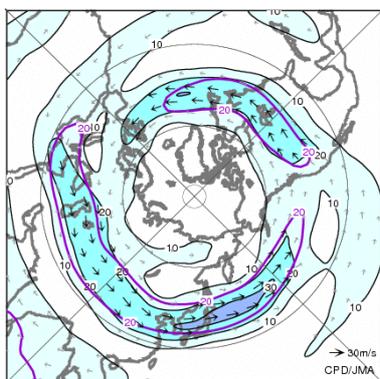
第2.3.13図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2015年6～8月）  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



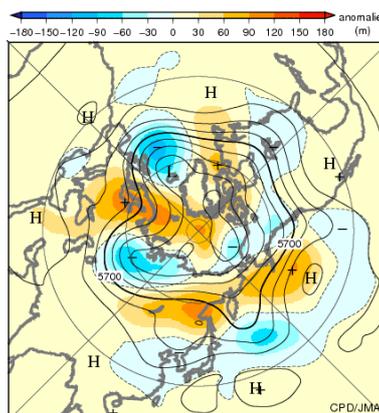
第2.3.14図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2015年6～8月）  
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3.15図 3か月平均850hPa気温・平年偏差（2015年6～8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2.3.16図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル（2015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。紫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（2015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。

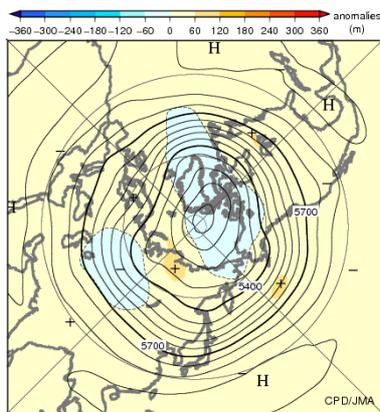
### 2.3.5 秋（2015年9～11月）

500hPa 高度（第 2.3.18 図）をみると、北半球では全体的に正偏差が広がり、中央シベリア付近や北太平洋北部で明瞭だった。北太平洋北部の正偏差は、特に 11 月に明瞭だった（第 2.3.22 図）。

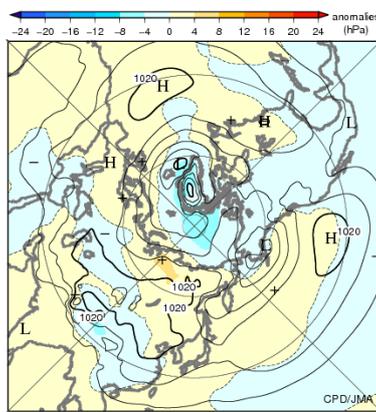
海面気圧（第 2.3.19 図）をみると、中央シベリア、北太平洋北部、北大西洋南部からヨーロッパ北部にかけて正偏差だった。北極海では負偏差となった。

対流圏下層の気温（第 2.3.20 図）をみると、北半球では全体的に正偏差が広がり、北米北東部、北極海の東半球側、ヨーロッパ南東部で高温偏差が明瞭だった。

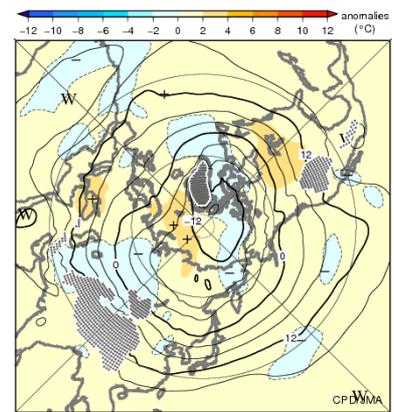
対流圏上層の亜熱帯ジェット気流（第 2.3.21 図）をみると、日本付近では平年の位置と比べて南寄りを流れた。



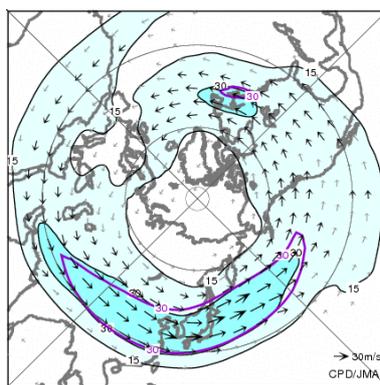
第2.3.18図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2015年9～11月）  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



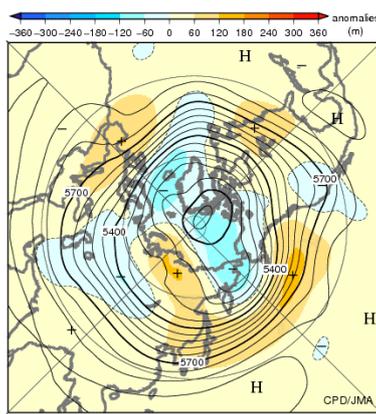
第2.3.19図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2015年9～11月）  
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3.20図 3か月平均850hPa気温・平年偏差（2015年9～11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2.3.21図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル（2015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。紫線は平年値で間隔は30m/s。



第2.3.22図 月平均500hPa高度・平年偏差（2015年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。

## 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が、2015年春以降強まった。これと対応して、熱帯の循環指数や大気循環には、2015年の後半を中心にエルニーニョ現象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を、主に季節ごとに述べる。

### 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指数の2015年の推移を第2.4.1表に、2005年～2015年の推移を第2.4.1図に示す。

南方振動指数(SOI)は、2月と4月に正の値(貿易風が平年より強い)となった以外は負の値(貿易

易風が平年より弱い)で推移し、夏から秋にかけては負の大きな値となった。

OLR指数について、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。

赤道東西風指数は、太平洋中部の上層(U200-CP)では3月を除いて負の値(東風偏差)、太平洋西・中部の下層(U850-WP、W850-CP)では一年を通して正の値(西風偏差)となり、ウォーカー循環が平年と比べて弱いことと対応している。

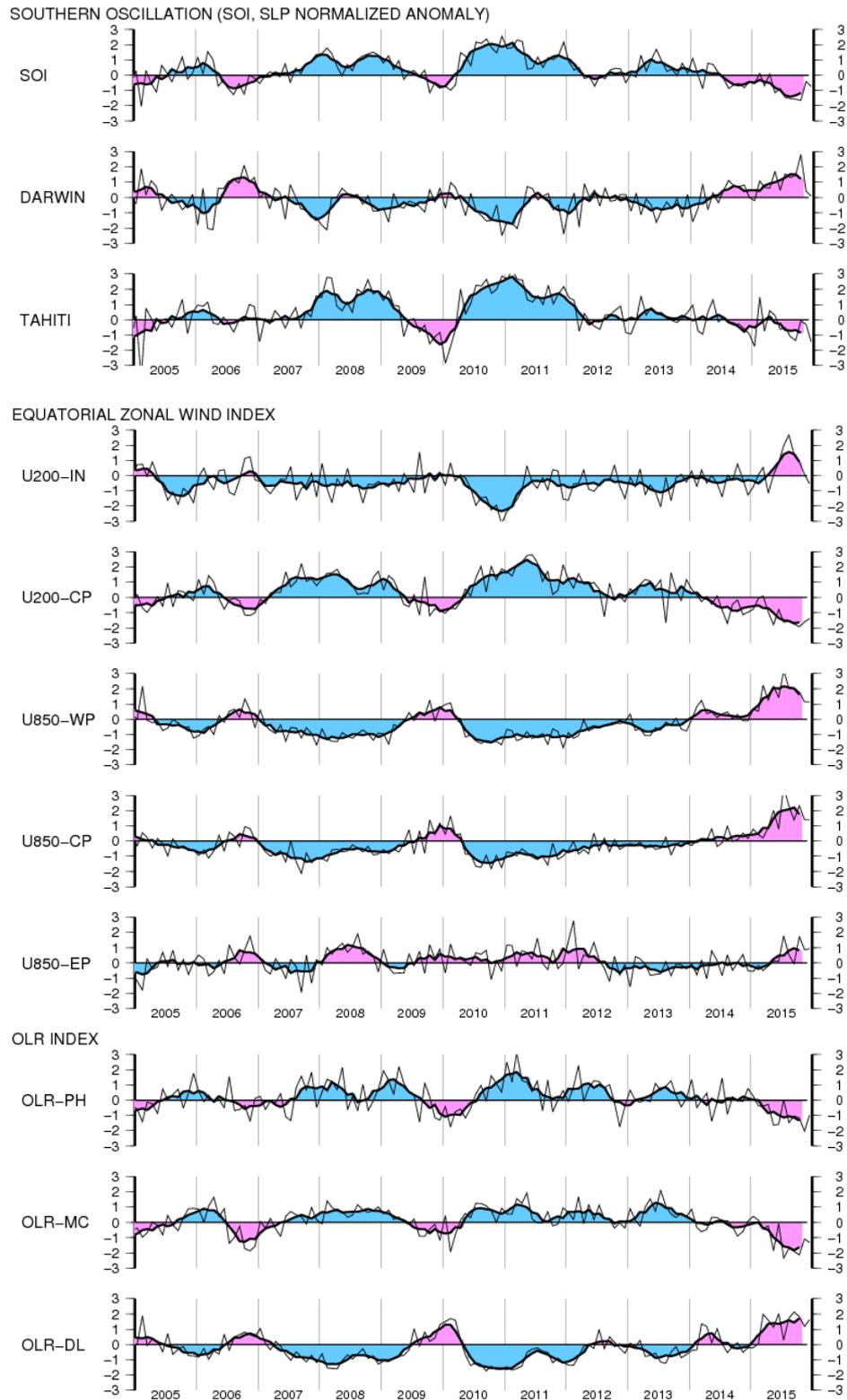
これらの指数の特徴は、いずれも年の後半を中心に明瞭となった。

第2.4.1表 熱帯の大気及び海洋の監視指数<sup>1</sup>(2014年12月～2015年12月)(OLR指数は速報値) 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
2014年12月	-0.4	0.0	-0.9	0.8	0.1	-0.2	-1.3	-1.0	-0.1	0.2	-0.5	///	///	///
2015年1月	-0.6	-0.2	-1.7	0.3	0.4	-0.2	-0.7	-0.8	0.7	0.8	-0.6	///	///	///
2015年2月	0.1	1.1	1.5	-0.4	0.2	0.0	0.0	-0.1	0.5	0.4	-0.2	///	///	///
2015年3月	-0.7	0.7	-0.8	-0.4	-0.4	2.0	0.5	0.1	2.2	0.2	-0.5	///	///	///
2015年4月	0.1	0.6	0.6	-0.3	-0.2	1.6	-1.2	-1.0	1.2	0.9	-0.2	///	///	///
2015年5月	-1.2	1.7	0.3	-1.6	-1.9	1.1	0.1	-1.8	2.2	2.0	0.1	-1.2	0.4	2.0
2015年6月	-0.9	0.5	-0.6	-1.6	-0.1	2.0	0.8	-0.8	1.4	0.8	0.1	-1.2	-1.5	0.6
2015年7月	-1.5	1.5	-0.5	0.0	-2.3	0.3	2.0	-1.6	3.2	3.6	1.8	-0.7	2.0	0.4
2015年8月	-1.5	1.3	-1.1	-1.5	-1.7	1.7	2.7	-1.6	2.0	2.3	0.5	-1.9	0.2	0.6
2015年9月	-1.6	1.5	-1.4	-1.0	-1.9	2.1	1.4	-1.8	2.0	1.4	-0.1	-1.0	-0.4	1.4
2015年10月	-1.6	2.8	-0.1	-1.2	-2.1	1.8	0.9	-1.9	1.8	2.3	1.7	-1.4	1.8	0.6
2015年11月	-0.4	0.4	-0.3	-2.0	-1.1	1.2	0.1	-1.6	1.1	1.4	0.9	///	///	///
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	///	///	///
地点または領域	TAHITI - 12.5°S DARWIN 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)	
海面水温及び平年偏差(°C)														
年月	IOBW		NINO.WEST		NINO.4		NINO.3		NINO.1+2					
2014年12月	28.19	0.33	29.36	0.34	29.3	0.8	26.0	0.8	22.9	0.0				
2015年1月	27.91	0.09	28.99	0.45	29.1	0.8	25.9	0.3	24.0	-0.5				
2015年2月	28.09	0.06	28.45	0.13	29.0	0.9	26.5	0.1	25.2	-0.8				
2015年3月	28.89	0.30	28.26	-0.20	29.3	1.1	27.2	0.1	26.3	-0.1				
2015年4月	29.42	0.38	28.98	0.06	29.6	1.1	28.2	0.7	26.7	1.2				
2015年5月	29.38	0.52	29.42	0.07	29.8	1.0	28.3	1.2	26.4	2.1				
2015年6月	28.58	0.56	29.47	-0.03	29.9	1.1	28.1	1.6	25.2	2.3				
2015年7月	27.81	0.55	29.16	-0.22	29.7	0.9	27.7	2.0	24.2	2.4				
2015年8月	27.58	0.68	29.05	-0.21	29.6	0.9	27.3	2.2	22.6	1.7				
2015年9月	27.76	0.68	29.32	-0.04	29.7	1.0	27.5	2.6	22.8	2.2				
2015年10月	28.27	0.76	29.21	-0.25	29.7	1.0	27.6	2.6	23.3	2.3				
2015年11月	28.45	0.66	29.39	0.00	30.3	1.7	27.9	2.9	23.9	2.2				
2015年12月	28.65	0.79	28.98	-0.04	30.0	1.5	28.1	2.9	25.1	2.2				
地点および領域	20°N-20°S 40-100°E		15°N-EQ 130-150°E		5°N-5°S 160°E-150°W		5°N-5°S 150-90°W		EQ-10°S 90-80°W					

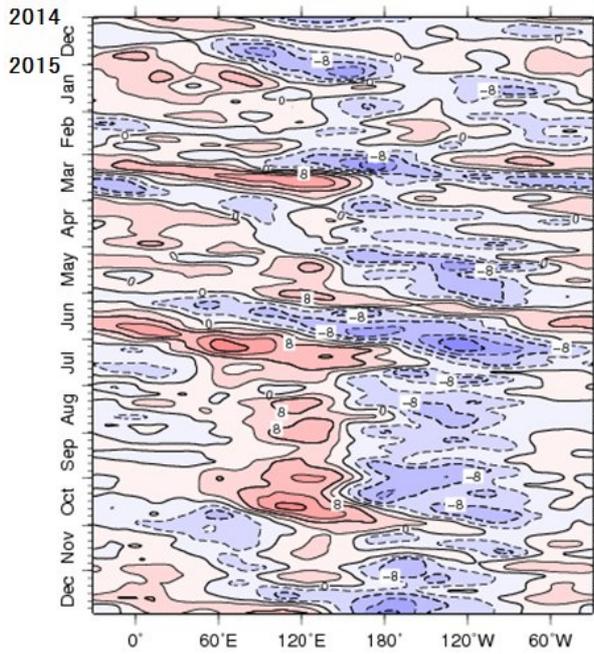
<sup>1</sup> 各監視指数の解説については以下を参照。

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

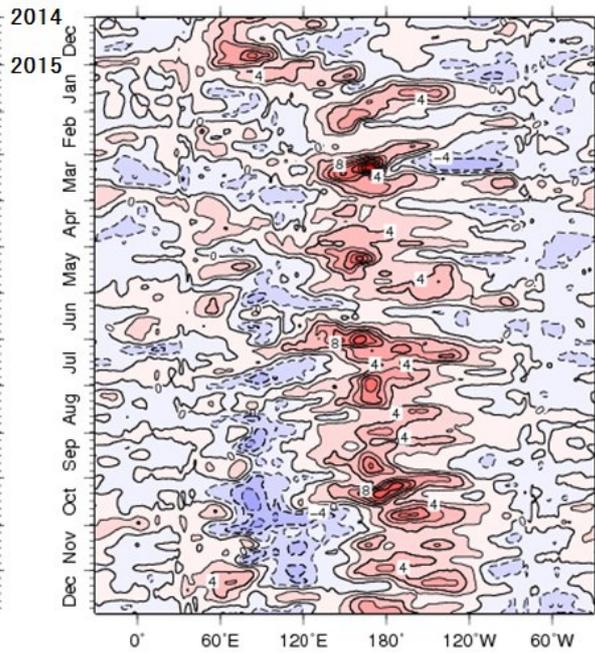


第 2.4.1 図 熱帯の大気の監視指数の推移 (2005 年 1 月 ~ 2015 年 12 月)

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 赤道付近 (5°S~5°N 平均) の 5 日平均 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差の経度・時間断面図 (2014 年 12 月~2015 年 12 月) 等値線の間隔は  $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。青色域は平年より発散が強く (対流活動が活発)、赤色域は発散が弱い (同不活発) ことを示す。



第 2.4.3 図 赤道付近 (5°S~5°N 平均) の 5 日平均 850hPa 東西風平年偏差の経度・時間断面図 (2014 年 12 月~2015 年 12 月) 等値線の間隔は 2m/s。赤色域は西風偏差、青色域は東風偏差を示す。

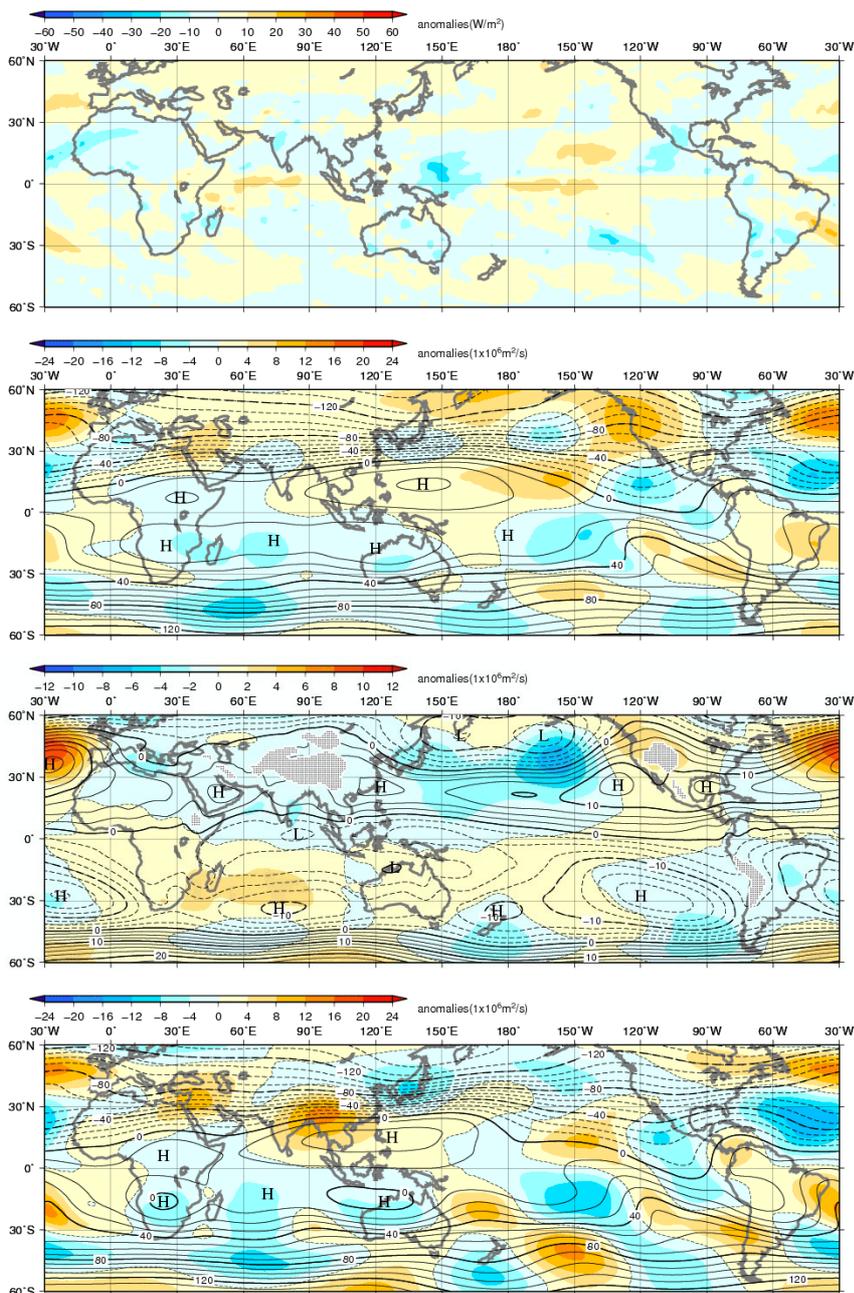
## 2.4.2 冬（2014年12月～2015年2月）

熱帯の対流活動（第2.4.4図）は、平年と比べて、太平洋西部、北太平洋東部で活発、インド洋赤道域、太平洋中部で不活発だった。

対流圏上層（第2.4.5図）では、ベンガル湾から太平洋中部にかけては高気圧性循環偏差、太平洋東部、大西洋では低気圧性循環偏差となった。12月は、中国南部で高気圧性循環偏差、日本付近で低気圧性循環偏差が明瞭となった（第2.4.7図）。

対流圏下層（第2.4.6図）では、インド洋、太平洋西・中部では低気圧性循環偏差が、太平洋東部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。

Madden-Julian 振動（MJ0）に伴う振幅の大きい対流活発な位相は、12月中旬から1月中旬にかけてインド洋から太平洋にかけて東進した（第2.4.2図）。



第2.4.4図 3か月平均外向き長波放射量（OLR）平年偏差（2014年12月～2015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2.4.5図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差（2014年12月～2015年2月）

等値線は実況値を表し、間隔は  $10 \times 10^{10} \text{m}^2/\text{s}$ 。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。

第2.4.6図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差（2014年12月～2015年2月）

等値線は実況値を表し、間隔は  $2.5 \times 10^{10} \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は第2.4.5図と同じ。

第2.4.7図 月平均200hPa流線関数・平年偏差（2014年12月）

等値線は実況値を表し、間隔は  $10 \times 10^{10} \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は第2.4.5図と同じ。

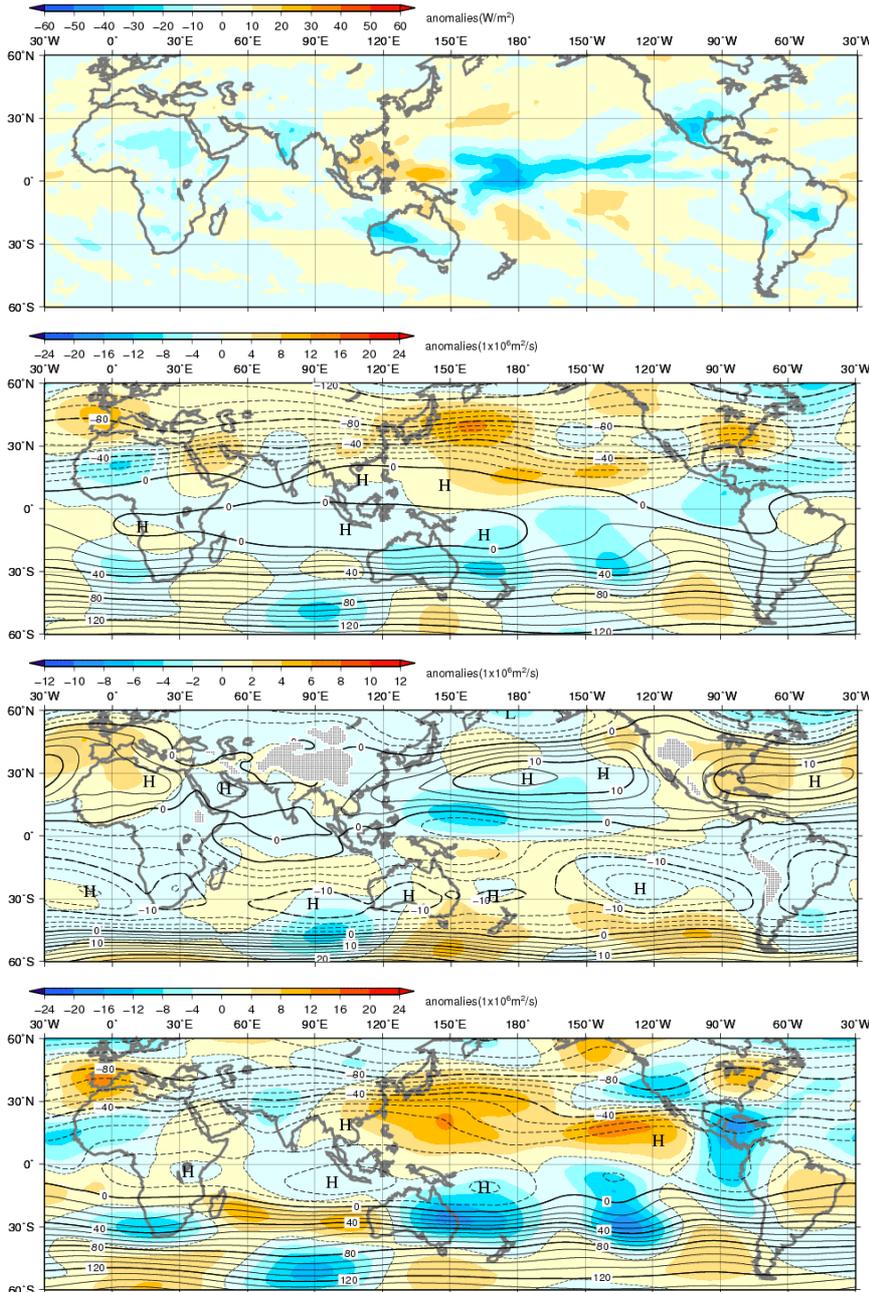
### 2.4.3 春（2015年3～5月）

熱帯の対流活動（第2.4.8図）は、平年と比べて、太平洋西部の150°E以東、太平洋中・東部の北半球側で活発、南シナ海～ニューギニア島の北では不活発だった。

対流圏上層（第2.4.9図）では、太平洋西・中部で南北半球対の高気圧性循環偏差が明瞭となり、

特に5月に明瞭だった（第2.4.11図）。対流圏下層（第2.4.10図）では、上層とほぼ逆の偏差パターンとなり、太平洋西・中部で低気圧性循環偏差が明瞭となった。

MJOに伴う振幅の大きい対流活発な位相は、3月上旬から4月上旬にかけて太平洋からインド洋にかけて東進した（第2.4.2図）。



第2.4.8図 3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差（2015年3～5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2.4.9図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差（2015年3～5月）  
等値線は実況値を表し、間隔は $10 \times 10^{10} \text{m}^2/\text{s}$ 。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。

第2.4.10図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差（2015年3～5月）  
等値線は実況値を表し、間隔は $2.5 \times 10^{10} \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は第2.4.9図と同じ。

第2.4.11図 月平均200hPa流線関数・平年偏差（2015年5月）  
等値線は実況値を表し、間隔は $10 \times 10^{10} \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は第2.4.9図と同じ。

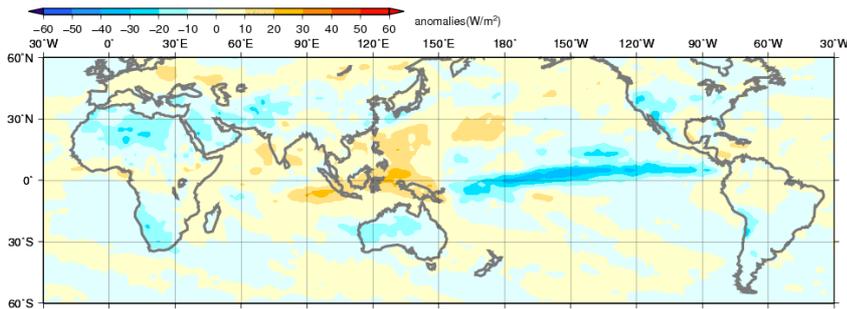
#### 2.4.4 夏（2015年6～8月）

熱帯の対流活動（第2.4.12図）は、平年と比べて、太平洋の赤道域で活発、インド南部、フィリピンの東海上、インドネシア付近で不活発だった。

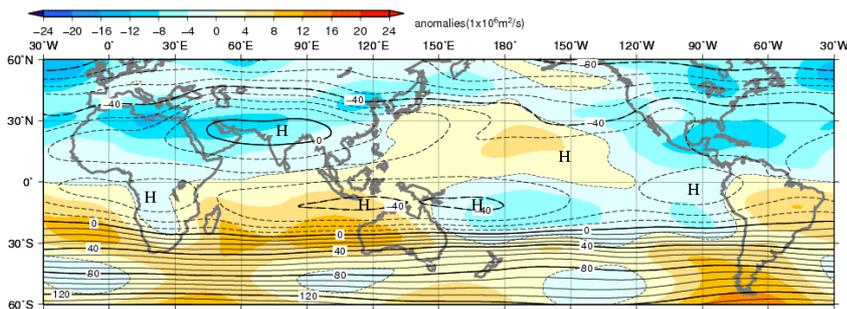
対流圏上層（第2.4.13図）では、太平洋西・中部では高気圧性循環偏差が、南米から大西洋、インド洋では低気圧性循環偏差が、それぞれ南北半球対で明瞭となった。チベット高気圧は平年と比べて弱かった。対流圏下層（第2.4.14図）では、太平洋では南北半球対の低気圧性循環偏差が明瞭

