

気候系監視年報 2014

平成 27 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に脆弱な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。

本報告には、2014 年の気候系の特徴をまとめるとともに、2013/2014 年冬の北米寒波と 2014 年 8 月の日本の不順な天候に関する解析結果を特定事例の解析として掲載しました。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 佐々木 徹

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	2
1.4 大気循環	4
1.5 海況	6
1.6 海氷・積雪	6
2. 2014年気候系のまとめ	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	22
2.4 熱帯の大気循環と対流活動	27
2.5 海況	35
2.6 冬季北半球成層圏の大気循環	37
2.7 夏季アジアモンスーンの特徴	41
2.8 北極域の海氷	44
2.9 北半球の積雪域	46
3. 特定事例の解析	48
3.1 2013/2014年冬の北米寒波について	48
3.2 2014年8月の日本の不順な天候	58

1. 解説

1.1 気候系監視年報について

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

「気候系監視年報」は、年間の気候系¹の特徴のほか、日本や世界の異常気象・天候の解析結果をまとめた気候系に関する総合的な監視情報である。また、気候系監視年報は異常気象分析検討会の分析結果を特定事例の解析としてまとめており、同検討会の報告書としての役割も果たしている。2010年版までは冊子及びCD-ROMとして刊行していたが、気候系に関する国民の理解の促進や社会経済活動等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²上で公表することとした。また、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³している。

今回の報告では、特定事例の解析として、2013/2014年冬の米国の寒波、2014年夏の日本の不順な天候をとりあげ、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」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。気候系の情報は、「地球環境・気候」のページ⁴にまとめて掲載している。

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

² <http://www.data.jma.go.jp/gmd/cpd/diag/nenpo/index.html>

³ <http://ds.data.jma.go.jp/tcc/tcc/products/clisys/arcs.html>

⁴ <http://www.data.jma.go.jp/cpdinfo/menu/>

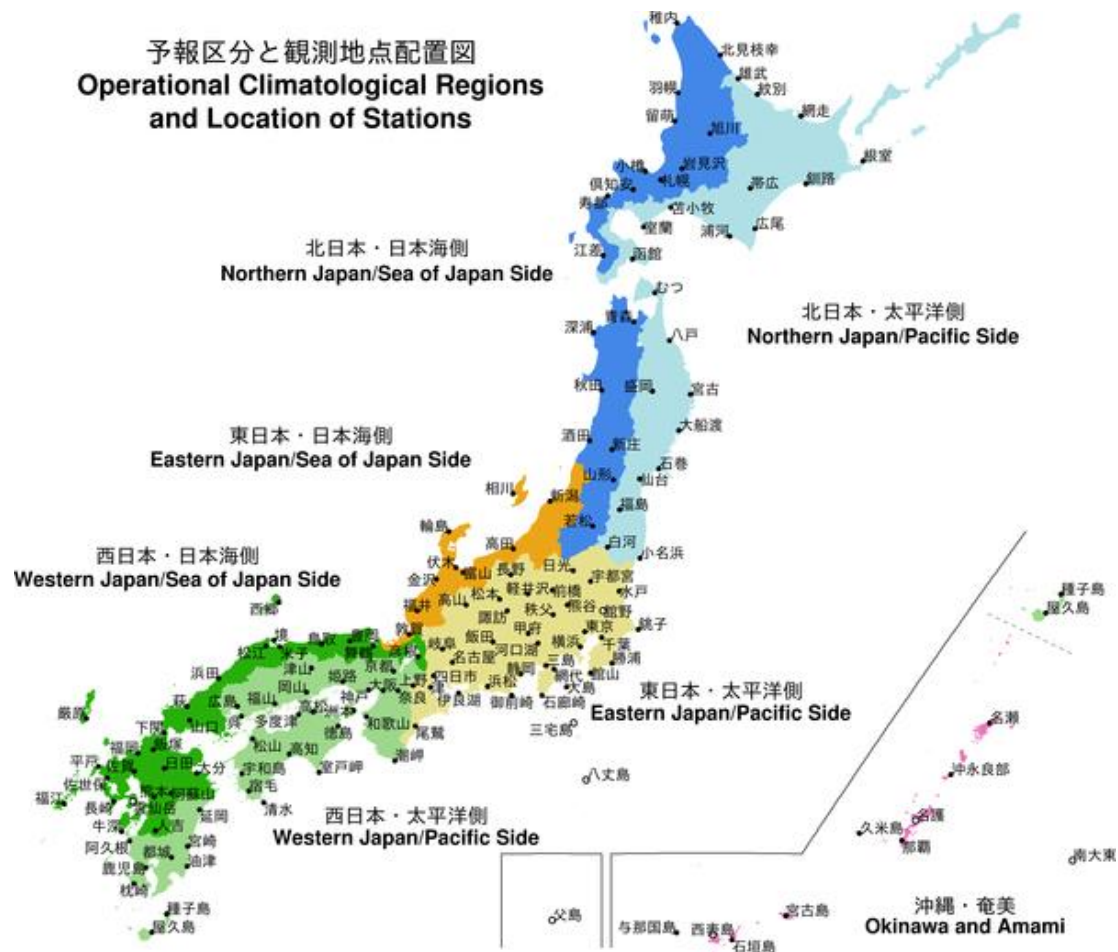
以下に、本年報の作成に用いたデータソース、計算方法、図表類の見方、専門的な用語について解説する。第3章の特定事例の解析のみに掲載した要素や図表については、必要に応じて本文中に解説を記述する。

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

1.2.1 日本の年平均気温偏差

第2.1節に、1898年以降の日本の年平均気温偏差の経年変化図（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月に庁舎を移転したため、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）。



第1.2.1図 日本の観測地点配置図と地域区分

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。

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、階級を決める際の閾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%を分ける閾値を上（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」⁵を参照のこと。

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

⁵ <http://www.data.jma.go.jp/obd/stats/data/kaisetu/index.html>

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)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)の気候データセンター(NCDC)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)、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・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

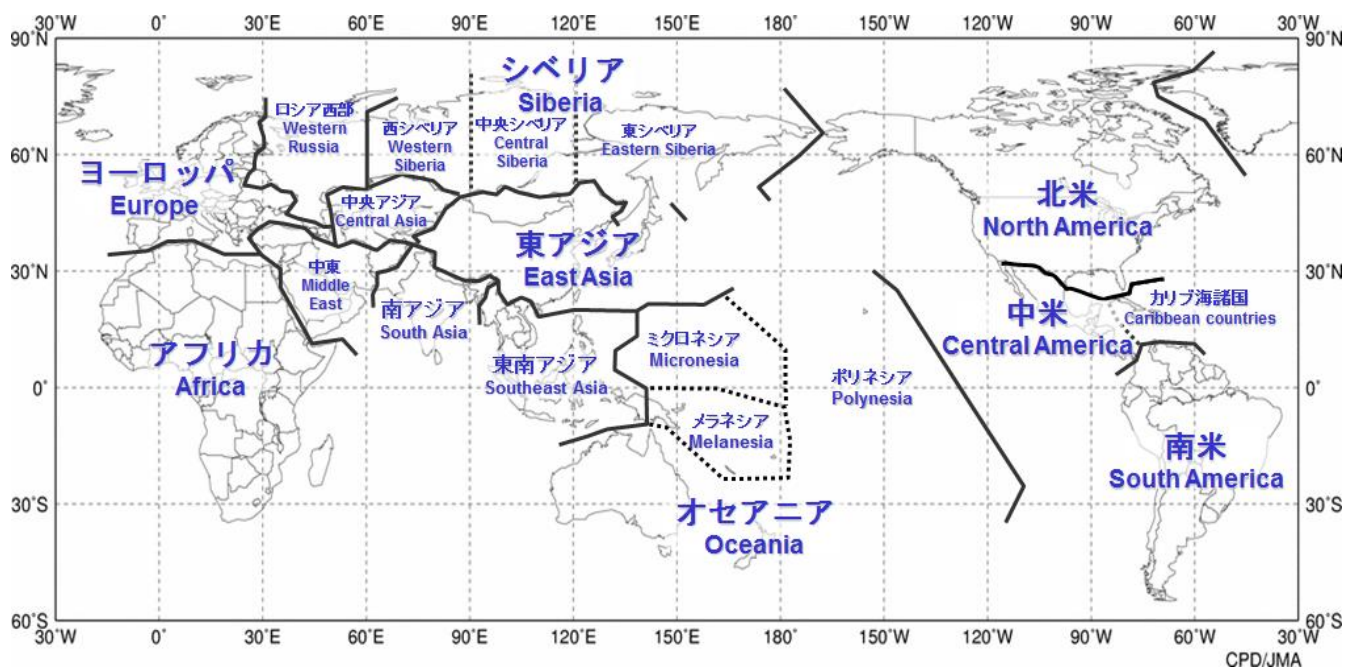
世界の天候の分布図の作成には、CLIMAT報のデータを用いた。月平均気温や月降水量の平年値は、GHCNデータ及び気象庁で収集したCLIMAT報データを使っている。平年値の期間は1981~2010年の30年間である。

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)等に基づいている。略号は以下のとおり。

EM-DAT: The WHO Collaborating Centre for Research on the Epidemiology of Disasters (CRED:ルーベンカトリック大学災害疫学研究所)が運営するデータベース

IFRC: International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies (国際赤十字・赤新月社連盟)

OCHA: United Nations Office for the Coordination of Humanitarian Affairs (国際連合人道問題調整事務所)



第1.3.1図 世界の地域区分と主な地域名

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。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：月平均気温の平年差が平年値統計期間（1981～2010年）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：月降水量が平年値統計期間における最大値を上回った（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、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、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、半円の大きさで表す。格子内のデータ総数が10個未満の格子は表示しない。異常高温・異常低温の定義（第1.3.3項）から、出現頻度の期待値は約3%であり、出現頻度が10%以上の場合、異常高温又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）

大気循環場データは、2013年までは気象庁と（一財）電力中央研究所が共同で実施した長期再解析（JRA-25; Onogi et al. 2007）及びそれと同

じシステムである気象庁気候データ同化システム（JCDAS）による解析値を利用していたが、2014年から、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・高緯度の大気循環の特徴についてまとめる。

中・高緯度の大気循環で主に注目するのは、大規模な大気の流れのパターン、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（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度、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、例えば前田と佐藤（2007）を参照）の波束（エネルギー）伝播等である。本書では、Takaya and Nakamura（2001）の波の活動度フラックスをロスビー波束の伝播の解析に利用する。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 (MJ0; 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、米国海洋大気庁 (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。OLR については、熱帯域においては値が小さいほど対流活動が活発であると推定できる。ただし、冬季の中緯度や標高の高いところ (例えばチベット高原など) では、対流活動が活発でなくても地表面温度の低い状態が反映され、放射量が少なく (値が小さく) なっているため注意が必要である。

流線関数 (第 2.4.5 図など) は

$$u_{\phi} = -\partial \phi / \partial y, \quad v_{\phi} = \partial \phi / \partial x$$

(ϕ : 流線関数、 u_{ϕ} 、 v_{ϕ} : 風の回転成分)

により定義され、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、次の式により定義される。

$$\text{div} V_{\chi} = \nabla^2 \chi$$

(χ : 速度ポテンシャル、 V_{χ} : 発散風)

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

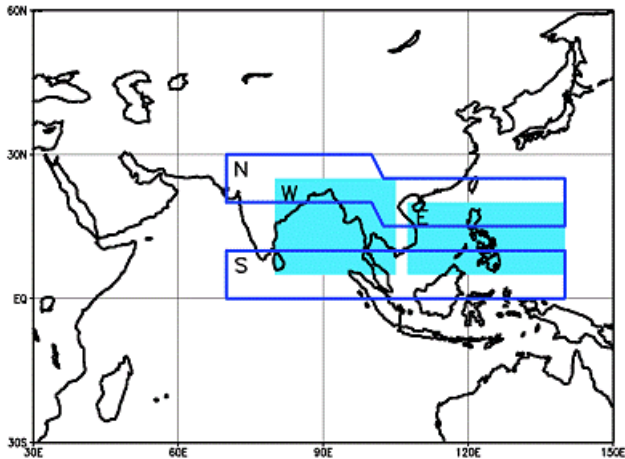
ころから大きいところに向かって吹き、その勾配の大きいところ (等値線の混んでいるところ) ほど発散風が強い。一般に、熱帯域での上層発散 (収束)、下層収束 (発散) 域は、大規模な対流活動の活発な (不活発な) 領域に概ね対応している。MJ0 は、半月 (5 日) 移動平均した速度ポテンシャルの経度・時間断面図 (第 2.4.2 図) などから解析する。

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 ($5^{\circ}S \sim 35^{\circ}N$, $60^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$) 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などの関係が見られる。

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。

海面水温年間偏差図(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。偏差は1981~2010年の30年間の平均値を平年値として計算した。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、気象研究所海洋研究部(現海洋・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-G)から計算した半月平均値を使用し作成した。MOVE/MRI.COM-Gの詳細は、Usui et al. (2006)を参照のこと。平年値は、1981~2010年の30年間の平均値である。

1.6 海水・積雪 (関連項目: 第2.8節、第2.9節)

海水(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.
 前田修平, 佐藤均, 2007: 定常ロスビー波とその影響, 平成19年度季節予報研修テキスト, 61-71.
 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.
 Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. Kamahori, K. Takahashi, S. Kadokura, K. Wada, K. Kato, R. Oyama, T. Ose, N. Mannoji, and R. Taira, 2007: The JRA-25 Reanalysis. *J. Meteorol. Soc. Japan*, **85**, 369-432.
 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.

Usui, N., S. Ishizaki, Y. Fujii, H. Tsujino, T.
Yasuda, and M. Kamachi, 2006: Meteorological
Research Institute Multivariate Ocean
Variational Estimation (MOVE) System: Some early
results. *Adv. Space Res.*, **37**, 806-822.

2. 2014 年気候系のまとめ

2.1 日本の天候

2014 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、全国で平年並だった。

年降水量は、沖縄・奄美で平年より少なく、その他の地域では平年より多かった。

北・東日本太平洋側と東日本日本海側では、春と秋に高気圧に覆われて晴れる日が多く、年間日照時間はかなり多かった。

太平洋高気圧の西日本方面への張り出しが弱く、西日本は、2003 年以来 11 年ぶりに冷夏となり、夏の日照時間もかなり少なかった。

2 つの台風や前線、湿った気流の影響で広範囲で大雨となり、平成 26 年 8 月豪雨が発生した。

太平洋側では 2 月に 2 度の大雪に見舞われ、関東甲信地方を中心に記録的な大雪となった。

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 2014 年の日本の年平均気温の基準値からの偏差（基準値は 1981～2010 年の 30 年平均値）は +0.14 で、統計を開始した 1898 年以降で 18 番目に高い値となった。長期的には、日本の年平均気温は 100 年あたり約 1.14（統計期間：1898～2014 年）の割合で上昇している（第 2.1.1 図）。

2.1.2 年平均気温、年降水量、年間日照時間

気温の高い時期が北・東日本では春の後半から夏の前半にかけて、沖縄・奄美では夏から秋の前半にかけて続き、気温の低い時期が西日本を中心に夏の後半から初秋にかけて続いたものの、他の期間は気温の高い時期と低い時期が交互に現れたため、年平均気温は全国で平年並だった（第 2.1.2 図）。高気圧に覆われて晴れの日が多かった北日本と東日本では年間日照時間が多く、かなり多いところもあったが、低気圧や台風等によるまとまった降水があったため、年降水量も平年を上回った。一方、6 月以降、8 月を中心に曇りや雨の日が多かった西日本では、年間日照時間が少なく、年降水

量は平年を上回った。また、先島諸島の少雨が顕著だった沖縄・奄美では、年降水量は少なかった（第 2.1.1 表、第 2.1.3 図）。

2.1.3 季節別の天候の特徴

(1) 冬(2013 年 12 月～2014 年 2 月)(第 2.1.4(a) 図)

東日本と沖縄・奄美は寒冬となり、東日本では 3 年連続となった。

日本海側は一部を除いて、降雪量が少なかった。

太平洋側では 2 度の大雪に見舞われ、関東甲信地方を中心に記録的な大雪となった。

東日本と沖縄・奄美では、一時期を除いて寒気に覆われることが多く、冬の平均気温は低くなり、東日本では 3 年連続の寒冬となった。前年 12 月の気温が高かった北日本と 1 月下旬に気温がかなり高くなった西日本では平年並だった。一方で、上空の強い寒気の南下は一時的だったことから、日本海側の降雪量は北日本の山沿い等を除いて平年を下回ったところが多く、特に北陸地方の平地では平年を大きく下回った。また、2 月には低気圧が発達しながら日本の南岸を 2 度通過し、太平洋側では広い範囲で大雪となり、特に 14 日から 16 日にかけては、関東甲信地方を中心に過去の最深積雪の記録を大幅に上回る記録的な大雪となった。平均気温：東日本、沖縄・奄美で低かった。北日本、西日本は平年並だった。

降水量：北日本、東・西日本太平洋側で多かった。

一方、東日本日本海側では少なかった。西日本日本海側、沖縄・奄美は平年並だった。

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

(2) 春(2014 年 3～5 月)(第 2.1.4(b) 図)

北日本から西日本にかけて、高気圧に覆われて晴れる日が多く、日照時間がかなり多かった。

平均気温は、東・西日本で高く、沖縄・奄美で低かった。

北日本から西日本にかけては、期間を通して高

気圧に覆われる日が多かった。春の日照時間は沖縄・奄美を除いてかなり多く、東日本日本海側、東日本太平洋側、西日本日本海側では、統計を開始した 1946 年以降最も多かった。また、春の降水量は、北日本日本海側と西日本では少なかったが、北日本太平洋側と東日本では低気圧の通過時にまとまった降水があったことから平年並だった。東・西日本では、寒気が南下し低温となる時期もあったが、3 月下旬と 5 月下旬に南から暖かい空気が流れ込み、気温が平年を大幅に上回ったことなどから、春の平均気温は高かった。沖縄・奄美では、冷涼な高気圧や寒気の影響を受けて気温の低い日が多く、春の平均気温は低かった。

平均気温：東・西日本では高かった。一方、沖縄・奄美では低かった。北日本は平年並だった。

降水量：北日本日本海側、西日本で少なかった。

北日本太平洋側、東日本、沖縄・奄美は平年並だった。

日照時間：北・東・西日本でかなり多かった。沖縄・奄美は平年並だった。

(3) 夏(2014 年 6~8 月)(第 2.1.4(c)図)

西日本では 11 年ぶりの冷夏となり、日照時間もかなり少なかった。

「平成 26 年 8 月豪雨」が発生し、北日本と西日本太平洋側では降水量がかなり多かった。

梅雨前線の影響は沖縄・奄美を除いて小さかったが(第 2.1.3 表)、7 月 30 日以降、2 つの台風や前線等の影響で広い範囲で大雨に見舞われた(「平成 26 年 8 月豪雨」)ことから、北日本、西日本太平洋側では夏の降水量がかなり多く、東・西日本日本海側でも多かった。また、西日本では、気圧の谷の影響と太平洋高気圧の張り出しが弱かった影響で、夏の日照時間がかなり少なく、夏の平均気温は低く、2003 年以来 11 年ぶりに冷夏となった。一方、日本の東海上で高気圧が強かった影響で、高気圧の縁をまわって暖かい空気が南から流れ込んだ北・東日本及び暖かい空気に覆われることが多かった沖縄・奄美の夏の平均気温は高く、北・東日本では 5 年連続の暑夏となった。

平均気温：北・東日本、沖縄・奄美で高かった。

一方、西日本では低かった。

降水量：北日本、西日本太平洋側ではかなり多く、東・西日本日本海側で多かった。東日本太平洋側と沖縄・奄美では平年並だった。

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

(4) 秋(2014 年 9~11 月)(第 2.1.4(d)図)

北日本と東日本日本海側では、高気圧に覆われて晴れる日が多く、日照時間がかなり多かった。沖縄・奄美では、9 月が記録的な高温となったほか、先島諸島では夏以降の少雨が継続した。

北・東・西日本では、8 月後半から 9 月前半の気温が低く、残暑の時期はほとんどなかった。

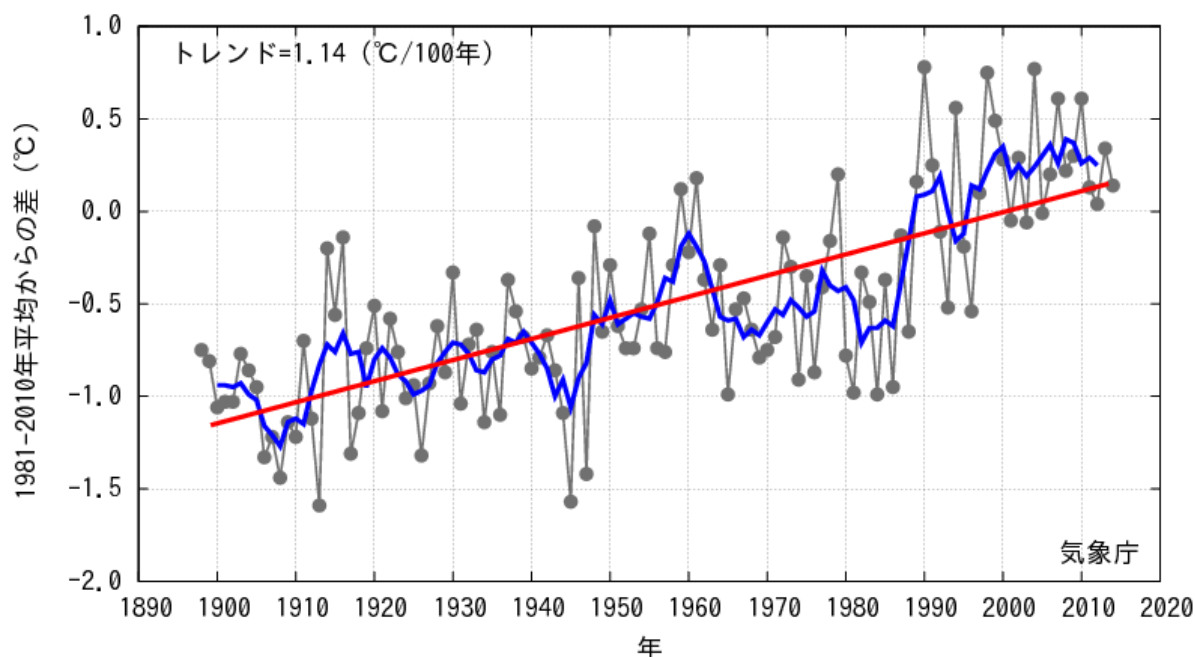
北日本から東日本にかけては、大陸からの移動性高気圧に覆われて、晴れる日が多かった。このため、東日本日本海側と北日本の秋の日照時間はかなり多く、東日本日本海側と東北地方では 1946 年の統計開始以来、秋としては最も多い記録を更新した。北日本と東日本では、2010 年から 4 年連続で秋の平均気温が高い年が続いていたが、9 月を中心に大陸からの冷たい空気を伴った高気圧に覆われる日が多かったため、5 年ぶりに秋の平均気温は平年並となった。また、沖縄・奄美では、先島諸島を中心に高気圧の勢力が平年より強かったため、秋の平均気温がかなり高く、秋の降水量は少なかった。

平均気温：沖縄・奄美でかなり高かった。北・東・西日本は平年並だった。

降水量：北日本と沖縄・奄美で少なかった。東・西日本は平年並だった。

日照時間：北日本と東日本日本海側でかなり多く、東日本太平洋側と沖縄・奄美で多かった。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の経年変化

細線（黒）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年差（比）と階級（2014 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	0.3 (0)	109 (+) 日 108 (+) 太 111 (+)	110 (+)* 日 109 (+) 太 111 (+)*	北海道	0.4 (+)	108 (+) 日 108 (+) 才 118 (+)* 太 103 (0)	111 (+)* 日 110 (+) 才 106 (+) 太 113 (+)*
				東北	0.2 (0)	111 (+) 日 109 (+) 太 113 (+)	109 (+) 日 107 (+) 太 110 (+)*
東日本	0.1 (0)	106 (0) 日 113 (+) 太 104 (0)	108 (+)* 日 108 (+)* 太 108 (+)*	関東甲信	0.2 (0)	107 (+)	110 (+)*
				北陸	0.0 (0)	113 (+)	108 (+)*
				東海	0.1 (0)	101 (0)	106 (+)
西日本	-0.1 (0)	108 (0) 日 102 (0) 太 113 (+)	97 (-) 日 97 (-) 太 98 (-)	近畿	0.0 (0)	105 (0) 日 102 (0) 太 106 (+)	102 (0) 日 103 (0) 太 102 (0)
				中国	-0.1 (0)	97 (0) 陰 97 (0) 陽 98 (0)	98 (0) 陰 100 (0) 陽 96 (-)
				四国	-0.1 (0)	122 (+)	98 (-)
				九州北部	-0.1 (0)	104 (0)	94 (-)
				九州南部 ・奄美	-0.1 (0) 本 -0.1 (0) 奄 0.0 (0)	118 (+) 本 120 (+)* 奄 110 (+)	96 (-) 本 96 (-) 奄 97 (-)
沖縄・奄美	0.1 (0)	92 (-)	102 (0)	沖縄	0.2 (+)	85 (-)	104 (+)

階級表示 (-):低い(少ない) (0):平年並 (+):高い(多い)
(*)はかなり低い(少ない)、かなり高い(多い)を表す

地域表示 日:日本海側 陰:山陰 本:本土(九州南部)
才:オホーツク海側 陽:山陽 奄:奄美
太:太平洋側 更新日:2015.01.07

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（2014 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 6 以上のとき記載した。