だった。北太平洋の高気圧性循環は全般に平年と比べて弱かった。インド洋のモンスーン循環は平年と比べて弱かった。

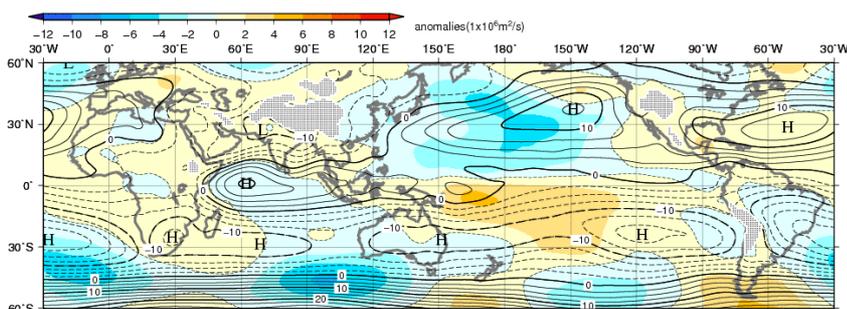
MJOに伴う対流活発な位相は、6月から7月前半にかけてはアフリカから太平洋にかけて振幅の大きな位相の東進がみられたが、それ以降は不明瞭となった（第2.4.2図）。海面気圧（第2.4.15図）は、インド洋から太平洋西部にかけては正偏差、太平洋中・東部では負偏差となり、負のSOIと対応している（第2.4.1図）。



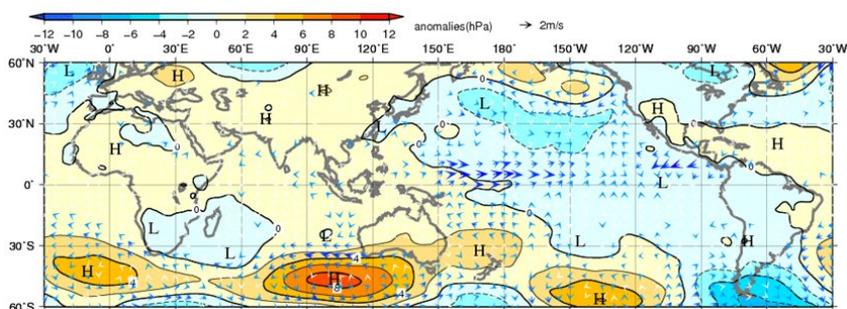
第2.4.12図 3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差（2015年6～8月）  
熱帯域では、負偏差（寒色）域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差（暖色）域は平年より不活発と推定される。



第2.4.13図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差（2015年6～8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。



第2.4.14図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差（2015年6～8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2.4.13図と同じ。



第2.4.15図 3か月平均海面気圧平年偏差・地上風ベクトル平年偏差（2015年6～8月）  
陰影は海面気圧平年偏差。矢印は地上風ベクトル平年偏差（単位： $\text{m/s}$ ）。

### 2.4.5 秋（2015年9～11月）

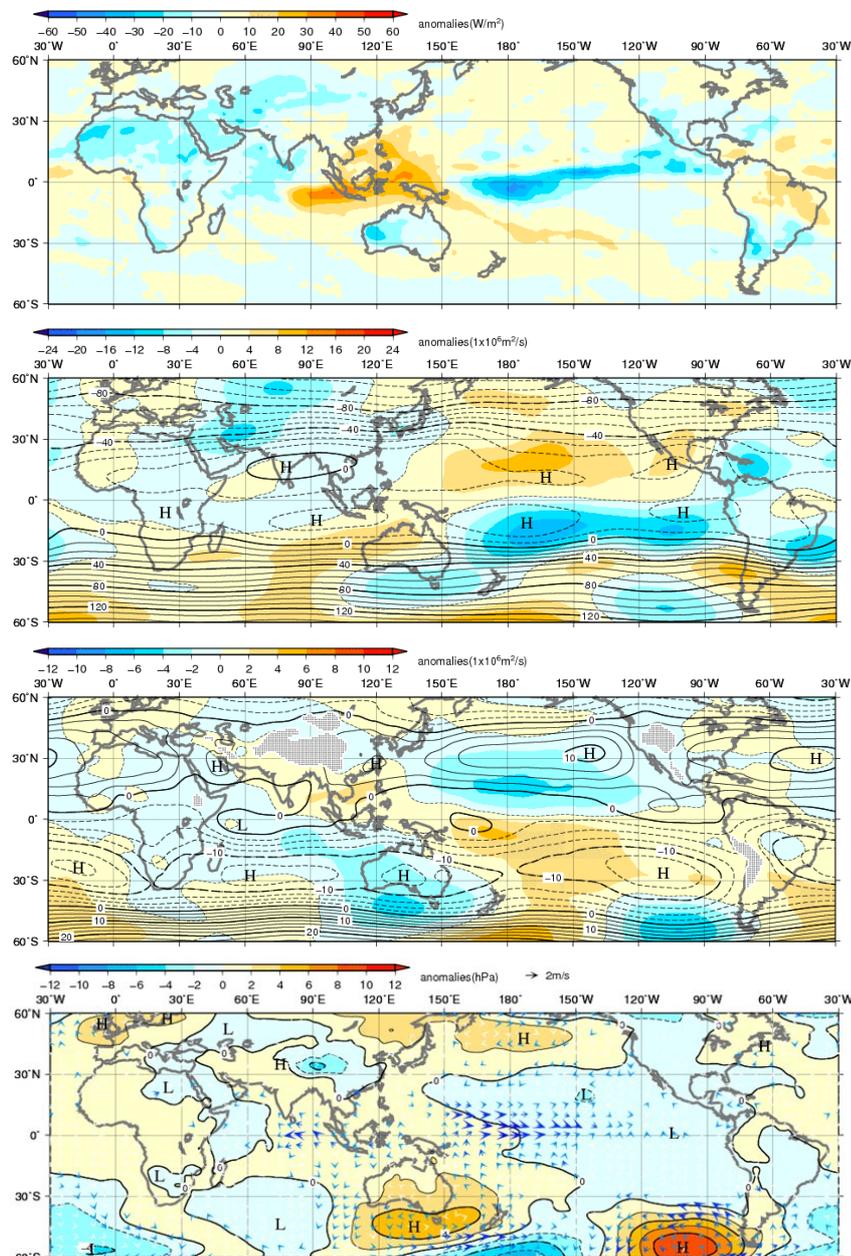
熱帯の対流活動（第2.4.16図）は、平年と比べて、太平洋の赤道域で活発、インド洋東部からインドネシア付近にかけては不活発だった。

対流圏上層（第2.4.17図）では、太平洋では高気圧性循環偏差が南北半球対で明瞭となった。対流圏下層（第2.4.18図）では、太平洋では低気圧性循環偏差が、インド洋東部からインドネシア付近にかけては高気圧性循環偏差が、それぞれ南北半球対で明瞭となった。

MJOに伴う対流活発な位相は、9月から10月中

旬にかけては不明瞭だったが、10月下旬から11月上旬にかけてはインド洋からインドネシア付近にかけて対流活発位相の東進がみられた。11月中旬は不明瞭となったが、11月下旬はやや不明瞭ながらインドネシア付近から太平洋中部にかけて東進した（第2.4.2図）。

海面気圧（第2.4.19図）は、インド洋東部から太平洋西部にかけては正偏差、太平洋中・東部では負偏差となり、日付変更線付近の赤道域では、北半球側を中心に西風偏差となった。



第2.4.16図 3か月平均外向き長波放射量(OLR)平年偏差(2015年9～11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2.4.17図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差(2015年9～11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。

第2.4.18図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差(2015年9～11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2.4.17図と同じ。

第2.4.19図 3か月平均海面気圧平年偏差・地上風ベクトル平年偏差(2015年9～11月)

陰影は海面気圧平年偏差。矢印は地上風ベクトル平年偏差(単位:m/s)。

## 2.4.6 台風

2015年の台風の発生数は27個(平年値25.6個)で平年並<sup>1</sup>だった(第2.4.2表)。2015年の台風発生位置の平均経度は149.7°Eで、統計を開始した1951年以降、最も東となり(平年値は136.7°E)、また平均緯度は13.4°Nで、平年より南となった(平年値は16.3°N)。

1951年から2005年の期間を対象として、エルニーニョ/ラニーニャ現象発生時とそれ以外の期間(平常時と呼ぶ)で台風の発生位置に統計的な差があるかどうかについて調査した結果(緒方2006)によると、エルニーニョ現象発生時には、平常時に比べて台風の発生位置が南東にずれる傾向がある。2015年はこの傾向と一致しており、このことから、2015年の台風の発生位置が平年よりも南東にずれたことには、2014年夏から発生しているエルニーニョ現象が影響したと考えられる。また、緒方(2006)によると、エルニーニョ現象時には、7~9月の台風発生数が平常時に比べて少なくなる傾向がある。2015年の7~9月の台風発生数は12個(平年値14.3個)で、この傾向も一致していた。

2015年の日本への台風の接近数は平年より多い14個(平年値11.4個)だった。日本に上陸した台風は第11号、第12号、第15号及び第18号の4個(平年値2.7個)だった(第2.4.20図)。

### 参考文献

緒方洋一, 2006:エルニーニョ/ラニーニャ現象と台風. 平成18年度季節予報研修テキスト, 気象庁地球環境・海洋部, 37-39.

第2.4.2表 2015年の台風一覧

番号	呼名	台風期間 <sup>1)</sup>	階級 <sup>2)</sup>	最大風速(knots) <sup>3)</sup>
T1501	Mekkhala	1/13 - 1/18	STS	60
T1502	Higos	2/7 - 2/11	TY	90
T1503	Bavi	3/11 - 3/17	TS	45
T1504	Maysak	3/27 - 4/5	TY	105
T1505	Haishen	4/4 - 4/5	TS	35
T1506	Noul	5/3 - 5/12	TY	110
T1507	Dolphin	5/9 - 5/20	TY	100
T1508	Kujira	6/21 - 6/24	TS	45
T1509	Chan-hom	6/30 - 7/12	TY	90
T1510	Linfa	7/2 - 7/9	STS	50
T1511	Nangka	7/3 - 7/17	TY	100
T1512	Halola	7/13 - 7/16, 7/19 - 7/26	TY	80
T1513	Soudelor	8/1 - 8/9, 8/11 - 8/11	TY	115
T1514	Molave	8/7 - 8/13	TS	45
T1515	Goni	8/14 - 8/25	TY	100
T1516	Atsani	8/14 - 8/25	TY	100
T1517	Kilo	9/2 - 9/11	TY	80
T1518	Etau	9/7 - 9/9	STS	50
T1519	Vamco	9/13 - 9/14	TS	35
T1520	Krovanh	9/15 - 9/21	TY	85
T1521	Dujuan	9/22 - 9/29	TY	110
T1522	Mujigae	10/1 - 10/4	TY	85
T1523	Choi-wan	10/2 - 10/7	STS	60
T1524	Koppu	10/13 - 10/21	TY	100
T1525	Champi	10/14 - 10/25	TY	95
T1526	In-fa	11/17 - 11/26	TY	95
T1527	Melor	12/11 - 12/16	TY	95

1) 台風期間は世界時(UTC)による

2) 最大風速による階級

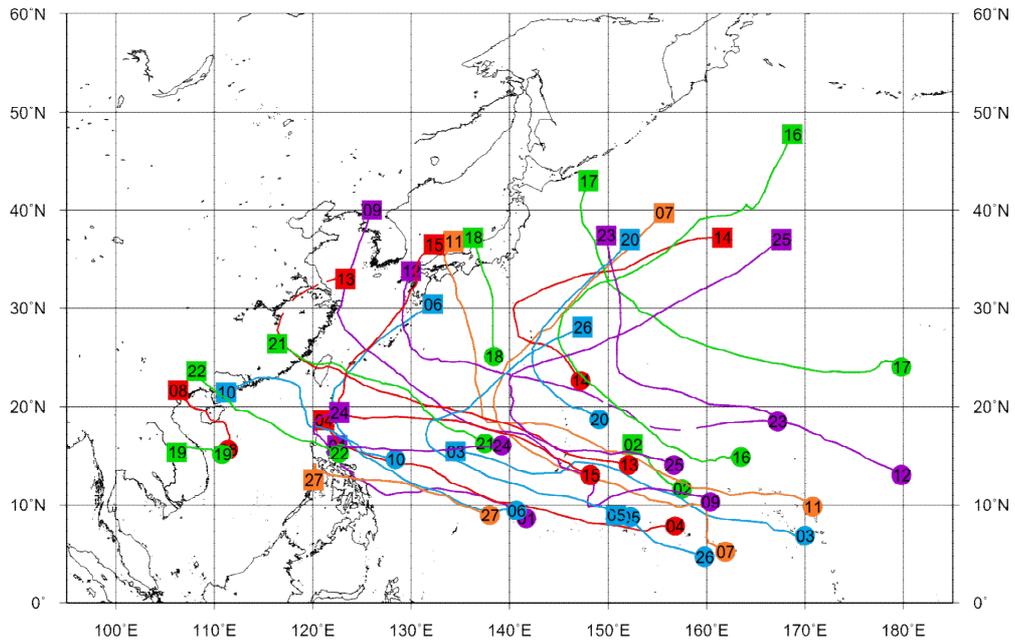
TS: Tropical Storm (34~47knots)

STS: Severe Tropical Storm (48~63knots)

TY: Typhoon (64knots以上)

3) 10分間平均した値

<sup>1</sup>平年並の範囲は24~28個。



第 2.4.20 図 2015 年の台風経路図

経路の両端の と は台風（第 1 号～第 27 号）の発生位置と消滅位置。数字は台風番号を示す。  
 風速 34knots 以下に台風の勢力が衰えた後に再び台風として発達した場合に、風速 34knots 以下だった期間の経路を破線で示す。

## 2.5 海況

全球平均海面水温は 2015 年を通して平年より非常に高い状態が持続し、特に夏以降は記録的に高い値となった。これにはエルニーニョ現象の発達に伴って太平洋熱帯域で海面水温が上昇したこと、エルニーニョ現象が前年から発生していた影響でインド洋の海面水温も上昇したことなどが寄与している。年平均した偏差は+0.30°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 2014 年の+0.20°Cを大きく上回った。

太平洋赤道域の海面水温は、2014/2015 年冬から春にかけて日付変更線付近を中心にほぼ全域で正偏差だった(第 2.5.1 図(a)(b))。夏には中部から東部にかけて正偏差が強まり(第 2.5.1 図(c))、秋にかけて続いた(第 2.5.1 図(d))。

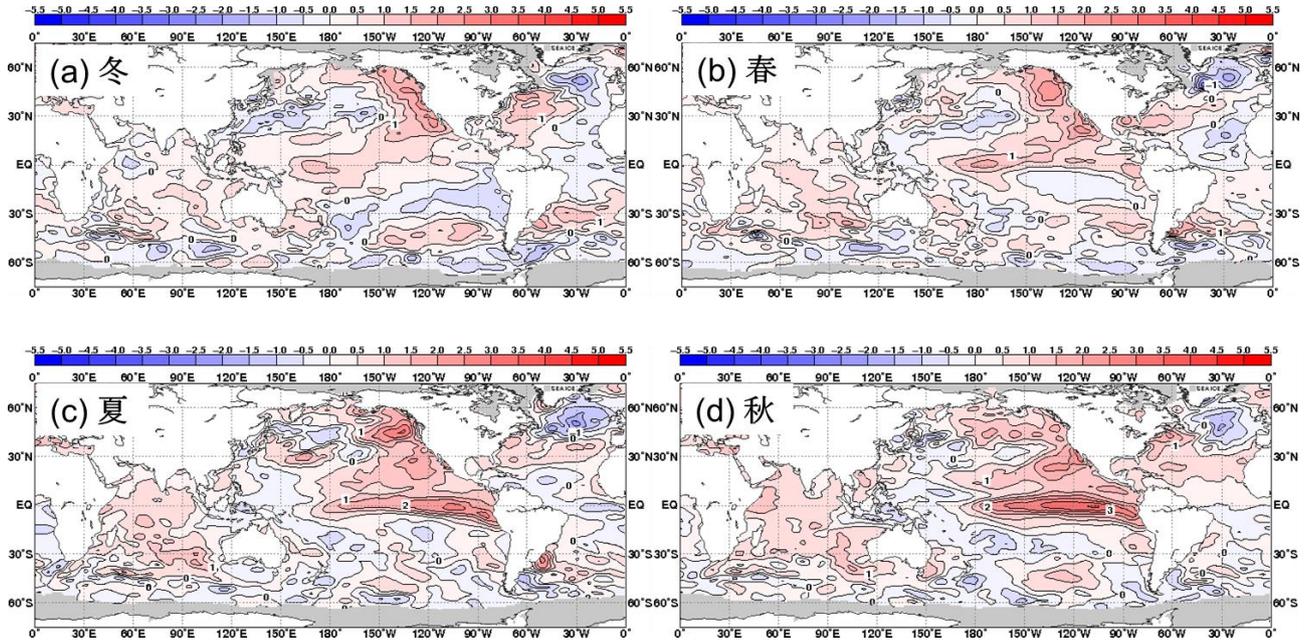
エルニーニョ監視海域(NINO.3 海域)の海面水温(月別値)の基準値(前年までの 30 年平均値)との差は、2015 年の 2 月及び 3 月に+0.2°Cまで下降した後、上昇を続けて 12 月には+3.0°Cに達した(第 2.5.2 図)。5 か月移動平均では 2014 年 6 月から+0.5°C以上の値が続き、2014 年夏から発生していたエルニーニョ現象が 2015 年中も持続した。特に春から秋にかけてエルニーニョ現象の発達が顕著となった。南方振動指数(月平均値)は 2015 年 2 月及び 4 月に+0.1 となった他は負の値で推移し、7 月から 10 月にかけて-1.5 以下の値が続いた(第 2.5.2 図)。

太平洋赤道域の海洋表層では日付変更線付近から東部にかけて断続的に暖水が東進して正の水温偏差が持続し、春以降は西部で負偏差が見られた(第 2.5.3 図)。

北太平洋では、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の海面水温偏差が持続し、正の太平洋十年規模振動(PDO)<sup>1</sup>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。南太平洋では、南米沿岸から熱帯域中

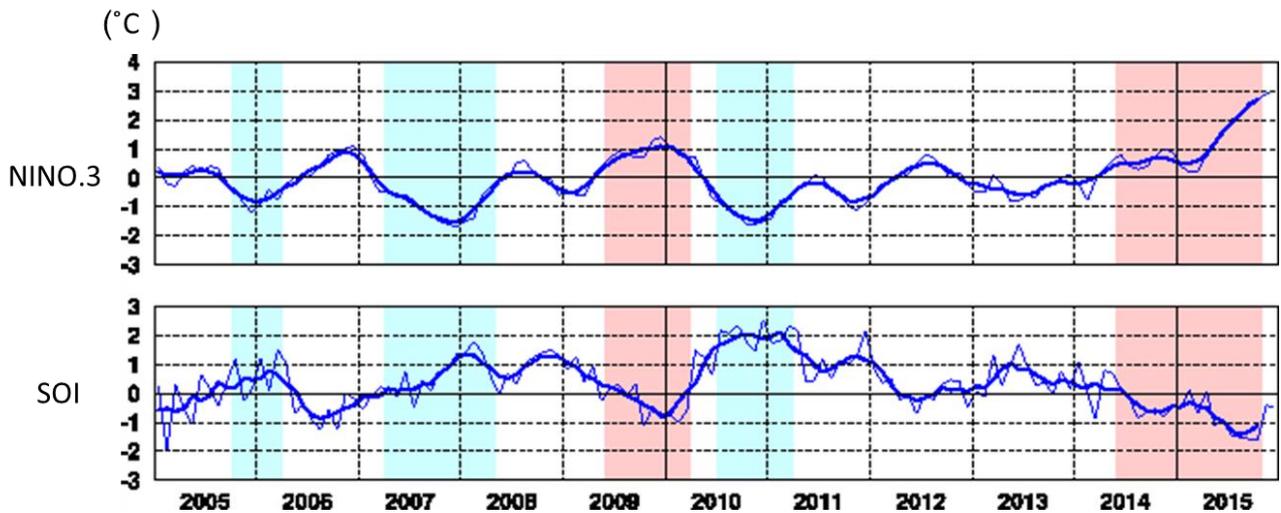
部にかけて分布した負偏差が徐々に弱まり、夏以降はペルー沖で顕著な正偏差となった。一方、西部熱帯域では冬に分布していた正偏差が次第に弱まり、夏から秋にかけて負偏差となった。インド洋では、広い範囲で一年を通じて正偏差が見られた。北大西洋では、冬から春にかけて米国東方で正偏差、その南北で負偏差となる三極パターンが見られ、夏以降はグリーンランドの南で顕著な負偏差、その南側で顕著な正偏差となった(第 2.5.1 図)。

<sup>1</sup> 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](http://www.data.jma.go.jp/gmd/kaiyou/data/shindan/b_1/pdo/pdo.html))に掲載。

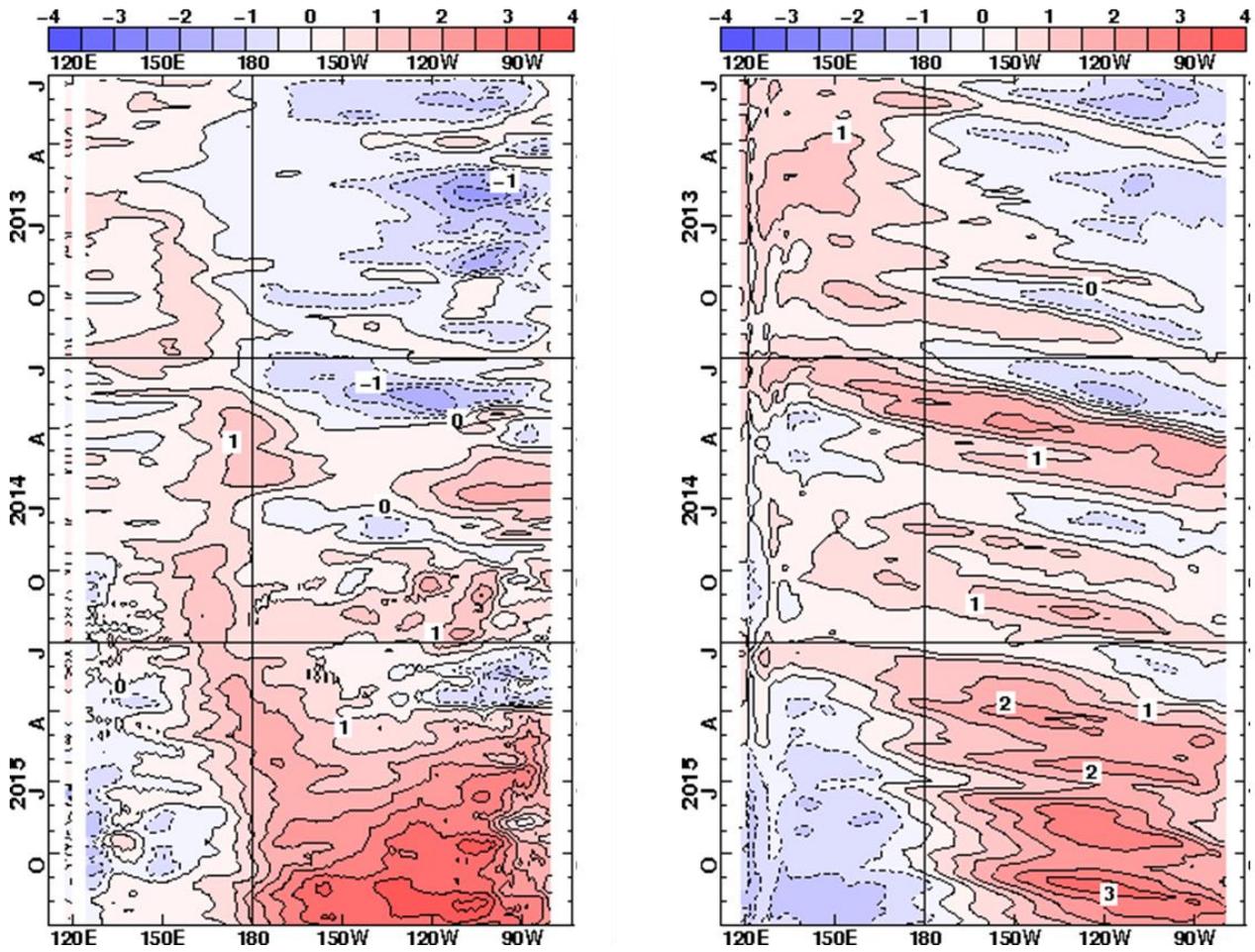


第 2.5.1 図 季節平均海面水温平年偏差図 (2015 年)

(a) 冬 (2014 年 12 月~2015 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。  
等値線の間隔は 0.5°C。灰色の陰影は海氷域を表す。



第 2.5.2 図 2005 年~2015 年のエルニーニョ監視指数 (上) : NINO.3 海域の月平均海面水温の基準値からの差) と南方振動指数 (下) の月平均値 (細線) と 5 か月移動平均値 (太線)  
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。  
NINO.3 海域の月平均海面水温の基準値は前年までの 30 年平均値。



第 2.5.3 図 2013 年 1 月～2015 年 12 月のインド洋・太平洋の赤道に沿った（左）海面水温偏差と（右）表層貯熱量（海面から深度 300m までの平均水温）偏差の経度-時間断面図  
等値線の単位はいずれも℃。

## 2.6 冬季北半球成層圏の大気循環

2014/2015 年冬季の北半球成層圏では、極うずは平年と比べて強かった。一方、たびたび高気圧が発達したことと関連して冬の期間では 2 回の小規模突然昇温が発生したが、大規模突然昇温の発生には至らなかった。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。

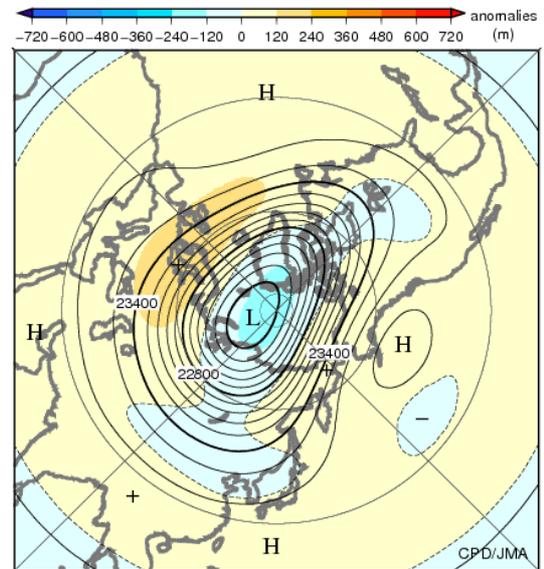
成層圏突然昇温は、冬季の極域成層圏の気温が数日の間に数十 以上も上昇する現象で、1952 年にベルリン大学のシェルハーク (R. Scherhag) によって発見された。この現象は、対流圏に起源をもつプラネタリー波が成層圏に伝播し、そこで平均流を減速させることにより引き起こされることがわかっている (Matsuno 1971、塩谷 2002)。世界気象機関 (WMO) の定義 (WMO 1978) によると、突然昇温の発生は、成層圏の極付近で 1 週間に 25 以上の昇温がみられた場合とされている。この条件に加えて、帯状平均気温が極域に向かうほど高くなり、帯状平均東西風が (北半球の場合) 60°N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

### 2.6.1 北半球成層圏の循環場

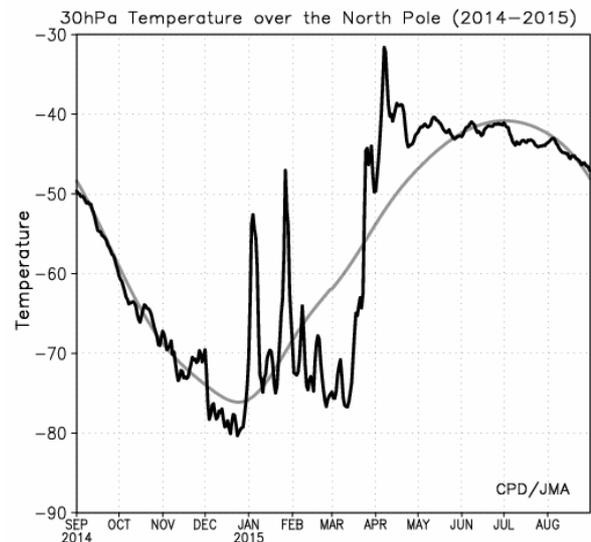
2014/2015 年冬平均 (12~2 月) の 30hPa 高度 (第 2.6.1 図) をみると、北極付近では負偏差となり、極うずは平年と比べて強かった。東シベリアから北米西部にかけては、アリューシャン高気圧が発達したことと関連して正偏差となったほか、北大西洋からヨーロッパにかけても帯状に正偏差となった。

冬の期間における 30hPa 高度の月ごとの推移をみると、2 月は北極付近で負偏差が明瞭となり、極うずは平年と比べてかなり強かった (第 2.6.3 図(c))。一方、12 月末から 1 月上旬にかけてと 1 月下旬に発生した成層圏突然昇温と関連して (第

2.6.2 図) 1 月は高緯度域の広い範囲で正偏差となり、アリューシャン高気圧の発達や極うずのシベリア側への偏りがみられた (第 2.6.3 図(b))。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、次項で詳しく述べる。

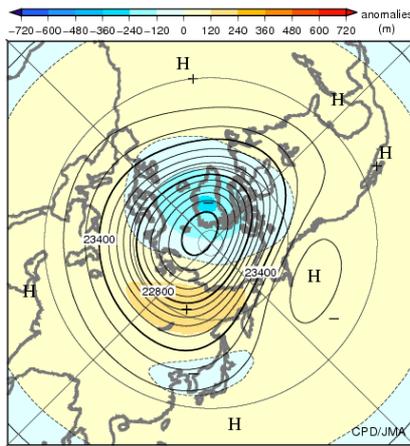


第 2.6.1 図 2014/2015 年冬平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影) (単位: m) 等値線間隔は 120m。

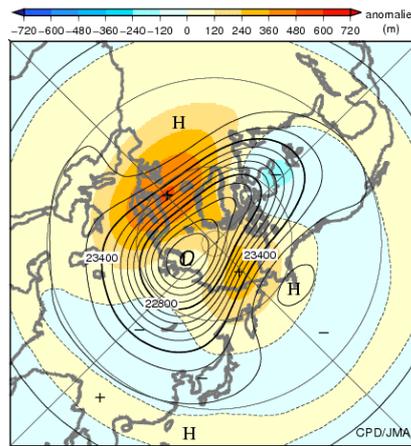


第 2.6.2 図 2014 年 9 月から 2015 年 8 月にかけての 30hPa における北極点の気温の時系列 (単位: ) 黒線は実況値、灰色線は平年値。

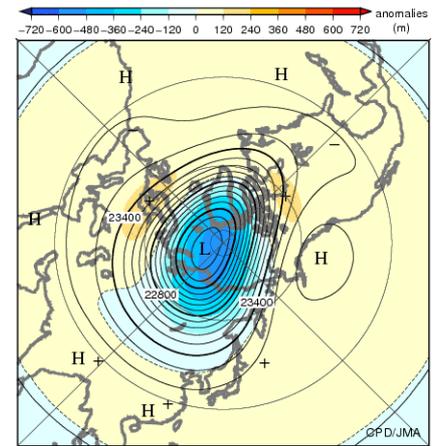
(a) 2014年12月



(b) 2015年1月



(c) 2015年2月



第2.6.3図 月平均30hPa高度(等値線)及び平年偏差(陰影)(単位:m)  
(a)2014年12月、(b)2015年1月、(c)2015年2月。等値線間隔は120m。

### 2.6.2 12月末～1月上旬に発生した突然昇温

12月下旬から2月中旬にかけての30hPa高度の推移をみると(第2.6.4図)、12月下旬前半までは、平年と比べて極うずは強く(同図(a))、北極上空30hPaの気温は低い状態が継続した(第2.6.2図)。12月末から1月上旬前半にかけて、アリューシャン高気圧の北への張り出しに対応した東シベリア海付近の正偏差やノルウェー海付近の正偏差が明瞭となり、極うずはシベリア側とカナダ側に分裂した(第2.6.4図(b)と(c))。北極上空30hPaの気温は急激に上昇し(第2.6.2図)、東西波数2型の小規模突然昇温が発生した。この期間における100hPaのEliassen-Palm(E-P)フラックス<sup>1</sup>の時系列をみると、12月末から1月上旬前半にかけて東西波数2成分のプラネタリー波の上方伝播が強まり(第2.6.5図(b)の青線)、成層圏における西風の減速に寄与している(同図(a)、第2.6.6図(b))。

極うずが分裂した状態は長続きせず、1月中旬にかけてカナダ側で一つにまとまった(第2.6.4図(d)～(f))。北極上空の気温もまた、1月上旬後半にはほぼ平年並にまで低下し(第2.6.2図)、突然昇温は終息した。

### 2.6.3 1月下旬に発生した突然昇温

30hPa高度をみると、1月下旬には極うずの中心がシベリア側へ偏り、グリーンランド付近を中心に明瞭な正偏差となった(第2.6.4図(g)と(h))。これに対応して、北極上空30hPaの気温は再び大きく上昇し(第2.6.2図)、東西波数1型の小規模突然昇温が発生した。この期間、東西波数1成分のプラネタリー波の上方伝播が強まり(第2.6.5図(b)の赤線)、成層圏における西風の減速に寄与している(同図(a)、第2.6.6図(d))。

1月下旬頃で平均した高度の鉛直構造をみると、シベリア付近では高度とともに位相が西に傾くトラフに対応してプラネタリー波が上方伝播し(第2.6.6図(c))、成層圏のグリーンランド付近における正偏差(第2.6.4図(h))の強化に寄与したと考えられる。対流圏上層の高度をみると、ヨーロッパ付近にリッジが形成され、その東側でプラネタリー波の上方伝播がみられる(第2.6.7図)。このことから、ヨーロッパ付近におけるリッジが、成層圏へ上方伝播するプラネタリー波の波源として重要であった可能性が考えられる。

1月末には、この突然昇温は終息して北極上空の気温は平年より低い状態となり(第2.6.2図)、2月上旬から中旬にかけて極うずは北極付近で強まった(第2.6.4図(j)と(k))。

<sup>1</sup> 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)は西風の減速(加速)と対応する。

参考文献

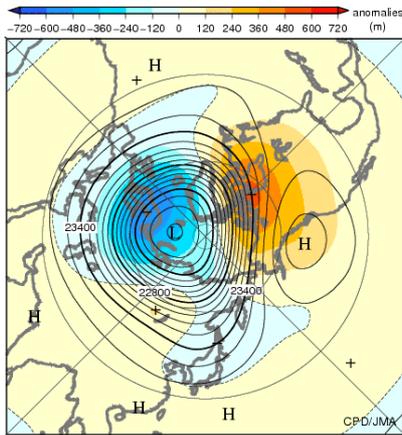
塩谷雅人, 2002: 成層圏突然昇温. キーワード 気象の事典, 朝倉書店, 91-95.

Matsuno, T., 1971: A dynamical model of stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.

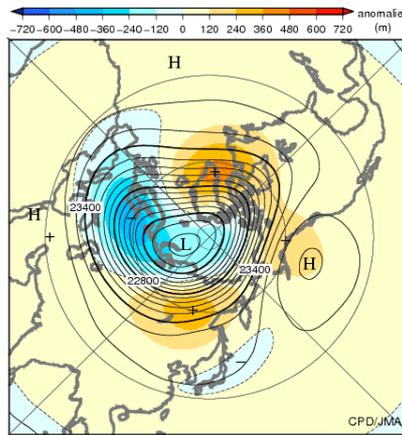
Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.

WMO, 1978: Abridged final report of Commission for Atmospheric Sciences. *WMO Rep.*, **509**, 113pp.

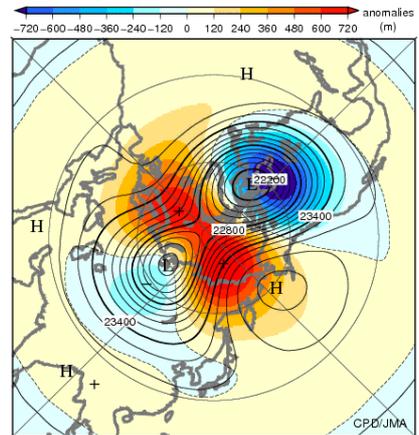
(a) 12/22 ~ 12/26



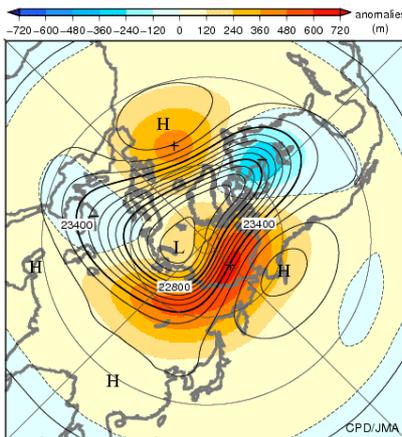
(b) 12/27 ~ 12/31



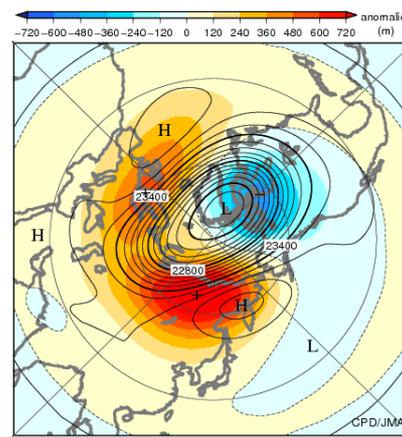
(c) 1/1 ~ 1/5



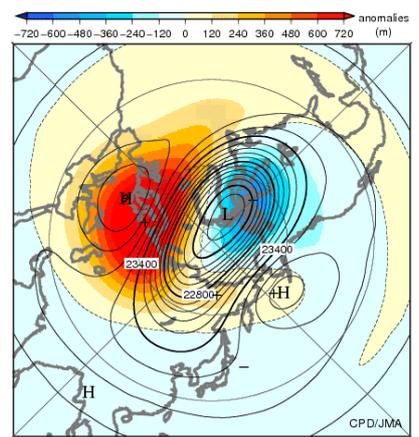
(d) 1/6 ~ 1/10



(e) 1/11 ~ 1/15



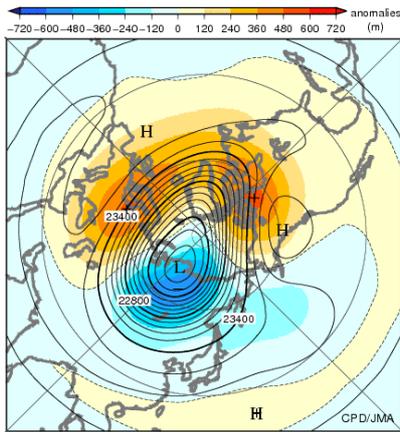
(f) 1/16 ~ 1/20



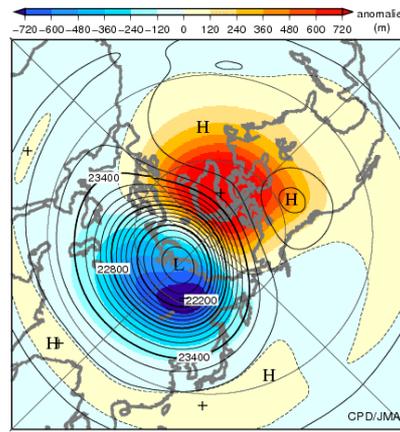
第 2.6.4 図 半旬平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影) (単位: m)

(a)2014 年 12 月 22 日 ~ 26 日平均、(b)12 月 27 日 ~ 31 日平均、(c)2015 年 1 月 1 日 ~ 5 日平均、(d)1 月 6 日 ~ 10 日平均、(e)1 月 11 日 ~ 15 日平均、(f)1 月 16 日 ~ 20 日平均。等値線間隔は 120m。

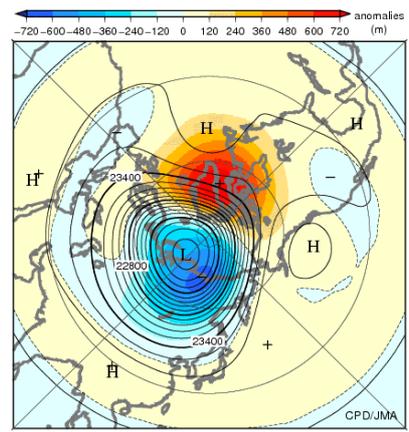
(g) 1/21 ~ 1/25



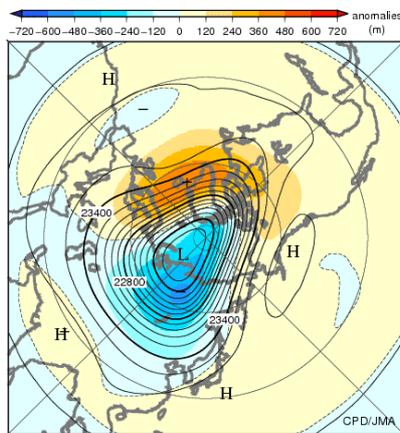
(h) 1/26 ~ 1/30



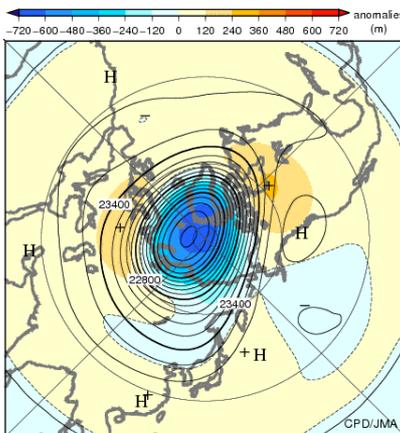
(i) 1/31 ~ 2/4



(j) 2/5 ~ 2/9



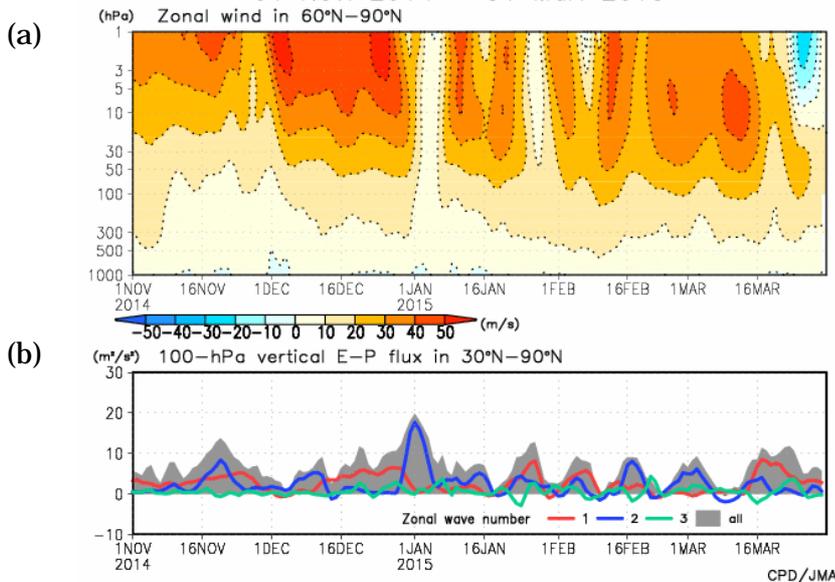
(k) 2/10 ~ 2/14



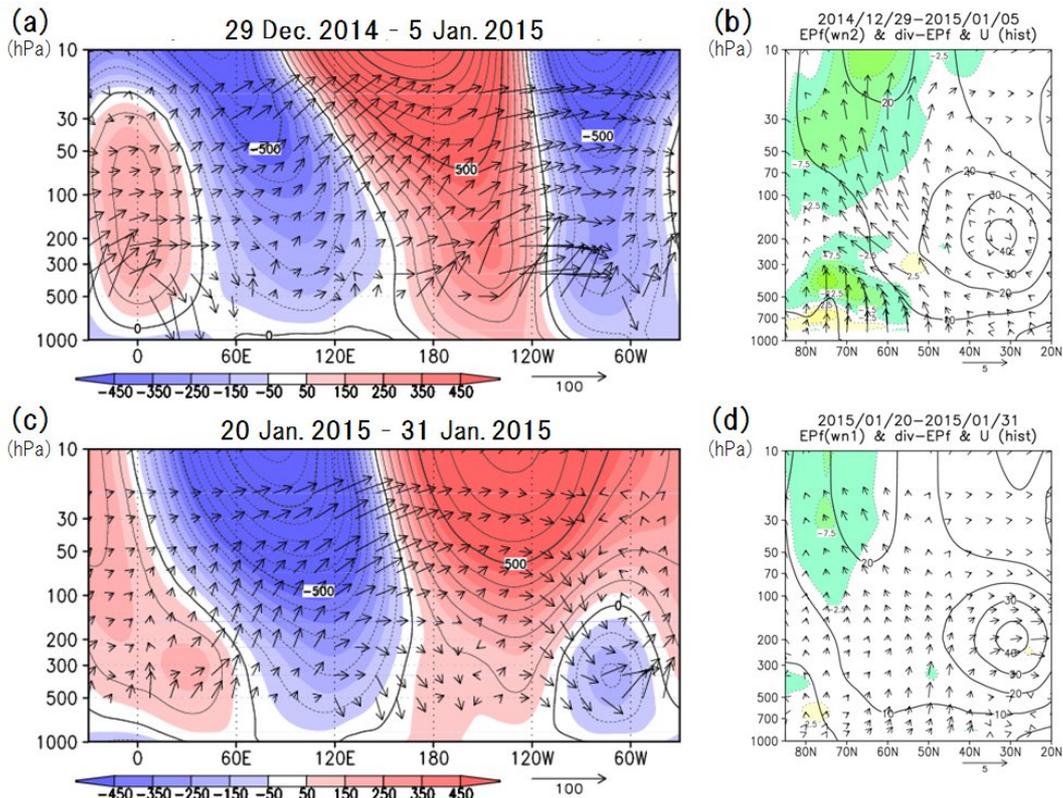
第 2.6.4 図の続き

(g)2015 年 1 月 21 日 ~ 25 日平均、(h)1 月 26 日 ~ 30 日平均、(i)1 月 31 日 ~ 2 月 4 日平均、(j)2 月 5 日 ~ 9 日平均、(k)2 月 10 日 ~ 14 日平均。

01 Nov. 2014 - 31 Mar. 2015

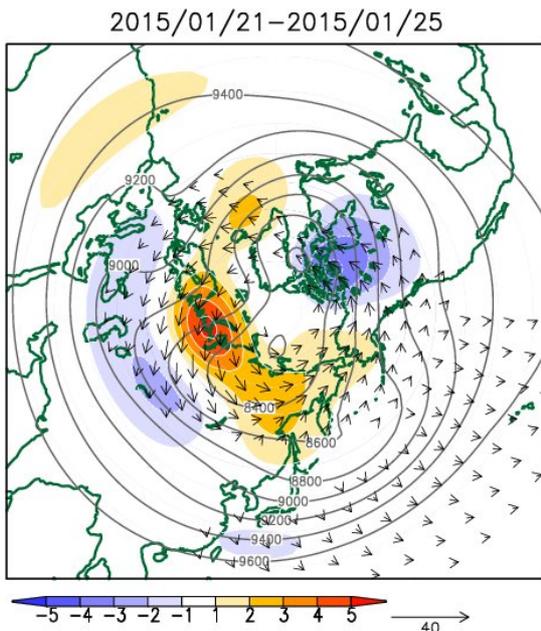


第 2.6.5 図 2014 年 11 月 1 日 ~ 2015 年 3 月 31 日における北半球の (a) 帯状平均東西風の鉛直分布 (単位: m/s) と (b) 100hPa における E-P フラックス鉛直成分の時系列 (単位:  $m^2/s^2$ ) (a)  $60^\circ N \sim 90^\circ N$  平均。西 (東) 風は正 (負) の値。 (b)  $30^\circ N \sim 90^\circ N$  平均。 (b) の灰色陰影、赤線、青線、緑線は、それぞれ全波数、波数 1、2、3 の成分を表す。



第 2.6.6 図 60°N ~ 80°N で平均した高度の帯状平均からの差 (等値線; 100m 間隔) 及び Plumb (1985) の波の活動度フラックス (矢印) の経度-高度断面図 (左) および帯状平均東西風 (等値線; 10m/s 間隔) \ E-P フラックス (矢印; (b) は東西波数 2 成分、(d) は東西波数 1 成分) とその収束発散に伴う西風加速度 (陰影; 5m/s/day 間隔) (右)

(a) と (b) は 2014 年 12 月 29 日 ~ 2015 年 1 月 5 日平均、(c) と (d) は 2015 年 1 月 20 日 ~ 1 月 31 日平均。Plumb (1985) の波の活動度フラックスの単位は、水平成分は  $m^2/s^2$ 、鉛直成分は  $Pa \cdot m/s^2$ 。E-P フラックス (単位: 南北成分は  $10^6 m^3/s^2$ 、鉛直成分は  $m^2/s^2$ ) は気圧の平方根で割った値。(b) と (d) の西風加速 (減速) を黄 (緑) 色で塗色した。



第 2.6.7 図 2015 年 1 月 21 日 ~ 25 日平均場における東西波数 0 ~ 3 成分から合成した 300hPa 高度 (灰色線; 200m 間隔) \ 100hPa の Plumb (1985) の波の活動度フラックスの水平成分 (矢印; 単位:  $m^2/s^2$ ) と鉛直成分 (陰影; 単位:  $Pa \cdot m/s^2$ ) 波の活動度フラックスの鉛直成分は、暖色系が上向き、寒色系が下向きを示す。

## 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、その監視は大変重要である。本節では、2015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、それらを特徴付けた台風や対流活動、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か月平均気温は、中央シベリア南部からモンゴル北部、朝鮮半島中部、インドシナ半島北部、インド中部と南西部で平年より1.0℃以上高く、長江中流域で1.0℃以上低かった(第2.7.1図)。

同時期の4か月降水量は、東～西日本の太平洋側、中国東部と南部、モンゴル南部と中国北西部、パキスタン及びその周辺で平年の140%以上となり、朝鮮半島西部、インドネシア南部～西部で平年の40%以下だった(第2.7.2図)。こうした状況は外向き長波放射量(OLR)平年偏差の分布(第2.7.3図)から推定される積雲対流活動の状況(詳細は第2.7.3項を参照)とおおよそ一致している。

月降水量で見た異常多雨は、6月に九州地方から中国中部で見られた。一方、異常少雨は8月にモンゴルで見られた(図省略)。

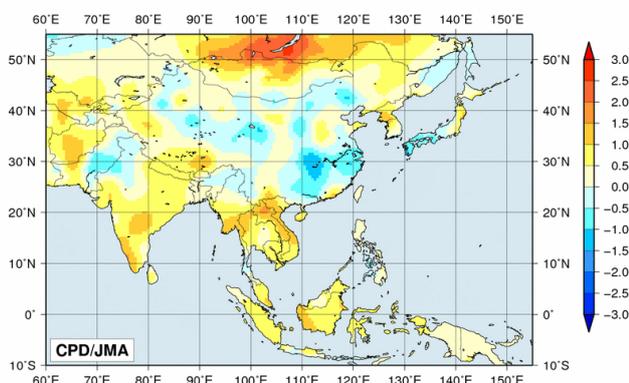
インドでは、各地で7月から8月を中心に洪水

の被害が報じられ、モンスーン期間中の死亡者数の合計は850人以上となった(インド政府)。インド東部のコルカタでは7月の月降水量が674mm(平年値409.4mm)、インド北西部のジョードプルでは8月の月降水量が232mm(平年値114.1mm)だった。

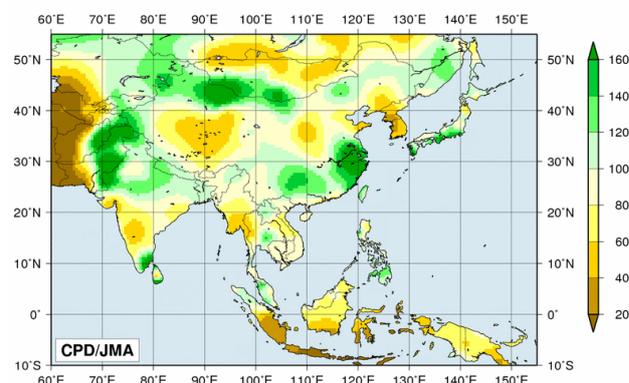
パキスタンでは、7月中旬から8月中旬にかけて、北部や東部で大雨による洪水や地すべりがたびたび発生し、合計で230人以上が死亡したと伝えられた(パキスタン政府)。パキスタン北東部のラホールでは7月の月降水量が329mm(平年値171.7mm)で、このうち160mm以上が18日から21日の4日間に降った。パキスタン北部のパラチナールでは8月の月降水量が196mm(平年値109.4mm)で、このうち100mm以上が12日から15日の4日間に降った。

ミャンマーでも、7月から8月に各地で洪水が発生し、モンスーン期間中の死亡者数の合計は120人以上となったと伝えられた(ミャンマー政府)。ミャンマー西部のシトウェでは、7月の月降水量が1745mm(平年値878.6mm)に達した。

パキスタン南部は6月後半に熱波に見舞われ、死亡者数が1200人を超えたと伝えられた(EM-DAT)。パキスタン南部のカラチ国際空港では、6月18日から28日の11日間連続で日最低気温が30℃以上となり、19日から23日には5日間連続で日最高気温が40℃を超えた。



第2.7.1図 4か月平均気温平年差(℃)(2015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(%) (2015年6～9月) データについては、第1.3.2項を参照。

## 2.7.2 台風

6～9月の4か月間の台風の発生数は14個で(第2.4.2表)、平年の16.0個よりも少なかった。台風の発生位置は、平年よりも南東に偏っていた。14個のうち4個は日本に上陸した(平年の上陸数は年間で2.7個)。

台風第13号により中国で20人以上、台風第15号によりフィリピンで30人以上が死亡したと伝えられた(中国政府、フィリピン政府)。

## 2.7.3 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(第2.7.3図)は、中国東部から西日本で平年より活発、アジアモンスーン域の広い範囲、特にインドネシア周辺やフィリピンの東海上で平年より不活発だった。夏季アジアモンスーン OLR 指数(第2.7.1表)を見ると、アジアモンスーン全体の活動度は8月を中心に期間を通して平年より不活発だった。また、アジアモンスーンに伴う対流活動活発域は平年の位置と比べて西偏傾向だった。