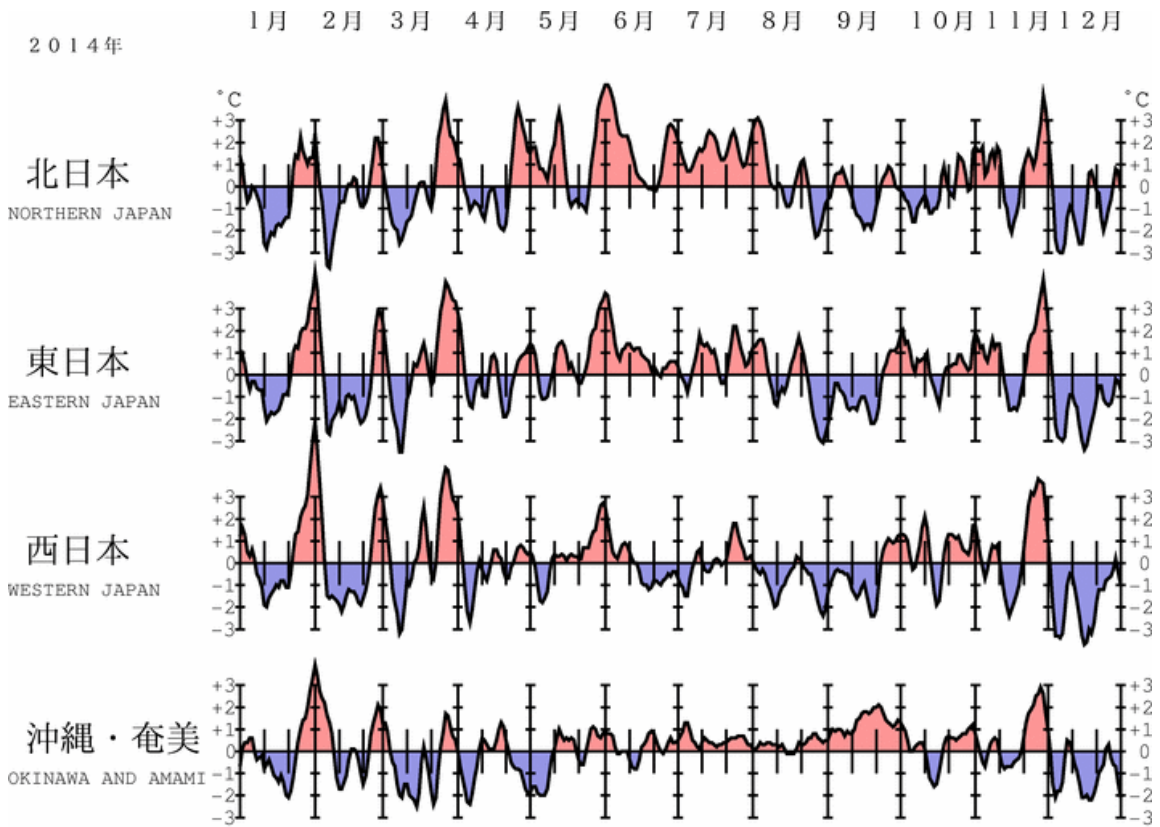
	平均気温		降水量		日照時間	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1 月	0	0	0	3	24 東日本～沖縄・奄美	0
2 月	0	0	3	1	0	0
3 月	0	0	7 北・東日本	1	1	0
4 月	0	0	0	6 北日本	35 北・東日本	0
5 月	3、3タイ 北日本	0	0	0	30 東・西日本	0
6 月	7 北日本	0	1	8 東・西日本	0	1
7 月	0	0	0	0	0	0
8 月	0	0	17、1タイ 北～西日本	0	0	29 東・西日本
9 月	4、1タイ	0	0	2	11 北日本	0
10 月	0	0	1	1	0	0
11 月	0	0	0	0	0	0
12 月	0	0	11 北・東日本	0	0	3

第 2.1.3 表 梅雨入り・梅雨明けの時期（2014 年）

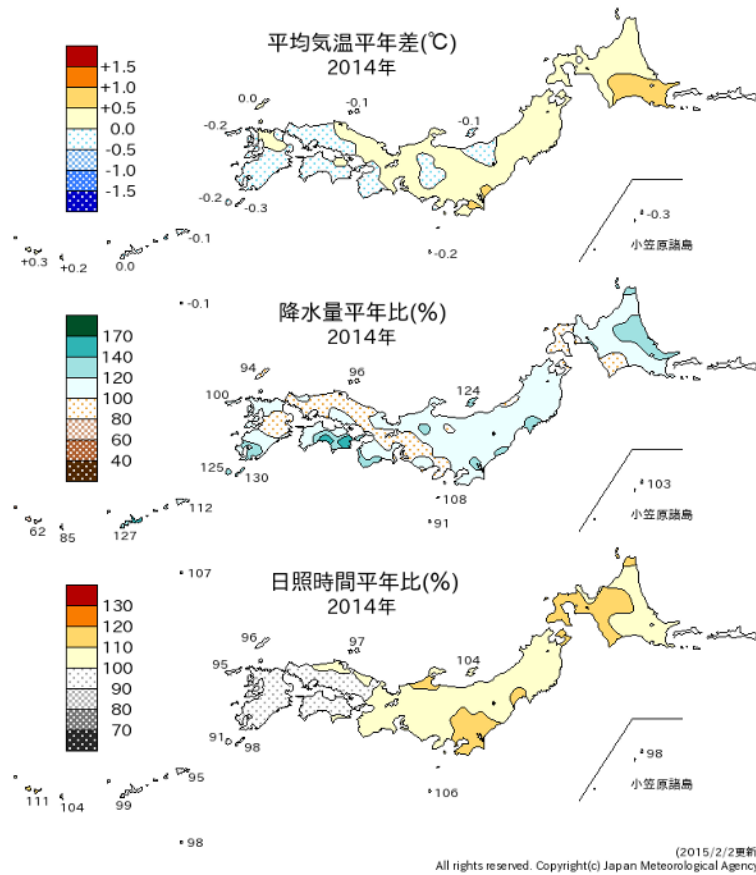
地方名	梅雨入り(注1)	平 年	梅雨明け(注1)	平 年	梅雨時期の降水量 平年比と階級(注2)
沖 縄	5 月 5 日ごろ(-)	5 月 9 日ごろ	6 月 26 日ごろ(+)	6 月 23 日ごろ	126%(+)
奄 美	5 月 5 日ごろ(-)	5 月 11 日ごろ	7 月 4 日ごろ(+)	6 月 29 日ごろ	149%(+)*
九州南部	6 月 2 日ごろ(0)	5 月 31 日ごろ	7 月 16 日ごろ(0)	7 月 14 日ごろ	135%(+)
九州北部	6 月 2 日ごろ(-)	6 月 5 日ごろ	7 月 20 日ごろ(0)	7 月 19 日ごろ	87%(-)
四 国	6 月 2 日ごろ(0)	6 月 5 日ごろ	7 月 20 日ごろ(0)	7 月 18 日ごろ	89%(0)
中 国	6 月 2 日ごろ(-)	6 月 7 日ごろ	7 月 20 日ごろ(0)	7 月 21 日ごろ	66%(-)
近 畿	6 月 3 日ごろ(-)	6 月 7 日ごろ	7 月 20 日ごろ(0)	7 月 21 日ごろ	49%(-)*
東 海	6 月 4 日ごろ(-)	6 月 8 日ごろ	7 月 21 日ごろ(0)	7 月 21 日ごろ	60%(-)*
関東甲信	6 月 5 日ごろ(-)	6 月 8 日ごろ	7 月 21 日ごろ(0)	7 月 21 日ごろ	116%(+)
北 陸	6 月 5 日ごろ(-)	6 月 12 日ごろ	7 月 21 日ごろ(0)	7 月 24 日ごろ	88%(0)
東北南部	6 月 5 日ごろ(-)	6 月 12 日ごろ	7 月 25 日ごろ(0)	7 月 25 日ごろ	99%(0)
東北北部	6 月 6 日ごろ(-)	6 月 14 日ごろ	7 月 25 日ごろ(0)	7 月 28 日ごろ	109%(0)

(注1) 梅雨の入り・明けには平均的に5日間程度の遷移期間があり、その遷移期間のおおむね中日をもって「月 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) 全国153の気象台・測候所等での観測値を用い、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。

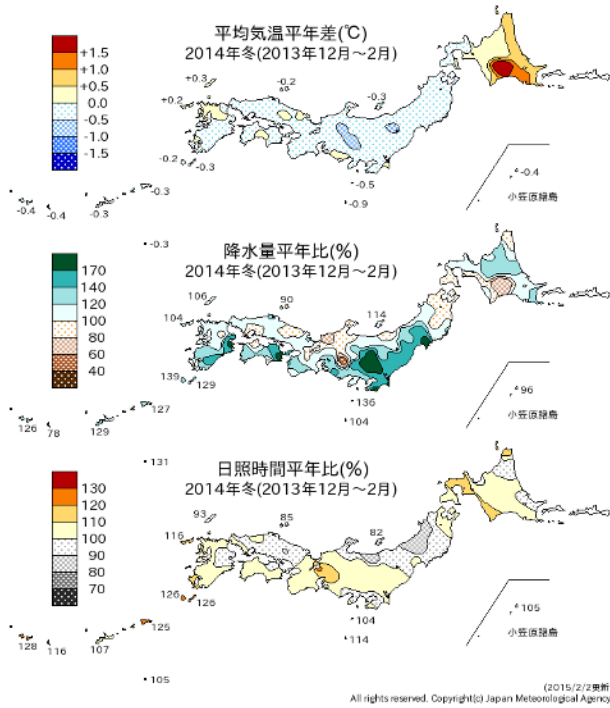


第 2.1.2 図 地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2014 年 1~12 月)

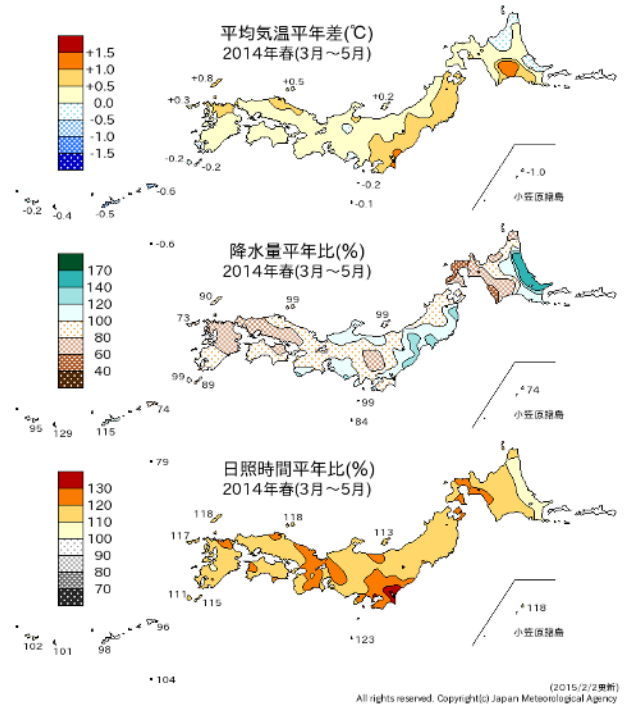


第 2.1.3 図 年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布 (2014 年)

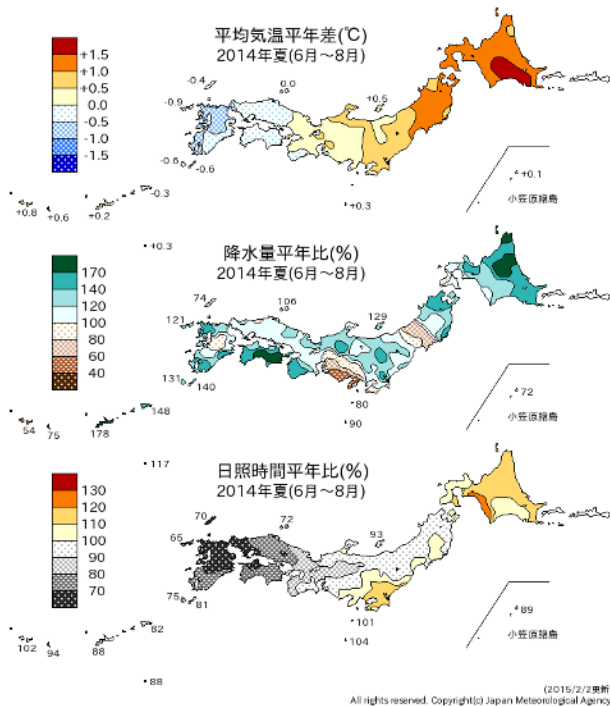
(a) 冬 (12~2月)



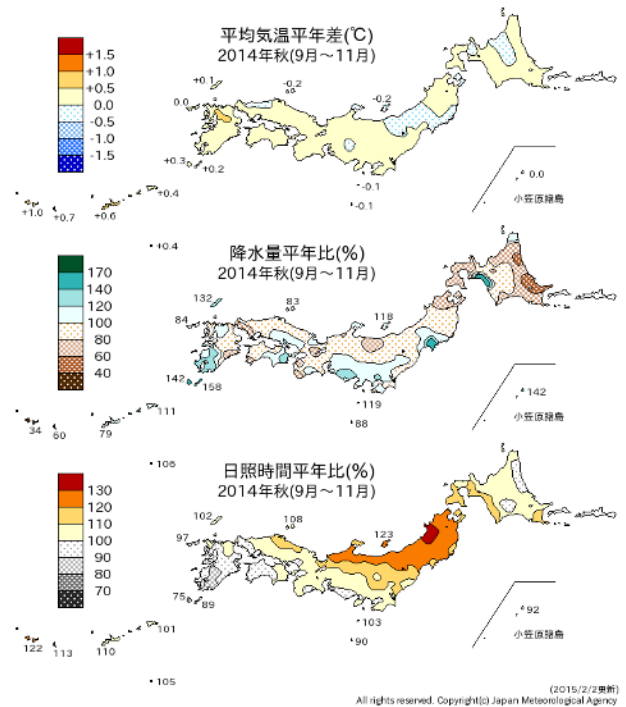
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.1.4 図 2014 年の季節別 (冬、春、夏、秋) の平均気温、降水量、日照時間の平年差 (比)
(a)冬 (2013 年 12 月 ~ 2014 年 2 月)、(b)春 (3 ~ 5 月)、(c)夏 (6 ~ 8 月)、(d)秋 (9 ~ 11 月)。

2.2 世界の天候

2.2.1 世界の平均気温

2014年の世界の年平均気温の基準値からの偏差（基準値は1981～2010年の30年平均値）及び誤差幅は $+0.27 \pm 0.13^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した1891年以降で最も高い値となった。これまで最も高かった1998年の $+0.22^{\circ}\text{C}$ の記録を16年ぶりに更新した。長期的には、世界の年平均気温は100年あたり約 0.70°C （統計期間：1891～2014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（第2.2.1図）。また、月別では、4月（ $+0.31^{\circ}\text{C}$ ）、5月（ $+0.31^{\circ}\text{C}$ ）、6月（ $+0.33^{\circ}\text{C}$ ）、8月（ $+0.33^{\circ}\text{C}$ ）、9月（ $+0.35^{\circ}\text{C}$ ）、10月（ $+0.34^{\circ}\text{C}$ ）、12月（ $+0.31^{\circ}\text{C}$ ）、季節別では、春（ $+0.28^{\circ}\text{C}$ ）、夏（ $+0.32^{\circ}\text{C}$ ）、秋（ $+0.31^{\circ}\text{C}$ ）が統計開始以来、最も高い値を記録した。地域別に見ると、アジアやヨーロッパで広く高温となったほか、海域でも北太平洋を中心に広い範囲で高温となる特徴が見られた（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、2014年の世界の平均気温が高くなった要因の一つとして、夏にエルニーニョ現象が発生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、西シベリア～中央アジア、フィリピン、カナダ中部～米国南部などで平年より低かった（第2.2.3図）。異常高温となる月が、マレーシア～インドネシア、ヨーロッパ南部、アフリカ西部、マダガスカル北部及びその周辺、アラスカ西部、米国南西部～メキシコ北西部、カリブ海周辺、ブラジル南部及びその周辺、オーストラリア南部で多かった。西シベリア南部、中央アジア南部、米国中西部及

びその周辺では異常低温となる月が多かった（第2.2.4図）。

年降水量は、中央シベリア～中央アジア東部、スカンジナビア半島南部、ヨーロッパ南東部、紅海周辺、米国北東部、メキシコ西部、南米南部、ミクロネシア～フィリピン南部などで平年より多く、アラビア半島南部、アルジェリア南部などで平年より少なかった（第2.2.5図）。ヨーロッパ南東部・西部、ブラジル南部及びその周辺では異常多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、2014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) 日本の大雨（8月）

日本は7月30日から8月26日にかけて各地で大雨に見舞われ、土砂災害などにより全国で80人以上が死亡した。これらの大雨について、気象庁は「平成26年8月豪雨」と命名した（詳細は第3.2節を参照）。8月の西日本太平洋側の月降水量は平年比301%となり、8月としては1946年の統計開始以来で最も多くなった。

(2) 中国北東部・東部の干ばつ（6～8月）

中国の北東部と黄河及び淮河の流域では、6～8月の降水量が平年の半分に満たないところがあり、深刻な干ばつを引き起こしたと伝えられた。中国の Liaoning（遼寧）省 Shenyang（瀋陽）では6～8月の3か月降水量が163mm（平年比37%）、Henan（河南）省 Zhengzhou（鄭州）では146mm（平年比41%）だった。

(3) 西シベリア南部の低温（7、9～10月）

西シベリア南部では、7月と9～10月に異常低温となった。西シベリア南部のタラでは、7月の月平均気温が 15.7°C （平年差 -3.0°C ）、

9～10月の2か月平均気温が2.6℃（平年差-3.1℃）だった。

(4) 中央アジア南部の低温（2、10～11月）

中央アジア南部では、2月と10～11月に異常低温となった。カザフスタン南部のクジルオルダでは2月の月平均気温が-14.6℃（平年差-11.2℃）、ウズベキスタン西部のウルゲンチでは10～11月の2か月平均気温が5.2℃（平年差-4.4℃）だった。

(5) フィリピンの台風（7月）

フィリピンでは、7月に台風第9号により100人以上が死亡したと伝えられた。フィリピン東部のレガスピでは、7月の月降水量が443mm（平年比166%）だった。

(6) マレーシア～インドネシアの高温（6～7、10～11月）

マレーシアからインドネシアにかけて、6～7月と10～11月に異常高温となった。マレーシアのクアラルンプールでは6～7月の2か月平均気温が29.7℃（平年差+2.0℃）だった。インドネシアのタラカン（カリマンタン島）では10～11月の2か月平均気温が28.0℃（平年差+0.9℃）だった。

(7) インド・ネパール・パキスタンの大雨（7～9月）

インド各地で7～9月に、ネパールで8月に、パキスタンで9月に、大雨により洪水や地すべりが発生し、合計で、インドでは1000人以上、ネパールでは250人以上、パキスタンでは360人以上が死亡したと伝えられた。

(8) アフガニスタン北部の洪水、地すべり（4～6月）

アフガニスタン北部では、4～6月に洪水や地すべりが発生し、合計で750人以上が死亡したと伝えられた。

(9) ヨーロッパ南東部の多雨（5～6、8～9、12月）

ヨーロッパ南東部では、5～6月、8～9月、12月に異常多雨となった。ブルガリア東部のバルナでは5～6月の2か月降水量が307mm（平年比397%）、ハンガリーのブダペストでは8～9月の2か月降水量が337mm（平年比332%）、ルーマニアのブカレストでは12月の月降水量が140mm（平年比317%）だった。セルビア、ボスニア・ヘルツェゴビナ、クロアチアで、5月中旬の洪水により合計で70人以上が死亡したと伝えられた。

(10) ヨーロッパ南部の高温（2、4、10～11月）

ヨーロッパ南部では、2月、4月、10～11月に異常高温となった。イタリア北東部のトリエステでは2月の月平均気温が10.3℃（平年差+4.1℃）、フランス南東部のニースでは、4月の月平均気温が15.3℃（平年差+1.8℃）、10～11月の2か月平均気温が16.9℃（平年差+2.4℃）だった。

(11) ヨーロッパ西部の多雨（1～2、5、7～8、11月）

ヨーロッパ西部では、1～2月、5月、7～8月、11月に異常多雨となった。フランス南東部のニースでは1～2月の2か月降水量が436mm（平年比381%）、英国東部のウォディントンでは5月の月降水量が118mm（平年比245%）、フランスのバスティア（コルシカ島）では7～8月の2か月降水量が154mm（平年比592%）、フランス南部のペルピニャンでは11月の月降水量が266mm（平年比436%）だった。1月と2月の英国の月降水量は、どちらも1910年の統計開始以降で3番目に多かった（英国気象局）。

(12) アフリカ西部の高温（6～7、11月）

アフリカ西部では、6～7月と11月に異常

高温となった。セネガル西部のディウルベルでは6～7月の2か月平均気温が30.5℃（平年差+1.2℃）、コートジボアールのヤムスクロでは11月の月平均気温が26.2℃（平年差+0.9℃）だった。

(13) マダガスカル北部及びその周辺の高温（7～8、10～12月）

マダガスカル北部及びその周辺では、7～8月と10～12月に異常高温となった。フランス領レユニオン島のサンドニでは7～8月の2か月平均気温が22.1℃（平年差+0.9℃）、マダガスカルのアンタナナリボでは10～12月の3か月平均気温が21.4℃（平年差+1.8℃）だった。

(14) アラスカ西部の高温（1、8、11月）

アラスカ西部では、1月、8月、11月に異常高温となった。米国アラスカ州のコツェビューでは、1月の平均気温が-9.8℃（平年差+9.1℃）、8月の月平均気温が14.7℃（平年差+3.7℃）、11月の月平均気温が-7.0℃（平年差+5.6℃）だった。

(15) 米国中西部及びその周辺の低温（1～3、7、11月）

米国中西部及びその周辺では、1～3月、7月、11月に異常低温となった。米国のミシガン州デトロイトでは1～3月の3か月平均気温が-5.8℃（平年差-4.9℃）、インディアナ州インディアナポリスでは、7月の月平均気温が21.2℃（平年差-3.0℃）、11月の月平均気温が2.2℃（平年差-4.2℃）だった。

(16) 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、前年（2013年）から引き続く干ばつによる森林火災や農業被害が伝えられた。米国のカリフォルニア州ロサンゼルスでは、2014年の年降水量が213mm（平年比66%）だった。なお、ロサンゼルス

の2013年の年降水量は、95mm（平年比30%）だった。

(17) 米国南西部～メキシコ北西部の高温（通年）

米国南西部からメキシコ北西部にかけて、1～12月に異常高温となった。米国のカリフォルニア州サンフランシスコでは、2014年の年平均気温が16.7℃（平年差+2.2℃）だった。

(18) カリブ海周辺の高温（6～7、11月）

カリブ海周辺では、6～7月と11月に異常高温となった。コロンビア北部のカルタヘナでは、6～7月の2か月平均気温が29.3℃（平年差+1.0℃）、11月の月平均気温が28.7℃（平年差+0.9℃）だった。

(19) ブラジル南部及びその周辺の高温（1～2、9～10月）・多雨（6～7、9～10月）

ブラジル南部及びその周辺では、1～2月と9～10月に異常高温、6～7月と9～10月に異常多雨となった。ブラジル南部のフロリアノポリスでは、1～2月の2か月平均気温が26.5℃（平年差+1.4℃）、9～10月の2か月平均気温が21.1℃（平年差+1.8℃）だった。パラグアイ中部のコンセプションでは6～7月の2か月降水量が401mm（平年比449%）、ブラジル南部のバジェでは9～10月の2か月降水量が461mm（平年比160%）だった。6月には、ブラジル南部、パラグアイ、アルゼンチンで洪水が発生し、合計で10人以上が死亡し、70万人以上が影響を受けたと伝えられた。

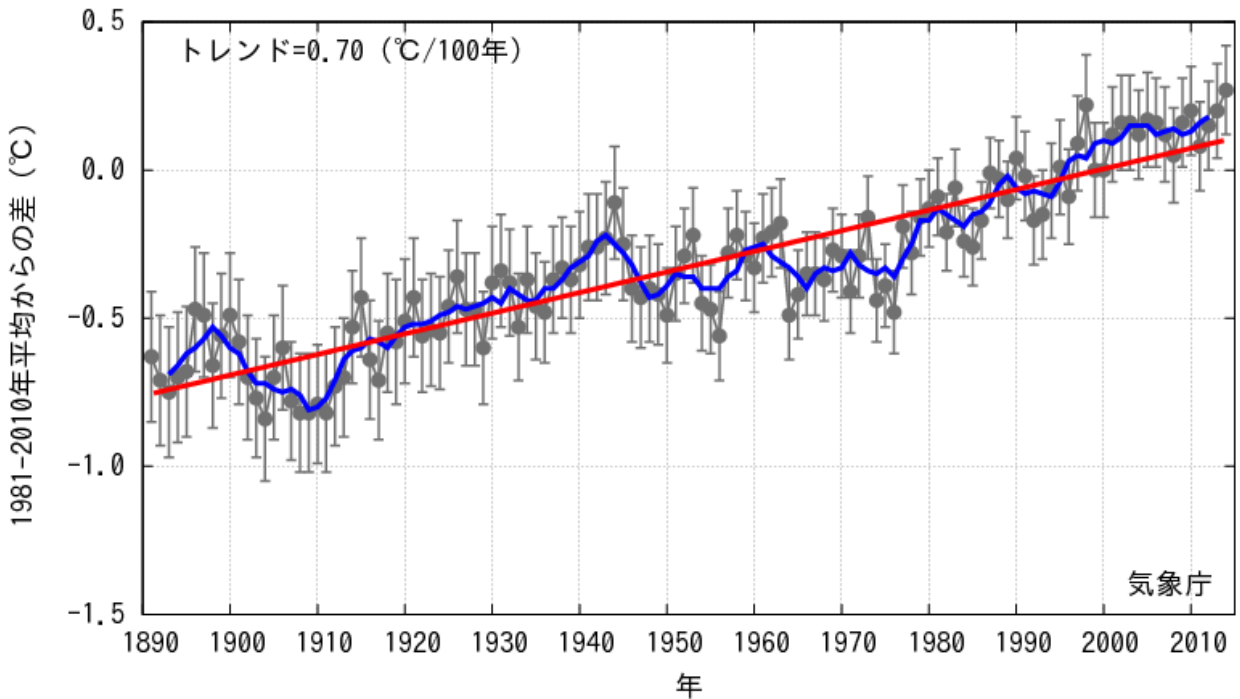
(20) オーストラリア南部の高温（5、9～10月）

オーストラリア南部では、5月と9～10月に異常高温となった。オーストラリア南部のセドゥーナでは5月の月平均気温が17.6℃（平年差+2.9℃）、オーストラリア南東部のネルソン岬では9～10月の2か月平均気温が

14.3℃（年平均差+1.6℃）だった。オーストラリアの5月と10月の月平均気温は、統計を開

始した1910年以降で、それぞれ3番目と2番目に高かった（オーストラリア気象局）。

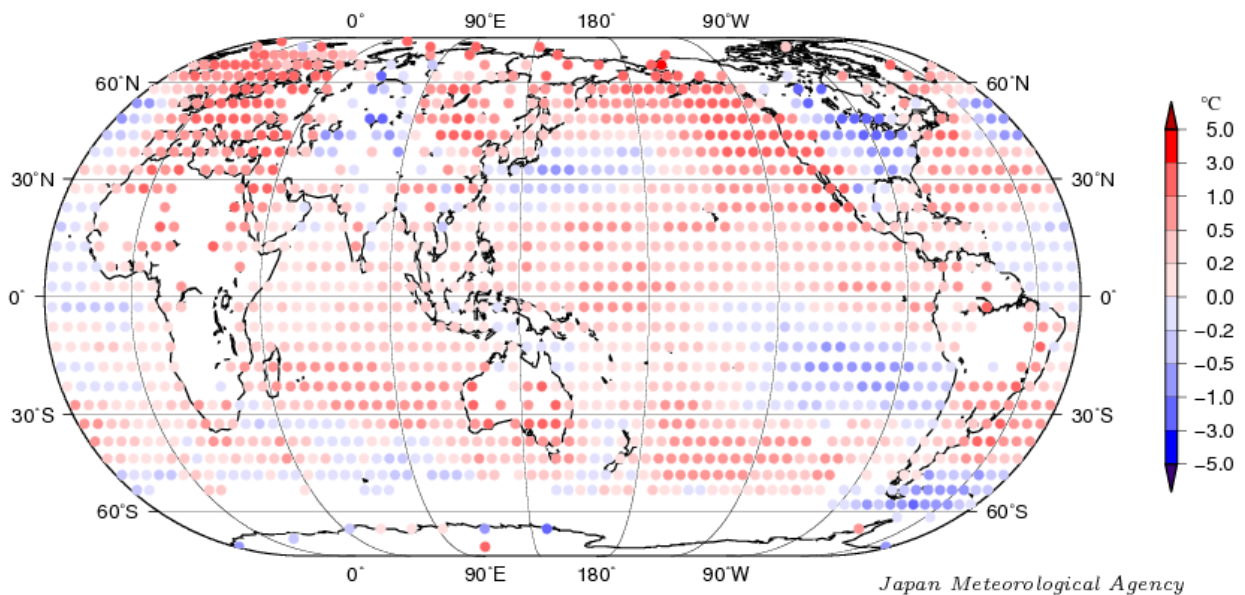
世界の年平均気温偏差



第 2.2.1 図 世界の年平均気温偏差の経年変化

細線（黒）は各年の平均気温の基準値からの偏差、エラーバーは 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。

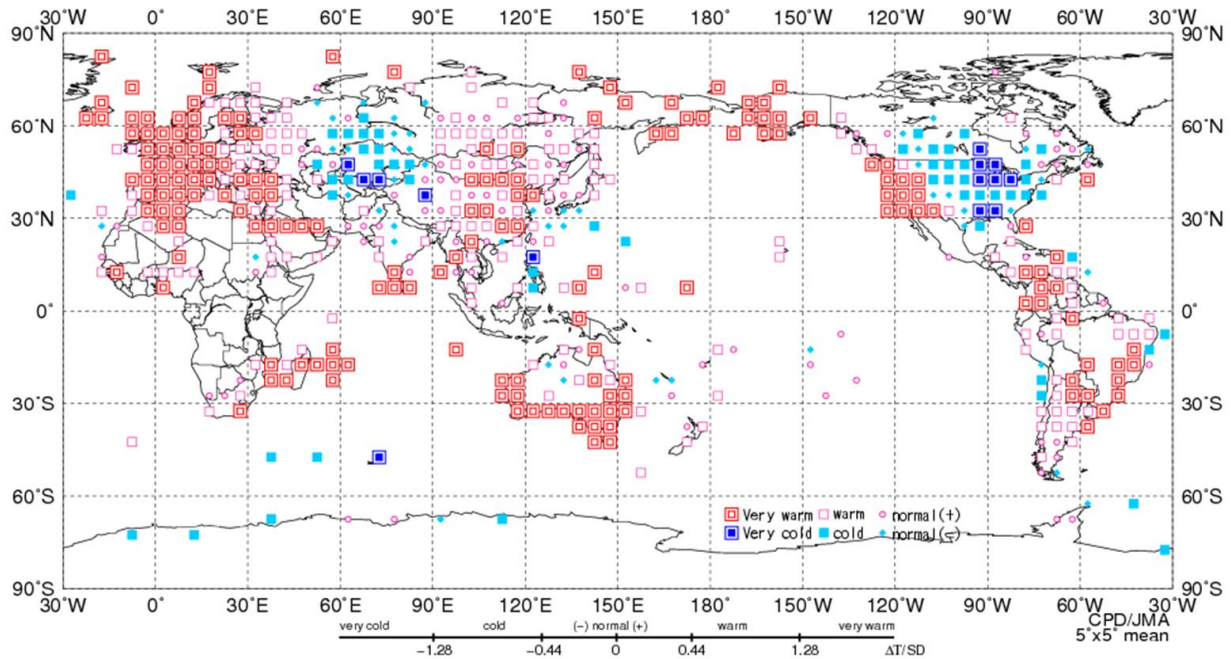
年平均気温偏差 2014 年



図中の丸印は、5°x 5° 格子で平均した 1981-2010 年からの偏差を示す。

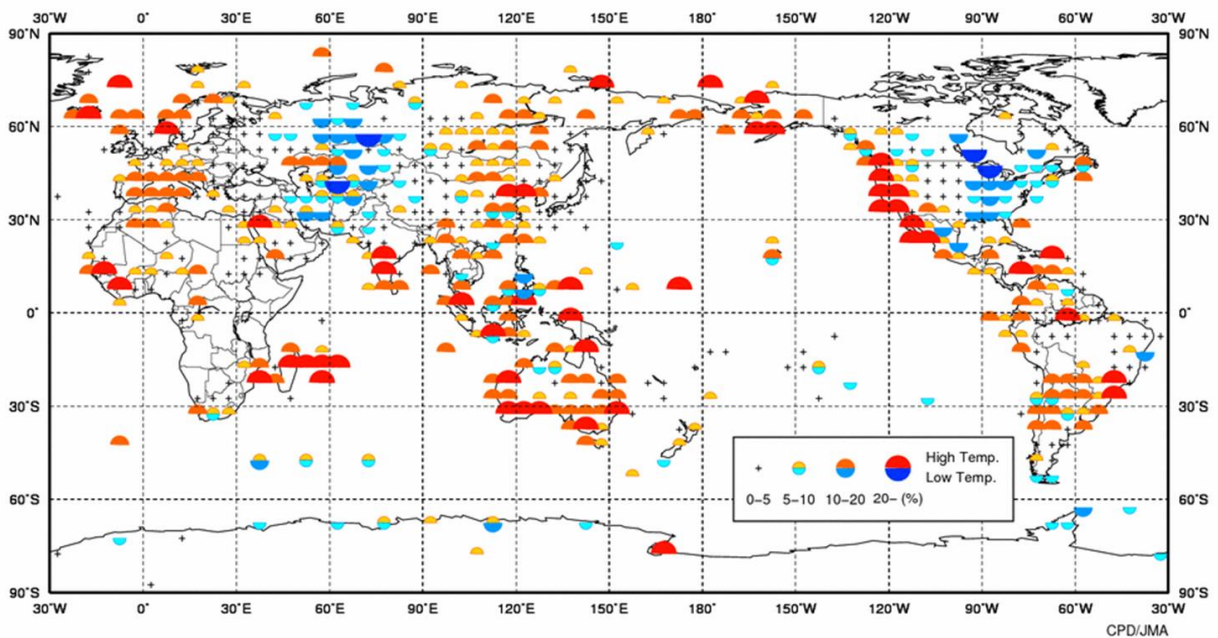
第 2.2.2 図 2014 年の年平均気温偏差の分布図

各観測点の 2014 年の年平均気温偏差を緯度、経度 5 度に分けた領域で平均した値を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。



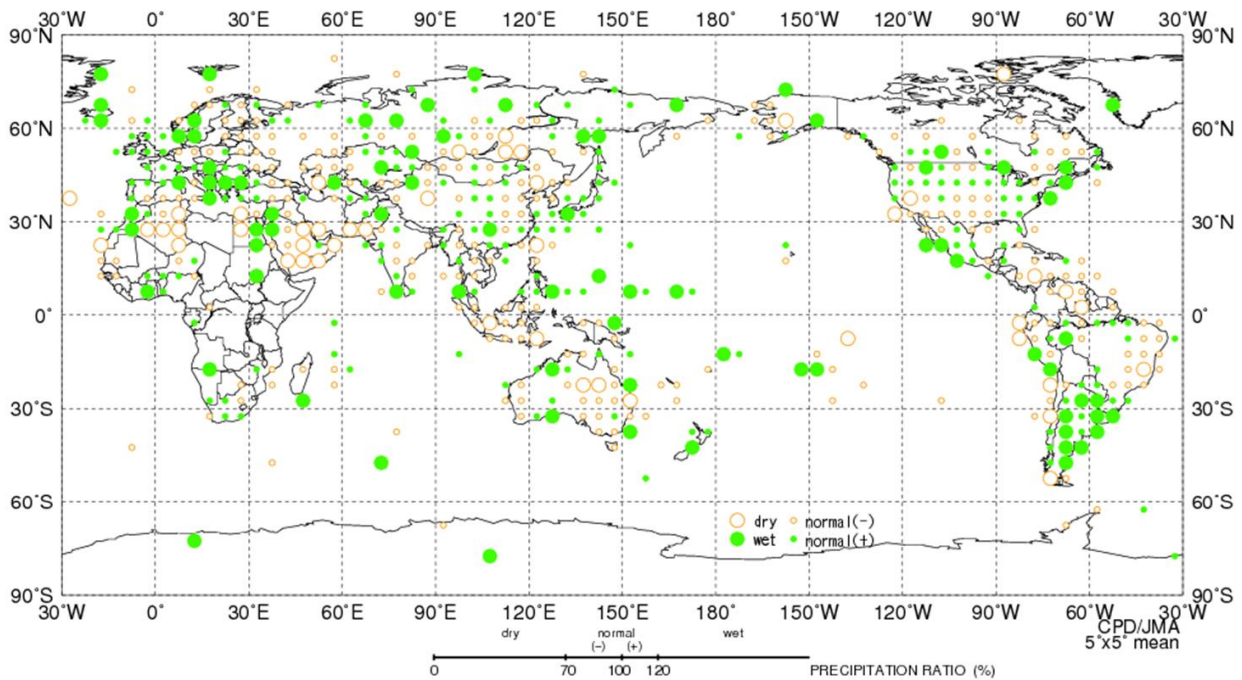
第 2.2.3 図 年平均気温規格化平年差階級分布図（2014 年）

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



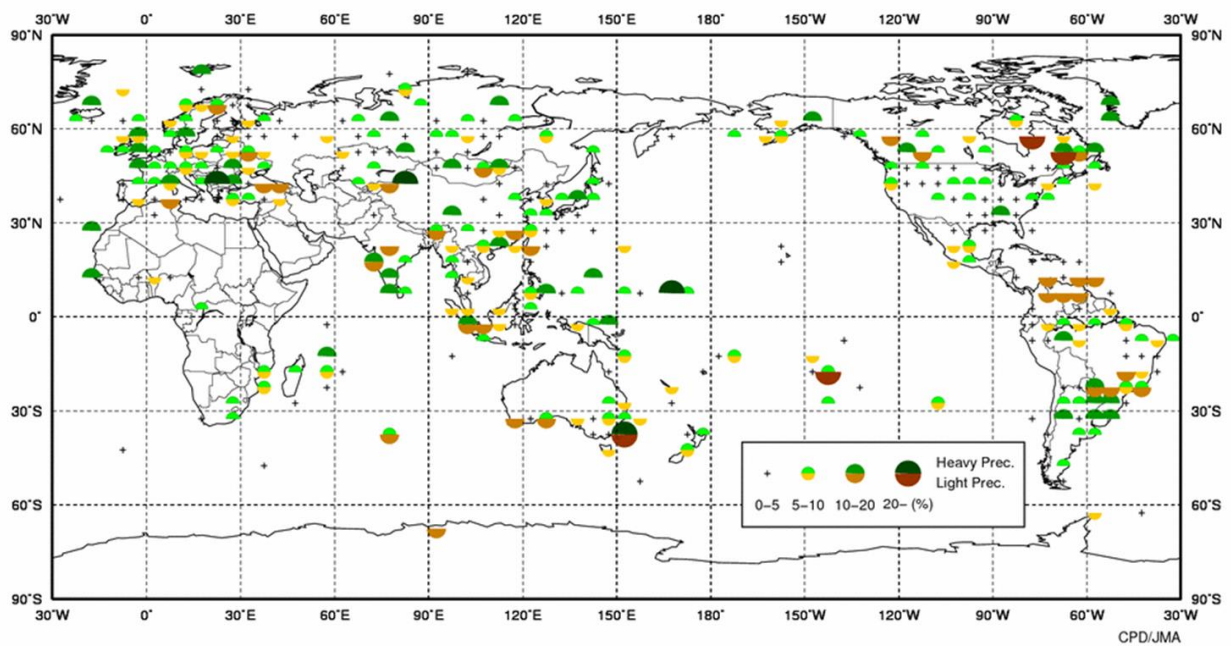
第 2.2.4 図 異常高温・異常低温出現頻度分布図（2014 年）

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



第 2.2.5 図 年降水量平年比階級分布図（2014 年）

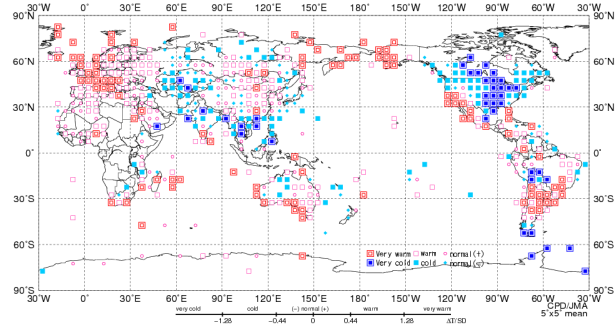
年降水量の平年比を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、4 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は 70%、100%、120%。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。



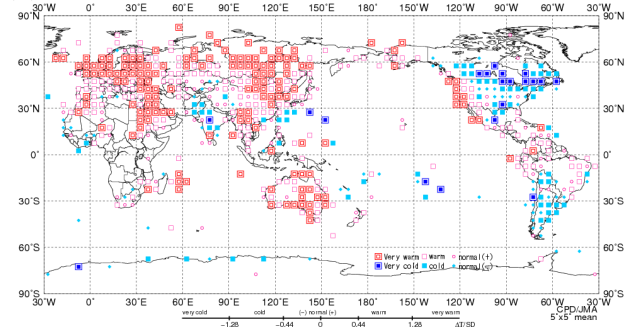
第 2.2.6 図 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2014 年）

第 2.2.4 図と同様。ただし、月降水量の異常多雨・異常少雨の出現頻度。

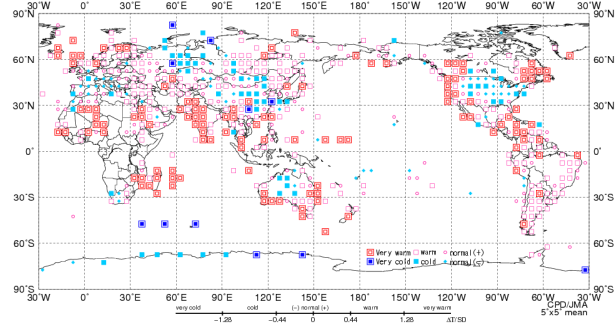
(a) 冬 (12~2月)



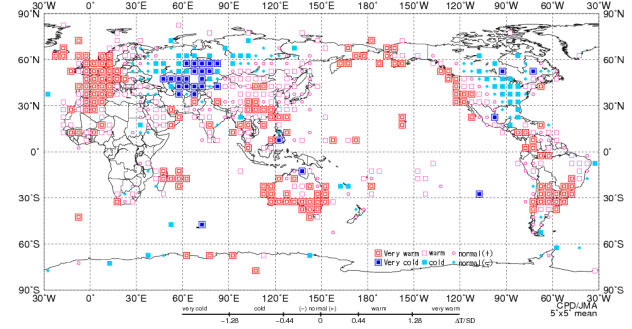
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



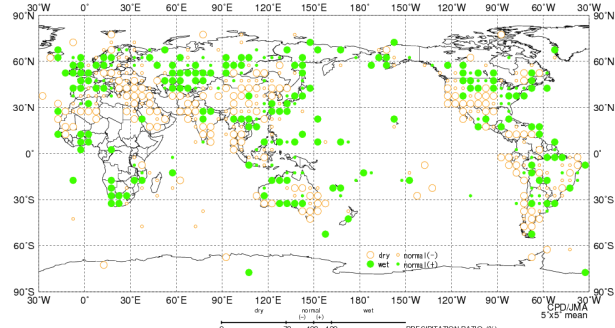
(d) 秋 (9~11月)



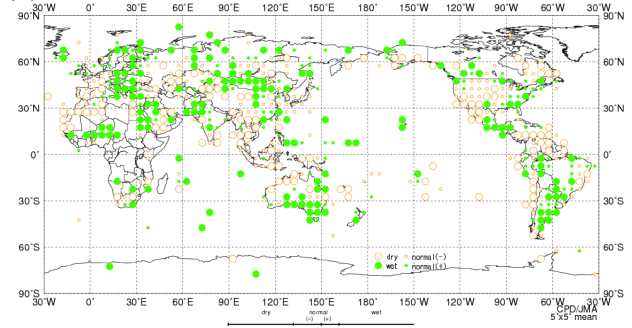
第 2.2.7 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の平均気温規格化平年差階級分布図 (2014 年)

(a) 冬 (2013 年 12 月~2014 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。図 2.2.3 図と同様。ただし、季節別の平均気温規格化平年差。

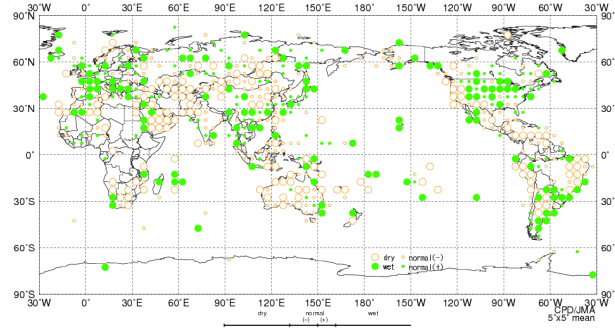
(a) 冬 (12~2月)



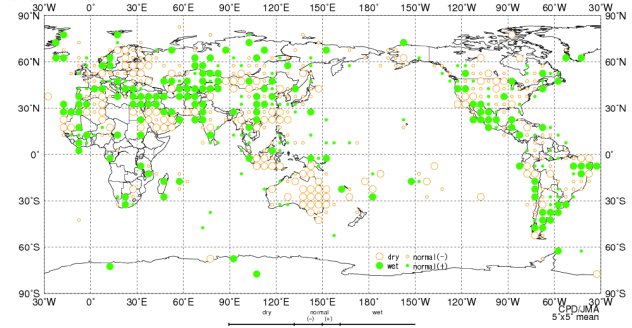
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)

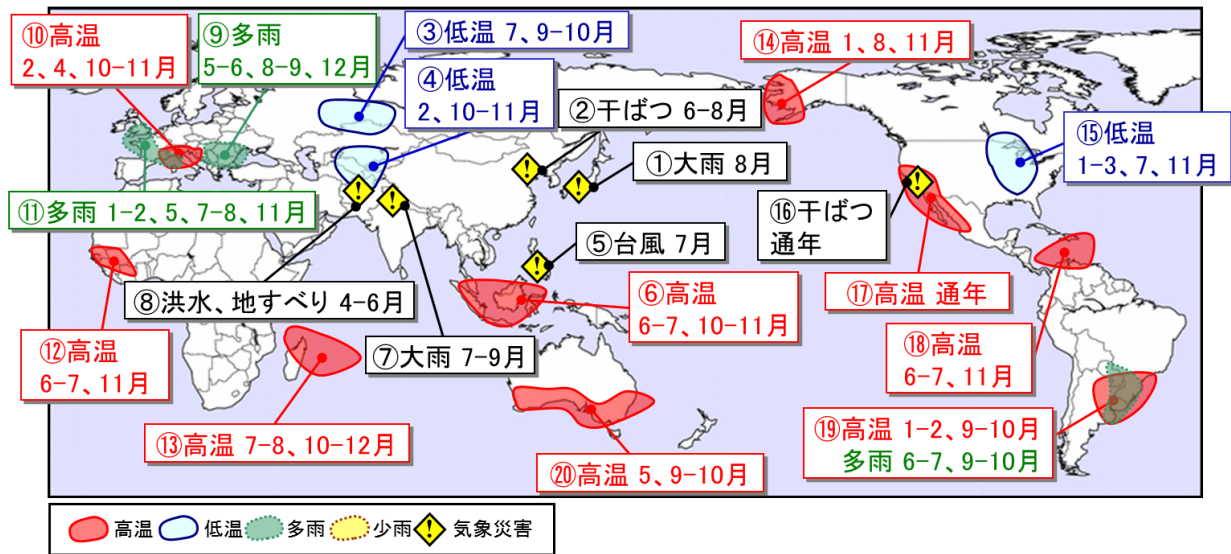


(d) 秋 (9~11月)



第 2.2.8 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の合計降水量平年比階級分布図 (2014 年)

(a) 冬 (2013 年 12 月~2014 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。図 2.2.5 図と同様。ただし、季節別の合計降水量平年比。



第 2.2.9 図 世界の主な異常気象・気象災害（2014 年）

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

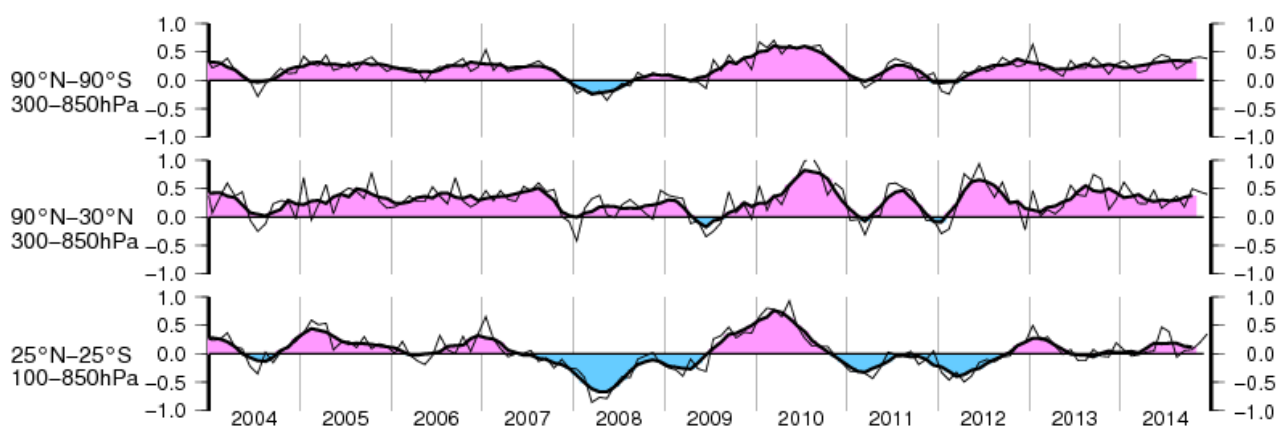
2.3 中・高緯度の大気循環

2013/2014 年冬の北米中・東部では偏西風が大きく南に蛇行し、顕著な寒波に見舞われた（詳細は第 3.1 節を参照）。ヨーロッパの西海上は明瞭なトラフとなった。夏は、太平洋高気圧が日本の南東海上を除いて平年より弱く、日本付近は南からの暖かく湿った気流の影響で西日本を中心に広い範囲で多雨・寡照となった。秋は、ヨーロッパ北部付近でリッジ、西シベリア付近でトラフというパターンが見られた。

本節では、北半球中・高緯度の大気循環の特徴を主に季節ごとに述べる。

2.3.1 帯状平均層厚換算温度

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）を見ると、全球平均した層厚換算温度（上段）と北半球中・高緯度の層厚換算温度（中段）は、一年を通して高温偏差で推移した。熱帯域（下段）は 2013 年夏以降、平年に近い値で推移したが、2014 年春から高温偏差になった。



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（2004年1月～2014年12月）

上から順に、全球、北半球中・高緯度及び熱帯域について示しており、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。

2.3.2 冬（2013年12月～2014年2月）

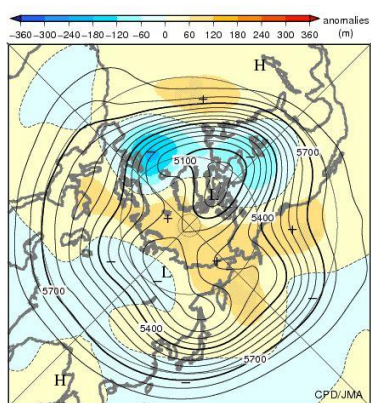
500hPa 高度（第 2.3.2 図）では、極うずは分裂してシベリアとカナダ北部に位置し、極域は正偏差となった。太平洋から大西洋、中央アジアにかけて波列パターンが明瞭で、北米中・東部とヨーロッパ西海上では明瞭なトラフ、北米西岸付近、大西洋西部、ヨーロッパ東部からロシア西部ではリッジだった。ヨーロッパ西海上のトラフは特に 2 月に顕著となった（第 2.3.6 図）。

海面気圧（第 2.3.3 図）を見ると、シベリア高気圧の勢力は平年並だった。一方、アリューシャン低気圧はオホーツク海付近を除き、全般に平年

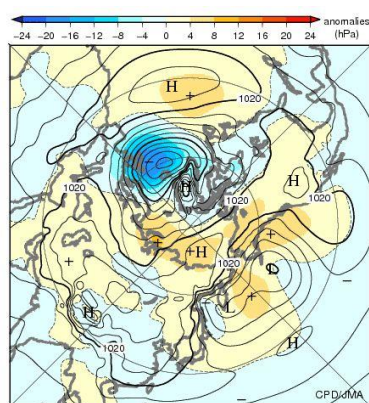
より弱かった。ヨーロッパの西海上ではたびたび低気圧が発達し、顕著な負偏差となった。アゾレス高気圧は平年より強かった。