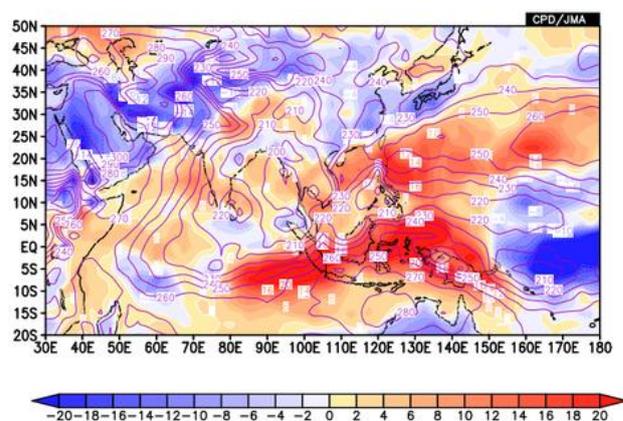
対流圏上層では、チベット高気圧は全般に平年より弱く(第2.7.4図(a))、亜熱帯ジェット気流は平年の位置と比べて南偏した。対流圏下層ではインド洋のモンスーン循環は平年より弱かった(第2.7.4図(b))。北インド洋及びアジア南部における東西風の鉛直シアは6月中旬後半から6月下旬前半を除いて平年より弱い状態で経過した(第2.7.5図)。太平洋高気圧の日本への張り出しは平年より弱く、西日本周辺では低温・多雨となった(詳細は第3.2節を参照)。

2014年夏に発生したエルニーニョ現象は2015年春以降強まり(詳細は第2.5節を参照)、これと対応して2015年の夏季アジアモンスーンの対流活動は前述のとおりインドネシア付近からフィリピン付近を中心に全般に不活発だった。この状況の中で6月中旬後半頃に一時的なアジアモンスーン活動の活発化がみられた(第2.7.6図)。この時期には赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相がインド洋東部付近を通過した(第2.4.2図)。また、ベンガル湾からフィリピン東海上(80°E～

140°E)で平均したOLR平年偏差の時間-緯度断面図(第2.7.7図)を見ると、5月末から対流活発域の北進がみられ、アジアモンスーン活動が一時的に活発化した6月中旬後半頃には10°N付近に対流活発の位相が位置していた。

## 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.



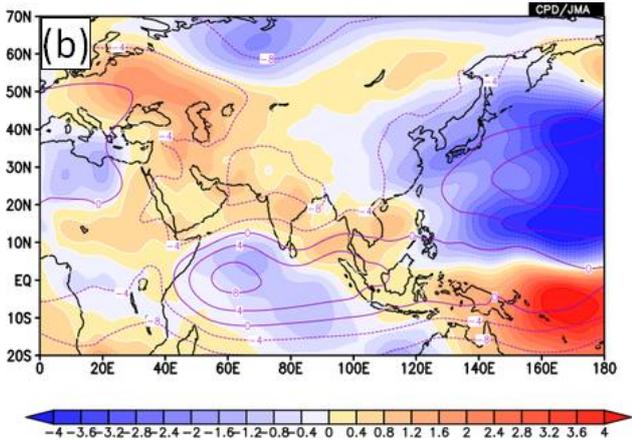
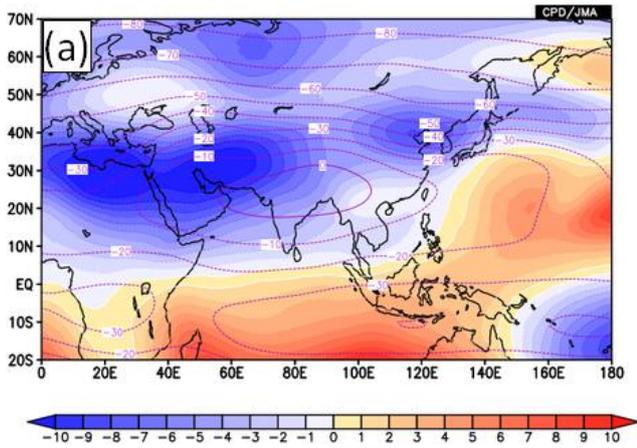
第2.7.3図 4か月平均外向き長波放射量(OLR)及び平年偏差(2015年6～9月)

等値線は実況値を表し、間隔は10W/m<sup>2</sup>。陰影は平年偏差を表し、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。

第2.7.1表 夏のアジアモンスーン OLR 指数(2015年5～10月)

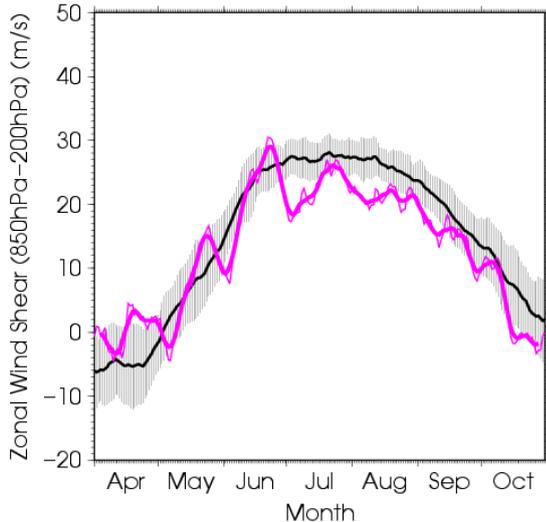
SAMOI(A)の正(負)の値はベンガル湾からフィリピン付近の対流活動が平年より活発(不活発)であることを示す。SAMOI(N)の正(負)の値は対流活発域の位置が平年と比べて北(南)偏したことを、SAMOI(W)の正(負)の値は西(東)偏したことを示す。SAMOIの詳細については第1.4.3項を参照。

	夏のアジアモンスーンOLR指数 Summer Asian Monsoon OLR Index (SAMOI)		
	SAMOI(A): 活動度	SAMOI(N): 北偏度	SAMOI(W): 西偏度
2015年5月	-1.2	0.4	2.0
2015年6月	-1.2	-1.5	0.6
2015年7月	-0.7	2.0	0.4
2015年8月	-1.9	0.2	0.6
2015年9月	-1.0	-0.4	1.4
2015年10月	-1.4	1.8	0.6



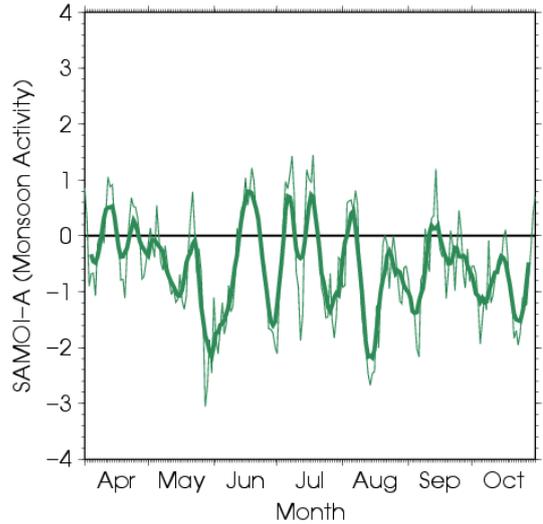
第 2.7.4 図 4 か月平均流線関数及び半年偏差 (2015 年 6~9 月)

(a)200hPa、(b)850hPa。等値線は流線関数 (単位:  $m^2/s$ ) を表し、間隔は (a)  $10 \times 10^6 m^2/s$ 、(b)  $4 \times 10^6 m^2/s$ 。陰影は半年偏差を表し、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。



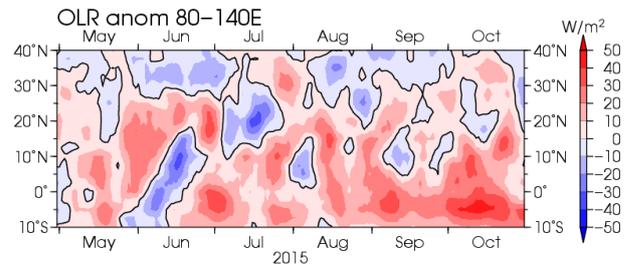
第 2.7.5 図 東西風鉛直シア指数の推移 (2015 年 4~10 月)

東西風鉛直シア指数は、北インド洋及びアジア南部 (赤道~ $20^{\circ}N$ 、 $40^{\circ}E \sim 110^{\circ}E$ : 右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)。左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。黒線は半年値、灰色領域は  $\pm 1$  標準偏差の範囲を表す。



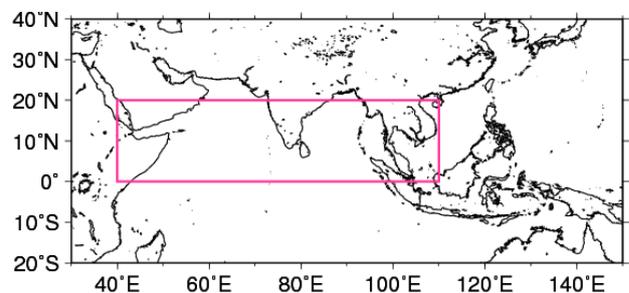
第 2.7.6 図 SAMOI-A の推移 (2015 年 4~10 月)

SAMOI-A の詳細は第 1.4.3 項を参照。細い緑線は日平均値、太い緑線は 7 日移動平均値を表す。



第 2.7.7 図  $80^{\circ}E \sim 140^{\circ}E$  で平均した OLR 半年偏差 (2015 年 5~10 月)

暖色 (正偏差) は対流活動が半年より不活発なことを、寒色 (負偏差) は半年より活発なことを示す。



## 2.8 北極域の海氷

北極域における海氷域面積は、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)。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、2015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 北極域の海氷域面積の経過

2015年の北極域の海氷域面積<sup>1</sup>(第2.8.2図)は、年を通して平年より小さい値であった。2月25日に年最大値(1463.59万km<sup>2</sup>)となり、年最大値としては1979年以降で最小だった。その後、海氷域面積は減少し、9月7日には年最小の447.56万km<sup>2</sup>(速報値)となった(第2.8.3図、図は9月10日の分布)。この年最小値は、1979年以降では4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

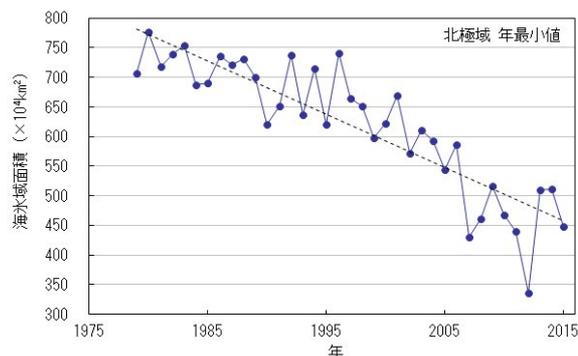
2015年7月、8月を中心に北極域は高気圧に覆われやすかった(第2.8.4図)。このことによって北極域では多照・高温傾向となったほか、高気圧性循環に伴って海氷が極側へ収束しやすかったことが、海氷域面積の減少に寄与したとみられる(米国雪氷データセンター<sup>2</sup>)。これと関連して、北極域の大気下層における気温は、7月や9月を中心に高温偏差となり(第2.8.5図)、海氷の融解の進行に寄与したとみられる。

### 参考文献

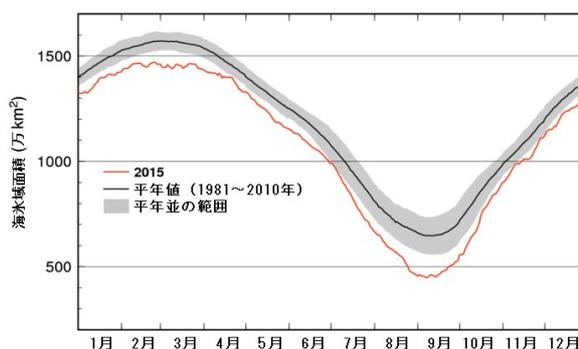
本田明治, 猪上淳, 山根省三, 2007: 冬季日本の寒さにかかわる北極海の海氷面積異常. 2005/06年日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, **216**, 201-208.

<sup>1</sup>海氷域面積は、海氷の密接度(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。

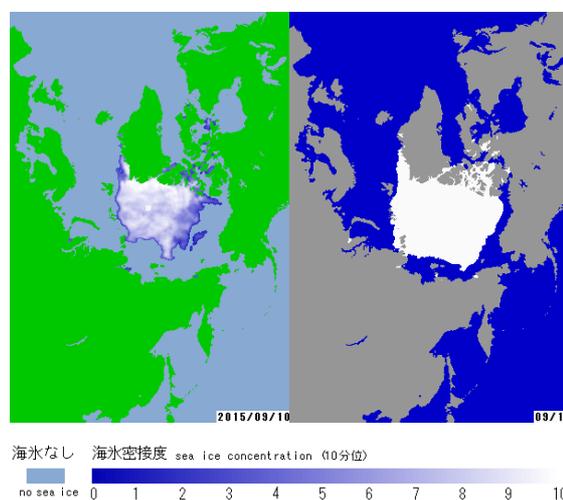
<sup>2</sup><http://nsidc.org/arcticseaicenews/2015/09/>



第2.8.1図 北極域の海氷域面積の年最小値の経年変化(1979~2015年)  
破線は変化傾向。1979年から2015年までの減少率は9.0万km<sup>2</sup>/年。

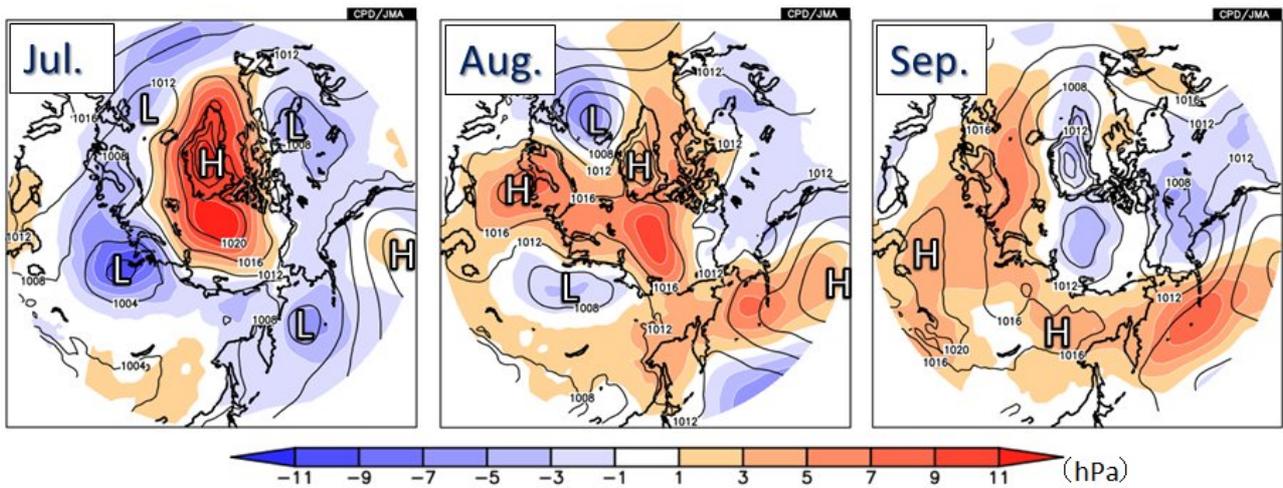


第2.8.2図 北極域の海氷域面積の推移  
赤線は2015年、黒線は平年値、灰色陰影は平年並の範囲。

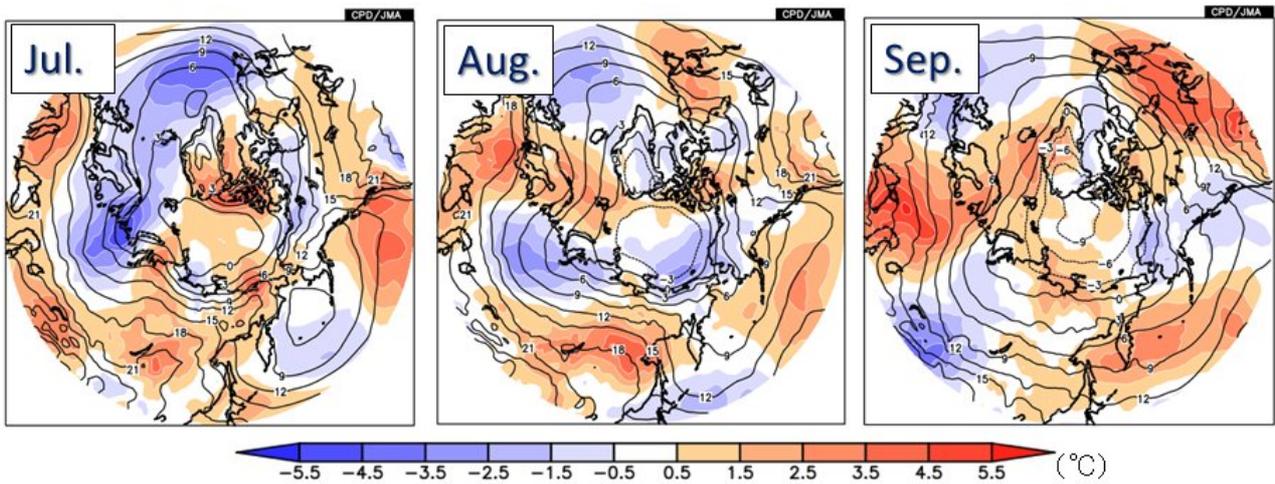


第2.8.3図 2015年9月10日の海氷密接度(左)と9月10日の平年(1981~2010年平均)の海氷域<sup>3</sup>(右)  
右図の白い領域が平年の海氷域を示す。

<sup>3</sup>統計期間(1981~2010年)で平均した海氷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氷域面積と等しくなったとき、算出された領域を平年の海氷域としている。



第 2.8.4 図 北極域における月平均海面気圧（左から順に 2015 年 7 月、8 月、9 月の各月平均）  
等値線は海面気圧を表し、間隔は 4hPa。陰影は平年偏差。図中の 'H' と 'L' は、それぞれ高気圧と低気圧の中心を示す。



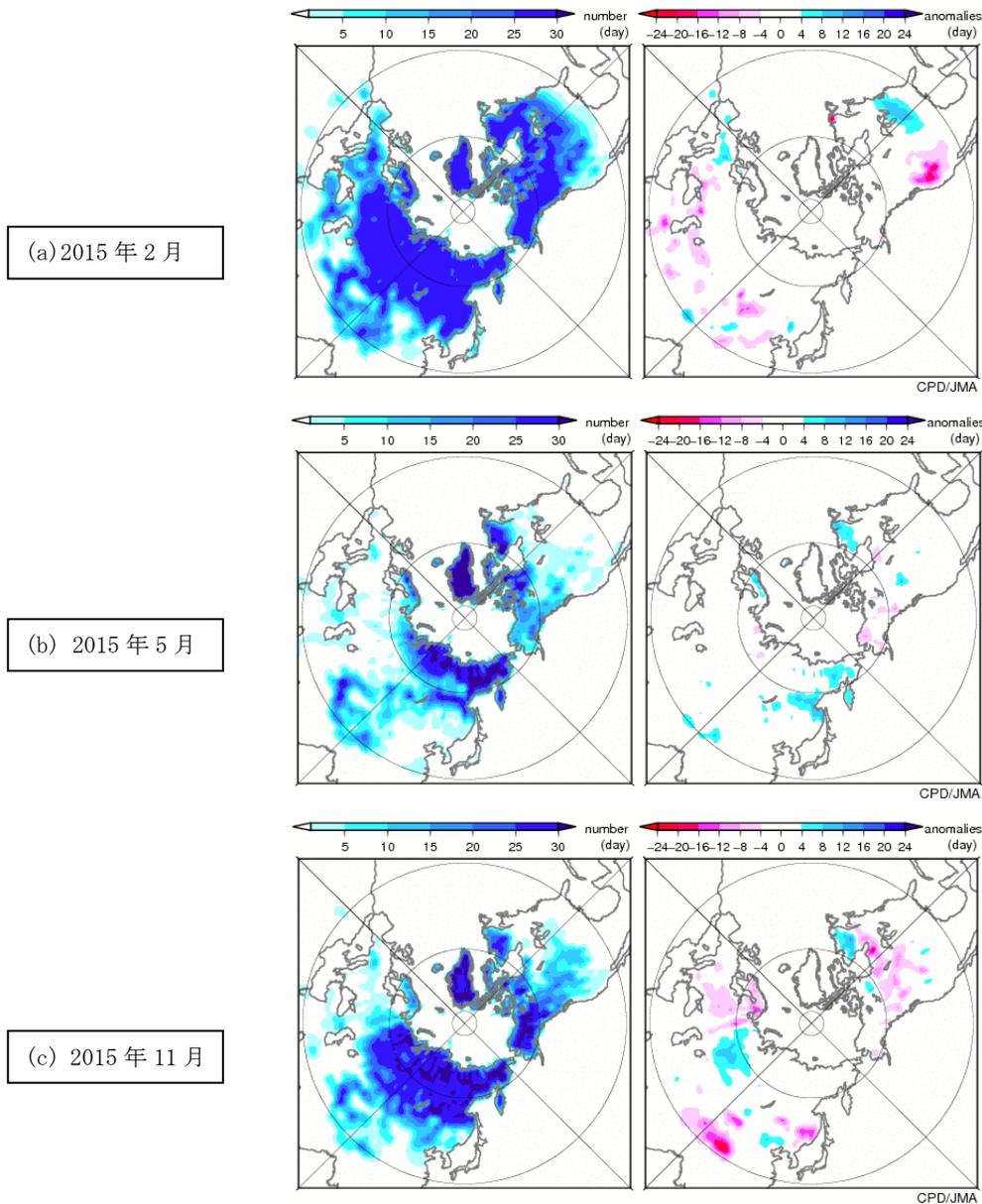
第 2.8.5 図 北極域における 925hPa 気温（左から順に 2015 年 7 月、8 月、9 月の各月平均）  
等値線は 925hPa 気温を表し、間隔は 3 。陰影は平年偏差。

## 2.9 北半球の積雪域

大気・海洋と積雪域と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)が高い。このため、積雪域の変動は地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与える。また融雪に伴い、周辺の熱が奪われ土壌水分量が変化する。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 2015 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 2015 年の特徴

冬(2014年12月~2015年2月)の積雪日数は、12月は米国北部、ヨーロッパ、東アジア北部で平年より少なかった(図略)。1月も平年より少ない地域が多かったが(図略)、2月は北米東部とヨーロッパ西部は平年より多かった。(第2.9.1図(a))。北米東部の多い傾向は4月まで続いた(図略)。5月は東シベリアとカナダ北東部で平年より多かった(同図(b))。11月はカナダ北東部、西シベリアで平年より多く、ヨーロッパ東部、中国西部、カナダ南部で平年より少なかった(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)・平年偏差(右)

(a) 2015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。

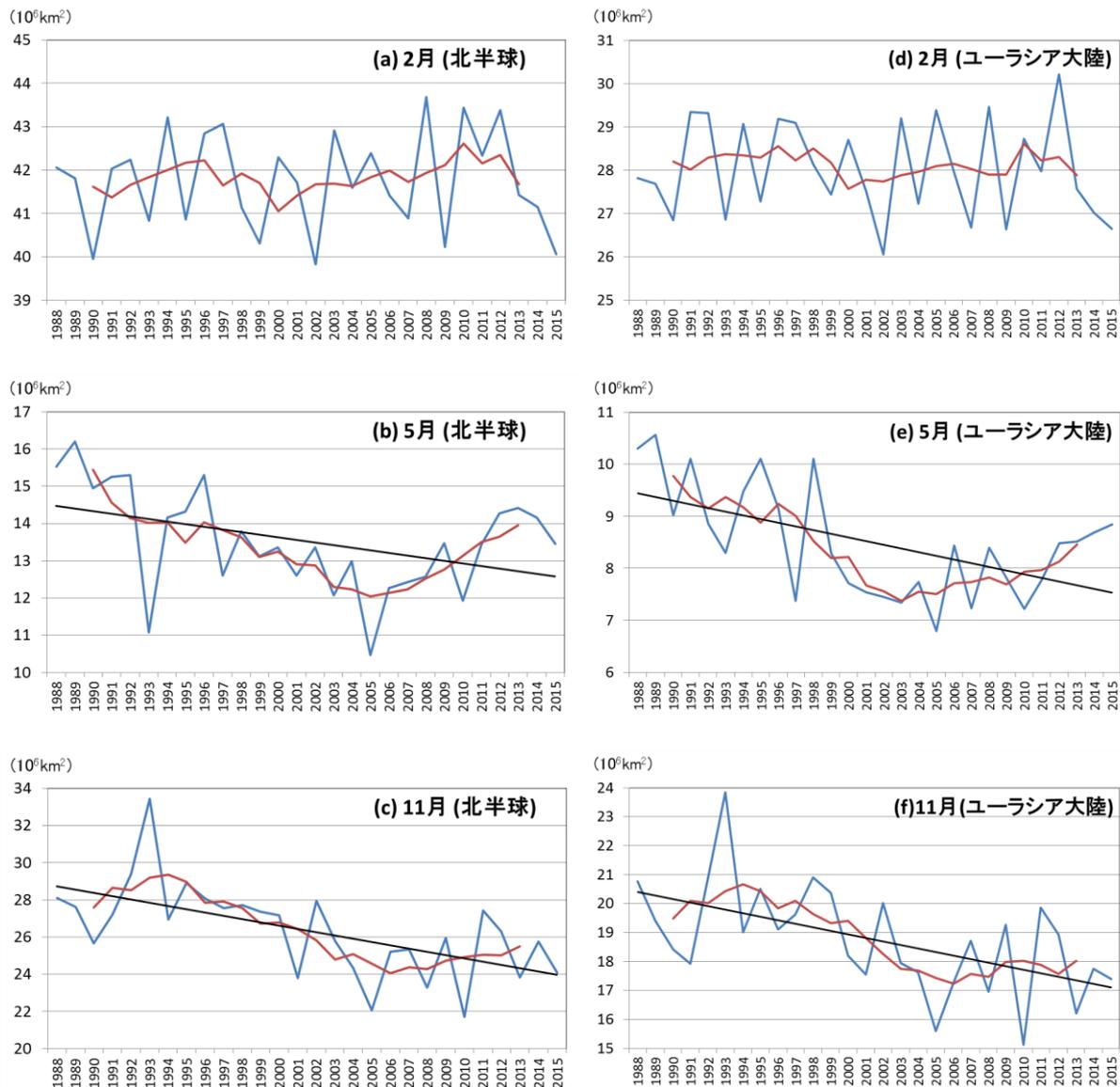
## 2.9.2 長期変化傾向

過去 28 年間（1988～2015 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（2月、5月及び11月のみ）を第 2.9.2 図に示す。

北半球では、5月や6月、9～12月に長期的な減少

傾向がある一方、1～4月には統計的に有意な傾向は見られない。

ユーラシア大陸では、5月や6月、11月、12月に長期的な減少傾向がある一方、1～4月や9月、10月には統計的に有意な傾向はみられない。



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<sup>6</sup>km<sup>2</sup>）の経年変動（1988～2015 年）

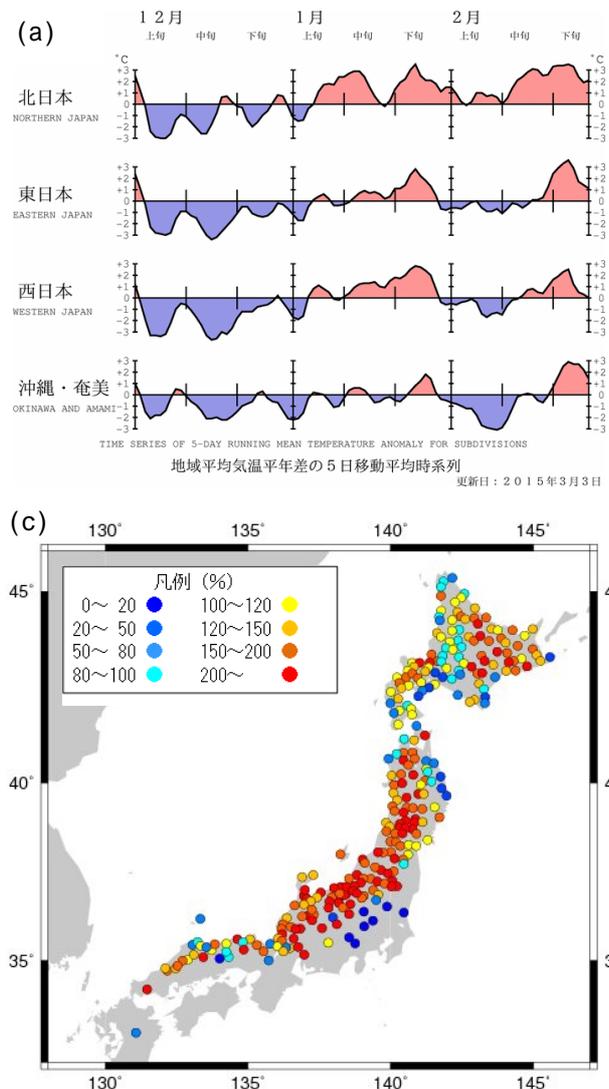
北半球の(a)2月、(b)5月、(c)11月、ユーラシア大陸の(d)2月、(e)5月、(f)11月。青色線は各年の積雪域面積、赤色線は積雪面積の5年移動平均値、黒色線は長期変化傾向（信頼度水準95%で統計的に有意の場合に描画）を示す。