対流圏下層の気温（第 2.3.4 図）は、ヨーロッパ東部、東シベリアで高温偏差だった。一方、中央アジアから中央シベリア、日本付近、北米で低温偏差となり、北米中部で顕著だった。

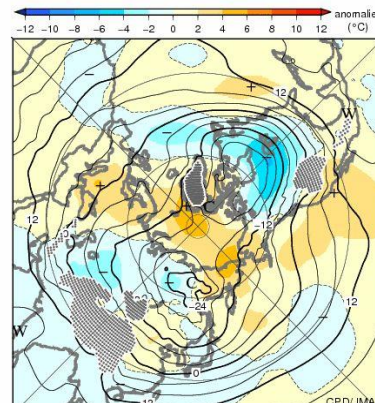
対流圏上層の偏西風（第 2.3.5 図）は、亜熱帯ジェット気流が、平年の位置と比べて中国南部で北偏し、日本付近から太平洋中部にかけては平年の位置と比べて南偏した。



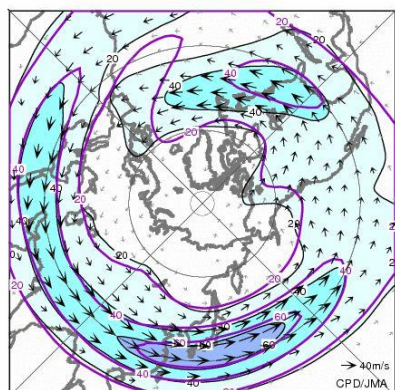
第2.3.2図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2013年12月～2014年2月）等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



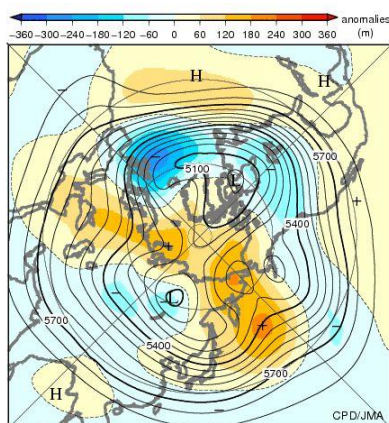
第2.3.3図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2013年12月～2014年2月）等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3.4図 3か月平均850hPa気温・平年偏差（2013年12月～2014年2月）等値線は850hPa気温を表し、間隔は4°C。陰影は平年偏差を表す。波状の陰影は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3.5図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル（2013年12月～2014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20m/s。



第2.3.6図 月平均500hPa高度・平年偏差（2014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。

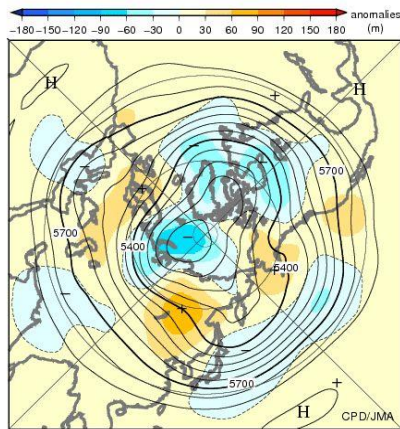
2.3.3 春 (2014年3~5月)

500hPa 高度 (第 2.3.7 図) では、極うずは平年より強く、極域は負偏差となった。ヨーロッパでは概ね正偏差だったが、5 月は南東部を中心に負偏差となった (第 2.3.11 図)。中央シベリアは明瞭なリッジとなった。日本付近から太平洋中部にかけて負偏差となった。

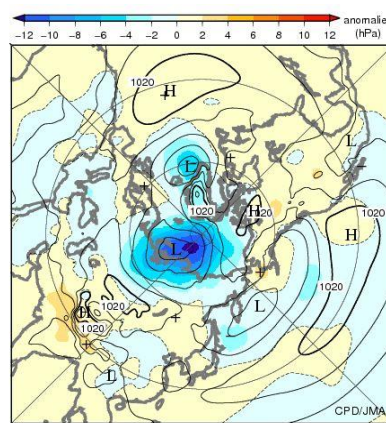
海面気圧 (第 2.3.8 図) は、極域で明瞭な負偏差となった。アイスランド低気圧は平年より強かった。日本付近は南で正偏差、北で負偏差だった。

対流圏下層の気温 (第 2.3.9 図) は、ユーラシア大陸では広く高温偏差となり、特にヨーロッパ北部からカスピ海付近、中央シベリアで顕著だった。一方、北太平洋西部から中部にかけての地域とカナダでは低温偏差となった。

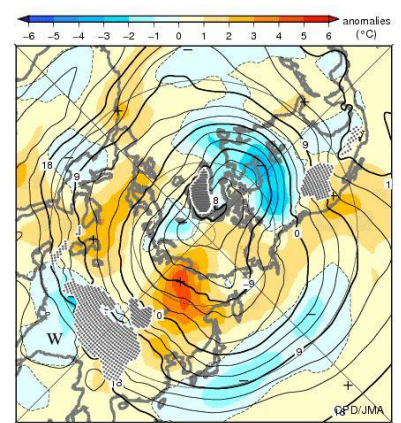
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.10 図) は、西アジアと太平洋西部から中部にかけての地域では亜熱帯ジェット気流が平年の位置と比べて南偏した。ユーラシア大陸では寒帯前線ジェット気流が明瞭だった。



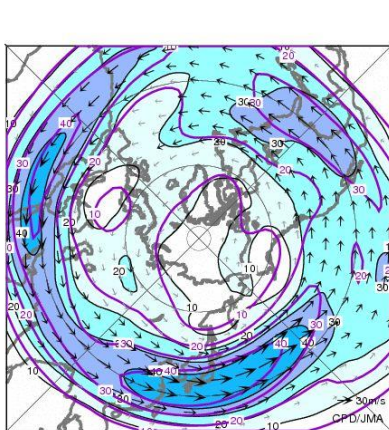
第2.3.7図 3か月平均500hPa高度・年
偏差 (2014年3~5月)
等値線は500hPa高度を表し、間隔は
60m。陰影は年偏差を表す。



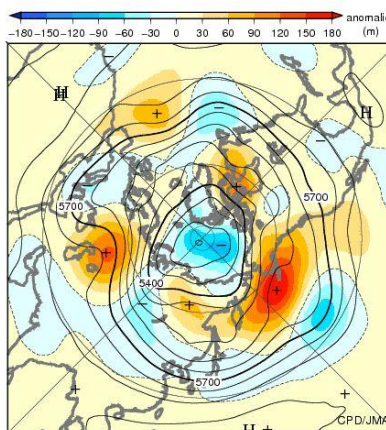
第2.3.8図 3か月平均海面気圧・年
偏差 (2014年3~5月)
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。
陰影は年偏差を表す。



第2.3.9図 3か月平均850hPa気温・年
偏差 (2014年3~5月)
等値線は 850hPa 気温を表し、間隔は
3°C。陰影は年偏差を表す。波状の
陰影は標高が 1600m 以上の領域を表
す。



第2.3.10図 3か月平均200hPa風速・風
ベクトル (2014年3~5月)
矢印は風向・風速を表す。等値線は風
速を表し、間隔は 10m/s。紫線は年平
値で間隔は 10m/s。



第2.3.11図 月平均500hPa高度・年
偏差 (2014年5月)
等値線は 500hPa 高度を表し、間隔は
60m。陰影は年偏差を表す。

2.3.4 夏（2014年6～8月）

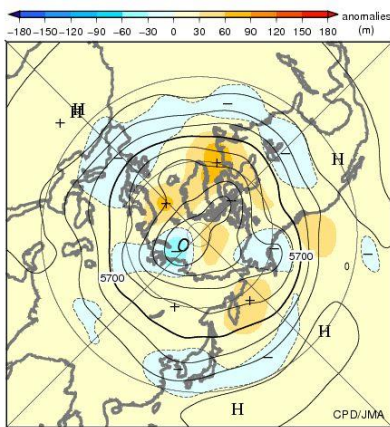
500hPa 高度（第 2.3.12 図）は、カナダ東部からヨーロッパ北部、シベリアからベーリング海で正偏差、ヨーロッパ西部、日本付近、米國中・東部で負偏差となった。

海面気圧（第 2.3.13 図）は、極域では概ね正偏差となった。ヨーロッパと日本付近は負偏差となった。太平洋高気圧は日本の南東海上を除いて平年より弱かった。8 月の日本付近の太平洋高気圧は、本州の南東海上で強い一方、本州付近では西への張り出しが弱かった（第 2.3.16 図）。このた

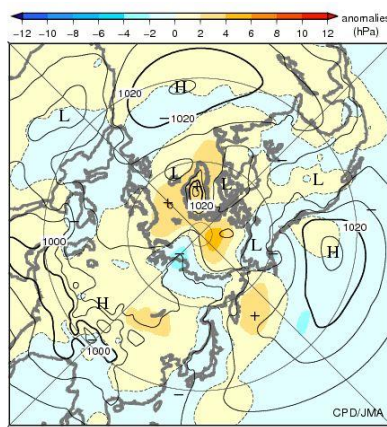
め、日本付近は南からの暖かく湿った気流の影響を受ける状態が続き、西日本を中心に広い範囲で多雨・寡照となるとともに、全国各地で大雨となった（詳細は第 3.2 節を参照）。

対流圏下層の気温（第 2.3.14 図）は、カスピ海付近、シベリア、カナダ北部では高温偏差、ヨーロッパ西部、西シベリア、中国東部から西日本、米國中・東部で低温偏差となった。

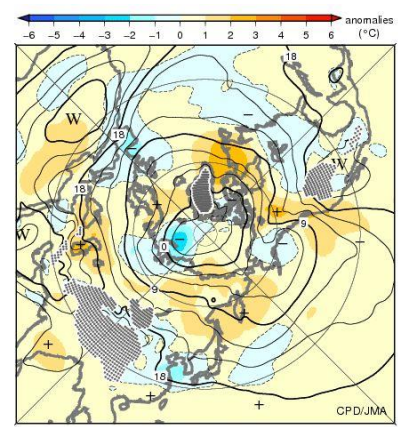
対流圏上層の偏西風（第 2.3.15 図）については、中国東部から日本付近にかけてと北米において亜熱帯ジェット気流が平年の位置と比べて南偏した。



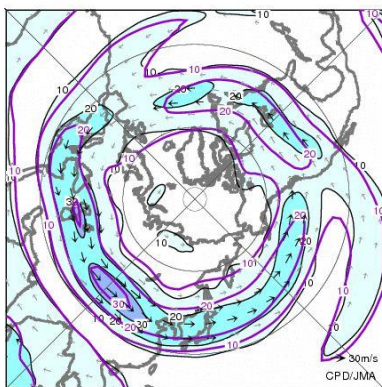
第2.3.12図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2014年6～8月）
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



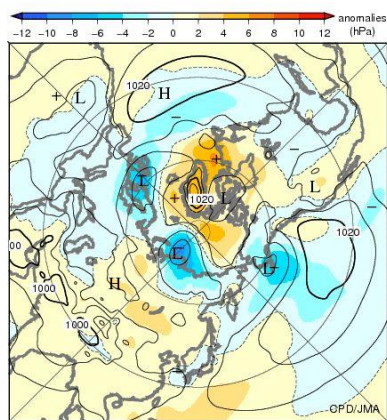
第2.3.13図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2014年6～8月）
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3.14図 3か月平均850hPa気温・平年偏差（2014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。波状の陰影は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3.15図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル（2014年6～8月）
矢印は風向・風速を表す。等値線は風速を表し、間隔は10m/s。紫線は平年値で間隔は10m/s。



第2.3.16図 月平均海面気圧・平年偏差（2014年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。

2.3.5 秋 (2014年9~11月)

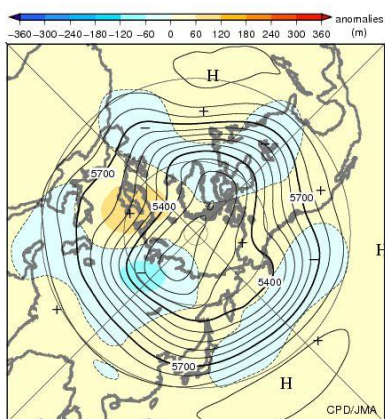
500hPa 高度 (第 2.3.17 図) は、ヨーロッパ北部からロシア西部で正偏差、西・中央シベリア、太平洋北部で負偏差となった。ヨーロッパ北部からロシア西部の正偏差は期間を通じて現れやすく、特に 11 月に顕著となった (第 2.3.21 図)。

海面気圧 (第 2.3.18 図) は、ヨーロッパ北部からロシア西部、日本の本州付近、北米北西部で正偏差となった。ヨーロッパ西・中部、シベリア、

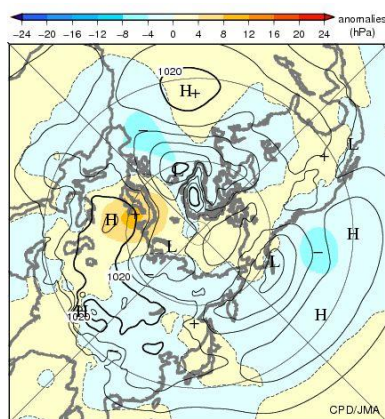
北米東部は負偏差となった。アリューシャン低気圧とアイスランド低気圧は平年より強かった。

対流圏下層の気温 (第 2.3.19 図) は、ヨーロッパ、東アジア、東シベリアから北米西部では高温偏差、中央シベリアから中央アジア、北米東部で低温偏差となった。

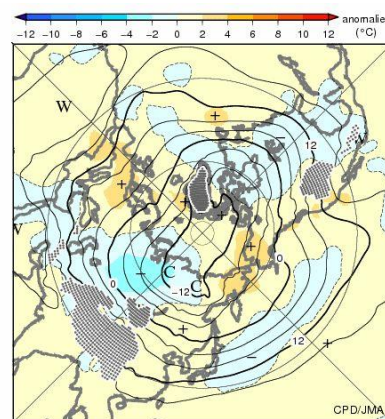
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.20 図) は、太平洋東部では平年の位置と比べて南偏し、北米北東部では平年より強かった。



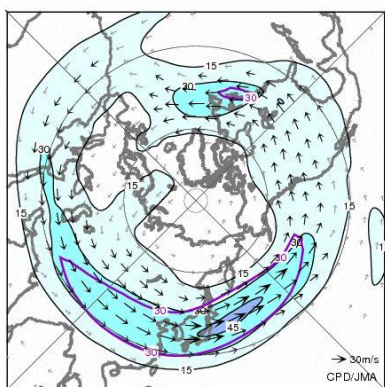
第2.3.17図 3か月平均500hPa高度・平年偏差 (2014年9~11月)
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



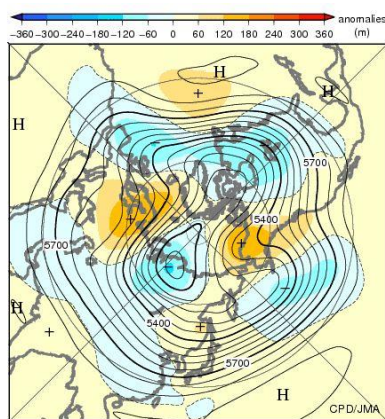
第2.3.18図 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2014年9~11月)
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3.19図 3か月平均850hPa気温・平年偏差 (2014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。波状の陰影は標高が1600m以上の領域を表す。



第2.3.20図 3か月平均200hPa風速・風ベクトル (2014年9~11月)
矢印は風向・風速を表す。等値線は風速を表し、間隔は15m/s。紫線は平年値で間隔は30m/s。



第2.3.21図 月平均500hPa高度・平年偏差 (2014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

西部太平洋赤道域では1月から2月にかけて強い西風偏差となった。これに伴い海洋表層の暖水域が東へ拡大し、春以降の太平洋赤道域の海面水温はほぼ全域で正偏差となった。夏にはエルニーニョ現象が発生したが、夏以降の熱帯の大気循環と対流活動にはエルニーニョ現象時に現れやすい特徴が明瞭には現れていなかった。夏のアジアモンスーンに伴う対流活動は7月を除いて平年と比べて不活発だった。

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 熱帯循環指数の推移

第2.4.1表と第2.4.1図に熱帯の大気循環に関する指数の2014年の推移を示す。

南方振動指数(SOI)は、2014年6月まで概ね正の値(貿易風が平年より強い)で推移したが、7

月以降は負の値(貿易風が平年より弱い)となった。

OLR 指数について、フィリピン付近(OLR-PH)では正の値(対流活動が平年より活発)と負の値(対流活動が平年より不活発)が交互に現れた。インドネシア付近(OLR-MC)では冬の後半から春まで負の値、夏は概ね平年に近い値で推移し、秋は負の値が持続した。日付変更線付近(OLR-DL)は春頃に正の値となったが、8月以降は負の値が現れやすかった。

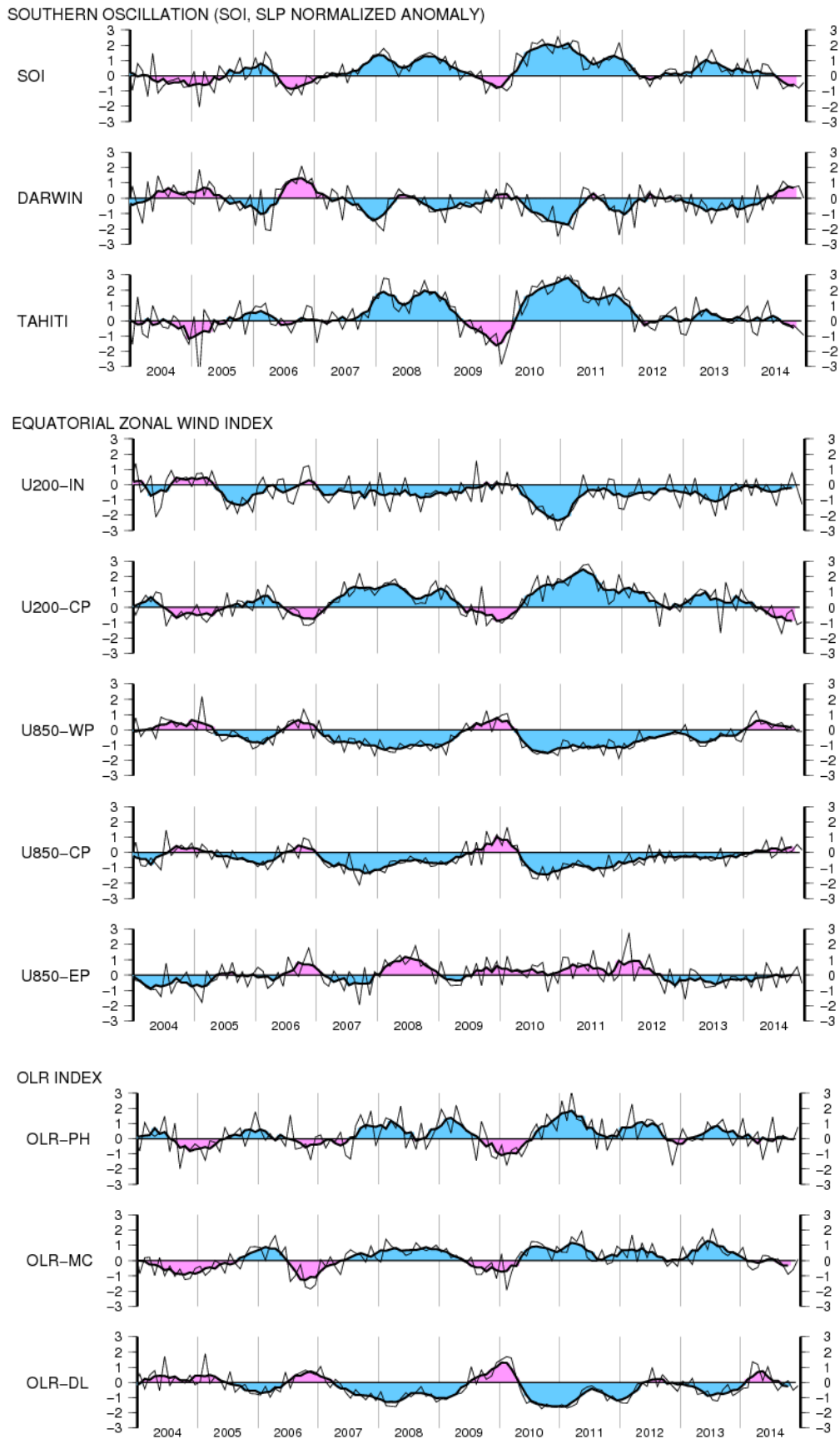
赤道東西風指数は、インド洋の上層(U200-IN)では負の値となりやすかった。太平洋中部の上層(U200-CP)で春頃に正の値(西風偏差)から負の値(東風偏差)が現れやすい状態に変化した。太平洋西部の下層(U850-WP)は概ね正の値で推移したが、値は次第に低下した。太平洋中部の下層(U850-CP)と東部の下層(U850-EP)では正負の値が交互に現れた。

第2.4.1表 熱帯の大気及び海洋の監視指数¹(2013年12月~2014年12月)(2014年以降のOLR指数は速報値)

	南方振動指数			OLR指数			赤道東西風指数				
	SOI	DARWIN	TAHITI	OLR-PH	OLR-MC	OLR-DL	U200-IN	U200-CP	U850-WP	U850-CP	U850-EP
2013年12月	0.1	0.2	0.5	0.1	0.4	-0.7	-0.4	1.2	-0.8	-0.1	-0.4
2014年1月	1.1	-1.6	1.0	1.4	0.9	-0.4	0.3	0.5	0.0	-0.3	0.0
2014年2月	0.0	-0.7	-0.7	-0.5	-0.3	-0.3	-0.7	0.1	0.8	0.1	-0.8
2014年3月	-0.9	0.9	-1.0	0.0	-0.6	1.3	0.4	-0.3	1.2	0.0	0.2
2014年4月	0.8	-0.8	0.5	0.5	-0.5	1.2	-0.5	0.1	0.4	0.0	-1.1
2014年5月	0.7	0.3	1.3	-1.4	0.3	0.1	0.0	-0.5	0.5	0.8	0.8
2014年6月	0.2	-0.3	-0.1	-0.1	0.3	1.0	-0.5	0.1	0.1	-0.4	0.1
2014年7月	-0.2	0.4	0.2	1.4	0.1	0.0	-1.4	-0.8	0.4	-0.1	-0.8
2014年8月	-0.9	1.1	-0.2	-0.9	0.1	-0.5	0.0	-1.7	0.5	1.0	0.5
2014年9月	-0.6	0.8	-0.4	0.2	-0.3	-0.1	-0.3	-0.4	0.0	0.0	-0.5
2014年10月	-0.6	0.7	-0.3	0.0	-0.9	0.1	0.8	-0.2	0.3	0.1	0.0
2014年11月	-0.8	0.8	-0.6	-0.1	-0.6	-0.5	-0.2	-1.1	-0.1	0.5	0.5
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
定義領域/観測点	TAHITI - DARWIN	12.5°S 130°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 170-135°W	5°N-5°S 130-100°W
海面水温及び平年偏差(°C)											
	IOBW		NINO.WEST		NINO.4		NINO.3		NINO.1+2		
2013年12月	28.01	0.15	29.47	0.45	28.5	0.0	25.1	-0.1	22.9	0.0	
2014年1月	27.95	0.13	29.07	0.53	28.1	-0.2	25.3	-0.3	24.8	0.3	
2014年2月	28.12	0.09	28.87	0.55	28.3	0.2	25.5	-0.9	25.6	-0.4	
2014年3月	28.66	0.07	28.90	0.44	28.7	0.5	27.0	-0.1	26.0	-0.4	
2014年4月	29.28	0.24	29.19	0.27	29.0	0.5	27.7	0.2	25.5	0.0	
2014年5月	29.19	0.33	29.82	0.47	29.5	0.7	27.6	0.5	25.3	1.0	
2014年6月	28.34	0.32	30.19	0.69	29.3	0.5	27.2	0.7	24.4	1.5	
2014年7月	27.44	0.18	29.57	0.19	29.0	0.2	26.1	0.4	22.6	0.8	
2014年8月	27.14	0.24	29.58	0.32	29.1	0.4	25.3	0.2	21.8	0.9	
2014年9月	27.34	0.26	29.55	0.19	29.2	0.5	25.3	0.4	21.2	0.6	
2014年10月	27.91	0.40	29.58	0.12	29.2	0.5	25.6	0.6	21.6	0.6	
2014年11月	28.16	0.37	29.78	0.39	29.4	0.8	25.9	0.9	22.5	0.8	
2014年12月	28.19	0.33	29.37	0.35	29.3	0.8	26.0	0.8	22.9	0.0	
定義領域/観測点	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		

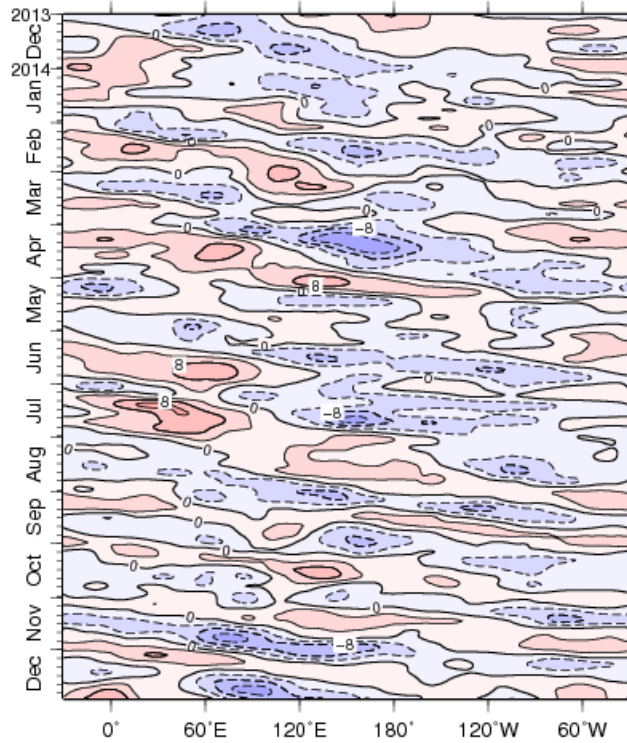
¹ 各監視指数の解説については以下を参照。

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

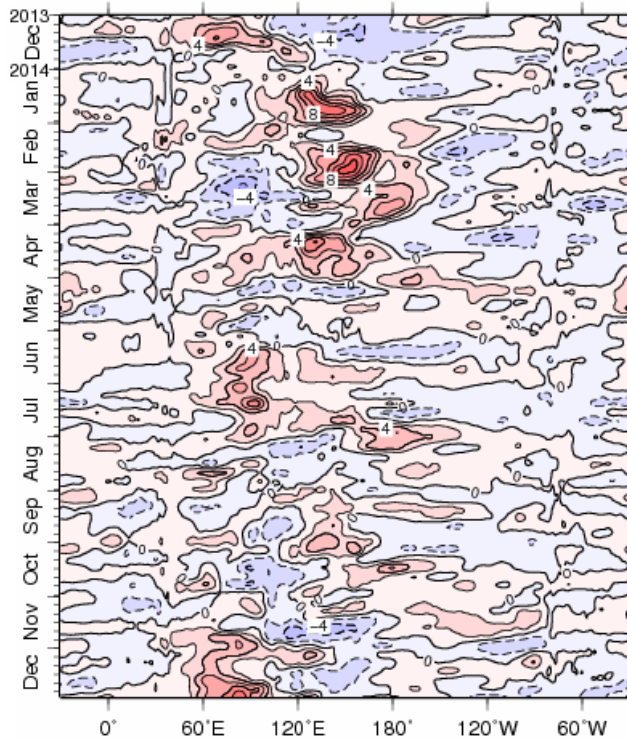


第 2.4.1 図 熱帯の大気の監視指数の推移 (2004 年 1 月～2014 年 12 月)

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 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 平均) の5日平均200hPa速度ポテンシャル
 年偏差の時間・経度断面図 (2013年12月~2014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 ($5^{\circ}\text{S}\sim 5^{\circ}\text{N}$ 平均) の5日平均850hPa東西風年偏差の時
 間・経度断面図 (2013年12月~2014年12月)
 等値線の間隔は $2\text{m}/\text{s}$ 。青色域は東風偏差、赤色域は西風偏差を示す。

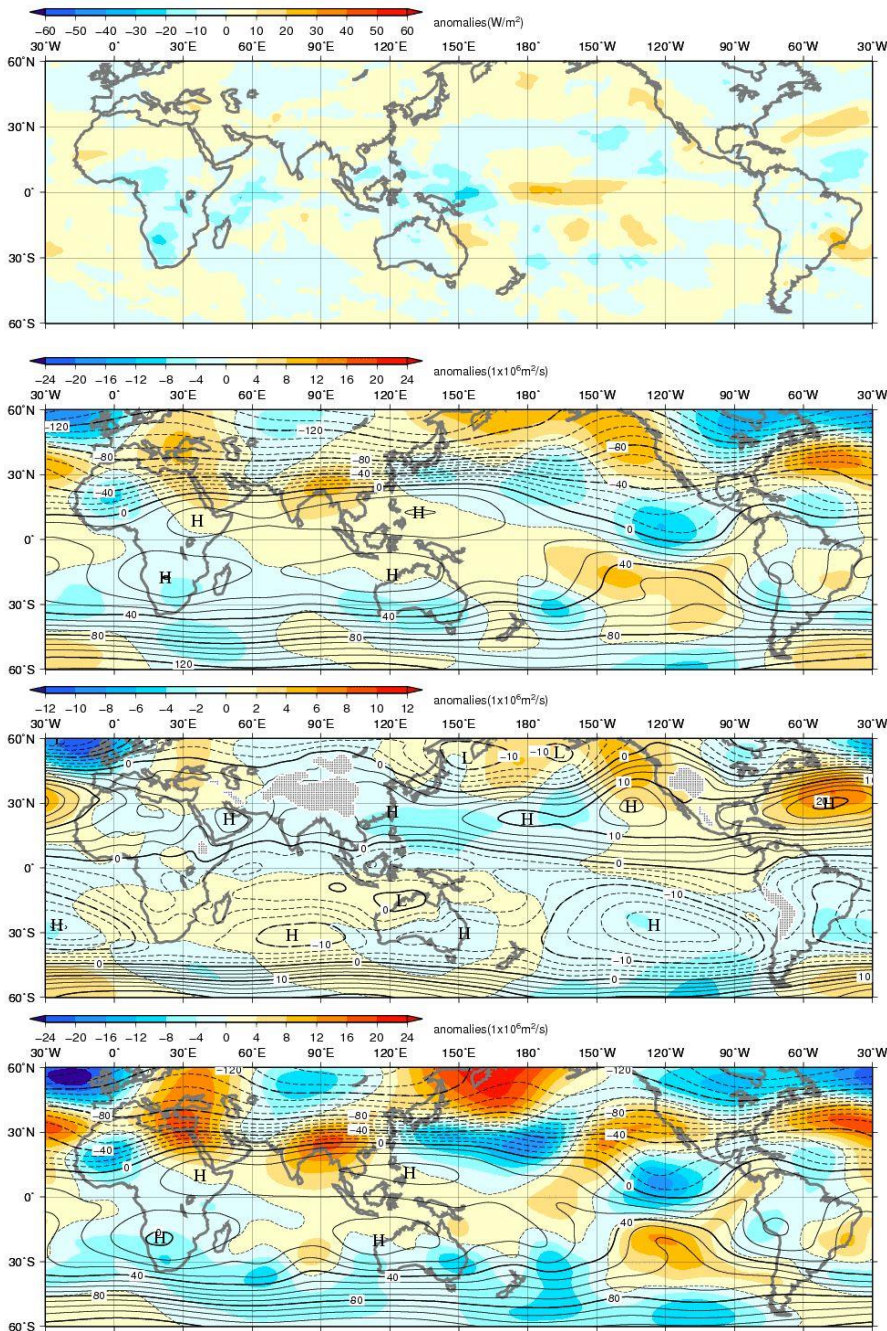
2.4.2 冬（2013年12月～2014年2月）

熱帯の対流活動（第2.4.4図）は、海洋大陸（インドネシア多島海）から太平洋西部、北大西洋、アフリカからインド洋西部で平年より活発、中部太平洋赤道域では不活発だった。

対流圏上層（第2.4.5図）では、ユーラシア大陸南部の亜熱帯ジェット気流に沿って波列パターンとなった。中国の南では高気圧性循環偏差となり、特に2月に明瞭だった（第2.4.7図）。本州の南海上からハワイ付近、北太平洋東部では低気圧

性循環偏差だった。対流圏下層（第2.4.6図）では、インド洋から太平洋西部にかけて赤道を挟んで対の低気圧性循環偏差となり、南シナ海からフィリピンの東海上で顕著だった。西部太平洋赤道域では、1月と2月に西風偏差が明瞭だった（第2.4.3図）。

赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は12月と2月にインド洋から太平洋西部にかけて東進が見られた（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 (2013年12月～2014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 (2013年12月～2014年2月)

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

第2.4.6図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2013年12月～2014年2月)

等値線は実況値を表し、間隔は $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、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2.4.7図 月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2014年2月)

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

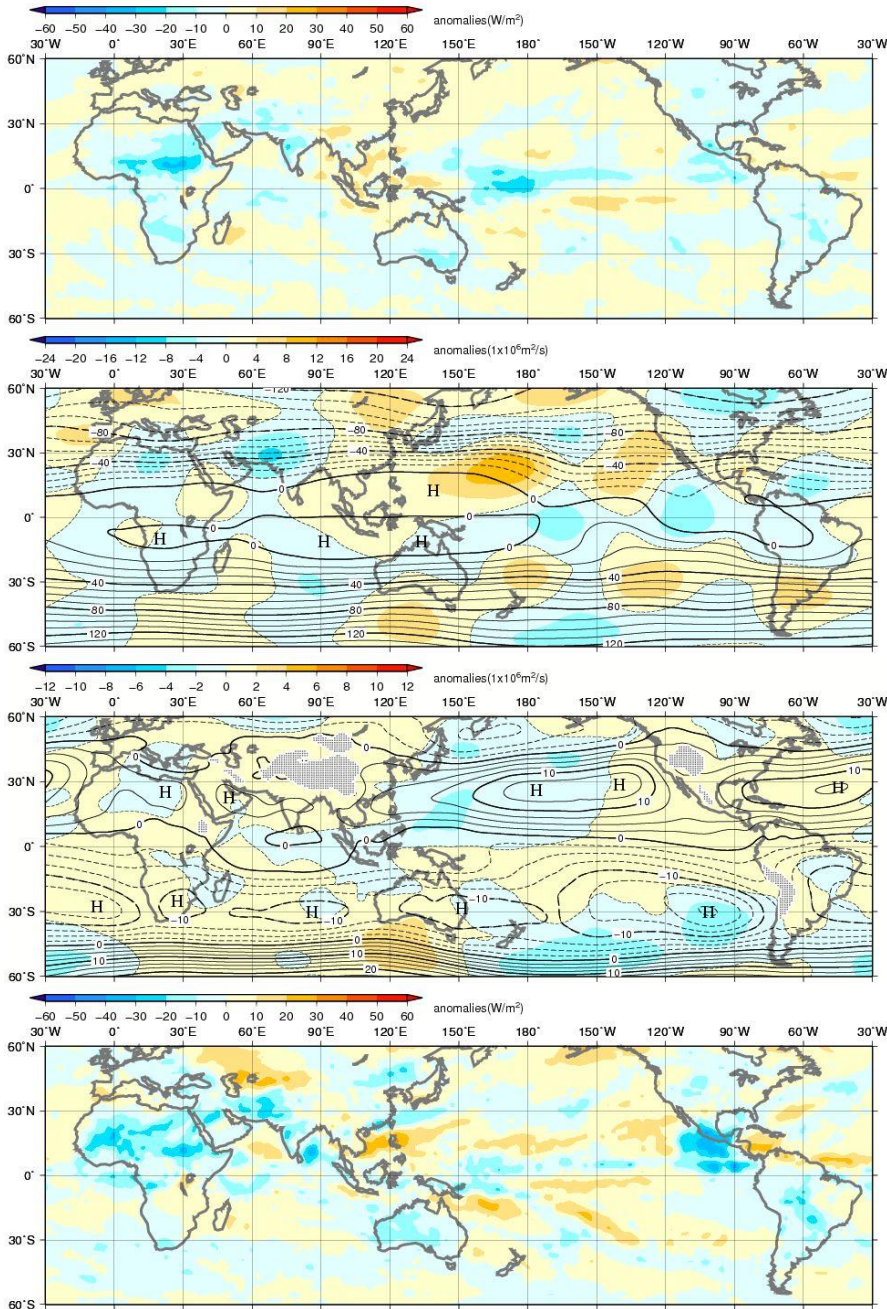
2.4.3 春 (2014年3~5月)

熱帯の対流活動 (第2.4.8図) は、アフリカ、インド洋中部、太平洋で平年より活発、海洋大陸、大西洋西部では不活発だった。特に5月(第2.4.11図) は、太平洋東部で対流活動が非常に活発だった。

対流圏上層 (第2.4.9図) では、南西アジアでは低気圧性循環偏差、中国付近では高気圧性循環

偏差となった。対流圏下層 (第2.4.10図) では、太平洋西部から中部で赤道を挟んで対の低気圧性循環偏差となった。西部太平洋赤道域では、冬に引き続いて西風偏差だったが5月に東風偏差が現れた (第2.4.3図)。

赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は4月には太平洋を中心に比較的ゆっくりと東進し、5月には比較的速く東進した (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 (2014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 (2014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 (2014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2.4.11図 月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2014年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。

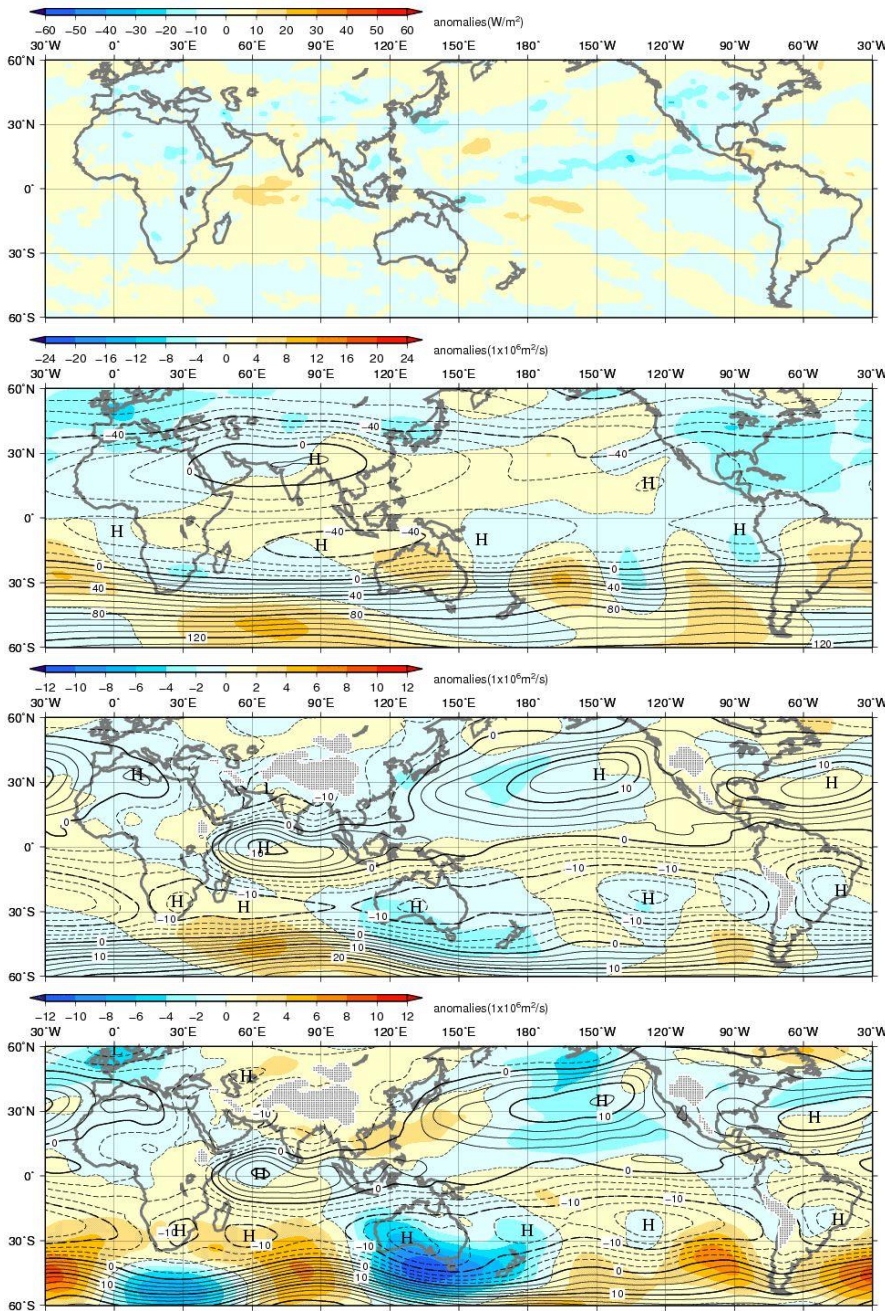
2.4.4 夏 (2014年6~8月)

熱帯の対流活動(第2.4.12図)は平年と比べて、海洋大陸付近や北太平洋中・東部の熱帯収束帯で活発、インド洋西部で不活発だった。

対流圏上層(第2.4.13図)では、チベット高気圧は全体として平年より弱かった。太平洋では高気圧性循環偏差となった。対流圏下層(第2.4.14図)では、北太平洋の高気圧性循環は全般に平年より弱かったが、8月は南シナ海から日本の南海

上で強かった(第2.4.15図)。インド洋から太平洋西部の赤道域では、6月から7月にかけては西風偏差だったが、8月は概ね東風偏差となった(第2.4.3図)。

赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は6月にインド洋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。7月から8月にかけては、比較的ゆっくりと東進し、8月は対流不活発な位相が太平洋西部に位置した(第2.4.2図)。



第2.4.12図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2014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 (2014年6~8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2.4.14図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2014年6~8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2.4.15図 月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2014年8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。

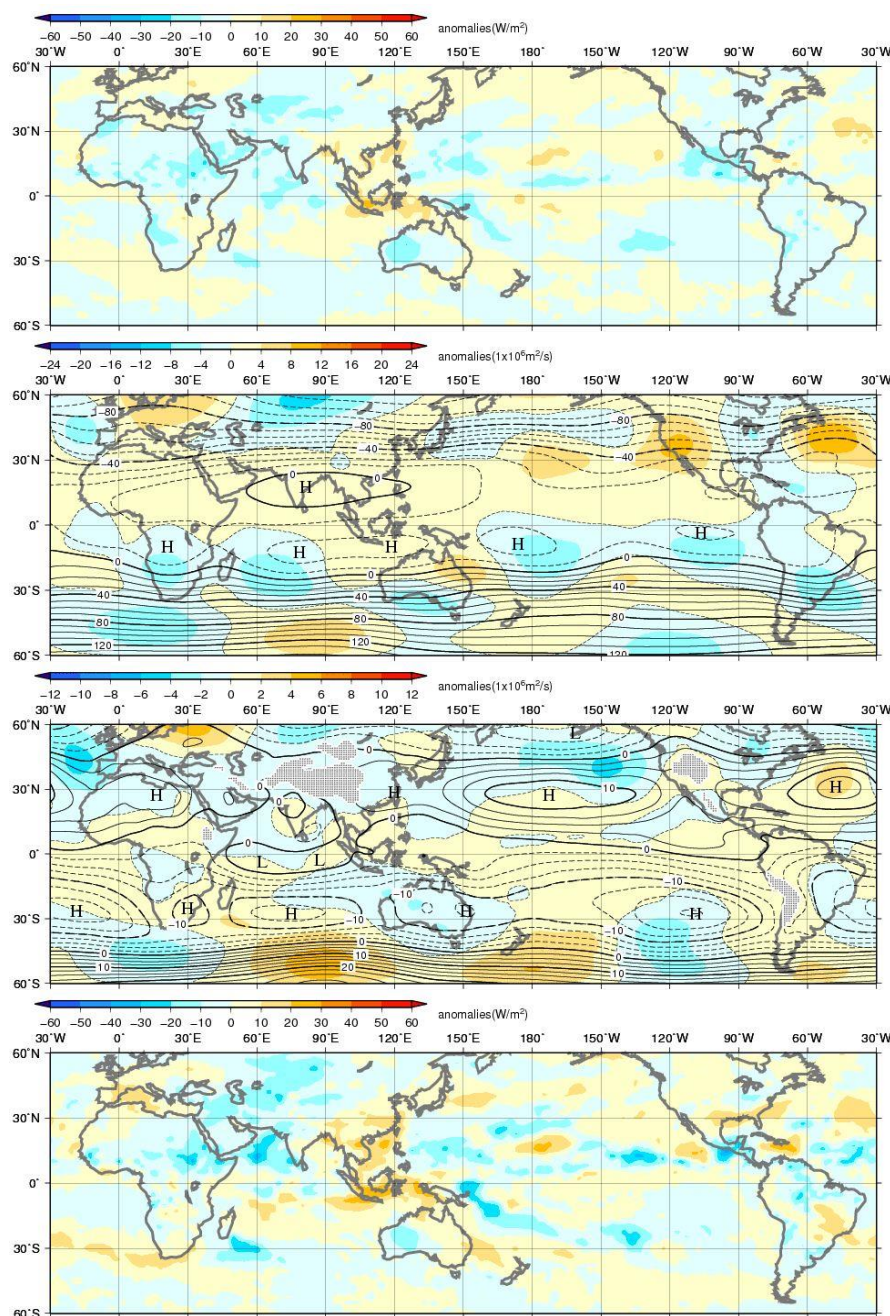
2.4.5 秋 (2014年9~11月)

熱帯の対流活動 (第2.4.16図) は、インド洋や太平洋の熱帯収束帯で平年より活発だった。海洋大陸付近では期間を通して不活発となり、特に10月に顕著だった (第2.4.19図)。

対流圏上層 (第2.4.17図) では、北インド洋からフィリピン付近の高気圧性循環は平年より強かった。太平洋中部から東部は高気圧性循環偏差、大西洋西部では低気圧性循環偏差となった。対流

圏下層 (第2.4.18図) では、インド洋西部の熱帯域で低気圧性循環偏差、インド付近と南シナ海では高気圧性循環偏差となった。太平洋中部から東部にかけての赤道域では11月に西風偏差となった (第2.4.3図)。

赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は11月後半に振幅の大きい対流活発な位相がインド洋を東進した (第2.4.2図)。



第2.4.16図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2014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 (2014年9~11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2.4.18図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2014年9~11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2.4.19図 月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2014年10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。

2.4.6 台風

2014年の台風の発生数は23個(平年値25.6個)で平年より少なかった(第2.4.2表)。7月までの発生数は平年を上回っていたが、8月の発生数が平年値(5.9個)を大幅に下回る1個だったため、年間発生数が平年より少なくなった。8月の台風発生数が少なかった要因として、北西太平洋の熱帯域で対流活動が平年より不活発であったことが考えられる。この対流活動の不活発化には、太平洋東部とインド洋の熱帯域で海面水温が平年より高く対流活動が活発であったことや、季節内振動に伴う対流不活発な位相が8月に太平洋西部に進んできたことが関連したと考えられる(詳細は第3.2.5項を参照)。

2014年の日本への台風の接近数は平年並の12個(平年値11.4個)だった。

日本に上陸した台風は第8号、第11号、第18号及び第19号の4個(平年値2.7個)だった(第2.4.20図)。

第2.4.2表 2014年の台風一覧

番号	呼名	台風期間 ¹⁾ (UTC)	階級 ²⁾	最大風速 (knots) ³⁾
T1401	Lingling	1/18 - 1/19	TS	35
T1402	Kajiki	1/31 - 2/1	TS	35
T1403	Faxai	2/28 - 3/5	TY	65
T1404	Peipah	4/5 - 4/5	TS	35
T1405	Tapah	4/28 - 4/30	STS	50
T1406	Mitag	6/11 - 6/11	TS	40
T1407	Hagibis	6/14 - 6/15, 6/17 - 6/17	TS	40
T1408	Neoguri	7/3 - 7/10	TY	100
T1409	Rammasun	7/12 - 7/19	TY	90
T1410	Matmo	7/17 - 7/25	TY	70
T1411	Halong	7/29 - 8/10	TY	105
T1412	Nakri	7/29 - 8/3	STS	55
T1413	Genevieve	8/7 - 8/12	TY	110
T1414	Fengshen	9/6 - 9/10	STS	60
T1415	Kalmaegi	9/12 - 9/17	TY	75
T1416	Fung-wong	9/17 - 9/23	TS	45
T1417	Kammuri	9/24 - 9/30	STS	50
T1418	Phanfone	9/29 - 10/6	TY	95
T1419	Vongfong	10/3 - 10/13	TY	115
T1420	Nuri	10/31 - 11/6	TY	110
T1421	Sinlaku	11/28 - 11/30	TS	45
T1422	Hagupit	12/1 - 12/11	TY	115
T1423	Jangmi	12/28 - 12/30	TS	40

1) 台風期間は世界時(UTC)による

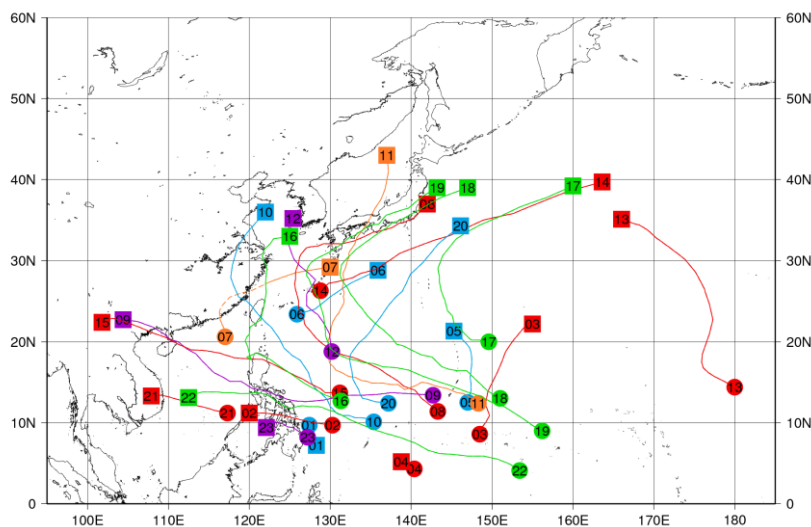
2) 最大風速による階級

TS: Tropical Storm

STS: Severe Tropical Storm

TY: Typhoon

3) 10分間平均した値



第2.4.20図 2014年の台風経路図

経路の両端の●と■は台風(第1号～第23号)の発生位置と消滅位置。数字は台風番号を示す。

2.5 海況

全球平均海面水温は 2014 年の春から平年より非常に高い状態が持続した。年平均した偏差は $+0.20^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した 1891 年以降最も大きな値となった。

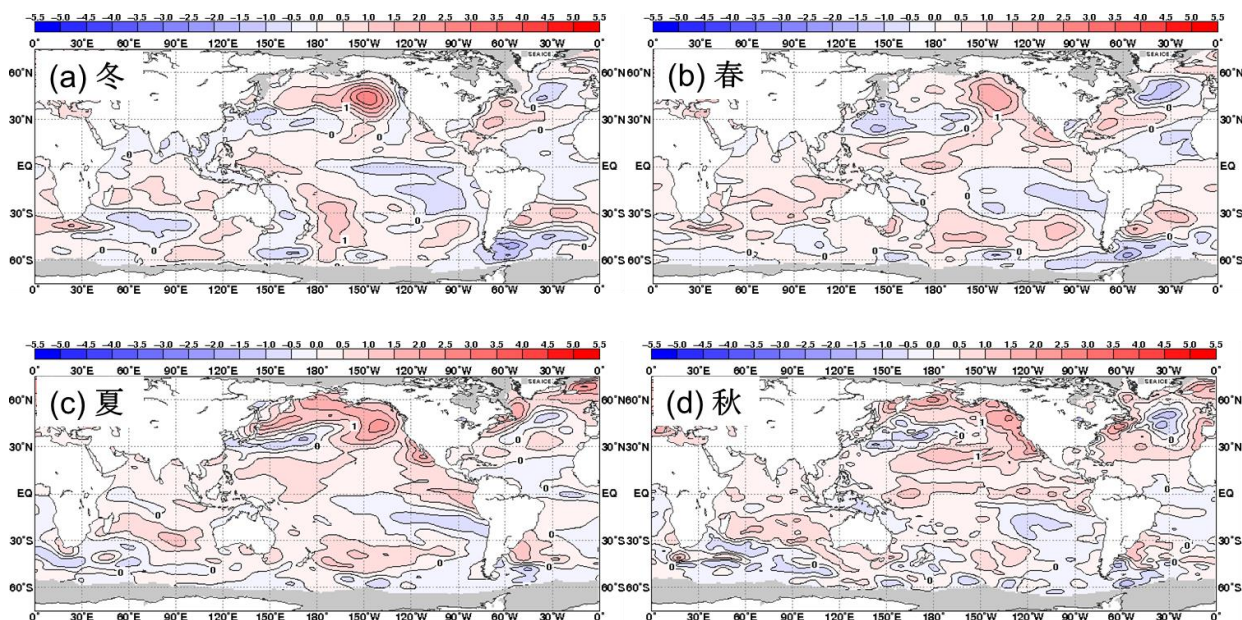
太平洋赤道域の海面水温は、2013/2014 年冬には西部で正偏差、中部から東部にかけて負偏差だった (第 2.5.1 図 (a))。春には日付変更線付近を中心にほぼ全域で正偏差となり (第 2.5.1 図 (b))、夏には東部で正偏差が強まった (第 2.5.1 図 (c))。秋にはほぼ全域で正偏差が強まった (第 2.5.1 図 (d))。