### 3. トピックス

#### 3.1 2014/15年冬の日本の天候

2014/15年冬の地域平均気温平年差の経過を第3.1.1図(a)に示す。12月から1月初めにかけては全国的に低温となった。その後は、2月前半に東日本から沖縄・奄美にかけて一時的に気温が低くなったほかは、概ね高温傾向で経過した。冬平均気温は、北日本では平年より高かったが、東日本、西日本、沖縄・奄美では低かった(第3.1.1図(b))。

12月は冬型の気圧配置が強まり、北日本から西日本の日本海側では強い寒気が流れ込んで積雪が多くなった(第3.1.1図(c))。地域平均降雪量平年比は東日本日本海側で198%、北日本日本海側で



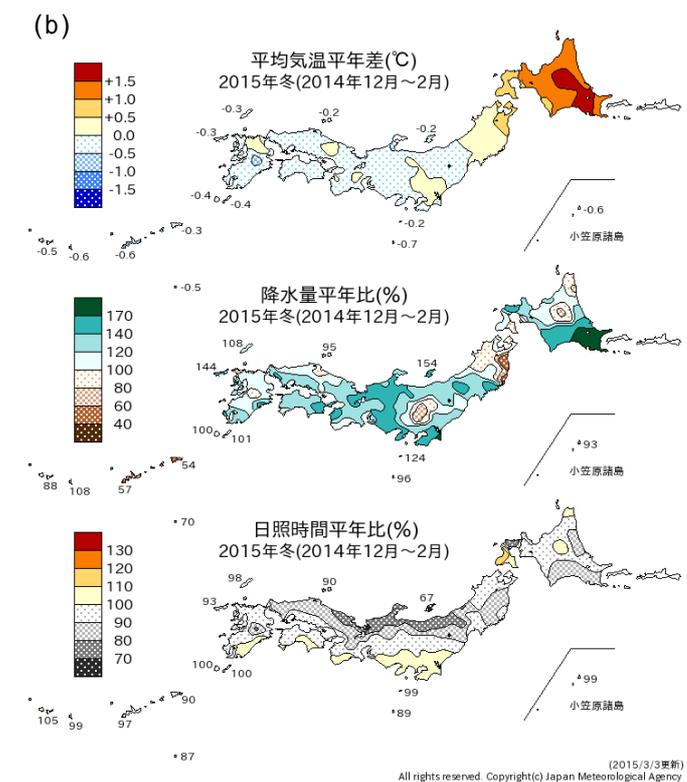
125%に達した。北海道の小樽では、降雪の深さ月合計値と月最深積雪の極値を更新した。

また、北海道付近やその東海上、オホーツク海付近で低気圧の動きが遅く停滞する事例がたびたび見られ、低気圧の影響を受けやすかった北海道東部では降水量が多くなった。

本節ではこれらの天候の特徴とその背景について記述する。

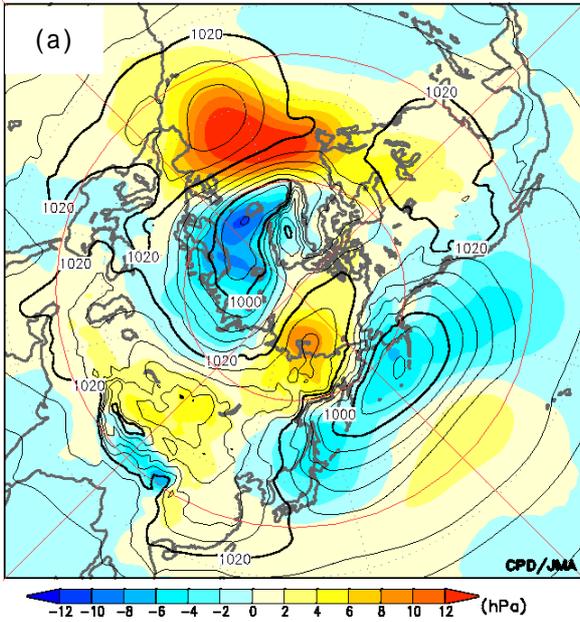
#### 3.1.1 2014年12月の全国的な低温

第3.1.2図に2014年12月平均の海面気圧、500hPa高度、850hPa気温、及び200hPa東西風速の実況と偏差を示す。海面気圧(第3.1.2図(a))を見ると、90°E付近を中心とする正偏差が大陸側

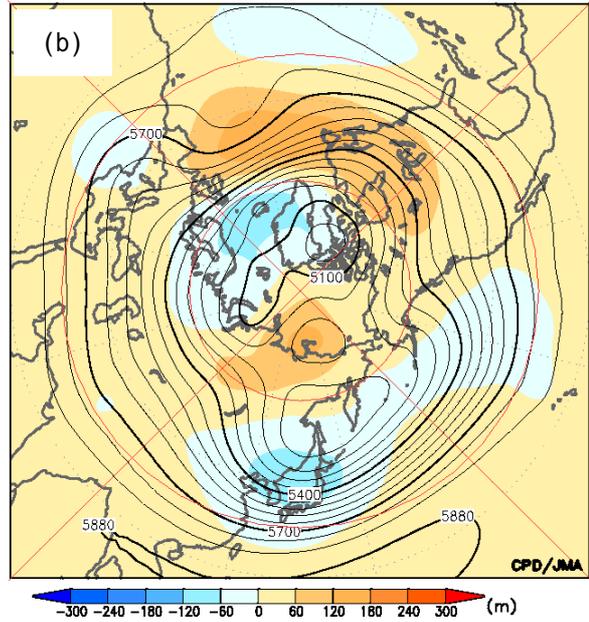


第3.1.1図 2014年12月~2015年2月の(a)地域平均気温平年差(5日移動平均)の経過と(b)冬平均気温偏差・降水量平年比・日照時間平年比、及び(c)2014年12月の最深積雪平年比

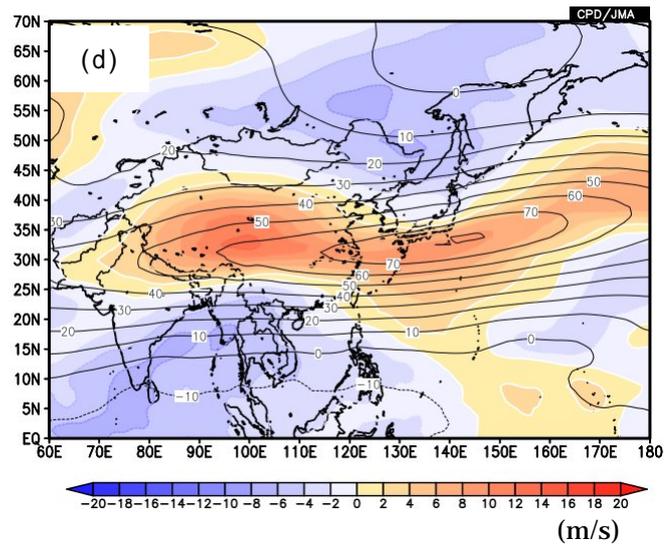
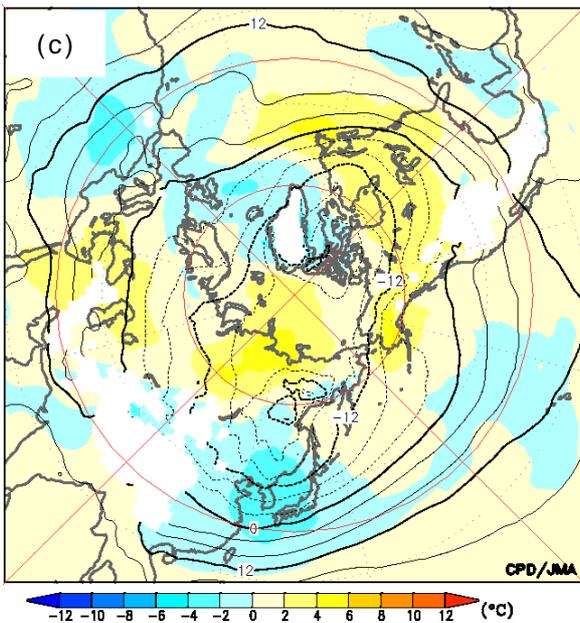
Dec.2014 - Dec.2014



Dec.2014 - Dec.2014



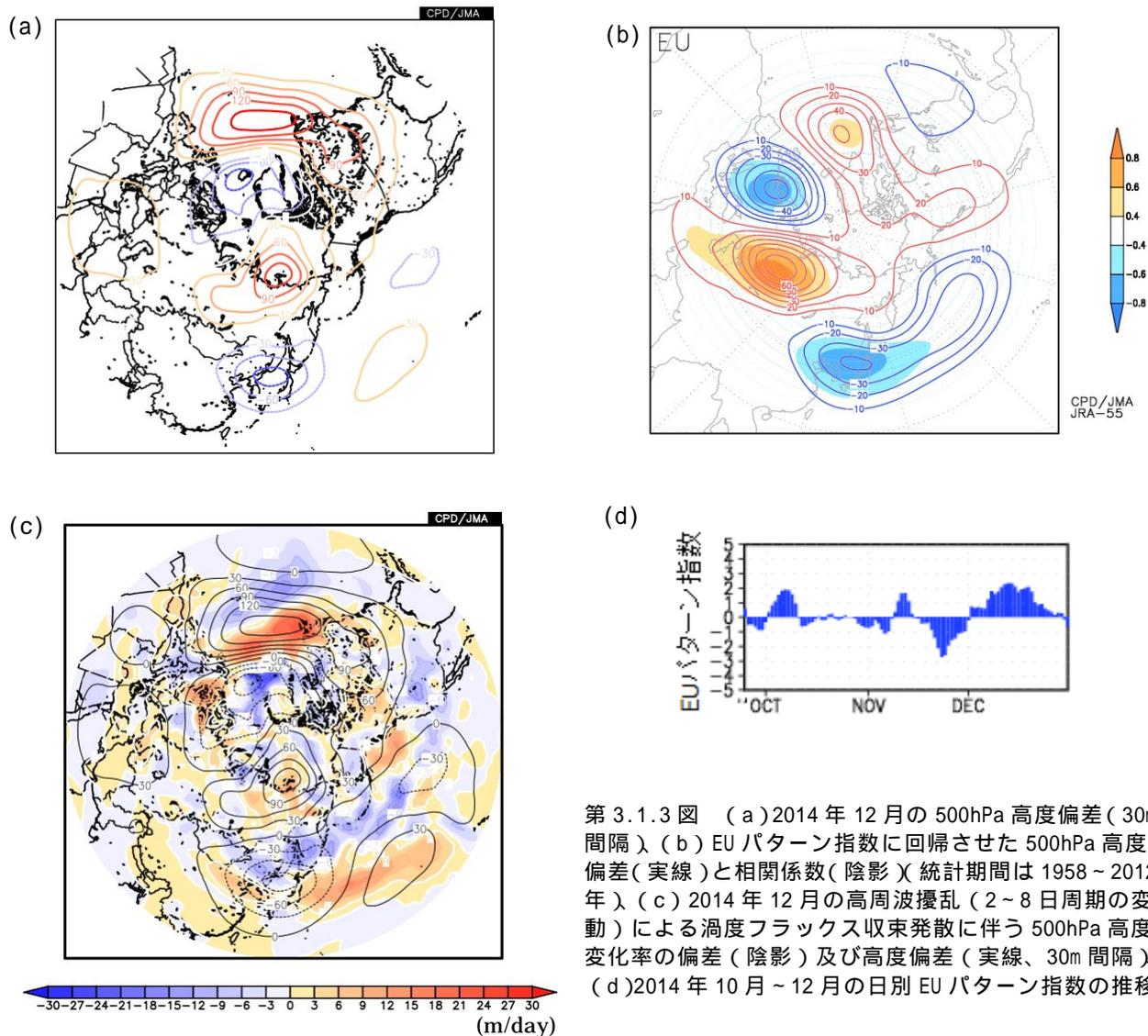
Dec.2014 - Dec.2014



第 3.1.2 図 2014 年 12 月平均の(a)海面気圧、(b)500hPa 高度、(c)850hPa 気温、及び(d)東アジア付近 200hPa 東西風速の分布  
いずれも、実線は実況値を、陰影は平年偏差を表し、単位はカラーバーの右側に示した。

に広がり、日本付近から東海上にかけて負偏差となつて、冬型の気圧配置が強かつたことを示している。500hPa 高度（第 3.1.2 図(b)）を見ると、中央シベリアでリッジとなり、東シベリアではブロッキング高気圧が発達した一方、日本付近ではトラフが深まつた。200hPa 東西風速（第 3.1.2 図(d)）を見ると、亜熱帯ジェット気流は中国で北へ

蛇行し、日本付近で南へ蛇行した。このため、日本付近には大陸からの寒気が流れ込みやすい状態となり、850hPa 気温（第 3.1.2 図(c)）では西日本～東日本で -2 を下回る低温偏差が見られた。また、500hPa 高度偏差は大西洋からユーラシア大陸北部を経て日本付近へ連なる波列パターンを呈しており（第 3.1.3 図(a)）、ヨーロッパ北部で



第 3.1.3 図 (a)2014 年 12 月の 500hPa 高度偏差 (30m 間隔) (b) EU パターン指数に回帰させた 500hPa 高度偏差 (実線) と相関係数 (陰影) (統計期間は 1958 ~ 2012 年) (c) 2014 年 12 月の高周波擾乱 (2 ~ 8 日周期の変動) による渦度フラックス収束発散に伴う 500hPa 高度変化率の偏差 (陰影) 及び高度偏差 (実線、30m 間隔) (d)2014 年 10 月 ~ 12 月の日別 EU パターン指数の推移

負偏差、シベリアで正偏差、東アジアで負偏差となる分布は正のユーラシア (EU) パターンとして知られる循環偏差 (第 3.1.3 図 (b)) と類似している。2014 年 12 月の日別の EU パターン指数を見ると、ほぼ月を通して正の値が持続し (第 3.1.3 図 (d)) 月平均では +1.1 となって 1958 年以降では 9 番目の大きな正の値だった。500hPa 高周波擾乱による渦度フラックス収束発散に伴う高度変化率を見ると (第 3.1.3 図 (c))、このような偏差分布を維持した要因の一つとして、北大西洋やシベリアのリッジには総観規模擾乱によるフィードバック効果も寄与していたとみられる。

日本付近の寒気の強さを見るため、第 3.1.4 図に Iwasaki et al. (2014) で提案された寒気質量

及びそのフラックスの平年偏差を示す。これは、温位 280K 等温位面 (温位 280K は、北半球冬季の 850hPa 気圧面における温位を帯状平均したときの 45°N 付近の温位に相当) より下の大気を寒気とみなし、その質量を hPa 単位で表したものである。中国北東部から日本にかけて正偏差 (平年より寒気質量が大きい) が広がっている。フラックスは北西流偏差で、正の EU パターンの循環場に対応して、大陸から流れ込む寒気の量が多かったことを示している。

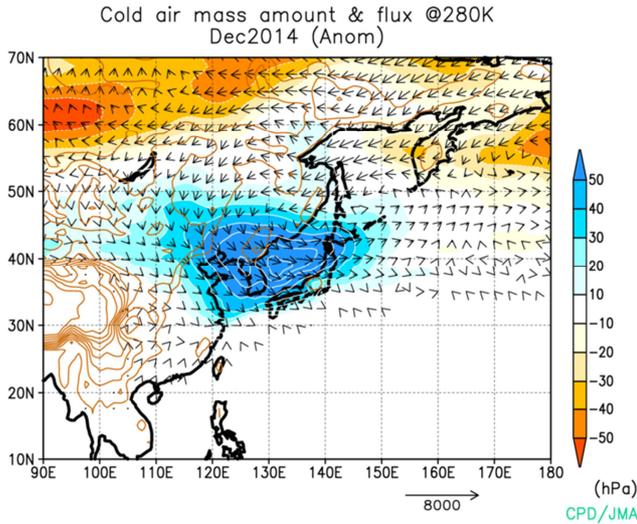
### 3.1.2 2014 年 12 月の熱帯の状況

2014 年夏に発生したエルニーニョ現象は冬も続いていたが、エルニーニョ監視海域の海面水温

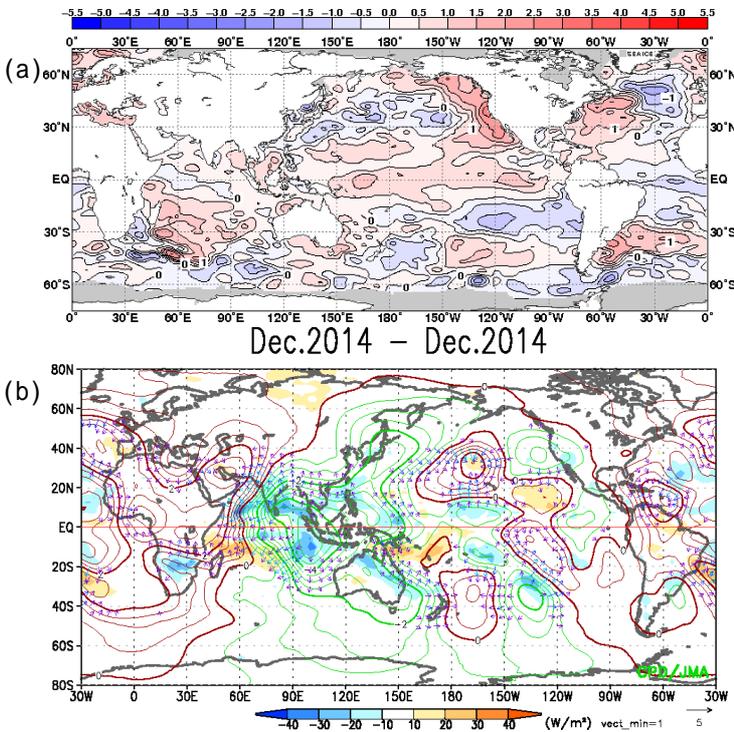
は5か月移動平均でエルニーニョ現象発生の基準をやや上回る程度で経過しており、太平洋赤道域の海面水温は中・東部だけでなく西部も含む広い範囲で高温偏差となっていた(第3.1.5図(a))。また、季節内振動に伴う対流活発位相が11月後半から12月上旬にかけてと12月中旬から1月上旬にかけて、いずれも大きな振幅をもってインド洋~太平洋西部を東進した(第3.1.5図(c))。これ

らの状況から、2014年12月の熱帯では、エルニーニョ現象発生時に典型的な対流活動の分布とは異なり、インド洋中部~太平洋西部で対流活発、上層発散偏差となっていた(第3.1.5図(b))。

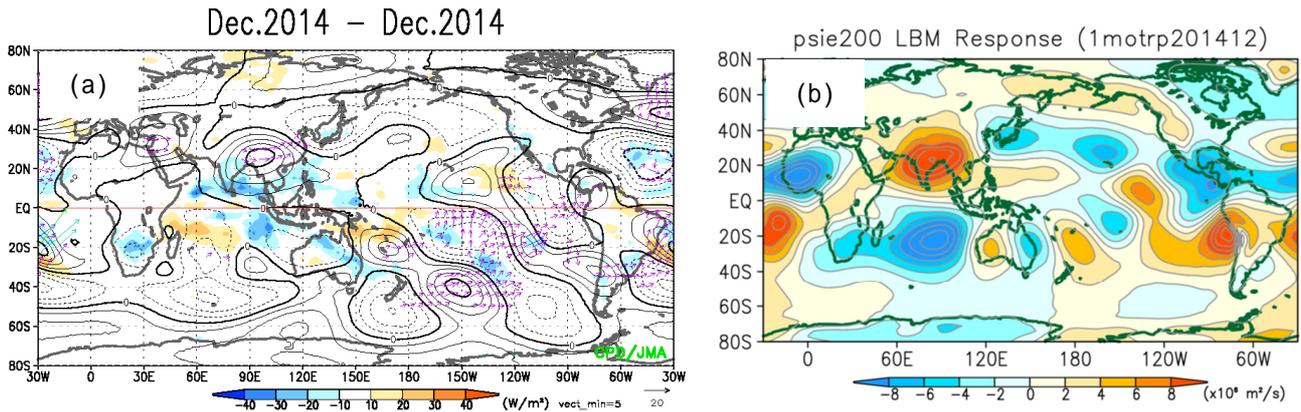
対流圏上層では、この対流活動偏差分布に対応すると見られる明瞭な高気圧性循環偏差が中国南西部付近を中心に出現した(第3.1.6図(a))。この循環偏差からの波束伝播に伴って日本付近では



第3.1.4図 2014年12月の寒気質量(陰影; 単位はhPa)とそのフラックス(矢印; 単位はhPa・m/s)の平年偏差。茶色の等値線は標高(500m間隔)を表す。東北大学岩崎教授提供のプログラムを用いた。



第3.1.5図 2014年12月の(a)海面水温偏差、(b)200hPa速度ポテンシャル偏差とOLR偏差、及び(c)2014年8月~2015年1月の赤道域(5°S~5°N)で平均した200hPa速度ポテンシャル偏差の時間経度断面。(b)の等値線は200hPa速度ポテンシャル偏差(0.5×10<sup>6</sup> m<sup>2</sup>/s間隔)、陰影はOLR偏差、矢印は200hPa発散風偏差(単位: m/s)を示す。



第 3.1.6 図 (a) 2014 年 12 月の 200hPa 流線関数偏差 (実線) と OLR(陰影) 及び波の活動度フラックス (矢印) (b) 2014 年 12 月の熱帯域の加熱偏差を与えた LBM による定常応答の 200hPa 流線関数偏差  
 左図の等値線間隔は太線  $20 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、細線  $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。LBM の基本場は 12 月平均の年平均値で定義し、右図の定常応答からは帯状平均を除去している。

低気圧性循環偏差が形成され、前述のように亜熱帯ジェット気流は中国付近で北に蛇行、日本付近で南に蛇行し、日本に寒気が流れ込みやすい状況になったと考えられる。2014 年 12 月の熱帯域の加熱偏差分布を与えた線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model:LBM, Watanabe and Kimoto 2000) による実験においても、実況とよく符合した中国南西部の高気圧性循環偏差、日本付近の低気圧性循環偏差の分布が定常応答として得られており (第 3.1.6 図(b))、熱帯の対流活動との強い関連を裏付けている。

### 3.1.3 北海道付近の低気圧活動

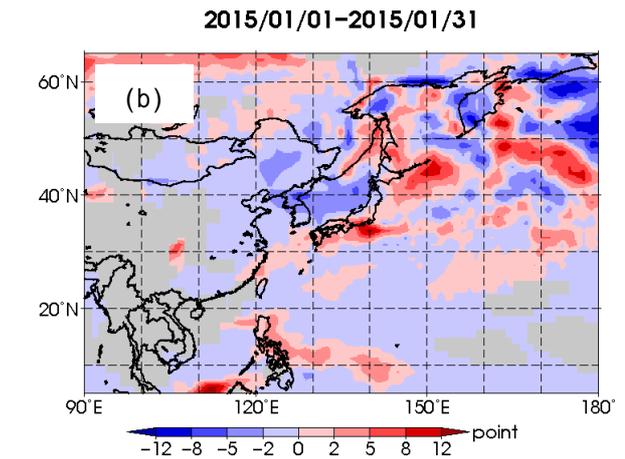
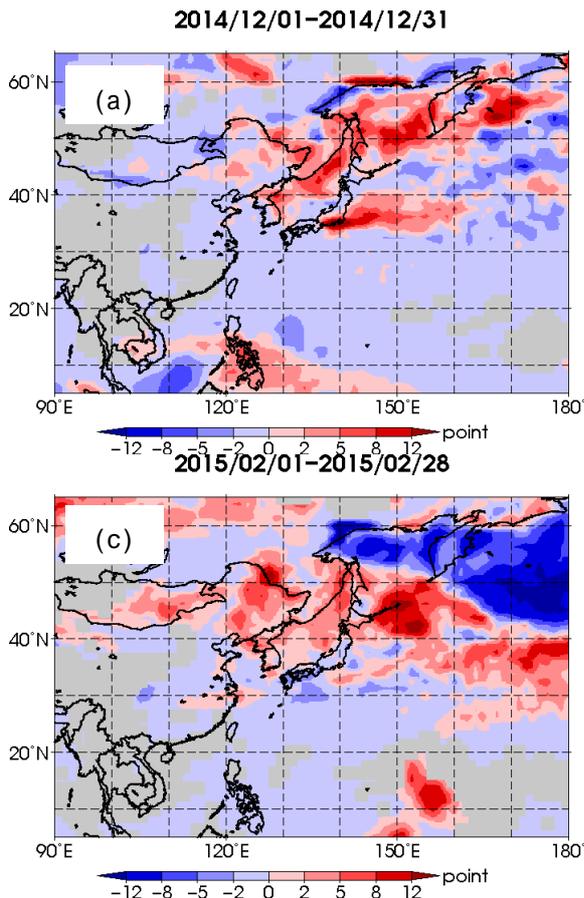
2014/15 年冬のもう一つの特徴として、北海道では低気圧の影響を受けやすく、東部で降水量が多かったことが挙げられる。2014 年 12 月から 2015 年 2 月の各月について Inatsu(2009)の手法で求めた低気圧存在頻度の偏差を見ると、北海道周辺ではいずれの月も平年を上回る存在頻度だったことがわかる (第 3.1.7 図)。また、JRA-55 再解析に基づく北海道～その東海上における低い海面気圧の延べ出現頻度では、980hPa を下回るような気圧の出現がここ 10 年余りでは最も多かった (第 3.1.8 図(a)) こと、北海道内のアメダスで観測された日最大風速において 12m/s 以上の強風を観測した延べ地点数が多かった (第 3.1.8 図(b)) ことから、低気圧の影響を受けやすい天候だったこ

とがわかる。

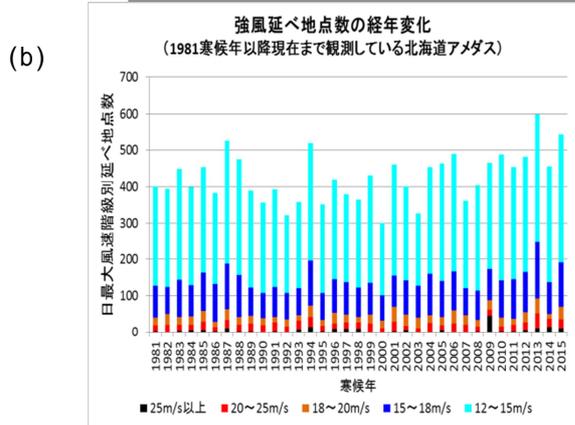
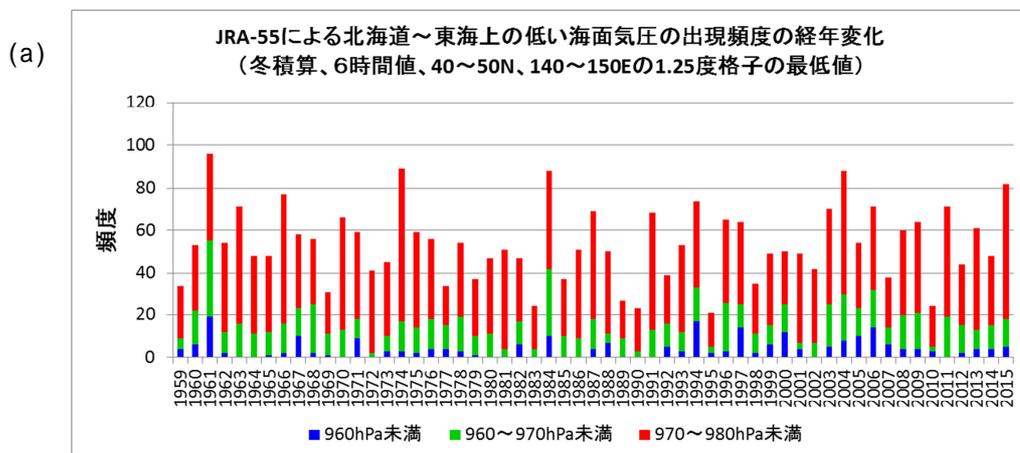
2014/15 年冬は、ベーリング海～アラスカ付近で増幅したロスビー波の碎波に伴ってブロッキング高気圧が形成され、東シベリア付近へ西進する事例がたびたび現れており、これらの時期に対応して、北海道付近で低気圧が停滞する様子が見られた (第 3.1.9 図)。1959～2014 年の各年の 1 月について、北海道東海上の低気圧存在頻度に回帰した 500hPa 高度偏差を調べたところ、低気圧の存在頻度が多い年には、東シベリア付近で正偏差となってブロッキング高気圧に類似した偏差分布が現れやすい傾向があることがわかった (第 3.1.10 図)。過去の統計に見られるこの傾向は、2014/15 年冬の循環場の偏差と整合的である。