エルニーニョ監視海域の海面水温 (月別値) の基準値 (前年までの 30 年平均値) との差は、2014 年の 2 月に -0.8°C まで下降した後、上昇に転じて 6 月には $+0.8^{\circ}\text{C}$ に達した。その後 8 月に $+0.3^{\circ}\text{C}$ まで低下したものの、再び上昇に転じて 11 月には $+1.0^{\circ}\text{C}$ に達した (第 2.5.2 図)。5 か月移動平均では 6 月から $+0.5^{\circ}\text{C}$ を上回った状態が継続し、エルニーニョ現象が発生した。一方、南方振動指数は 2014 年 1 月に $+1.1$ 、3 月に -0.9 、4 月には $+0.8$ と

冬から春にかけては月毎に大きく変動した。その後 6 月まで正の値が続き、7 月以降は負の値で推移した (第 2.5.2 図)。

太平洋赤道域の海洋表層では冬から春にかけて暖水が東進し、春から夏の前半にかけて西部では負偏差が見られた (第 2.5.3 図)。その後、夏には東部で冷水が見られたものの、夏の後半から秋にかけて再び暖水が東進し、ほぼ全域で正偏差となった。

北太平洋では、夏から秋にかけて広い領域で顕著な正偏差が見られた。また、近年持続していた負の太平洋十年規模振動 (PDO)¹ に相当するパターンが不明瞭となり、PDO 指数はほぼ一年を通じて正となった。南太平洋では、冬から夏にかけてニュージーランド東方で顕著な正偏差、ほぼ一年を通してチリ沖から熱帯域中部にかけて負偏差が見られた。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た (第 2.5.1 図)。

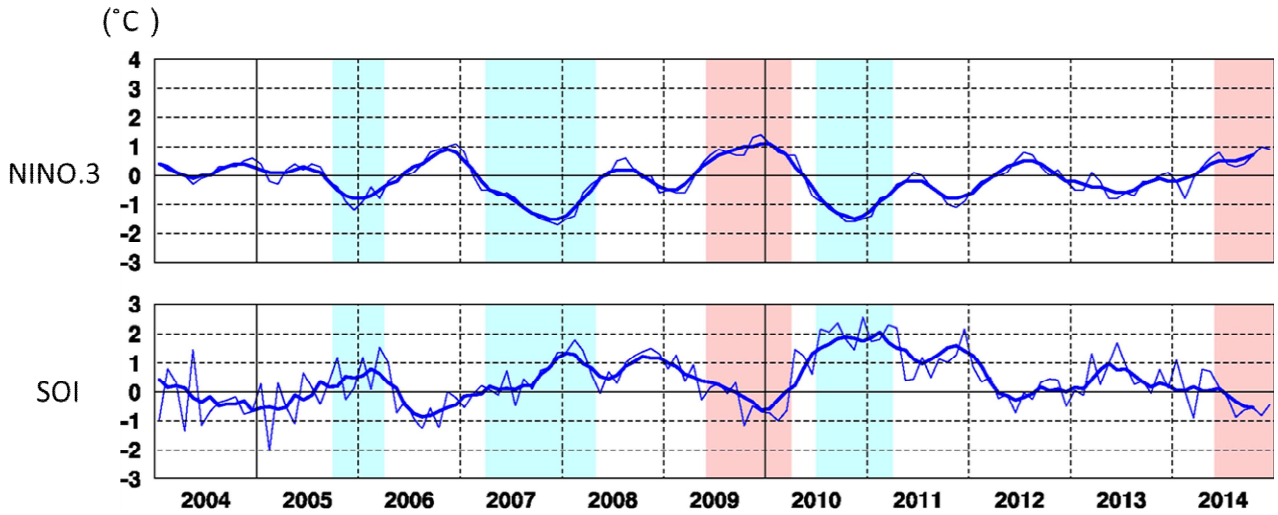


第 2.5.1 図 季節平均海面水温平年偏差図 (2014 年)

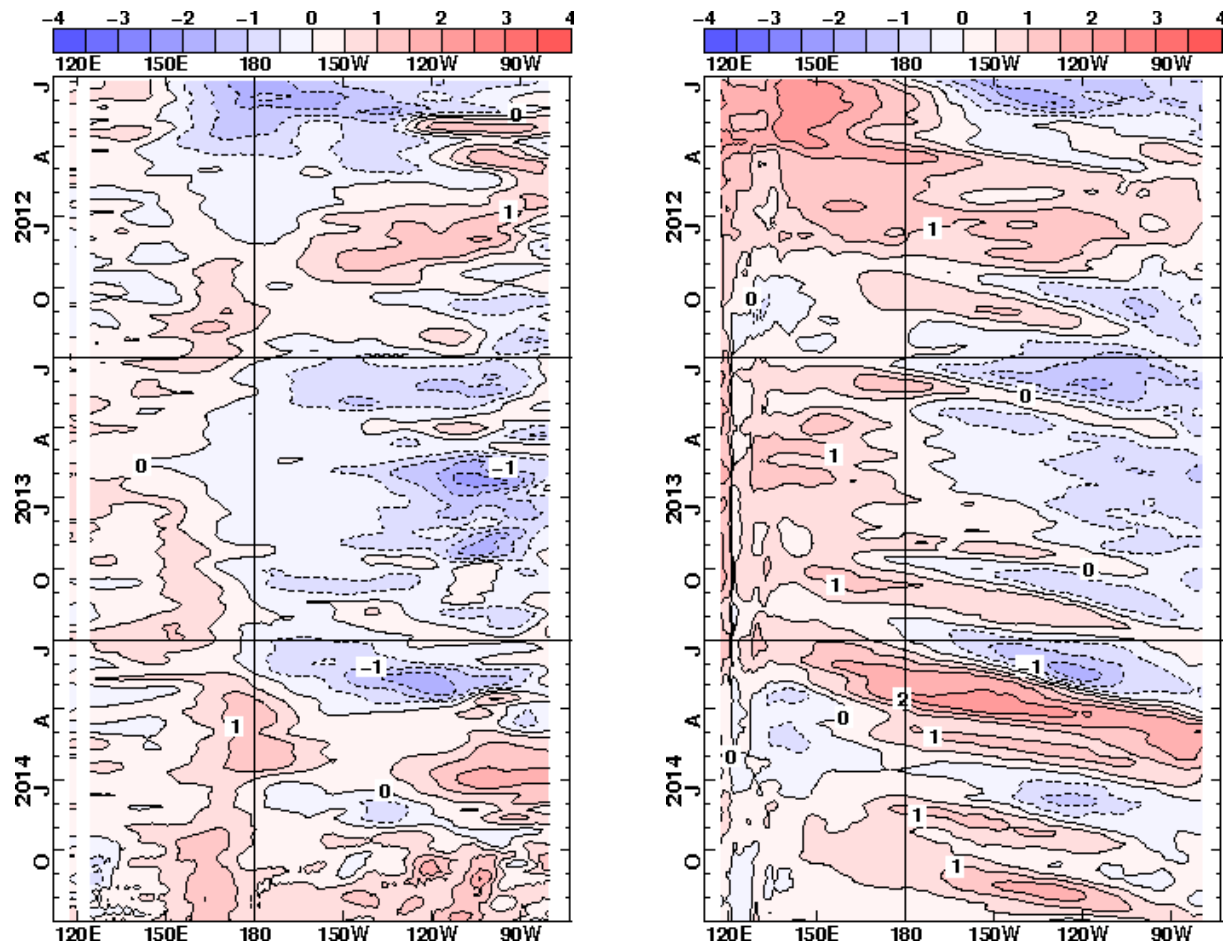
(a) 冬 (2013 年 12 月～2014 年 2 月)、(b) 春 (3～5 月)、(c) 夏 (6～8 月)、(d) 秋 (9～11 月)。等値線の間隔は 0.5°C 。灰色の陰影は海氷域を表す。

¹ PDO についての詳しい解説や診断は気象庁ホームページ「海洋の健康診断表 (太平洋十年規模振動 (PDO) 指数の変動)」

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



第 2.5.2 図 2004 年～2014 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 2012 年 1 月～2014 年 12 月の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

2013/2014 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が、アリューシャン高気圧が発達したことと関連して、カナダ側に偏った。この期間に大規模突然昇温は発生しなかったが、2014年2月から4月にかけては小規模突然昇温がたびたび発生した。また、冬季は北米において顕著な低温となり、その要因の1つとして、成層圏循環の変動が関連した可能性が考えられる（詳細については第3.1節を参照）。本節では、小規模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。

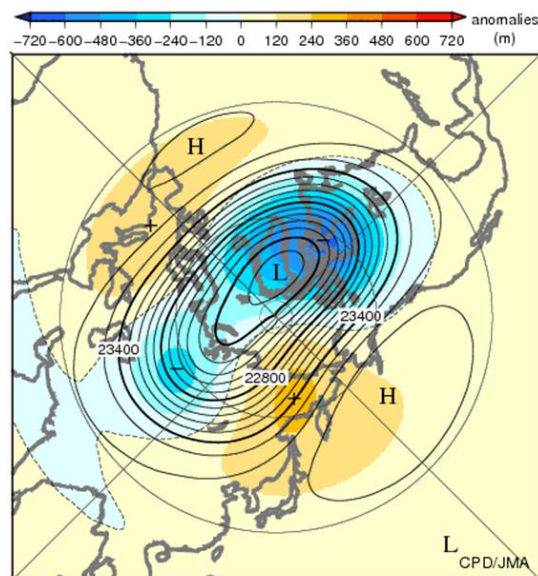
成層圏突然昇温は、冬季の極域成層圏の気温が数日間に数十℃以上も上昇する現象で、1952年にベルリン大学のシェルハーク (R. Scherhag) によって発見された。この現象は、対流圏に起源をもつプラネタリー波が成層圏に伝播し、そこで平均流を減速させることにより引き起こされることがわかっている (Matsuno 1971、塩谷 2002)。世界気象機関 (WMO) の定義 (WMO 1978) によると、突然昇温の発生は、成層圏の極付近で1週間に25℃以上の昇温がみられた場合とされている。この条件に加えて、帯状平均気温が極域に向かうほど高くなり、帯状平均東西風が (北半球の場合) 60°N 以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

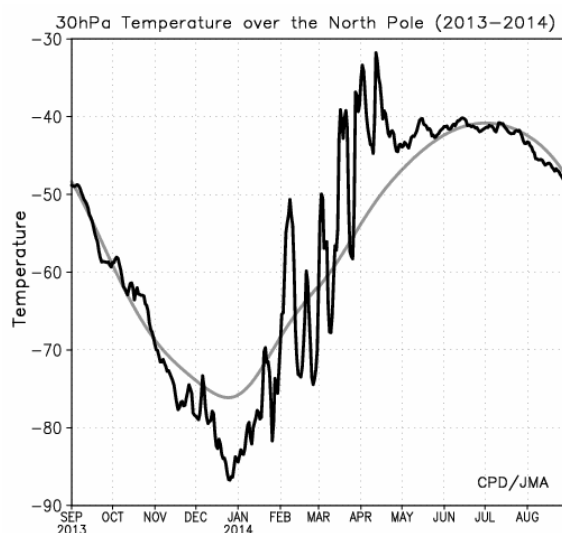
2013/2014 年冬平均 (12~2月) の30hPa 高度をみると、極うずは平年と比べて強く、その中心はカナダ側にずれた。アリューシャン高気圧が発達したことと関連して、東シベリア付近で正偏差が明瞭となった。北大西洋東部~ヨーロッパ付近にも高気圧が分布し、(東西) 波数2の偏差パターンが卓越した (第2.6.1図)。

冬の期間における30hPa 高度の月ごとの推移をみると、1月、2月に冬平均の循環場にみられる波数2の偏差パターンが明瞭となり、アリューシ

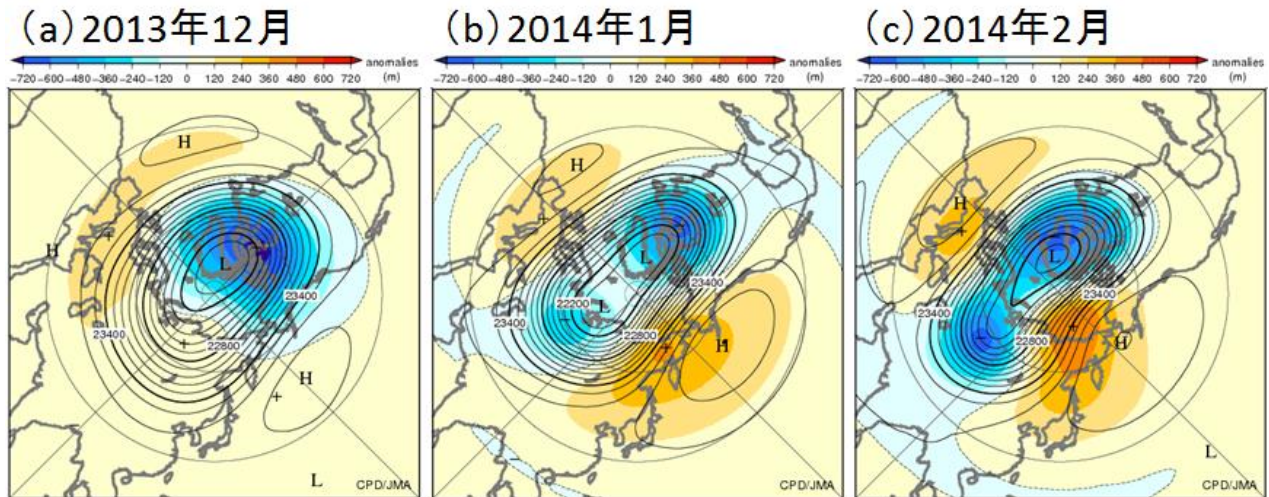
ン高気圧が発達した (第2.6.2図(b)と(c))。アリューシャン高気圧の発達と関連して、2月以降は極付近の気温がたびたび上昇し、2月前半に小規模突然昇温が発生した (第2.6.3図)。その後4月頃にかけても、アリューシャン高気圧の発達に関連して極域の気温が上昇しやすい状態が継続し、4~5月にかけては極域が昇温した状態で冬循環 (西風) から夏循環 (東風) に変わった (最終昇温、図略)。



第2.6.1図 2013/2014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2.6.3図 30hPa 高度における北極の気温の時系列 (単位: °C) 黒線は実況値、灰色線は平年値。



第 2.6.2 図 月平均 30hPa 高度（等値線）及び平年偏差（陰影）（単位：m）
 (a)2013 年 12 月、(b)2014 年 1 月、(c)2014 年 2 月。等値線間隔は 120m。

2.6.2 2014 年 2 月上旬の成層圏小規模突然昇温と循環場の推移

1 月上旬から 2 月下旬にかけての 30hPa 高度の推移を第 2.6.4 図に示す。1 月中旬までは、極うずはシベリア側とカナダ側で平年と比べて強かった（第 2.6.4 図(a)と(b)）。1 月下旬には、波数 1 のプラネタリー波の上方伝播（第 2.6.5 図(b)の赤線）に関連してアリューシャン高気圧が強まった（第 2.6.4 図(c)）。その後 2 月上旬にかけて、アリューシャン高気圧はさらに強まり（同図(d)）、これに関連して北極上空の気温は大きく上昇し（第 2.6.3 図）、小規模突然昇温が発生した。成層圏高緯度域では極夜ジェットの減速がみられたものの、西風から東風が変わったのは 10hPa よりも上空であり、大規模突然昇温には至らなかった（第 2.6.5 図(a)）。1 月の終わり頃から 2 月はじめ頃にかけて波数 2 のプラネタリー波が上方に伝播し（第 2.6.5 図(b)の青線）、2 月上旬から中旬にかけては波数 2 の高度偏差のパターンとなった（第 2.6.4 図(d)と(e)）。2 月中旬から下旬にかけては、アリューシャン高気圧は次第に弱まり、下旬には極うずが極付近でひとつにまとまるとともに強まった（同図(e)と(f)）。これに関連して、北極上空の気温は平年と比べて低い状態となった（第 2.6.3 図）。

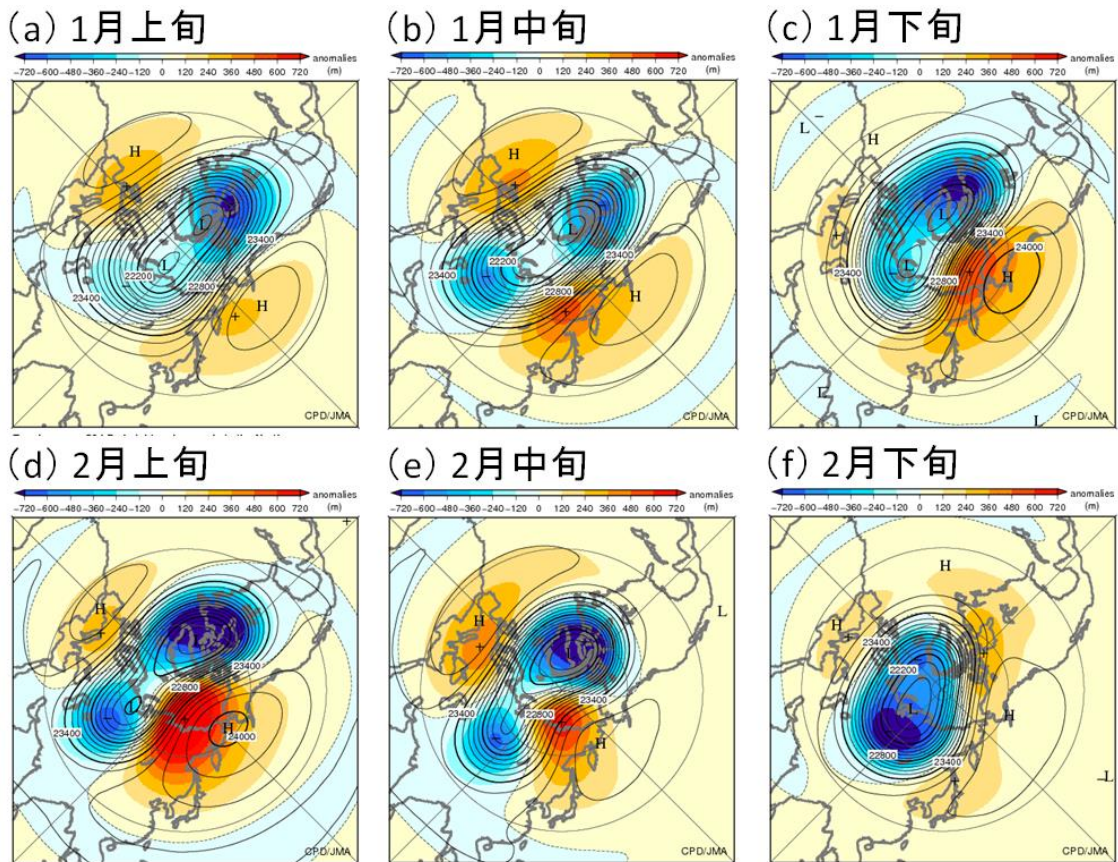
2.6.3 プラネタリー波の上方伝播とアリューシャン高気圧の増幅

アリューシャン高気圧が増幅した 1 月中旬から下旬にかけての期間における、対流圏・成層圏での高度場の鉛直構造をみると、東シベリアからベーリング海にかけては高度とともに位相が西に傾くトラフ（第 2.6.6 図）と対応してプラネタリー波が上方伝播しており（第 2.6.7 図(b)）、成層圏におけるアリューシャン高気圧の増幅に寄与したと考えられる。対流圏では、東シベリアから北太平洋中部にかけて、トラフ（第 2.6.7 図(a)の”L”）が分布し、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示唆される。一方、120°W より東側ではプラネタリー波が下方伝播し（第 2.6.6 図、第 2.6.7 図(b)）、北米東部のトラフを強化し、対流圏循環に影響を及ぼしているようにみえる。このことについては、第 3.1 節で詳しく述べる。

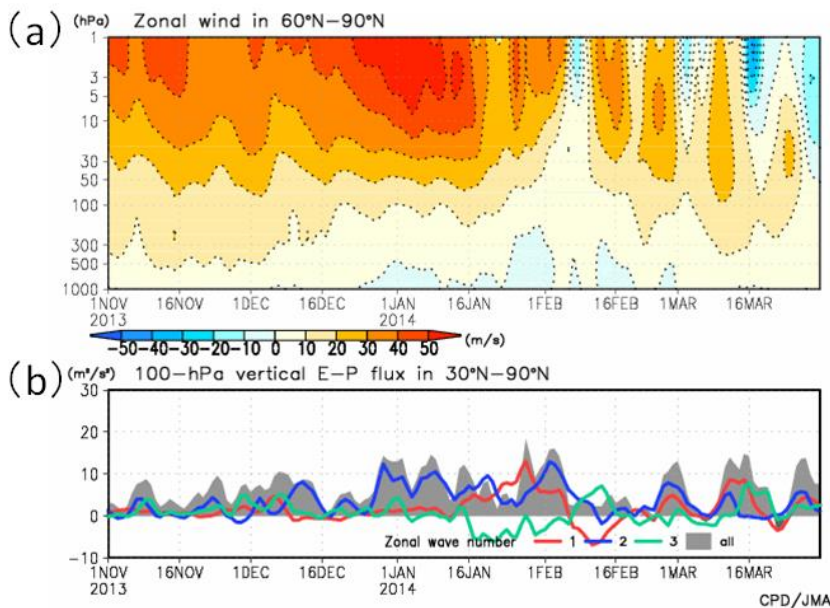
参考文献

- 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, 520pp.
- Matsuno, T., 1971: A dynamical model of stratospheric sudden warming. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.

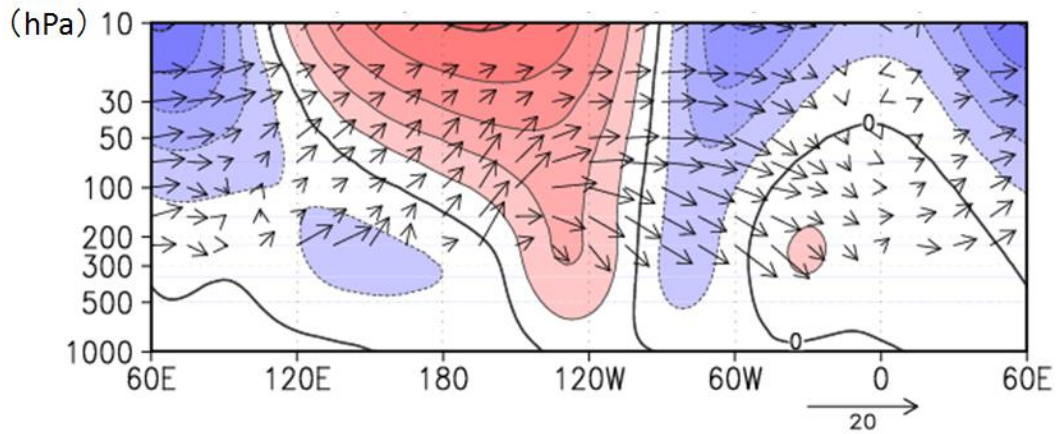
WMO, 1978: Abridged final report of Commission for Atmospheric Sciences. *WMO Rep.*, 509, 113pp.



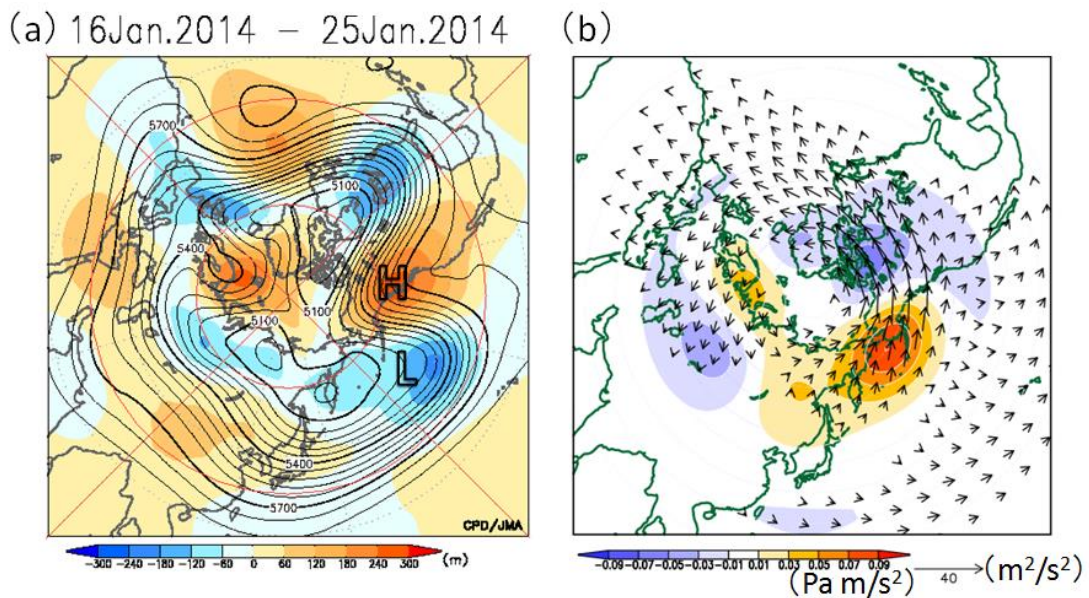
第 2.6.4 図 旬平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影) (単位: m)
 (a)2014 年 1 月上旬、(b)1 月中旬、(c)1 月下旬、(d)2 月上旬、(e)2 月中旬、(f)2 月下旬。等値線間隔は 120m。



第 2.6.5 図 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。(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 2014 年 1 月 16 日～25 日平均場における 40°N～80°N で平均した高度の帯状平均からの差(等値線; 200m 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
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 $Pa \cdot m/s^2$ 。



第 2.6.7 図 2014 年 1 月 16 日～25 日平均場における (a) 500hPa 高度 (等値線) 及び年平均偏差 (陰影) と (b) 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: $Pa \cdot m/s^2$)
(a) の等値線間隔は 60m。

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、2014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。

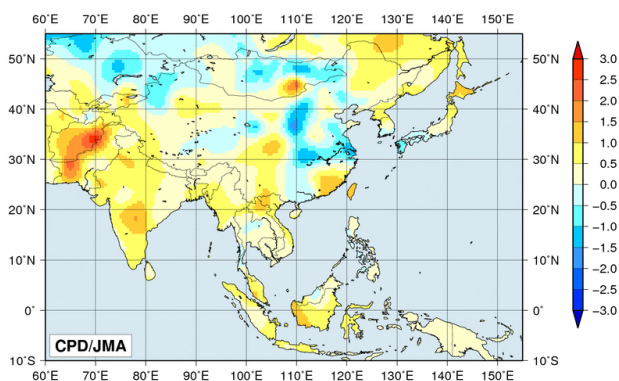
2.7.1 気温と降水量

CLIMAT 報に基づく6~9月の4か月平均気温は、北海道、モンゴル南東部、中国南東部、インド中部、パキスタン西部で平年より1.0℃以上高く、中国東部とモンゴル北部で1.0℃以上低かった(第2.7.1図)。

同時期の4か月降水量は、北海道、西日本~中国南部、中国西部~パキスタン北部で平年の120%以上となり、朝鮮半島・中国北東部、モンゴル中部・北西部、中央アジア南部、パキスタン南部で平年の60%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、8月に西日本~中国南部とインド南西部で見られた。一方、異常少雨は7月にモンゴルで見られた(図省略)。

インド西部のマハーラーシュトラ州プネーでは、7月の月降水量が282mm(平年値165.3mm)で、こ



第2.7.1図 4か月平均気温平年差(°C)(2014年6~9月)データについては、第1.3.2項を参照。

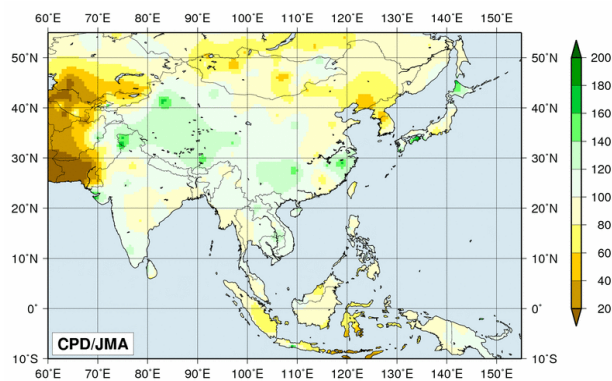
のうち約120mmが7月29日から7月30日の2日間で降り、この地域で地すべりにより150人以上が死亡したと伝えられた(インド政府)。8月上旬にはネパール東部で150人以上が、8月中旬にはネパール西部とインド北部でそれぞれ100人以上が、洪水や地すべりにより死亡したと伝えられた(国際連合人道問題調整事務所、欧州委員会、インド政府)。パキスタン北東部のシアールコートでは、9月の月降水量が567mm(平年値74.4mm)となり、このうち約370mmが9月4日から9月5日の2日間に降った。シアールコートの北から北東に広がるカシミール地方では、9月上旬に大雨により洪水や地すべりが発生し、インドとパキスタンで合計して650人以上が死亡したと伝えられた(インド政府、パキスタン政府)。

モンスーン期の死亡者数の合計は、それぞれの政府のまとめによると、インドで1,000人以上、ネパールで250人以上となった。

2.7.2 台風

6~9月の4か月間の台風の発生数は13個で(第2.4.2表)、平年の16.0個よりも少なかった。そのうち、5個は南シナ海を通過し、ベトナムや中国に接近又は上陸、3個がフィリピンを通過した。日本に上陸した台風は2個だった。

台風第9号により、フィリピン、ベトナム、中国で、それぞれ100人以上、20人以上、50人以上が死亡したと伝えられた(フィリピン政府、欧州委員会、中国政府)。



第2.7.2図 4か月降水量平年比(%) (2014年6~9月)データについては、第1.3.2項を参照。

2.7.3 対流活動と大気循環

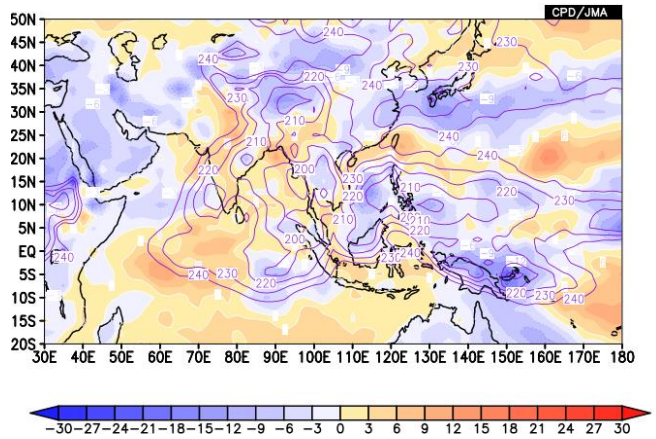
夏季モンスーン期における対流活動（第 2.7.3 図）は、南シナ海南部、西日本周辺で平年より活発、インド洋赤道域の西部から中部、インド、ベンガル湾、台湾周辺で不活発だった。夏季アジアモンスーン OLR 指数（第 2.7.1 表）を見ると、アジアモンスーンは 7 月を除いて平年より不活発だった。フィリピン周辺では、季節内変動が明瞭に見られ、7 月は対流活動が活発だったが 8 月に入ると急速に不活発になった。

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、フィリピンの東でモンスーントラフが明瞭だった（第 2.7.4 図 (b)）。太平洋高気圧は本州付近への張り出しが弱く、西日本周辺では低温・多雨の傾向（詳細は第 3.2 節を参照）となる一方、8 月から 9 月にかけては日本の南海上で太平洋高気圧の勢力が強くなり、先島諸島や台湾では高温・少雨の傾向となった。北インド洋及びアジア南部における東西風の鉛直シアーは、7 月半ばに強まったが、8 月半ばには弱まった（第 2.7.5 図）。

第 2.7.1 表 夏季アジアモンスーン OLR 指数（2014 年 5～10 月）（速報値）

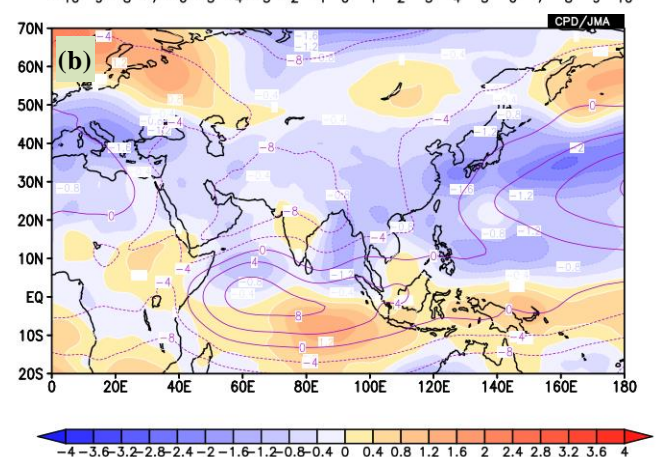
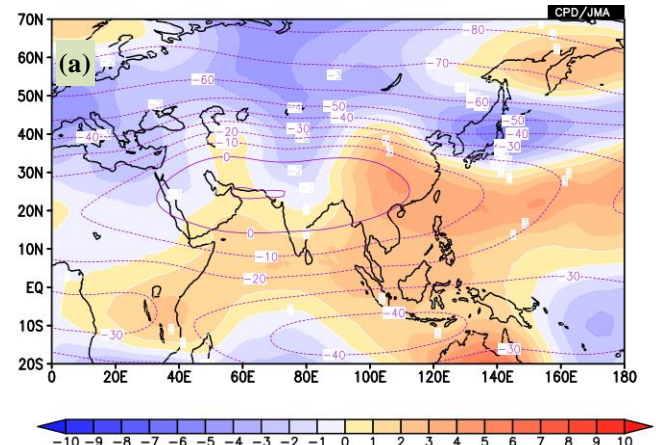
SAMOI (A) の正（負）の値はベンガル湾からフィリピン付近の対流活動が平年より活発（不活発）であることを示す。SAMOI (N) の正（負）の値は対流活発域の位置が平年と比べて北（南）偏したことを、SAMOI (W) の正（負）の値は西（東）偏したことを示す。SAMOI の詳細については第 1.4.3 項を参照。

	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
2014年5月	-0.5	-0.4	1.9
2014年6月	-0.4	-0.4	-0.6
2014年7月	1.5	0.3	-1.3
2014年8月	-0.6	-0.5	1.0
2014年9月	-0.1	-0.6	-0.9
2014年10月	-0.4	-0.2	-0.4



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 (2014 年 6～9 月)

等値線は実況値を表し、間隔は 10W/m^2 。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。



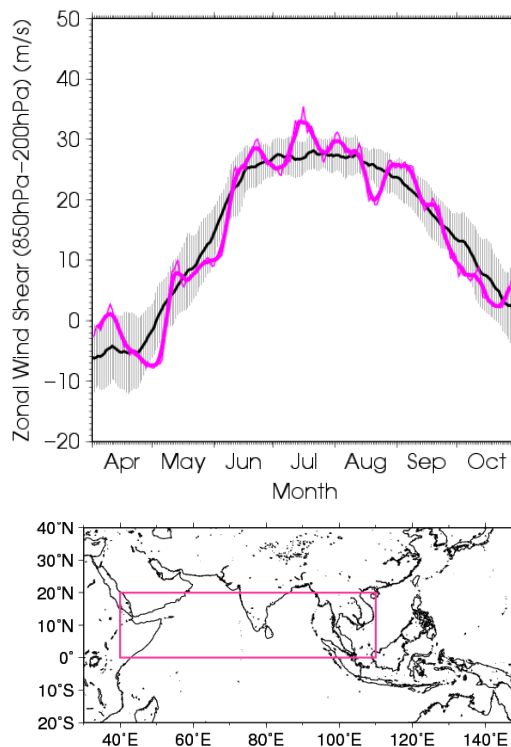
第 2.7.4 図 4 か月平均流線関数及び平年偏差 (2014 年 6～9 月)

(a) 200hPa、(b) 850hPa。等値線は流線関数（単位： m^2/s ）を表し、間隔は (a) $10 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b) $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。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。

月別に概観すると（第 2.7.6 図）、インドでは 6 月から 7 月にかけて南西モンスーンのオンセットが遅れ、北西部では例年より 1 か月程度遅いところもあった（インド気象局）。6 月の日本付近では梅雨前線が北上せず南海上に停滞したため、西日本日本海側の降水量は少なく、特に近畿地方では 1946 年以降で最も少ない記録となった。北西太平洋では 7 月は対流活動が活発で平年より多い 5 個の台風が発生したが、8 月は一転して対流活動が不活発となり北西太平洋や南シナ海での台風発生がなく（日付変更線の東側から進入したものを含めると 1 個）、1951 年以降で最も少ない記録となった。9 月上旬には、カシミール地方で、ベンガル湾から北西進したモンスーン低気圧に向かって大量の水蒸気が流れ込んで大雨となったため、洪水や地すべりが発生し、深刻な人的、経済的被害が発生した。

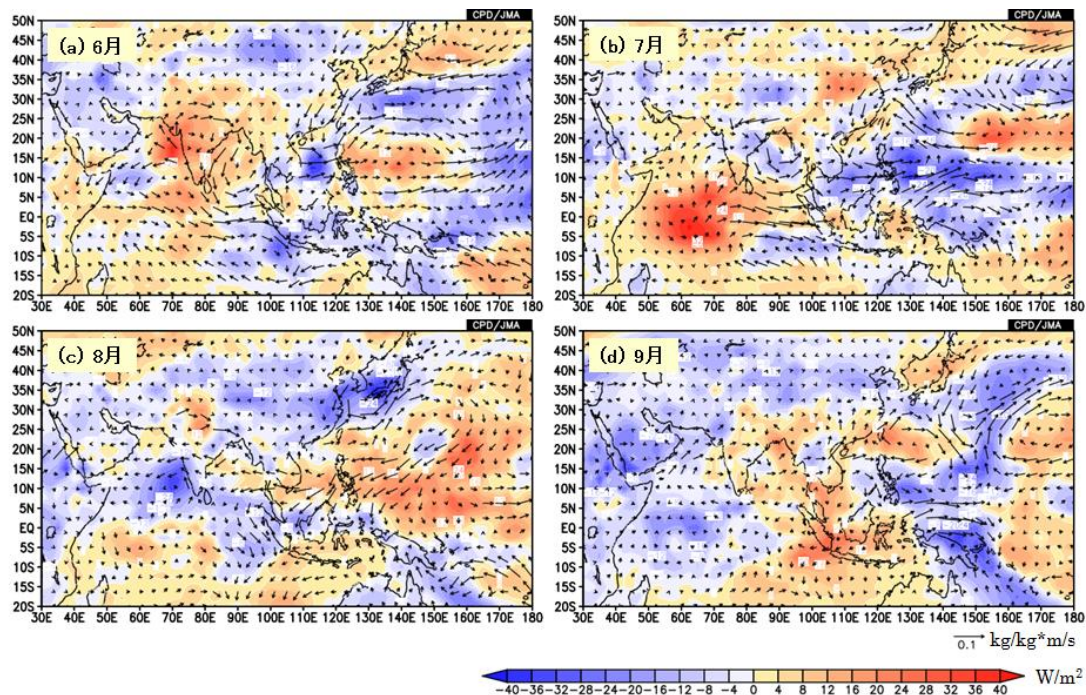
参考文献

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



第 2.7.5 図 東西風鉛直シア指数の推移（2014 年 4～10 月）

この指数は、北インド洋及びアジア南部（赤道～20°N、40°E～110°E：下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）。上図の細いピンク線は日平均値、太いピンク線は 7 日移動平均値を表す。黒線は平年値、灰色領域は±1 標準偏差の範囲を表す。



第 2.7.6 図 月平均 OLR 平年偏差及び 925hPa 水蒸気フラックス平年偏差

(a) 2014 年 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月、(d) 9 月。陰影は OLR 偏差、矢印は水蒸気フラックス偏差を表す。

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)。北極海の家氷の変動は、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。この節では、2014年の北極域の家氷の状況を、大気循環の特徴と合わせて記述する。

2.8.1 北極域の家氷域面積の経過

2014年の北極域の家氷域面積¹(第2.8.2図)は、年を通じて平年より小さい値であった。3月18日に年最大値(1519万km²)となり、その後、海氷域面積は減少に転じた。海氷域面積の減少速度は、6月に一時的に平年より大きくなったが、他の月はほぼ平年並のペースで減少し、9月17日に年最小の519万km²となった(第2.8.3図、図は9月15日)。これは1979年以降で8番目に小さかった(第2.8.1図)。

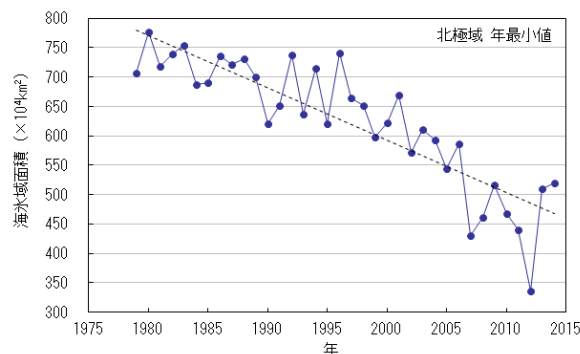
2.8.2 融解期の北極域の大気循環

2014年夏季は、特に6月~7月中旬に北極域では大気下層で低温偏差となった一方で、海面気圧は高気圧偏差となり(第2.8.4図)海氷が周囲に押し出され、海面付近では海氷域が減少しやすい循環場(小木 2011)であった。8月は、東シベリア~アラスカ沖で高温偏差に覆われて融解が進んだ一方、バレンツ海北部では北風が卓越したため融解が進まず、平年より海氷域が広い状態となった。

参考文献

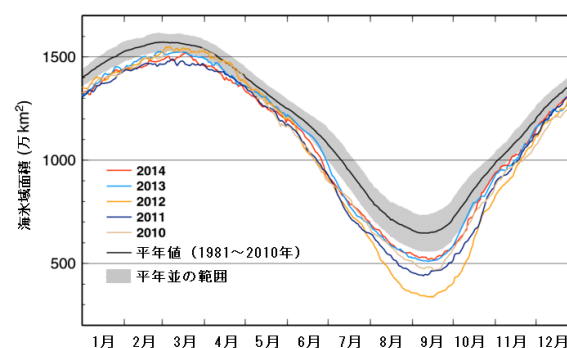
- 小木雅代, 2011: 北極海の家氷減少に影響を及ぼす北極圏の大気循環の役割。北極の気象と海氷, 気象研究ノート, 222, 117-131.
 本田明治, 猪上淳, 山根省三, 2007: 冬季日本の寒さにかかわる北極海の家氷面積異常。2005/06年日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, 216, 201-208.

¹海氷域面積は、海氷の密接度が15%以上の領域の面積で定義している。

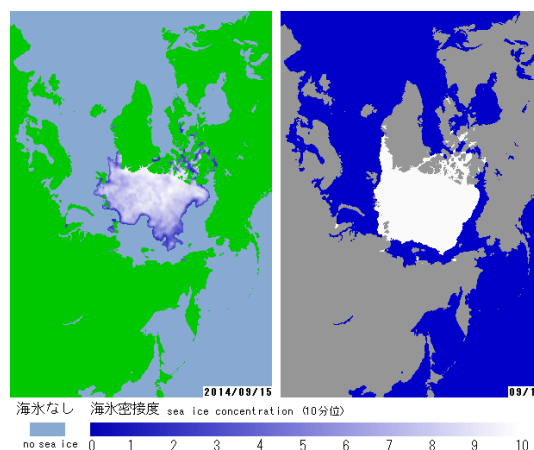


第2.8.1図 北極域の家氷域面積の年最小値の経年変化(1979~2014年)

破線は変化傾向。1979年から2014年までの減少率は8.9[7.1~10.7]万km²/年(角括弧中の数字は95%の信頼区間を示す)。

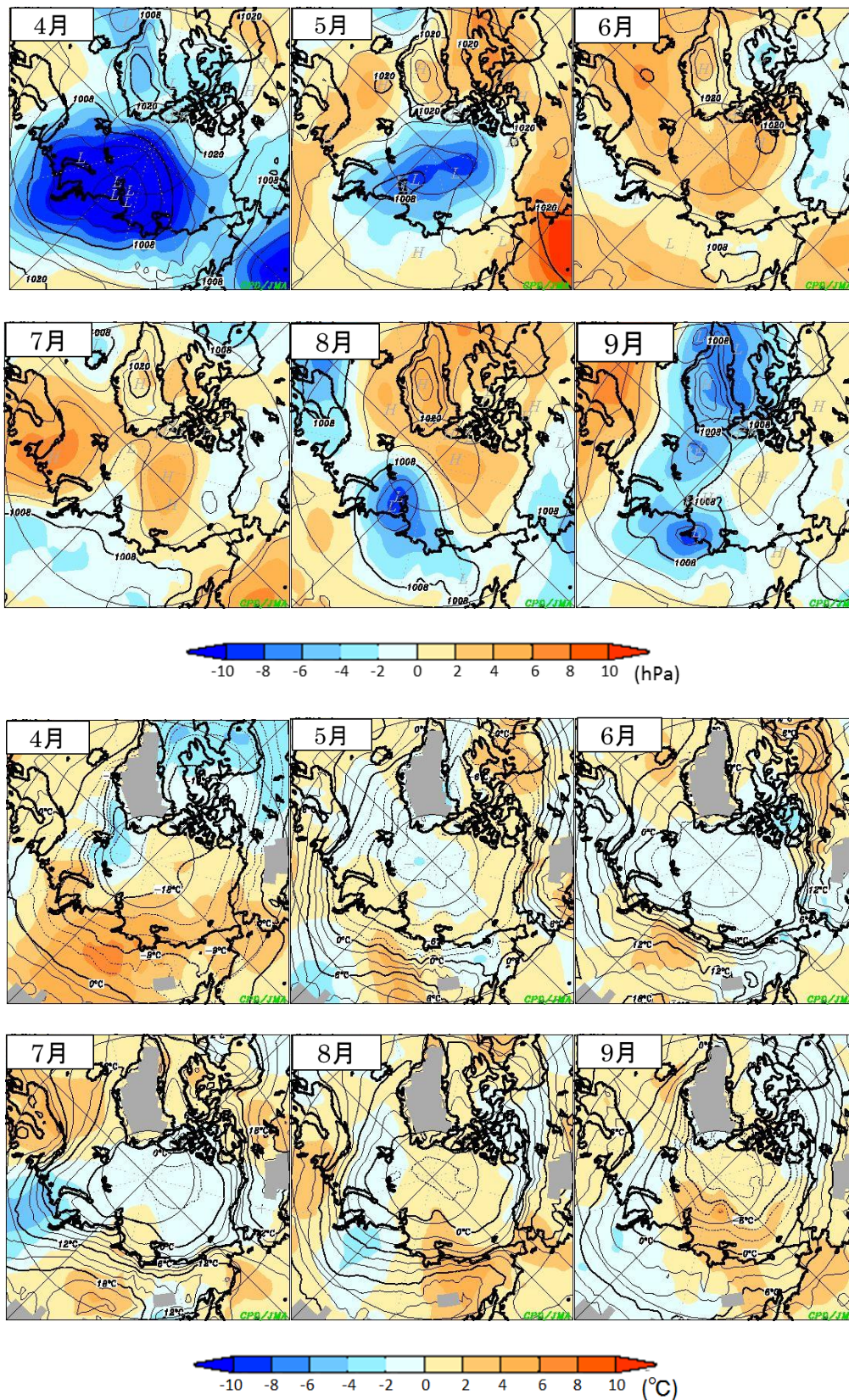


第2.8.2図 北極域の家氷域面積の推移(2010年以降の各年と平年値)



第2.8.3図 2014年9月15日の海氷密接度(左)と9月15日の平年(1981~2010年平均)の家氷域²(右) 右図の白い領域が平年の海氷域を示す。

²統計期間(1981年から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家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（上 2 段）及び 925hPa 気温（下 2 段）（2014 年 4～9 月の各月平均）

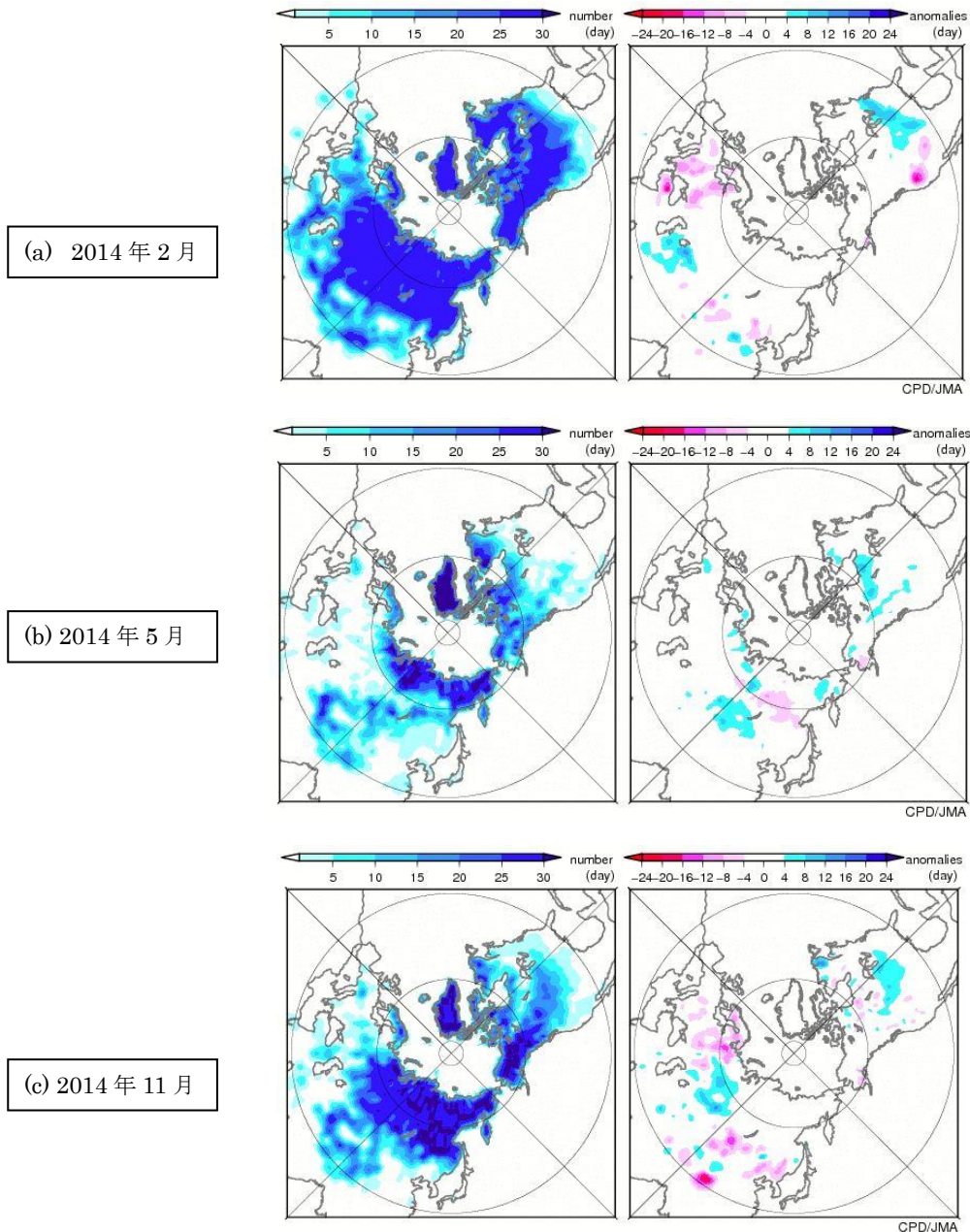
上段の等値線は海面気圧を表し、間隔は 4hPa。下段の等値線は 925hPa 気温を表し、間隔は 2°C。陰影域はそれぞれの
 年偏差を表す。上段は左から順に 2014 年 4 月から 6 月、下段は 7 月から 9 月までの各月平均を示す。