### 3.1.4 まとめ

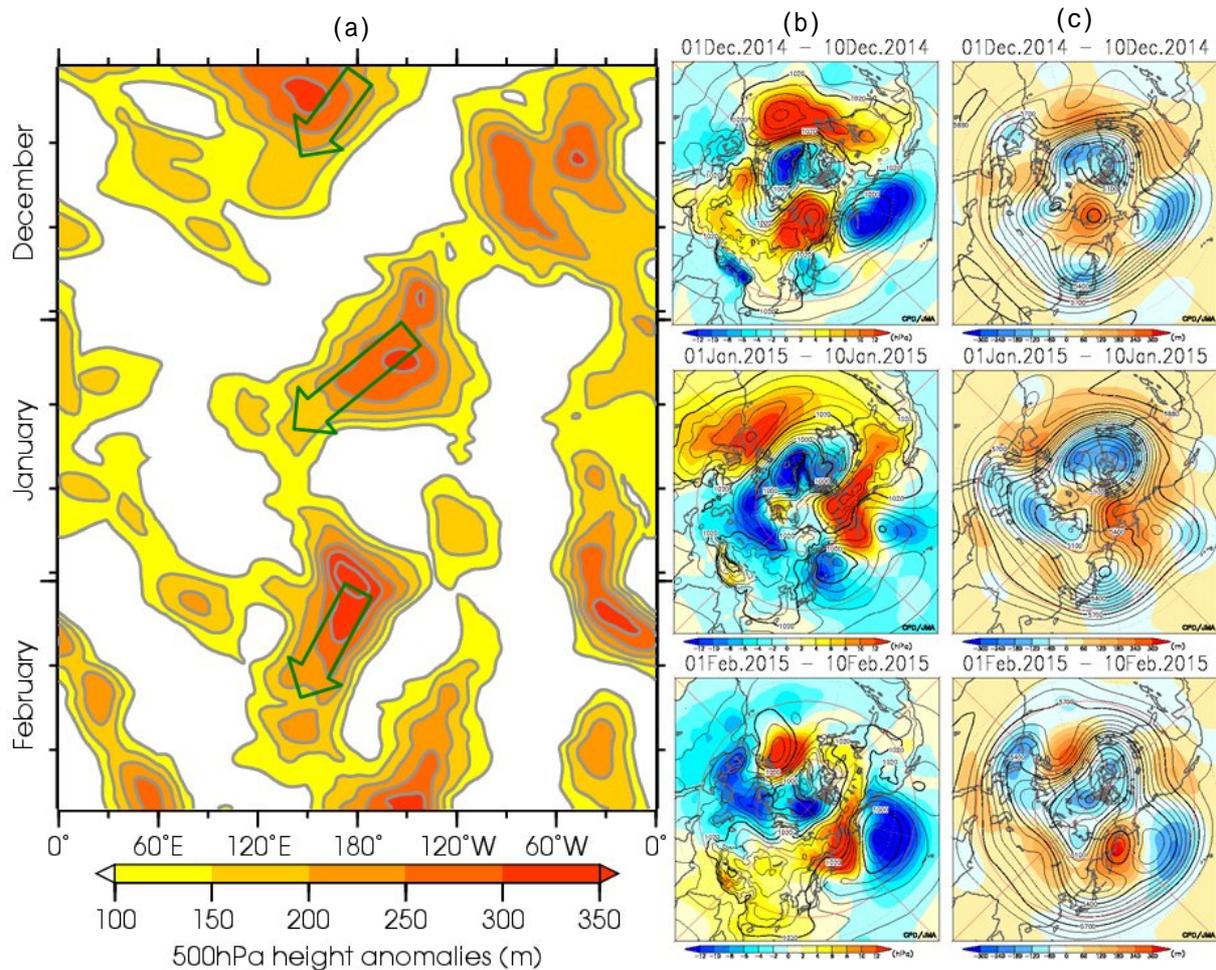
2014 年 12 月の全国的な低温には、熱帯季節内振動に伴うインド洋中部～太平洋西部の活発な対流活動への応答として日本付近に寒気が流れ込みやすい循環となったことや、中高緯度で正の EU パターンに類似した循環偏差が持続したことが関連したと考えられる。北海道で冬を通して低気圧の影響を受けやすかったことには、東シベリア付近で度々ブロッキング高気圧が形成され、低気圧が停滞しやすかったことが関連していたとみられる。



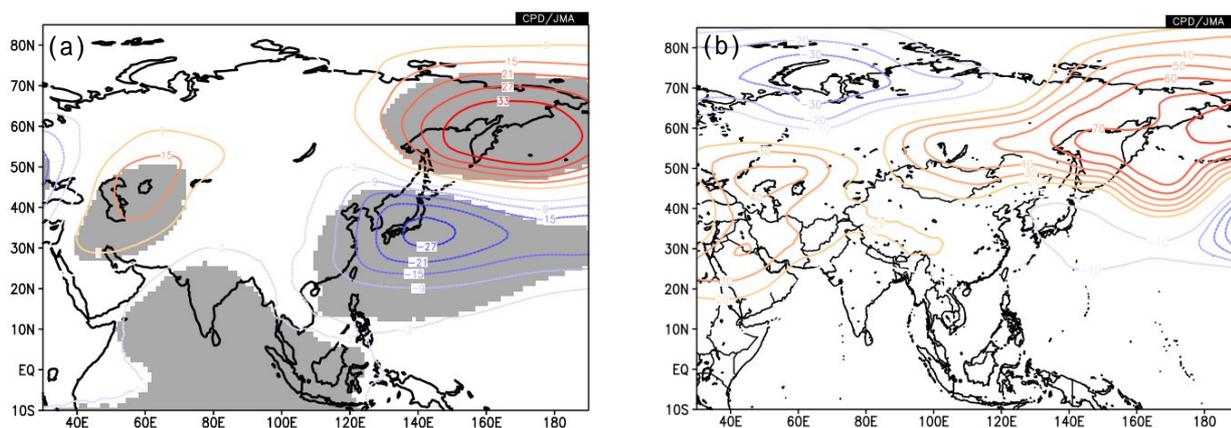
第3.1.7図 (a)2014年12月、(b)2015年1月、及び(c)2015年2月の低気圧存在頻度平年差  
Inatsu (2009)、Inatsu and Amada (2013)に基づき、6時間ごとの850hPa 相対渦度をもとに  $50 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$  以上の閉領域を低気圧として抽出し、期間内に低気圧が存在した頻度を集計。北海道大学稲津准教授提供のプログラムを用いた。



第3.1.8図 (a)冬の北海道～東海上の領域における低い海面気圧の出現頻度、及び(b)北海道内のアメダスによる12m/s以上の日最大風速の延べ観測地点数  
海面気圧は JRA-55 再解析データに基づく。



第 3.1.9 図 (a)40°N ~ 80°N における 500hPa 高度偏差の最大値の時間経度断面図、及び(b)上から順に 2014 年 12 月上旬、2015 年 1 月上旬、2 月上旬の海面気圧と(c)同じく 500hPa 高度 (a)の緑枠矢印はブロッキング高気圧の西進を表す。(b)(c)の等値線は実況、陰影は偏差。



第 3.1.10 図 (a)北海道東海上の低気圧の存在頻度(1959 ~ 2014 年の 1 月)に回帰した 500hPa 高度偏差と(b)2014/15 年冬の 500hPa 高度偏差 左図の灰色の陰影は 95%信頼度水準で統計的に有意な領域を示す。

## 参考文献

- Inatsu, M., 2009: The neighbor enclosed area tracking algorithm for extratropical wintertime cyclones. *Atmos. Sci. Lett.*, **10**, 267-272.
- Inatsu, M., and S. Amada, 2013: Dynamics and geometry of extratropical cyclones in the upper troposphere by a neighbor enclosed area tracking algorithm. *J. Climate*, **26**, 8641-8653.
- Iwasaki, T., T. Shoji, Y. Kanno, M. Sawada, M. Ujiie and K. Takaya, 2014: Isentropic analysis of polar cold air mass streams in the northern hemispheric winter, *J. Atmos. Sci.*, **71**, 2230-2243
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmospheric-ocean thermal coupling in North Atlantic: A positive feedback, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.

### 3.2 2015年夏の日本の天候

2015年6月から7月上旬は梅雨前線が西日本南岸に停滞することが多く、九州南部では記録的に降水量が多かった。また、梅雨前線の南側に位置した沖縄・奄美では記録的な高温となった。7月中旬から8月上旬にかけては太平洋高気圧が本州付近に張り出し北・東日本では高温・少雨となったが、その後、8月中旬からは一転して太平洋高気圧が弱まり全国的に不順な天候となった。本節では、上記3つの各期間における天候と循環場の特徴について報告する。

なお、2015年夏平均の循環場には、亜熱帯ジェット気流が日本の西で平年の位置より南偏、太平洋高気圧の日本付近への張り出しが平年より弱いといったエルニーニョ現象時に現れやすい特徴が見られた（夏平均の循環場は第2.3節、第2.4節を参照）。このような循環場が背景にあり、西日本の夏平均の天候は、太平洋側を中心に降水量が多く、日照時間は少なくなり、冷夏となった（夏平均の天候は第2.1節を参照）。

#### 3.2.1 6月から7月上旬の九州南部の記録的多雨

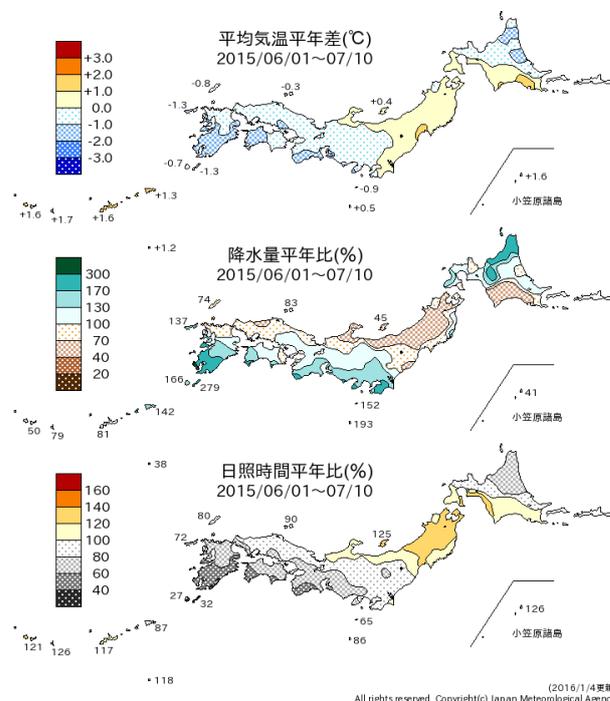
##### (1) 天候の特徴

第3.2.1図に2015年6月1日～7月10日平均の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比の分布を示す。この期間、梅雨前線が西日本南岸に停滞することが多く、その活動は活発だった。このため西日本では6月の月平均気温は低く、西日本太平洋側では月間日照時間はかなり少なく月降水量は多かった。

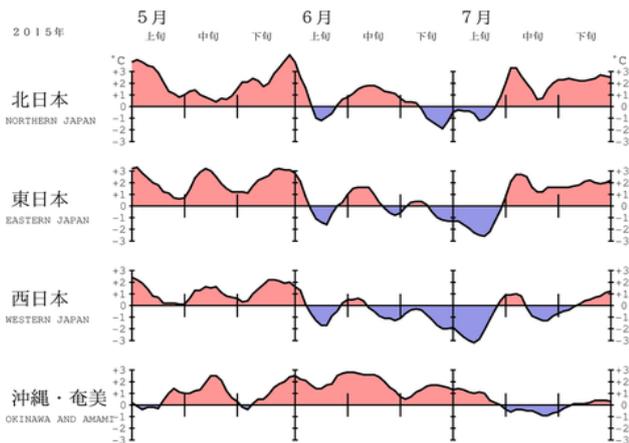
特に前線の影響を受けやすかった九州南部では、6月の月降水量は平年比227%となり、6月としては最も降水量が多かった（統計開始は1946年）。日照時間も平年比47%で過去2番目の少なさだった。また旬降水量は、6月上旬は平年比316%、中旬は238%、下旬は168%、7月上旬は249%と多雨が続き、6月上旬、中旬はそれぞれの旬降水量として第1位、第2位の記録的な多雨となった（統計開始は1961年）。

一方、梅雨前線の南側に位置した沖縄・奄美で

は、日本の南から沖縄付近へ太平洋高気圧の張り出しが強かったことにより、記録的な高温となった（第3.2.2図）。6月の月平均気温は平年差+1.8℃と、6月としては最も高くなった（統計開始は1946年）。月間日照時間はかなり多く、月降水量は少なかった。旬平均気温は6月上旬は平年差+2.0℃、中旬は+2.4℃、下旬は+1.1℃、7月上旬は+0.9℃で、それぞれの旬平均気温として第2位、第1位、第2位、第3位と顕著な高温が持続した（統計開始は1961年）。沖縄地方の梅雨明けは6月8日ごろで、1951年の統計開始以来最も早かった。



第3.2.1図 2015年6月1日～7月10日平均の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比



第 3.2.2 図 地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2015 年 5 月～7 月)

(2) 循環場の特徴

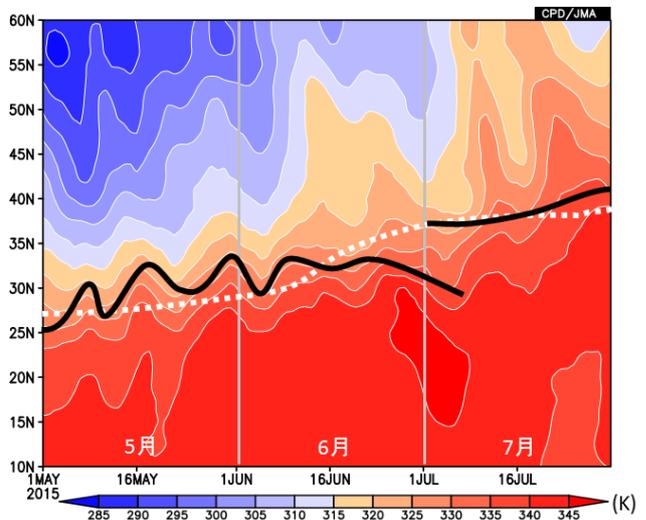
第 3.2.3 図に日本付近の経度帯(110°E～150°E)における 925hPa 面の相当温位の時間・緯度断面図を示す。相当温位の南北勾配の極大を梅雨前線のおおよその位置とすると、梅雨前線は 2015 年 6 月から 7 月上旬にかけては 30°N 付近に位置し、平年で見られる前線の北上傾向は見られなかった。この緯度帯に位置する九州南部では期間を通して梅雨前線の影響を受けて記録的な多雨となった。梅雨前線がおおよそ平年の位置にあった 6 月前半と、平年より南に位置した 6 月後半の各期間における循環場を確認する。

6 月前半の偏西風は、500hPa 高度偏差の分布で見られる中国北部から北海道付近での負偏差と日本の南での正偏差に対応して (第 3.2.4 図(a))、おおよそ平年の位置で平年より強かった (第 3.2.4 図(b))。対流圏上層ではヨーロッパ北部から日本付近にかけて準定常ロスビー波束の伝播が明瞭だった (第 3.2.4 図(c))。この波束伝播は中国北部から北海道付近の低気圧性循環偏差、日本の南の高気圧性循環偏差の形成の一因とみられ、ジェット気流の強化を通じて活発な前線活動に影響した可能性がある。また、南シナ海からフィリピン北部付近では平年と比べて不活発な対流活動に対応した対流圏下層の高気圧性循環偏差が見られ、

平年より強い南西からの水蒸気輸送が梅雨前線の活動に寄与したと考えられる (第 3.2.4 図(d))。

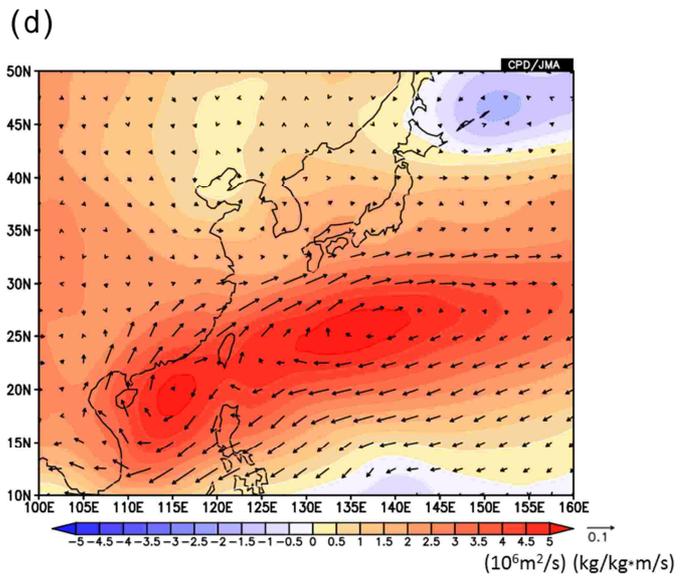
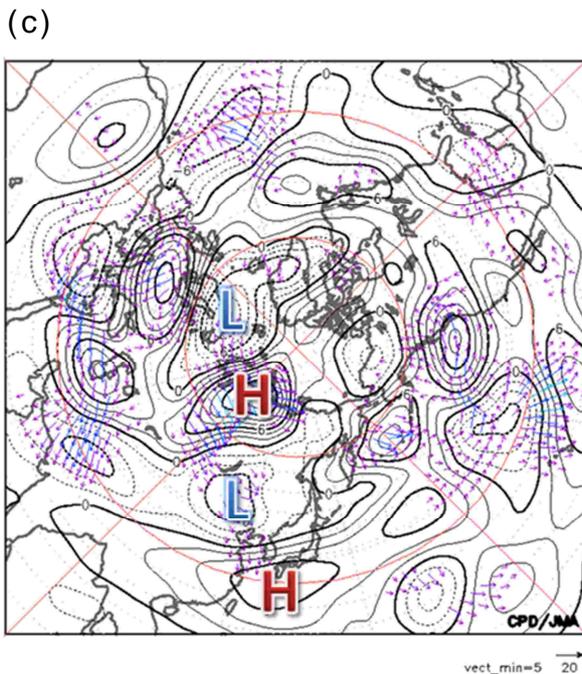
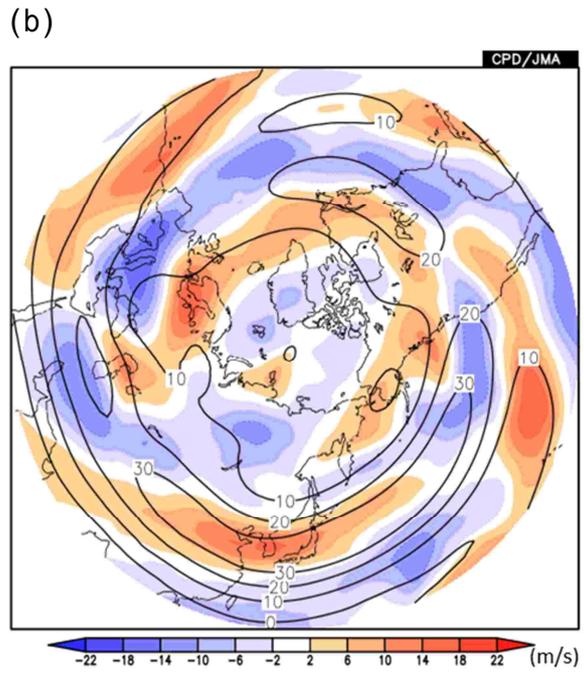
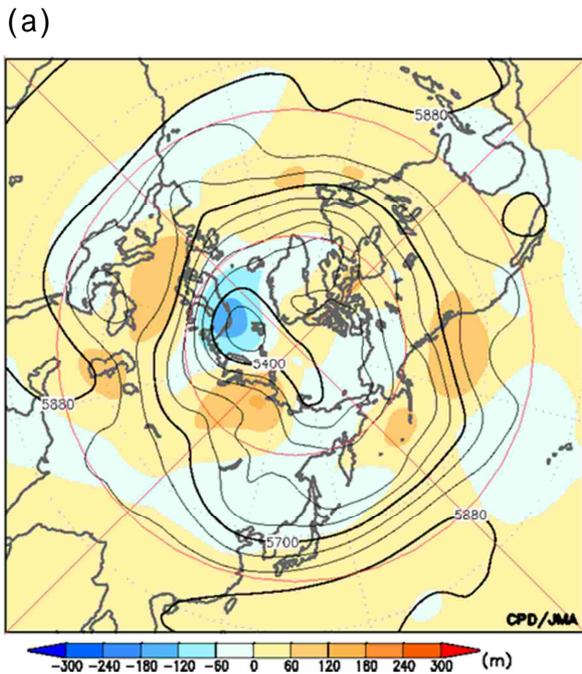
6 月後半には、500hPa 高度は本州付近で負偏差となり (第 3.2.5 図(a))、偏西風は平年より南に位置した (第 3.2.5 図(b))。これに対応して梅雨前線は北上せずに引き続き九州付近に停滞した。6 月後半もフィリピンの北東海上の対流圏下層での高気圧性循環偏差の縁を回る形で南西方向からの水蒸気の流入があった (第 3.2.5 図(d))。

熱帯域の対流活動偏差分布に対する大気循環の応答を確認するため、線形傾圧モデル (LBM) を用いて 2015 年 6 月平均の非断熱加熱偏差 (第 3.2.6 図(a)) を与えた再現実験を行った。実況で解析された 850hPa における南シナ海からフィリピンの北東海上の高気圧性循環偏差 (第 3.2.6 図(d)) は LBM の応答でも確認された (第 3.2.6 図(c))。このことから、梅雨前線の活動に影響をもたらした南からの暖湿流については、フィリピン付近の対流活動の不活発を含む熱帯の対流活動分布による寄与があった可能性がある。



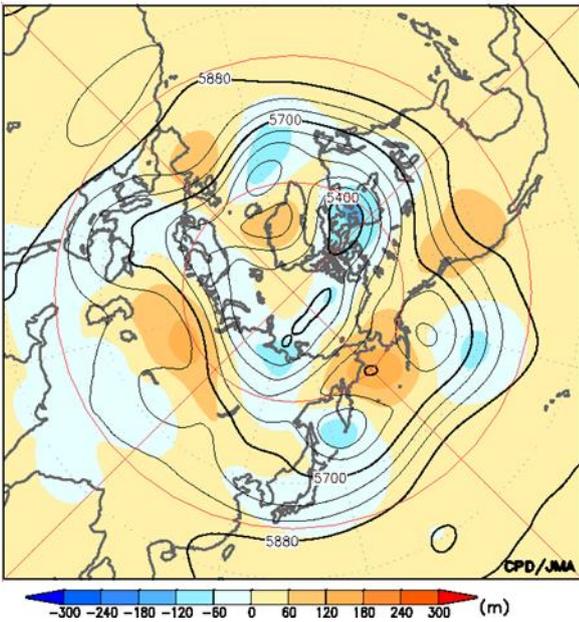
第 3.2.3 図 110°E～150°E で平均した 925hPa 相当温位の時間・緯度断面図 (2015 年 5 月 1 日～7 月 31 日、5 日移動平均)

陰影は相当温位 (K) を、黒実線は 2015 年の相当温位の南北勾配の極大を、白点線は平年の相当温位の南北勾配の極大を示す。

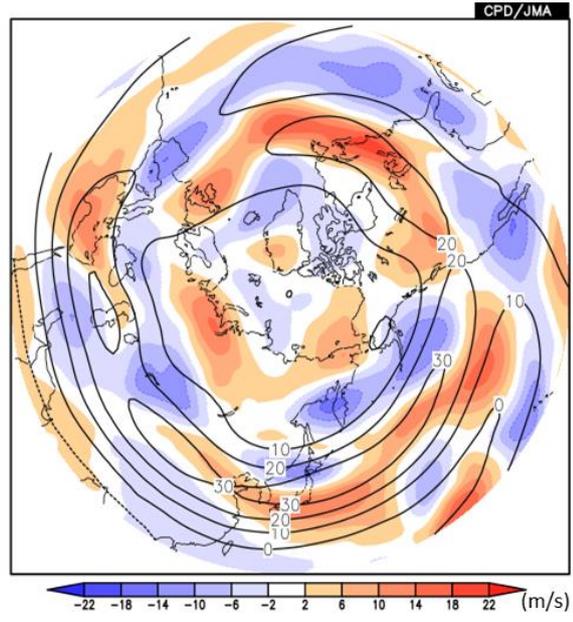


第 3.2.4 図 2015 年 6 月 1 日 ~ 15 日平均の (a)500hPa 高度 (等値線、間隔: 60m) 及び 平均偏差 (陰影) (b)200hPa 東西風の 平均値 (等値線、間隔: 10m/s) 及び 平均偏差 (陰影) (c)300hPa 波の活動度フラックス (矢印、単位:  $m^2/s^2$ ) 及び 300hPa 流線関数 平均偏差 (等値線、間隔:  $2 \cdot 10^6 m^2/s$ ) (d)925hPa 流線関数 平均偏差 (陰影) 及び 925hPa 水蒸気フラックス 平均偏差 (矢印) (c)の大文字アルファベット H 及び L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差であることを示す。

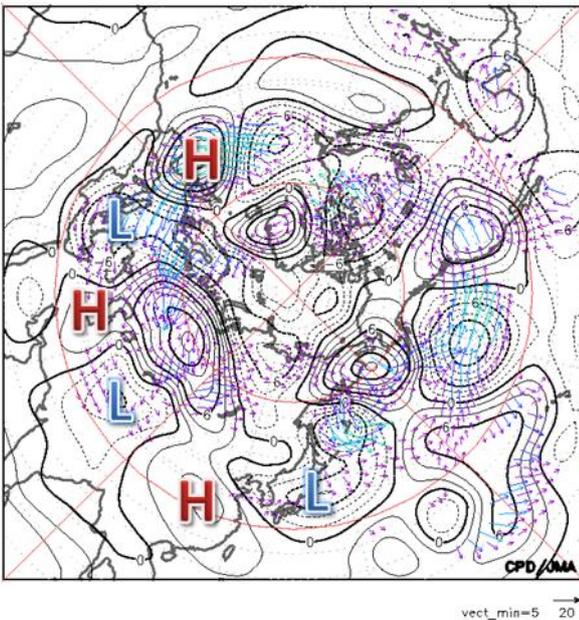
(a)



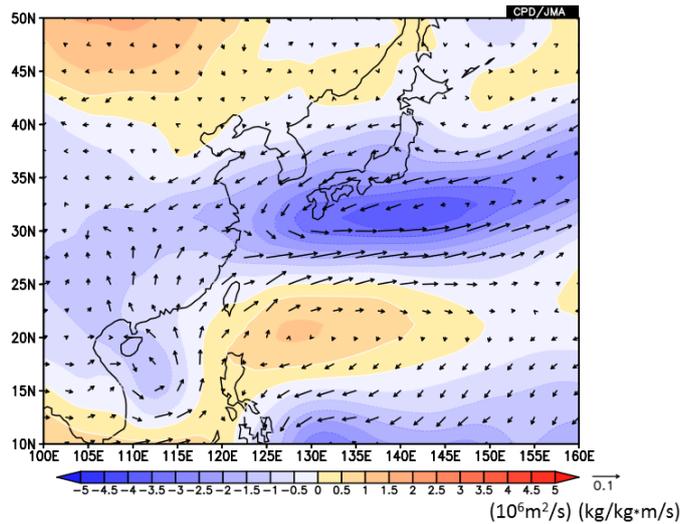
(b)



(c)

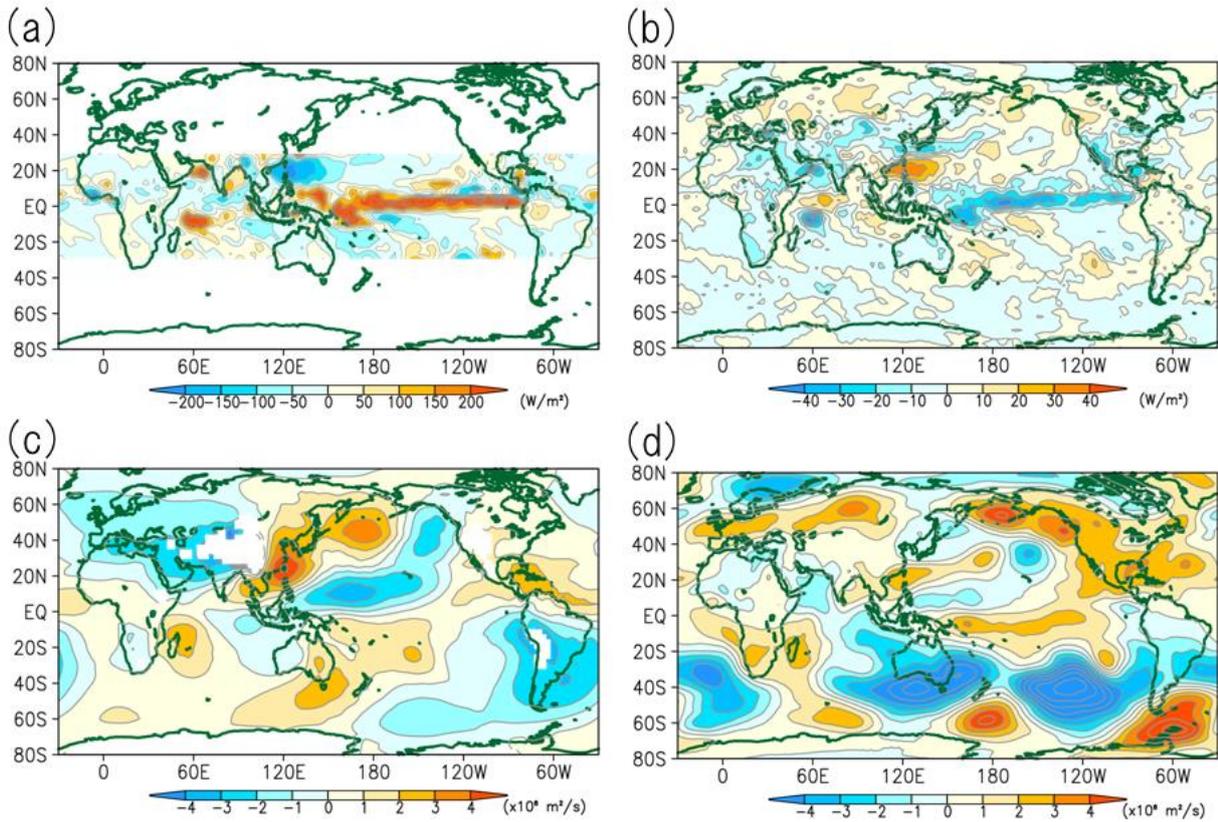


(d)



第 3.2.5 図 2015 年 6 月 16 日～30 日平均の (a) 500hPa 高度 (等値線、間隔: 60m) 及び平年偏差 (陰影)、(b) 200hPa 東西風の平年値 (等値線、間隔: 10m/s) 及び平年偏差 (陰影)、(c) 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:  $2 \times 10^6 m^2/s$ )、(d) 925hPa 流線関数平年偏差 (陰影) 及び 925hPa 水蒸気フラックス平年偏差 (矢印)

(c) 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。

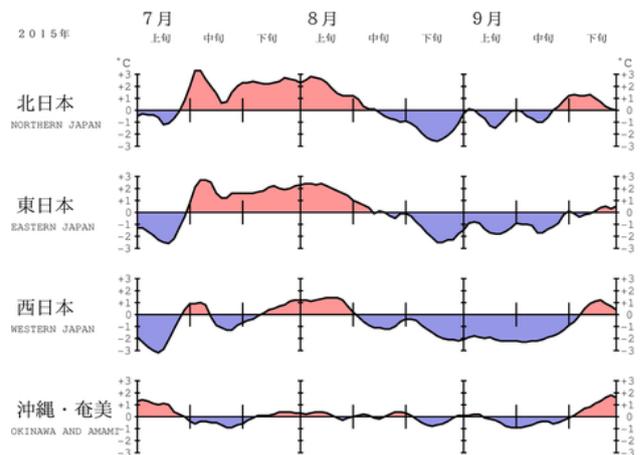


第 3.2.6 図 線形傾圧モデル (LBM) による熱帯域 (30°S-30°N) の非断熱加熱偏差に対する定常応答及び 2015 年 6 月の実況値  
 基本場は 6 月の平年値。(a) は LBM に与えた非断熱加熱偏差、(b) 2015 年 6 月の OLR 平年偏差、(c) LBM における 850hPa 流線関数の定常応答、(d) 2015 年 6 月の 850hPa 流線関数平年偏差。(c) は带状平均を除去して表示。

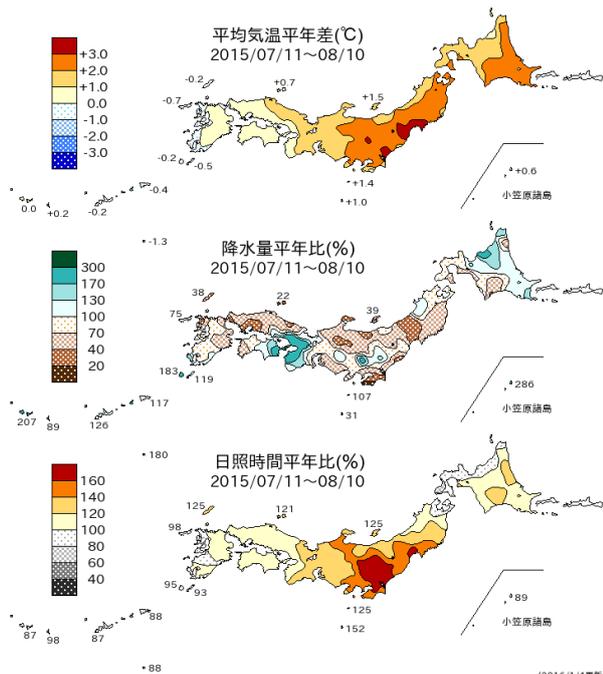
### 3.2.2 7月中旬～8月上旬の北・東日本の高温・少雨

#### (1) 天候の特徴

第 3.2.7 図に地域平均気温の経過図を示す。7 月上旬以降、日本の南東海上で次第に太平洋高気圧の勢力が強まり、7 月中旬から 8 月上旬にかけて本州付近に張り出した。北・東日本では 7 月中旬以降、西日本でも 7 月下旬以降は晴れて気温の高い日が多く、北・東日本を中心に高温・少雨となった(第 3.2.8 図)。梅雨明け後は 8 月上旬を中心に各地で日最高気温が 35℃以上の猛暑日となるなど厳しい暑さとなった。東日本の 7 月下旬、8 月上旬の旬平均気温は 1961 年の統計開始以降で第 2 位の高温となった。



第 3.2.7 図 地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2015 年 7～9 月)



第 3.2.8 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比

## (2) 循環場の特徴

第 3.2.9 図(a)に 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 200hPa 流線関数平年偏差及び波の活動度フラックスを示す。対流圏上層では北大西洋からユーラシア大陸にかけて亜熱帯ジェット気流に沿って波列パターンが分布した。この波列パターンは準定常ロスビー波束の伝播に伴うものと考えられ、日本付近では高気圧性循環偏差となった。第 3.2.10 図に 200hPa 高度平年偏差の時間・経度断面図を示す。7 月中旬から下旬にかけては東西方向の高度偏差パターンが明瞭で、日本付近の経度帯では高気圧性循環偏差となった。対流圏下層では、本州付近で高気圧性循環偏差となり(第 3.2.9 図(b))、東日本を中心に等価順圧構造となった。海面気圧は本州付近で正偏差となり、太平洋高気圧の本州への張り出しは平年と比べて強かった(第 3.2.11 図)。

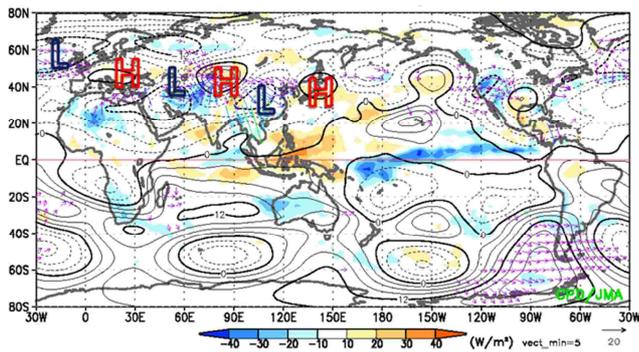
対馬海峡付近から関東の東海上にかけては、対流圏上層で収束偏差、対流圏中層で下降流偏差となった(第 3.2.12 図)。第 3.2.13 図に 850hPa における渦度収支解析の結果を示す。本州付近では

前述の下降流偏差に伴う負の渦度強制がみられ、太平洋高気圧の強化に寄与していたと考えられる。

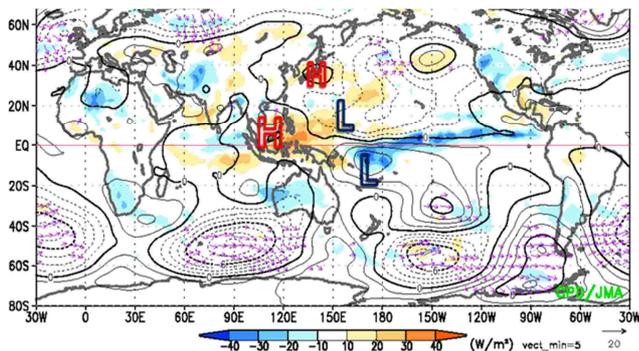
この期間における高温の要因を確認するために、第 3.2.14 図に 925hPa 面における水平風偏差による温度移流、第 3.2.15 図に 700hPa 面における鉛直流偏差による断熱加熱/冷却の分布を示す。北日本では、南高北低型の気圧偏差に対応して(第 3.2.11 図)、南西からの暖気が平年と比べて流入しやすかったことが高温に寄与したと考えられる。また、等価順圧構造の高気圧性循環偏差となった東日本では、晴れて日照が多かったことに加え、下降流偏差に伴う昇温効果が高温に寄与したと考えられる。

第 3.2.16 図に 130°E～150°E を対象とした 850hPa 相対渦度平年偏差の時間・緯度断面図を示す。この期間中、台風通過のタイミングでフィリピンの東海上や日本の南海上の 20°N 付近で対流活動が活発となるのに伴い、日本の南東海上の太平洋高気圧が強まる時期が度々あった。第 3.2.17 図に 7 月中旬の 850hPa 流線関数平年偏差及び OLR 平年偏差を示す。この時期、台風第 11 号、第 12 号、熱帯低気圧の影響で南シナ海から日本の南海上にかけての 20°N 帯付近で対流活動が活発となったことに伴い、日本の南東海上の高気圧性循環偏差が明瞭となった。これは、Pacific-Japan (PJ) パターンとよばれる夏季の日本付近に高温をもたらす偏差のパターン (Nitta 1987) に対応している。

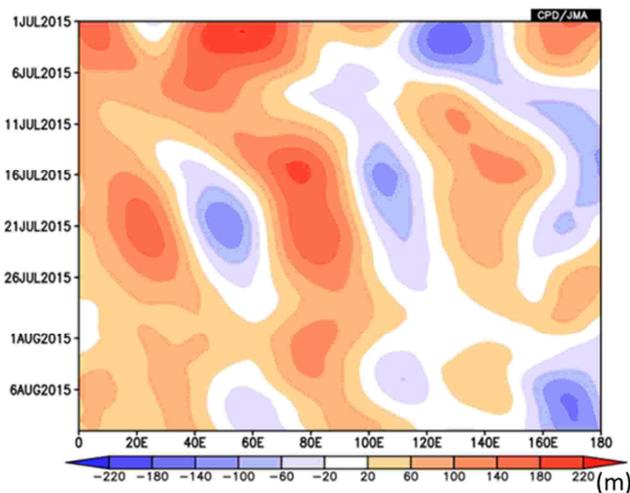
(a) 200hPa



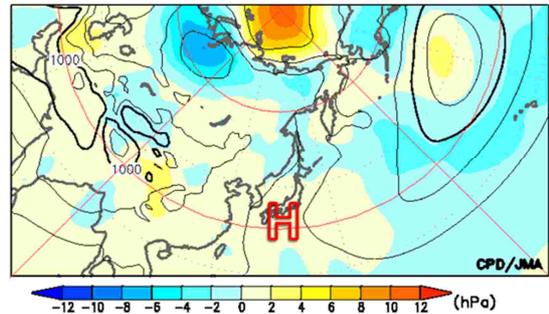
(b) 850hPa



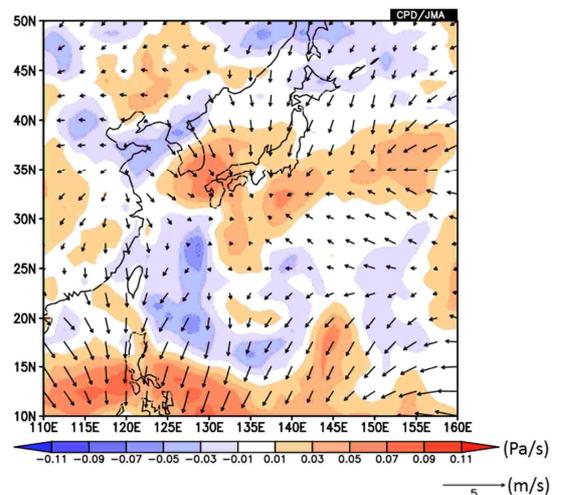
第 3.2.9 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の (a)200hPa 及び(b)850hPa における流線関数年平均偏差 (等値線、間隔: (a) $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ , (b) $1.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ ) 及び波の活動度フラックス (矢印、単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) (a)、(b)の陰影はいずれも OLR 年平均偏差を示す。大文字アルファベット H 及び L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差であることを示す。



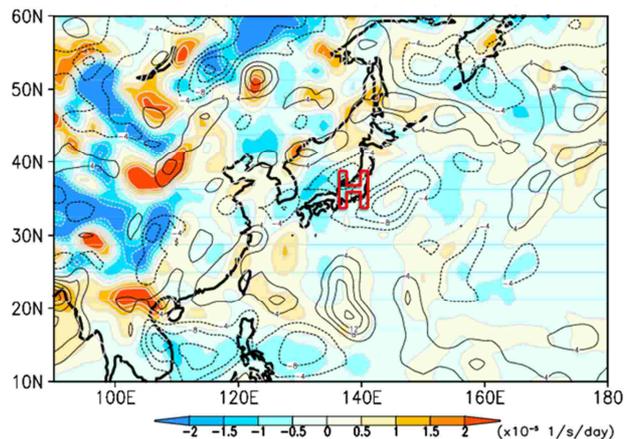
第 3.2.10 図  $35^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$  で平均した 200hPa 高度年平均偏差の時間・経度断面図(2015 年 7 月 1 日～8 月 10 日、7 日移動平均)



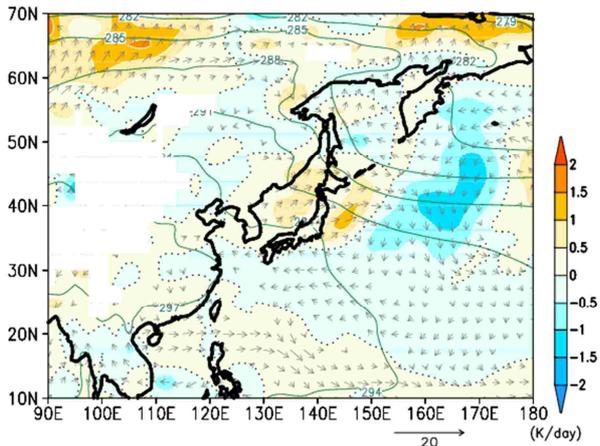
第 3.2.11 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の海面気圧 (等値線、間隔: 4hPa) 及び年平均偏差 (陰影) 大文字アルファベット H は高気圧性偏差であることを示す



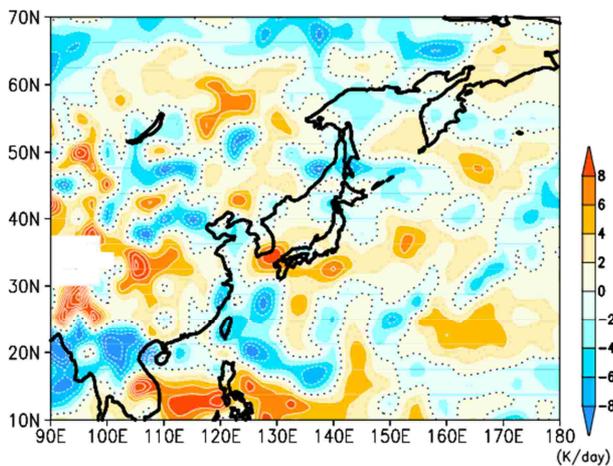
第 3.2.12 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 500hPa 鉛直流年平均偏差 (陰影)、200hPa 発散風年平均偏差 (矢印)



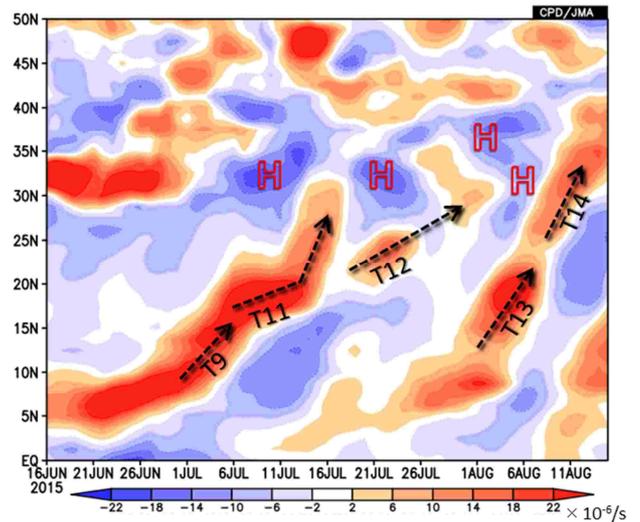
第 3.2.13 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 850hPa 湿度収支解析における収束・発散に伴う相対湿度の時間変化 (陰影) 及び 850hPa 相対湿度年平均偏差 (等値線、間隔:  $4 \times 10^{-6}/\text{s}$ ) 大文字アルファベット H は高気圧性循環偏差であることを示す。



第 3.2.14 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 925hPa 水平風平年偏差による気温平年値の移流(陰影)及び 925hPa 水平風平年偏差(矢印、単位: m/s)

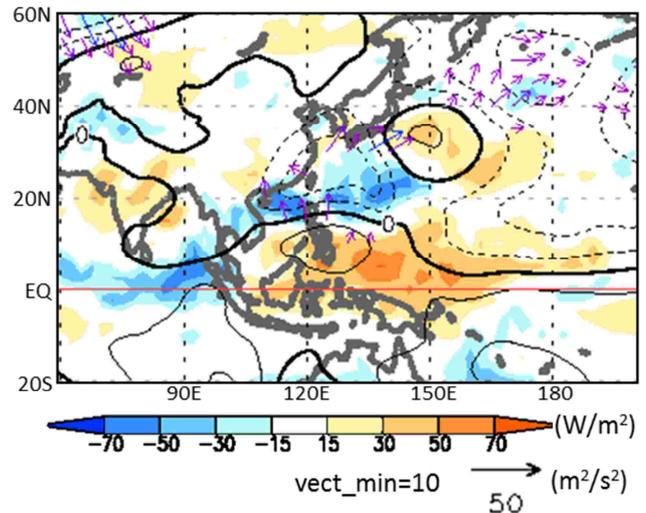


第 3.2.15 図 2015 年 7 月 11 日～8 月 10 日平均の 700hPa 鉛直流平年偏差に伴う断熱加熱/冷却(陰影)



第 3.2.16 図 130°E～150°E で平均した 850hPa 相対渦度平年偏差の時間・緯度断面図(2015 年 6 月 16 日～8 月 15 日、5 日移動平均)

大文字アルファベット H は高気圧性循環偏差であることを示す。また大文字アルファベット T と続く数字は台風番号を示し、矢印はその台風が存在したおおよその緯度帯を示す。

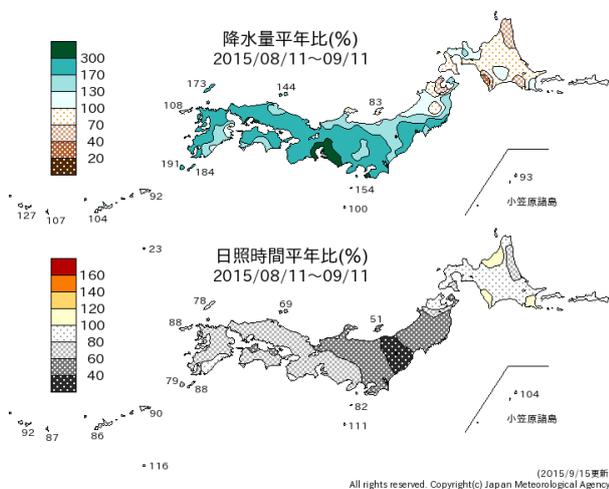


第 3.2.17 図 2015 年 7 月 11 日～7 月 20 日平均の 850hPa 流線関数平年偏差(等値線、間隔:  $2.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ )、OLR 平年偏差(陰影)及び 850hPa 波の活動度フラックス(矢印)

### 3.2.3 8月中旬～9月上旬頃の西日本～東北の不順な天候について

#### (1) 天候の特徴

2015年8月中旬から9月上旬頃にかけては、西日本から東北の広い範囲で平年より降水量が多く、日照時間が少ない状態となった(第3.2.18図)。8月11日から9月11日までの32日間の降水量は、東日本と西日本の太平洋側で平年の同期間の降水量の2倍を超えたほか、日本海側でも多くなった(第3.2.1表)。この平年より多い降水量は、期間を通じて前線や低気圧の影響を受けやすかったことに加えて、台風第15号、第17号、第18号が日本に影響したことによってもたらされた。台風第18号から変わった温帯低気圧と台風第17号の影響で湿った空気が流れ込んだ関東地方や東北地方では、記録的な大雨となった(平成27年9月関東・東北豪雨)。また、同じ期間の日照時間は、東日本日本海側で平年の51%、東日本太平洋側で59%となるなど、全国的に少なくなった。



第3.2.18図 2015年8月11日～9月11日の降水量平年比、日照時間平年比

第3.2.1表 2015年8月11日～9月11日の降水量平年比、日照時間平年比

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

#### (2) 循環場の特徴

2015年8月中旬から9月上旬頃にかけては、対流活動は平年と比べて、日付変更線付近の赤道域から太平洋中・東部の北半球側で活発、海洋大陸付近やフィリピン東海上では不活発となり(第3.2.19図(a))、これに対応して、対流圏上層では太平洋中・東部で発散偏差、海洋大陸付近では収束偏差となった(第3.2.19図(b))。対流圏上層では、太平洋西・中部で高気圧性循環偏差、アフリカ～インド洋で低気圧性循環偏差がそれぞれ南北両半球に対をなしてみられた。チベット高気圧の勢力は平年と比べて弱く、中国～日本付近は低気圧性循環偏差となった(第3.2.19図(c))。対流圏下層では、太平洋で南北両半球に対をなす低気圧性循環偏差、南シナ海～フィリピン付近では高気圧性循環偏差となった。日本付近は低気圧性循環偏差だった(第3.2.19図(d))。期間を通して、赤道季節内振動は不明瞭だった(図略)。また、アジアモンスーン活動は全般に弱かった(第2.7節を参照)。

この期間の熱帯域の対流活動の分布は、エルニーニョ現象発生時に統計的に見られるパターンと概ね一致していた。熱帯域の対流活動偏差分布に対する大気循環の応答を確認するため、LBMを用いて再現実験を行った。第3.2.20図(a)は、2015年8月11日～9月11日平均の非断熱加熱偏差である。太平洋熱帯域とインド洋熱帯域の西部から

中部で正の加熱偏差、海洋大陸周辺で負の加熱偏差となっており、それぞれ、対流活動が平年と比べて活発な領域、不活発な領域と対応している。LBMによる200hPa速度ポテンシャルの応答を第3.2.20図(b)に示す。インド洋から太平洋にかけての大規模な上層発散・収束の偏差パターンは、実況で解析された分布(第3.2.19図(b))と整合している。

同様に、200hPa流線関数、850hPa流線関数におけるLBMの応答を第3.2.20図(c)、(d)に示す。対流圏上層では、太平洋西・中部の高気圧性循環偏差、アフリカ～インド洋の低気圧性循環偏差、チベット高気圧が平年と比べて弱い(低気圧性循環偏差)状況が実況(図3.2.19(c))と同様に再現されている。実況で見られた日本付近の低気圧性循環偏差は再現されていないが、熱帯域を中心とした広範囲の分布はLBMの応答で再現されているといえる。対流圏下層では、実況で見られた太平洋の低気圧性循環偏差(図3.2.19(d))が再現されており、また実況に比べるとそのシグナルは弱い。南シナ海付近の高気圧性循環偏差も再現されている。

これらの結果から、この期間に解析された大気循環場の特徴の形成には、熱帯の対流活動の偏差分布が寄与していたと考えられる。

8月中旬から9月上旬頃は期間を通してユーラシア大陸から日本付近にかけての上空の偏西風(亜熱帯ジェット気流)は平年の位置よりも南に偏って流れた(第3.2.21図、第3.2.22図)。過去の統計関係ではこの時期にアジアモンスーンが不活発な場合には東アジア周辺で亜熱帯ジェット気流が平年の位置より南偏・蛇行する傾向が見られる(第3.2.23図)。このことから、ユーラシア大陸から日本付近の偏西風の南偏には、アジアモンスーンの不活発な状態が関連した可能性がある。

この期間の500hPa高度(第3.2.24図(a))は、北大西洋付近からユーラシア大陸にかけての波列パターンが明瞭で、スカンジナビア半島、東シベリア南部で正偏差、ロシア西部で負偏差となり、寒帯前線ジェット気流は蛇行した。北大西洋から

寒帯前線ジェット気流に沿った準定常ロスビー波束の伝播は明瞭で(第3.2.24図(b))、これが偏西風の蛇行に影響し、日本の西で気圧の谷となった一因と考えられる。また、北大西洋からユーラシア大陸にかけては、高(低)気圧偏差が位置する場所と高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う500hPa高度の変化率の平年偏差の正(負)がおおよそ対応しており(第3.2.24図(c))、波列パターンの振幅強化には移動性擾乱からのフィードバックの寄与があったと推測される。

太平洋高気圧は日本の南海上では勢力が強く、またフィリピン周辺で対流活動が不活発だったことに対応して本州付近への張り出しは平年より弱かった(第3.2.24図(d))。日本の南海上では対流圏下層で高気圧性循環偏差となり、本州付近では、平年と比べて南西からの暖かく湿った気流が入りやすく、本州南岸付近を中心に水蒸気が収束しやすかった(第3.2.25図)。

これらの大気の流れの特徴に伴って、本州付近に前線が停滞して低気圧がたびたび発生し、西日本や東日本では曇りや雨の日が多くなった。秋雨前線は、前述した亜熱帯ジェット気流の南偏に対応し、8月中旬頃から $35^{\circ}\text{N}$ ～ $40^{\circ}\text{N}$ 付近に停滞することが多かった(第3.2.26図)。

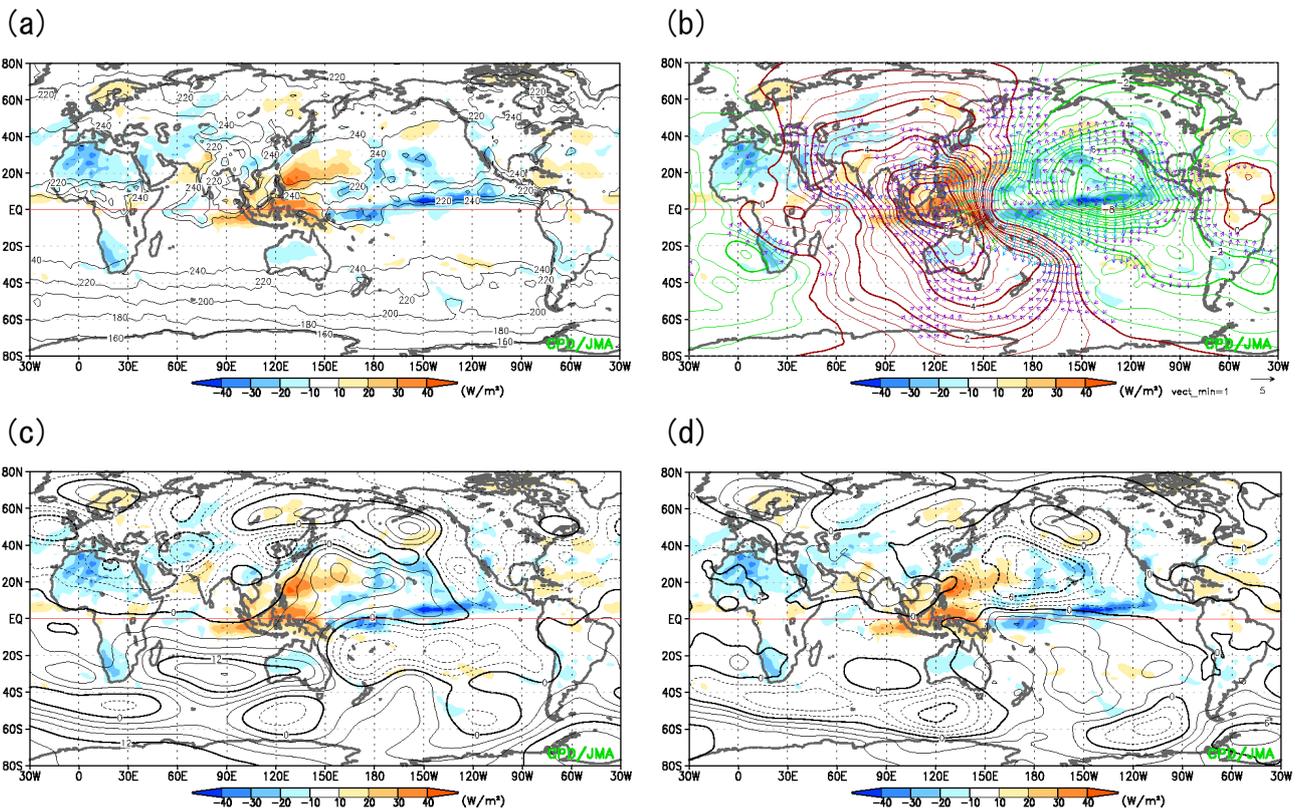
8月下旬には、台風第15号が先島諸島付近を通過した後、九州に上陸し、沖縄・奄美から東日本にかけての広い範囲で大雨になった。また、オホーツク海高気圧が明瞭となり、北日本から東日本では、オホーツク海高気圧からの冷涼な北東風の影響で低温、寡照となった(第3.2.27図)。

さらに、9月上旬後半頃は、日本付近で偏西風の蛇行が大きく、西日本で気圧の谷が深まった一方、日本の東海上で気圧の尾根となった結果、本州付近の上空で南寄りの風が卓越し、気圧の谷や尾根の西から東への動きが遅い状態となっていた(第3.2.28図)。このため、台風第18号は本州の南海上から日本海にかけて北上し、日本海で温帯低気圧に変わった後は動きが遅くなったと考えられる。日本の東海上を台風第17号が通過した影響も加わって、関東地方から東北地方では湿った空

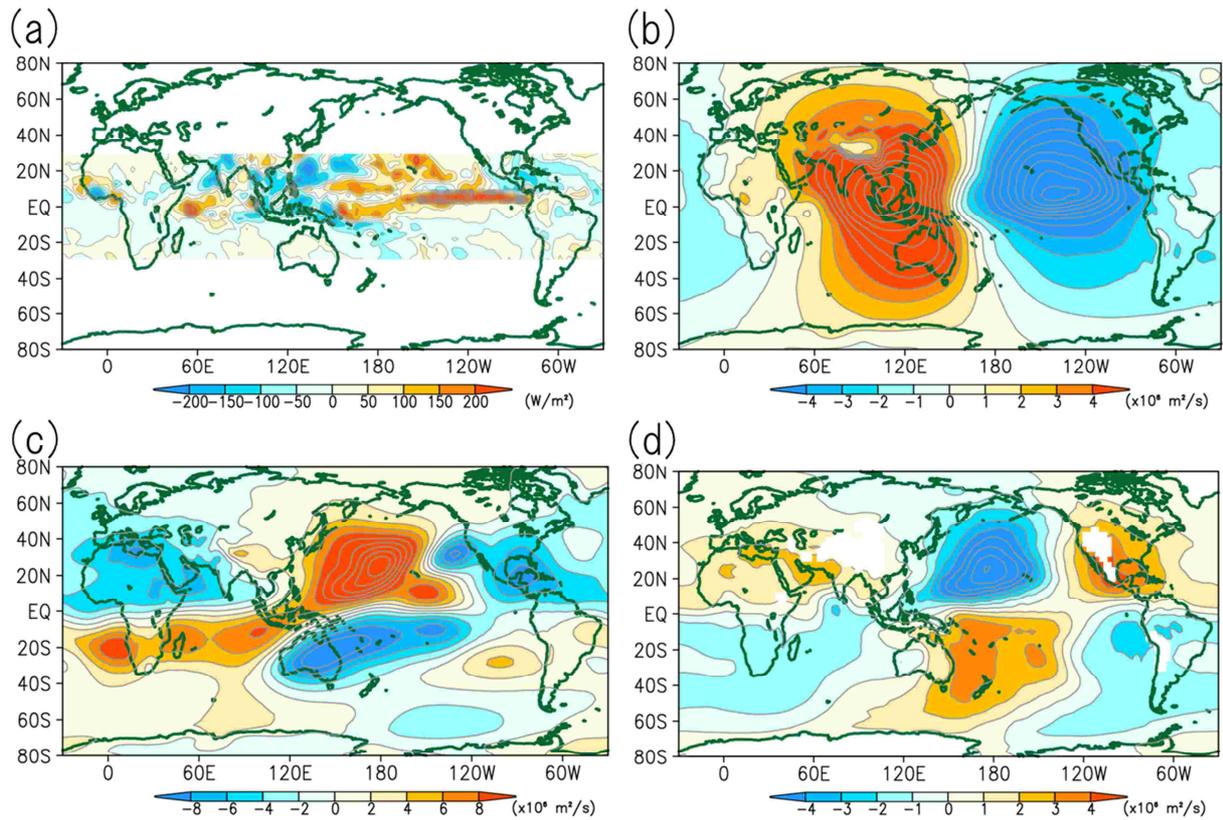
気が長時間にわたって流れ込んだため、記録的な大雨となった（平成 27 年 9 月関東・東北豪雨）。

(3) まとめ

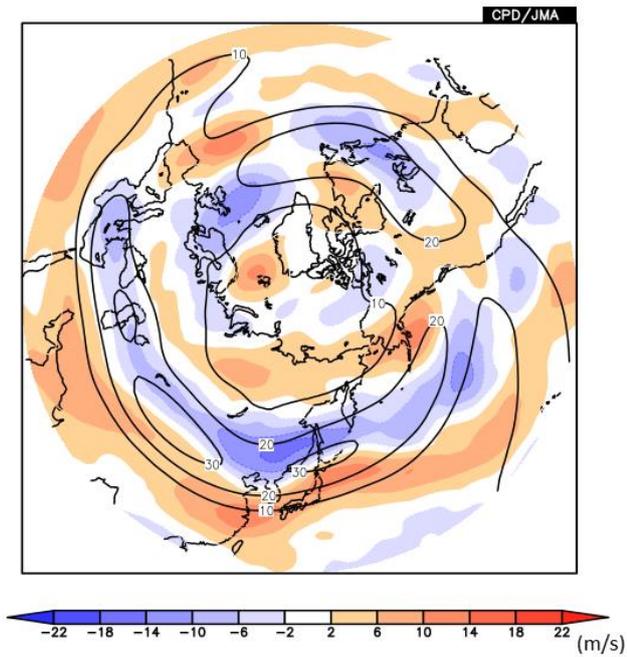
以上で述べた不順な天候の要因の概念図を第 3.2.29 図に示す。8 月中旬～9 月上旬頃の西日本～東北の不順な天候は、本州付近に前線が停滞し低気圧の影響を受けやすかったこと、台風第 15 号、第 17 号、第 18 号が日本に影響したことによってもたらされた。本州付近に前線が停滞した要因としては、上層の偏西風がアジアの広い範囲で平年より南に偏り、加えて日本の西で南に蛇行したことが関連していたと考えられる。この偏西風の南偏、蛇行の要因としては、エルニーニョ現象の影響でアジアモンスーンに伴う対流活動が不活発だったことなどが関連していると考えられる。



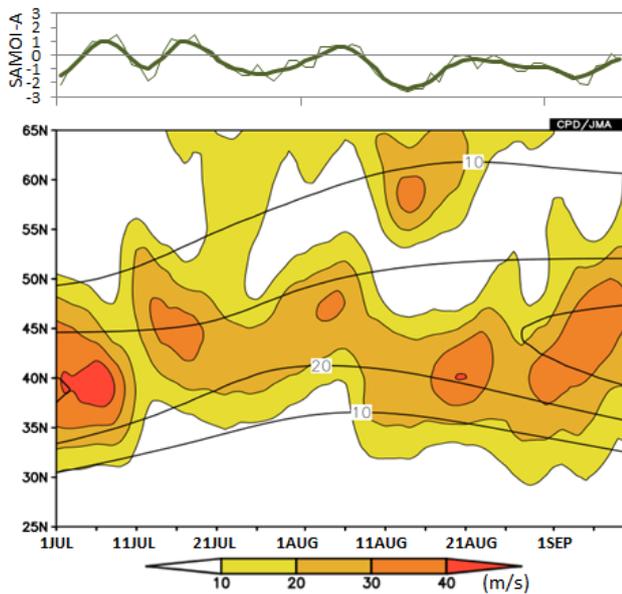
第 3.2.19 図 2015 年 8 月 11 日～9 月 11 日で平均した (a) 外向き長波放射量 (OLR、等値線、間隔:  $20\text{W}/\text{s}^2$ )、(b) 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差 (等値線、間隔:  $0.5 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ ) 及び発散風平年偏差 (矢印、単位:  $\text{m}/\text{s}$ )、(c) 200hPa 流線関数平年偏差 (等値線、間隔は  $3 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ )、及び (d) 850hPa 流線関数平年偏差 (等値線、間隔は  $1.5 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ ) (a)～(d) の陰影はいずれも OLR 平年偏差を示す。



第 3.2.20 図 線形傾圧モデル (LBM) による熱帯域 ( $30^{\circ}\text{S}-30^{\circ}\text{N}$ ) の非断熱加熱偏差に対する定常応答  
 基本場は 8 月の平年値。(a) は LBM に与えた非断熱加熱偏差 (2015 年 8 月 11 日 ~ 9 月 11 日平均)、(b) ~ (d) は定常  
 応答を表し、(b) 200hPa 速度ポテンシャル偏差、(c) 200hPa 流線関数、(d) 850hPa 流線関数。(c)、(d) は帯状平均を  
 除去して表示。

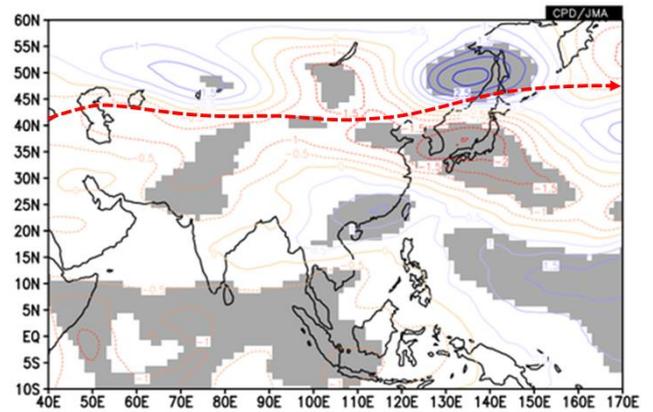


第 3.2.21 図 2015 年 8 月 11 日～9 月 11 日平均の 200hPa 東西風の年平均値（等値線、間隔：10m/s）及び年平均偏差（陰影）



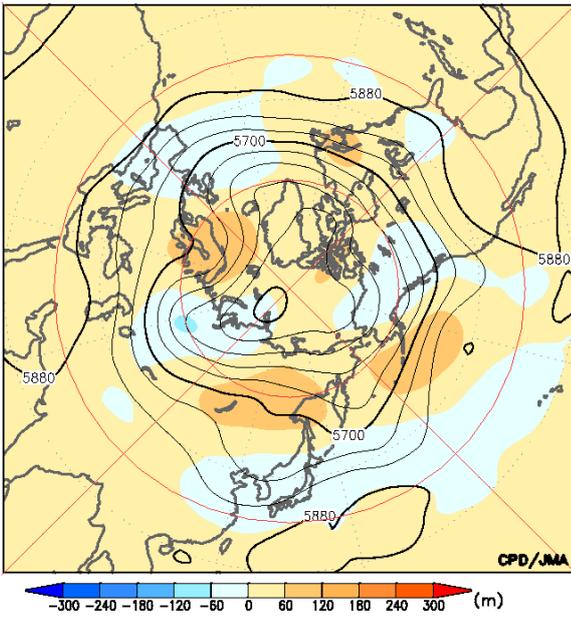
第 3.2.22 図 2015 年 7 月～9 月上旬の（上）SAMOI-A の変動と（下）120°E～160°E で平均した 200hPa 東西風の 5 日移動平均（陰影）及び年平均値（黒線：等値線、間隔：10m/s）の時間・緯度断面図

上図の細い緑線は日平均値を、太い緑線は 7 日平均値を示す。SAMOI-A の詳細については第 1.4.3 項を参照。

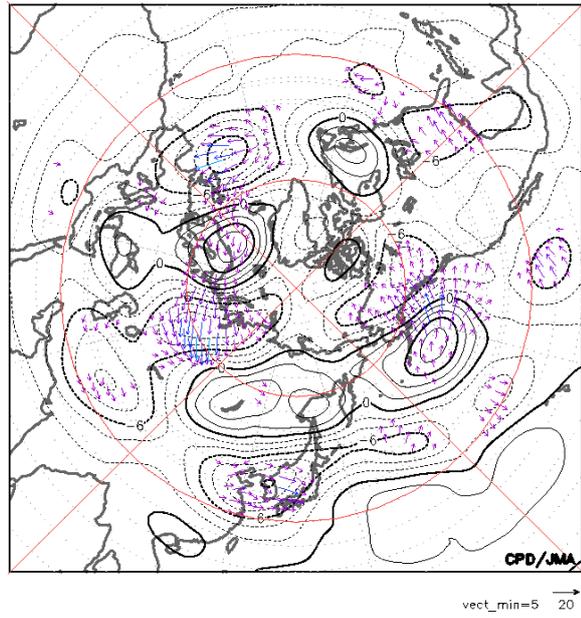


第 3.2.23 図 SAMOI-A に回帰した 200hPa 東西風(8 月) 統計期間は 1979～2014 年。暖色系（寒色系）の等値線は、アジアモンスーンが不活発なときに西風が強い（弱い）傾向があることを示す。単位は m/s。信頼度水準 95%で有意な領域に灰色の陰影を施している。赤の太い破線は平年の亜熱帯ジェット気流の位置を表している。SAMOI-A の詳細については第 1.4.3 項を参照。

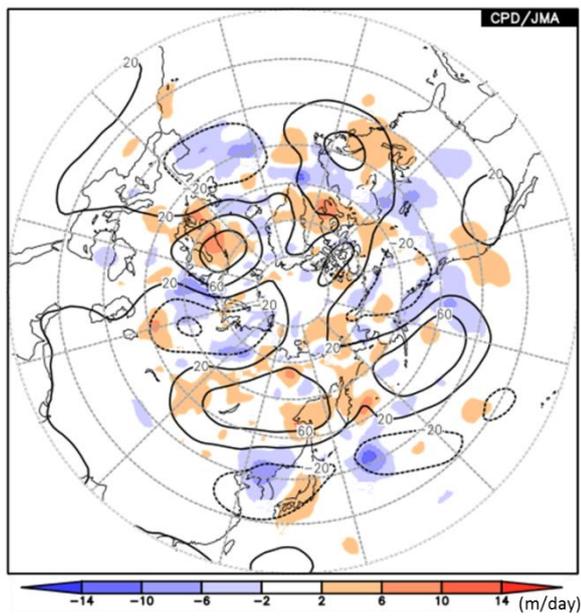
(a)



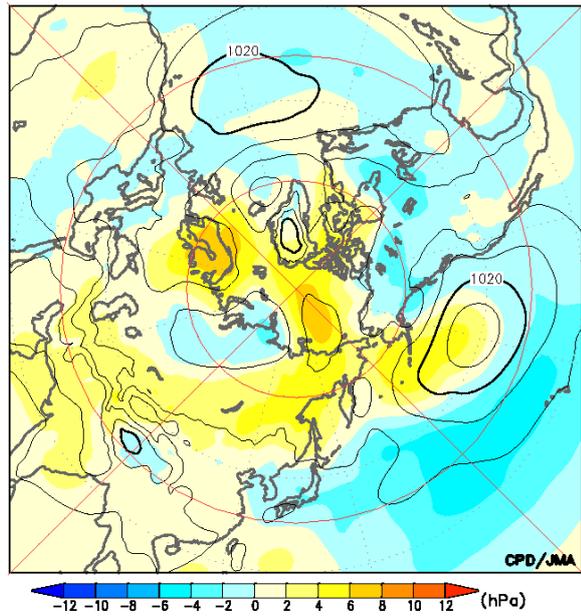
(b)



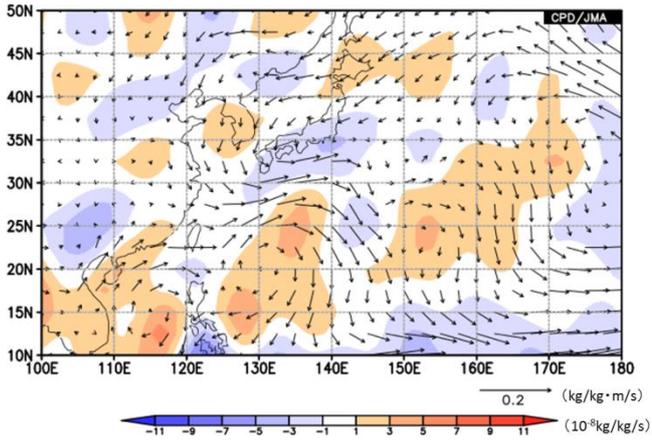
(c)



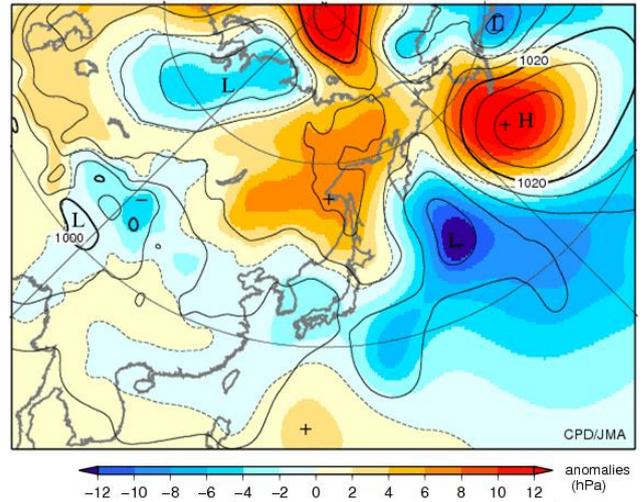
(d)



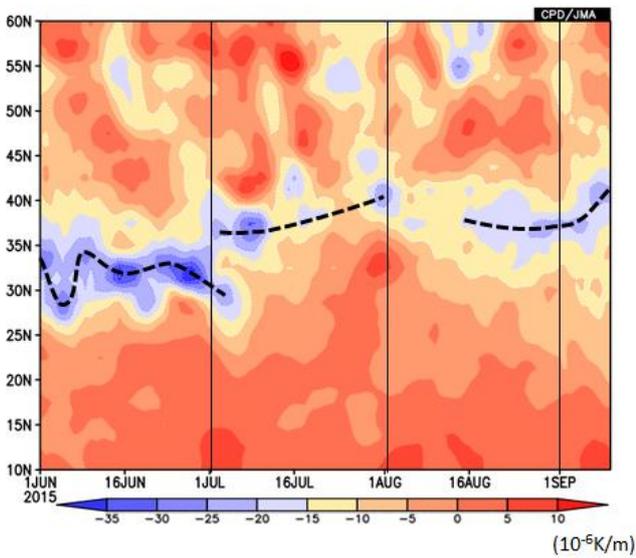
第 3.2.24 図 8 月 11 日～9 月 11 日で平均した (a) 500hPa 高度 (等値線、間隔: 60m) 及び 500hPa 高度の年平均偏差 (陰影)、(b) 300hPa 波の活動度フラックス (矢印、単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) 及び 300hPa 流線関数年平均偏差 (等値線、間隔:  $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ )、(c) 高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う 500hPa 高度変化率の年平均偏差 (陰影) 及び 500hPa 高度の年平均偏差 (等値線、間隔: 40m)、(d) 海面気圧 (等値線、間隔: 4hPa) 及び 500hPa 高度の年平均偏差 (陰影) (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 3.2.25 図 8 月 11 日～9 月 11 日で平均した 925hPa 水蒸気フラックス平年偏差 (矢印) 及び 925hPa 水蒸気フラックス収束発散の平年偏差 (陰影)

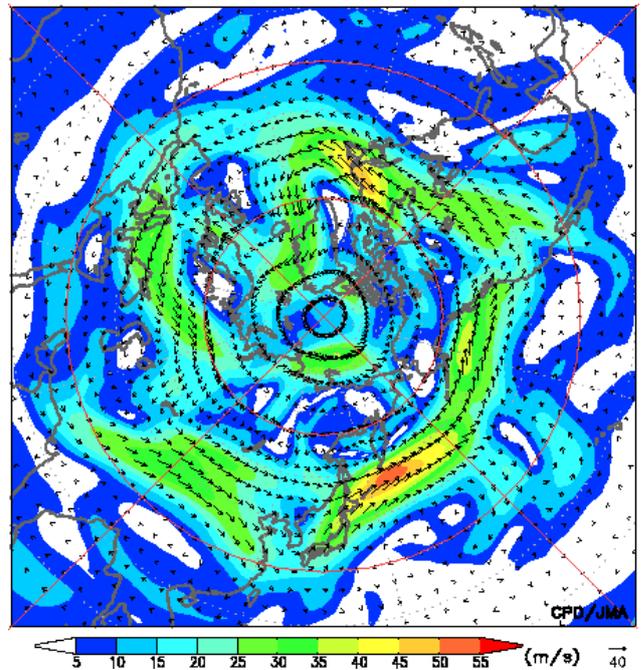


第 3.2.27 図 2015 年 8 月下旬の日本付近における海面気圧 (等値線、間隔：4hPa) 及び平年偏差 (陰影)

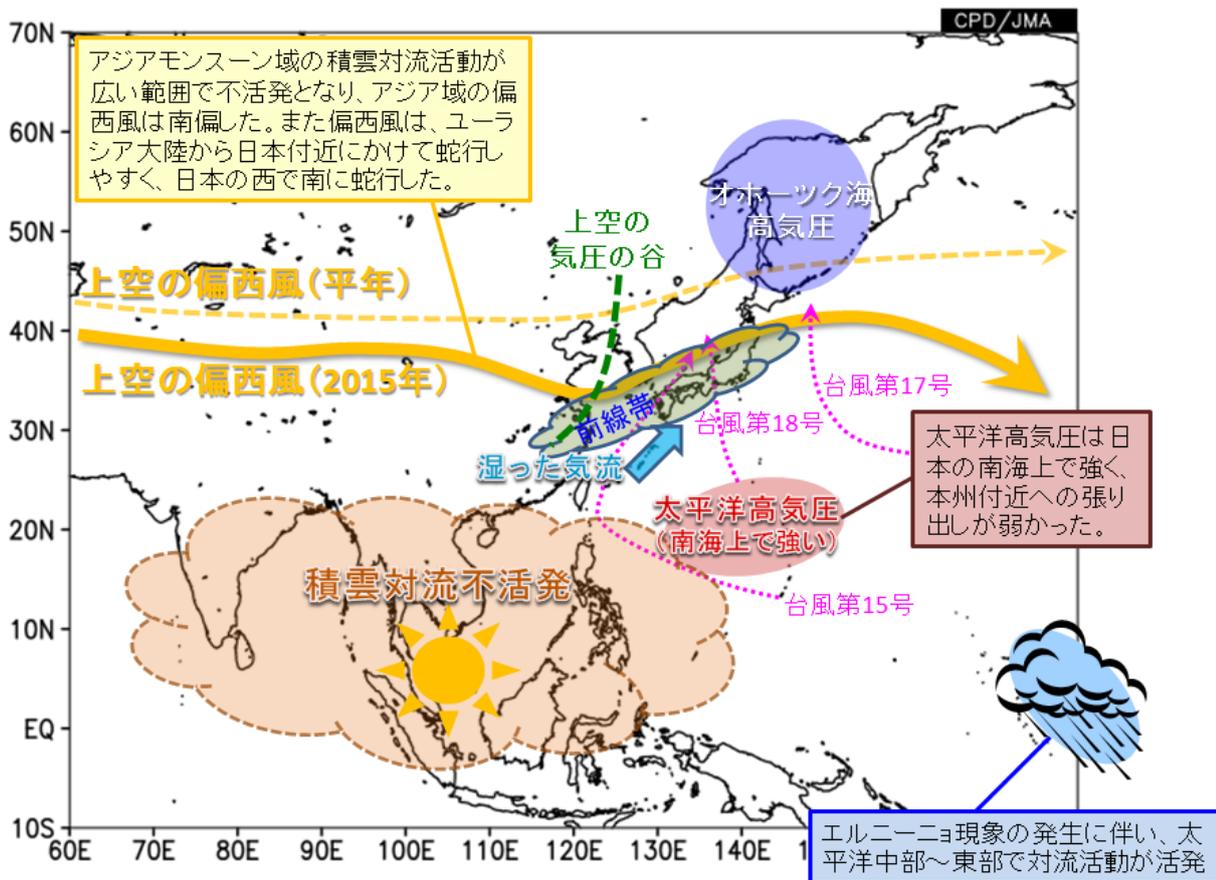


第 3.2.26 図 110°E～150°E で平均した 925hPa 相当温位の南北勾配の時間・緯度断面図 (2015 年 6 月 1 日～9 月 10 日、5 日移動平均)

陰影は相当温位の南北勾配を、黒点線は相当温位の南北勾配の極大を示す。



第 3.2.28 図 2015 年 9 月 5 日～9 日平均の 300hPa 風速 (陰影) 及び風ベクトル (矢印、単位：m/s)



第 3. 2. 29 図 2015 年 8 月中旬から 9 月上旬頃の大气の流れの特徴

参考文献

Nitta, T., 1987: Convective activities in the tropical western Pacific and their impact on the Northern Hemisphere summer circulation. *J. Meteor. Soc. Japan*, **65**, 373-390.

Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmospheric-ocean thermal coupling in North Atlantic: A positive feedback, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.