2.9 北半球の積雪域

気候・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、大気の流れや海上の変動も、積雪分布に影響を及ぼす。この節では 2014 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 2014 年の特徴

冬(2013年12月~2014年2月)の積雪日数は、米国中・東部で平年より多く、ヨーロッパで平年より少なかった(第2.9.1図(a)、図は2月だが他の月も同様の傾向)。ヨーロッパの少雪傾向は3月まで続き、4月は北米で平年より多く(図略)、5月はモンゴル北部とその周辺で平年より多かった(同図(b))。11月は西シベリア、米国北部で平年より多く、ヨーロッパ北部からロシア西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) 2014 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。

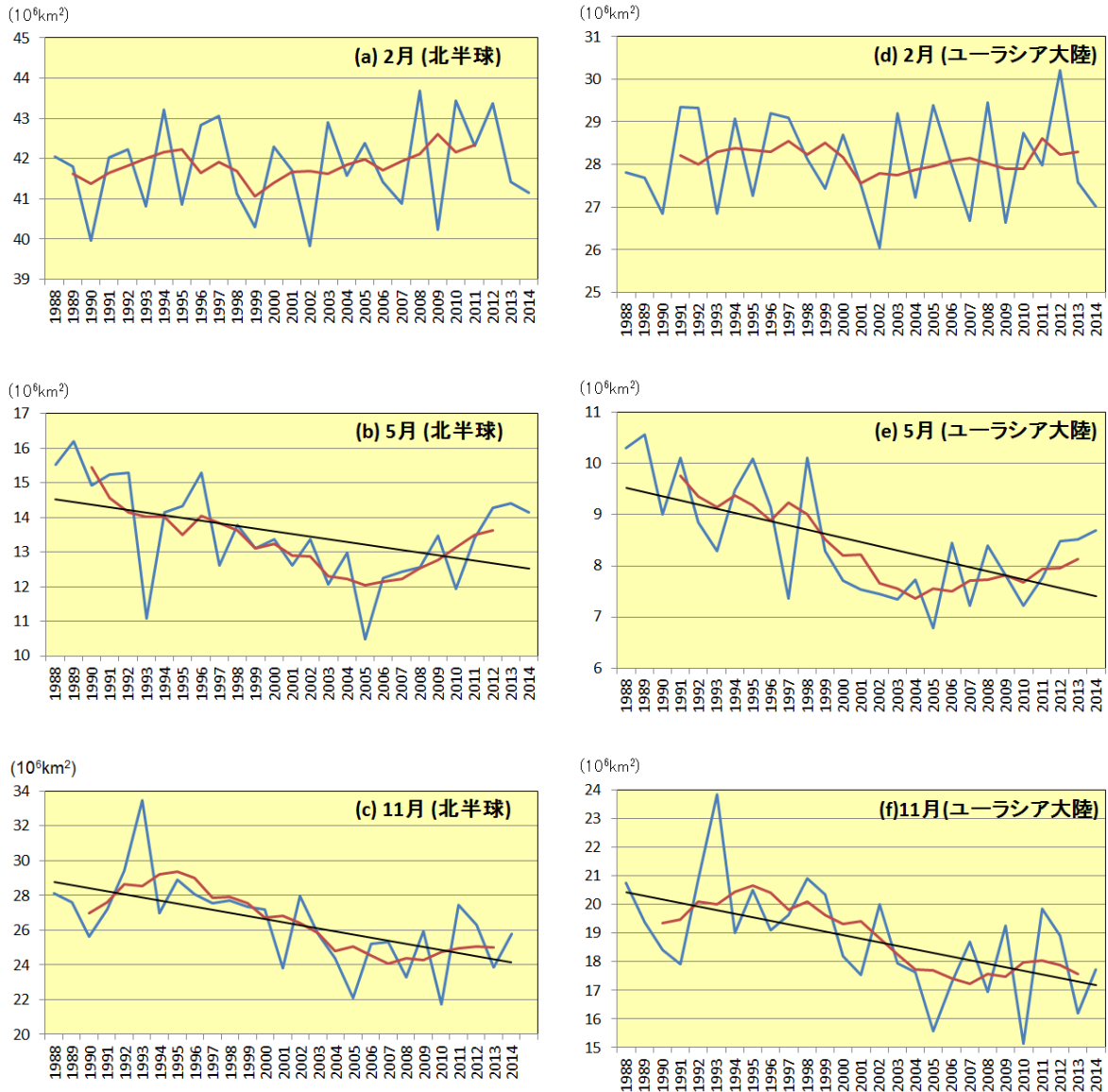
2.9.2 長期変化傾向

過去 27 年間（1988～2014 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月、11月、12月に減

少傾向がある一方、1～4月と10月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月に減少傾向がある一方、1～4月や9月、10月で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 ($30^\circ \text{N} \sim 80^\circ \text{N}$, $0^\circ \sim 180^\circ \text{E}$; 右) の積雪域面積 (10^6 km^2) の経年変動 (1988～2014 年)

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

3 特定事例の解析

3.1 2013/2014 年冬の北米寒波について

3.1.1 はじめに

2013/2014 年冬 (2013 年 12 月～2014 年 2 月) は、北米中・東部ではたびたび寒波に見舞われ、社会経済活動に大きな影響が生じた。気象庁では、社会的に大きな影響をもたらした異常気象が発生した場合に、その特徴と要因、天候の見通しをまとめた情報を随時発表しており、2013 年 12 月から 2014 年 1 月にかけての北米の顕著な寒波に関して報道発表¹を行った。

この寒波と関連する循環場を解析した結果、低温をもたらした北米中・東部におけるトラフの強化には、熱帯の対流活動を含む対流圏循環の変動に加えて、下部成層圏におけるプラネタリー波の反射が関連した可能性があることがわかった。このプラネタリー波の反射をはじめとする対流圏-成層圏の相互作用は、近年着目されている現象であり、先行研究において多く報告されている。例えば、Perlwitz and Harnik (2003) は、高度の鉛直構造に関する解析結果より、プラネタリー波が成層圏から対流圏に下方伝播する可能性を示し、これには極夜ジェット of 構造が関連することを示した。また、Kodera et al. (2008, 2013) も事例解析の結果よりプラネタリー波の反射が生じる可能性を示した。

そこで本節では、2013/2014 年冬の天候や循環場の特徴について述べるとともに、北米の寒波に関する上記の先行研究を踏まえた要因分析の結果について報告する。

3.1.2 天候の特徴

2013/2014 年冬の北米の平均気温は、アラスカ州や米国南西部・フロリダ半島付近を除いて平年より低く、特に、カナダ中部から米国南部にかけて平年よりかなり低くなった (第 3.1.1 図)。

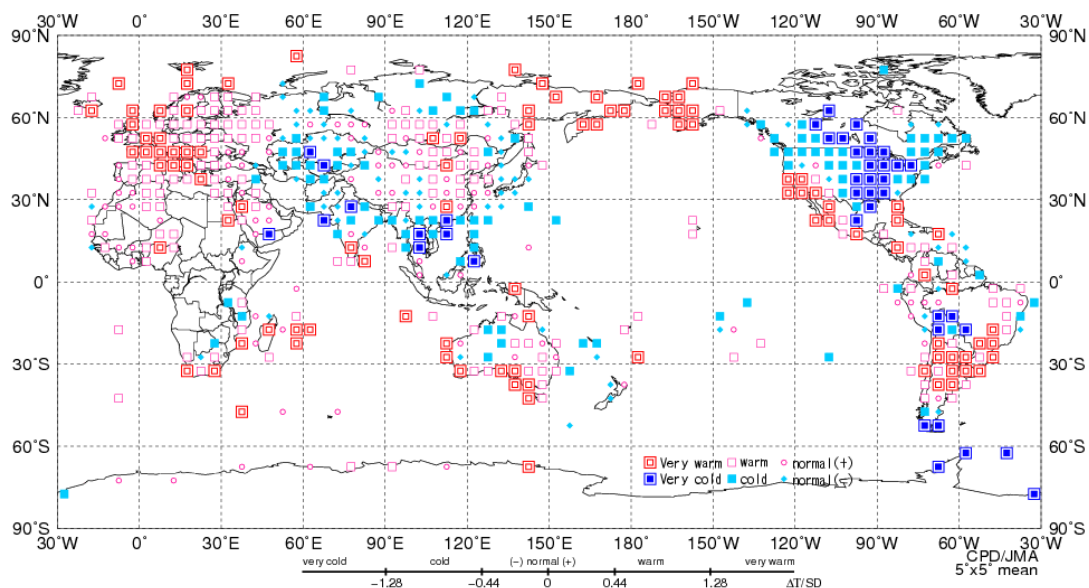
北米大陸が寒波に見舞われた様子を、旬平均気温平年差の推移でみると (第 3.1.2 図)、平年より 6℃以上低い領域が、12 月上旬は北米西部に、12 月中・下旬はカナダ北部～東部に、1 月上旬はカナダ中部～米国中西部に、1 月下旬は米国中西部～南部に、2 月上旬はカナダ南西部～米国南部に、2 月中旬は北米北西部に、2 月下旬はカナダ西部～米国中西部に分布した。

この分布と対応して、米国のモンタナ州グレートフォールズでは、12 月上旬と 2 月上旬に気温が平年より低い状態が続き、日平均気温は約-30℃ (それぞれの同時期の平年値は約-2℃と約-3℃) の日があった (第 3.1.3 図(a))。米国のミネソタ州ミネアポリス・セントポールは、12 月上旬後半～中旬前半と、1 月上旬、1 月下旬～2 月上旬、2 月下旬に気温が大きく低下し、1 月上旬には日平均気温が-25℃ (同時期の平年値は約-9℃) を下回った (同図(b))。米国のイリノイ州シカゴでも、1 月上旬・下旬に-20℃ (同時期の平年値は約-4℃) を下回る低温の日があった (同図(c))。カナダのケベック州モントリオール/トルドー国際空港では、12 月中旬と 1 月上旬・下旬に平年を大きく下回る日が続く、それぞれに日平均気温が-20℃ (それぞれの同時期の平年値は約-6℃、約-9℃、約-10℃) を下回る日があった (同図(d))。

この寒波の影響を受け、米国では 12 月中旬から 1 月上旬にかけて少なくとも 40 人が死亡した。また、寒波に伴う強風などの影響を受けて、数十万戸が停電となったほか、航空機の遅延や欠航など交通機関への影響が生じた。さらに、12 月～2 月の間の低気圧の通過に伴う大雪などの影響による死亡者数は米国全体で 80 人以上に上った。カナダ東部でも、12 月下旬を中心に、寒波により少なくとも 10 人が死亡した (被害の情報は、米国政府、災害データベース (EM-DAT) のまとめによる)。

1

<http://www.jma.go.jp/jma/press/1401/22a/world20140122.html>



第 3.1.1 図 2013/2014 年冬（2013 年 12 月～2014 年 2 月）平均気温の規格化年平均差の分布

3 か月平均気温の年平均差を標準偏差で割り、規格化した。年平均値及び標準偏差は、1981～2010 年のデータに基づく。

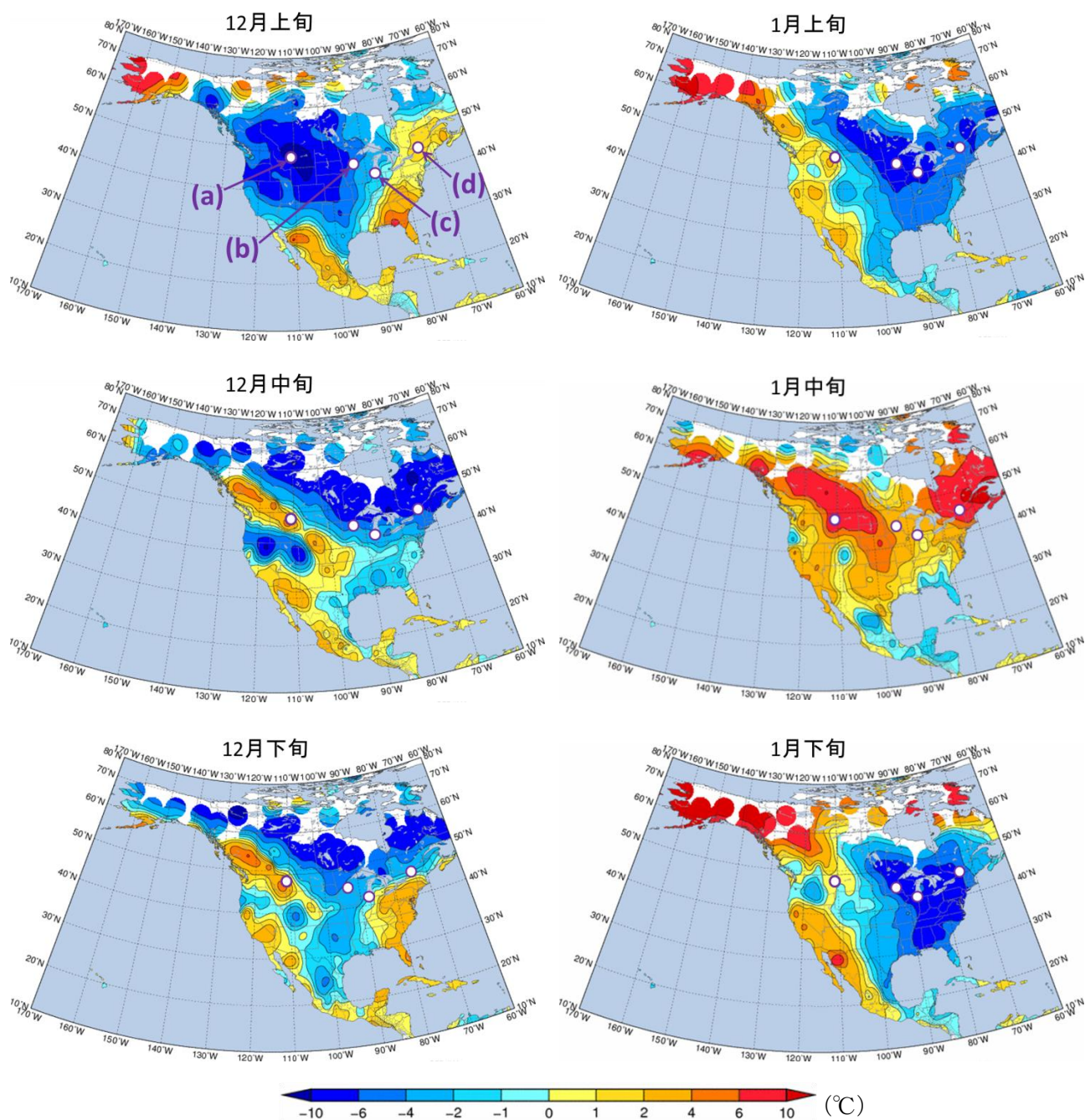
3.1.3 2013/2014 年冬の 대기・海洋循環場の特徴

冬平均の海面水温は、中・東部太平洋赤道域で低温偏差、西部太平洋熱帯域で高温偏差となった（第 3.1.4 図(a)）。熱帯の対流活動は、平年と比べて、海洋大陸（インドネシアの多島海）から太平洋西部にかけて活発となり（同図(b)）、これと対応して対流圏上層では発散偏差となった（同図(c)）。

対流圏中・上層では、北西太平洋や東アジア東部付近から北米、大西洋にかけて準定常ロスビー波東の伝播が明瞭となり、北米西部では高気圧性循環偏差（リッジ）、北米中・東部では低気圧性循環偏差（トラフ）となった（第 3.1.5 図(a)と(b)）。このことは、気候値で見られるリッジとトラフが強化されたことを示している（図省略）。フィリピンの東海上の高気圧性循環偏差（同図(a)）の形成やそこからの北東向きの波束伝播には、海洋大陸から太平洋西部にかけての活発な対流活動が寄与した可能性が考えられるが、このことについては次項で述べる。海面気圧は北米西部で高気圧偏差、東部で低気圧偏差となり、

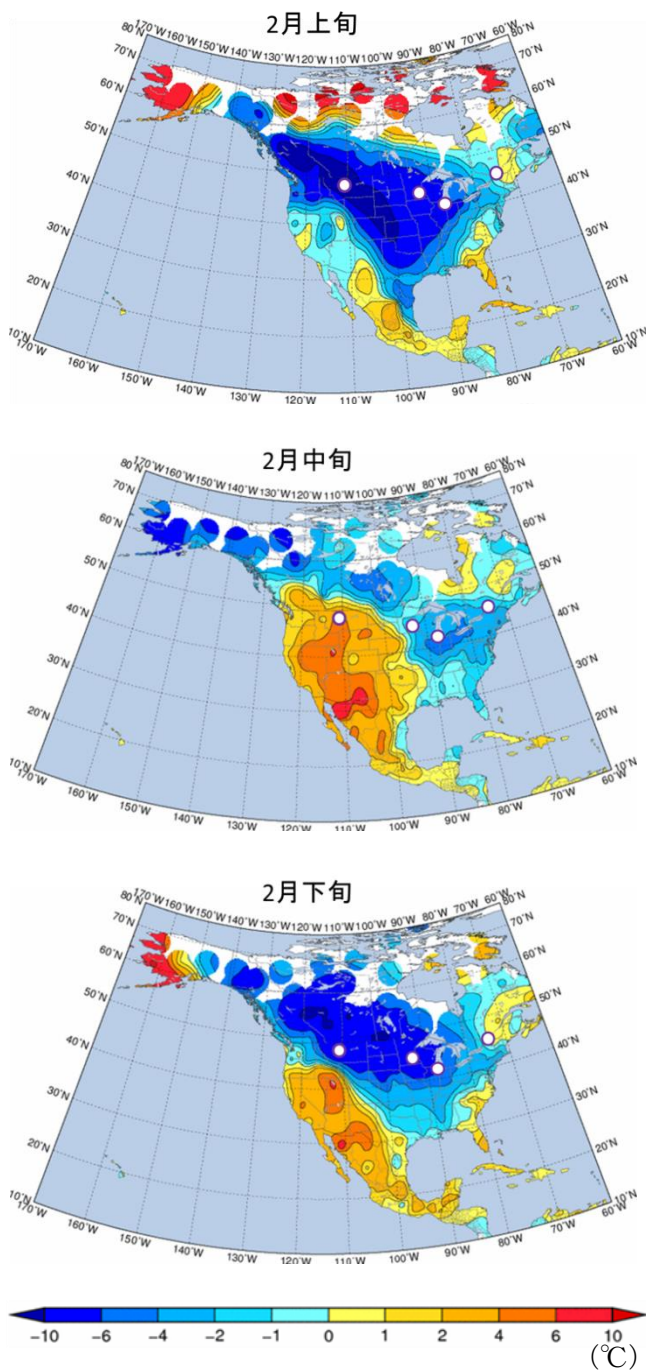
北米中・東部では北からの寒気が流入しやすい状態となった（同図(c)）。対流圏下層における水平寒気移流をみると、北米中部では水平風年平均偏差（第 3.1.6 図(a)）、東部では気温年平均偏差（同図(b)）が、それぞれ北米中部と東部の低温（第 3.1.5 図(d)）に寄与したと考えられる。

北半球成層圏では、アリューシャン高気圧が発達し、極うずの中心はカナダ側に偏った（第 3.1.7 図(a)）。100hPa 面では、プラネタリー波がシベリアからベーリング海付近で上方伝播しており（同図(b)）、シベリアからベーリング海にかけてのトラフの位相が西に傾いていることと対応している（同図(c)）。上方伝播した波束の一部は、下部成層圏において伝播の向きを変え、カナダ付近で下方伝播しており（同図(b)と(c)）、北米中・東部のトラフの強化に寄与したようにみえる（第 3.1.5 図(b)）。このようなプラネタリー波の伝播の特徴は、例年と比べて明瞭であり（図省略）、先行研究で報告されているプラネタリー波の反射と類似している。

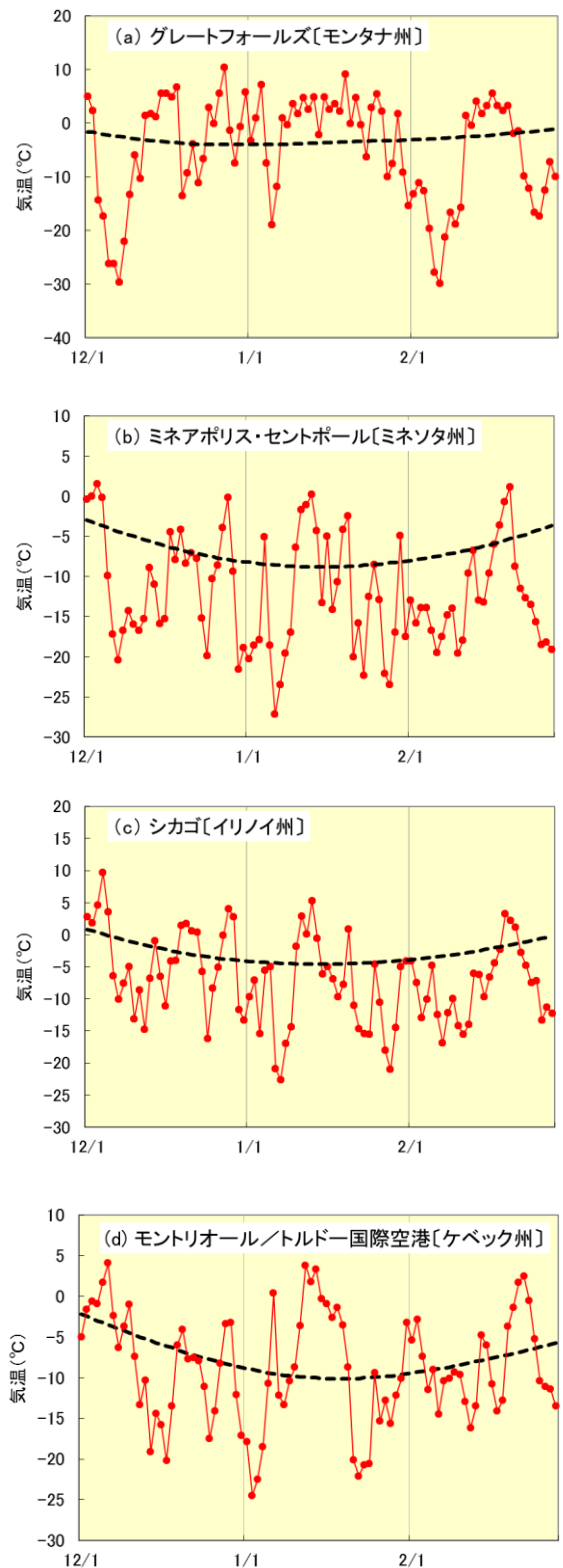


第 3.1.2 図 旬別の平均気温年差の分布

2013 年 12 月上旬～2014 年 1 月下旬。各図の白丸 (12 月上旬の図中の a～d) は、それぞれ、a: 米国のグレートフォールズ、b: 米国のミネアポリス・セントポール、c: 米国のシカゴ、d: カナダのモントリオール/トルドー国際空港の位置を示す。平年値は 1981～2010 年の平均値。

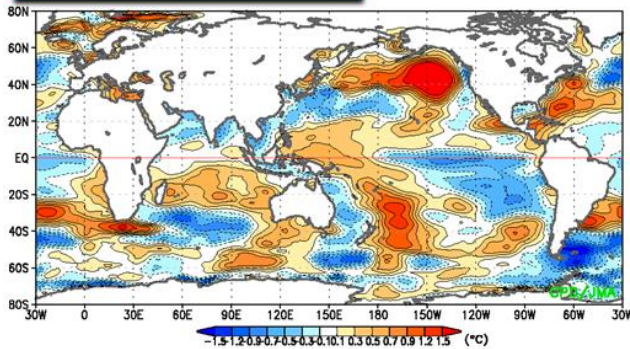


第 3.1.2 図 旬別の平均気温年差の分布 (続き)
 2014 年 2 月。各図の白丸は、グレートフォールズ、ミネアポリス・セントポール、シカゴ、モントリオール／トルドー国際空港の位置を示す (前頁の 12 月上旬の図を参照)。
 平年値は 1981～2010 年の平均値。

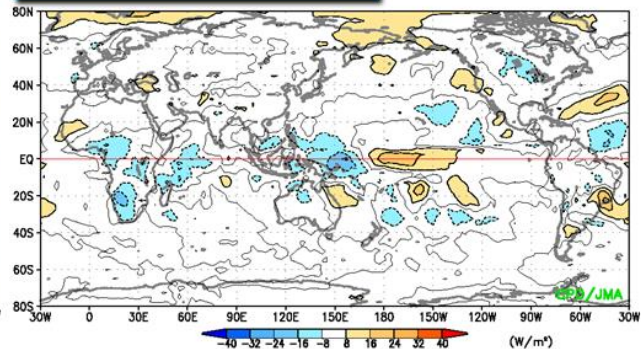


第 3.1.3 図 日平均気温及び平年値の推移 (2013 年 12 月 1 日～2014 年 2 月 28 日)
 赤実線が日平均気温、黒破線が平年値 (1981～2010 年の平均値)。

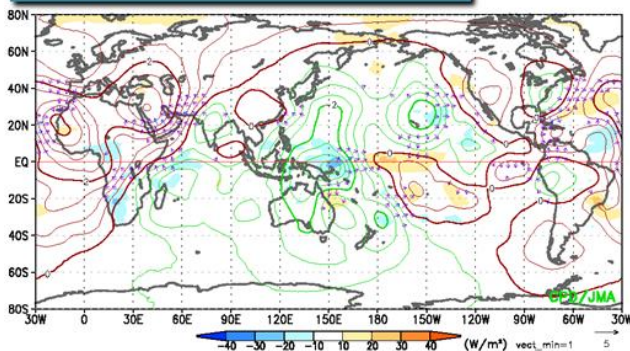
(a) SST anomalies



(b) OLR anomalies



(c) χ_{200} , OLR anomalies



第 3.1.4 図 2013/2014 年冬平均の海況、対流活動、大気循環

(a)海面水温平年偏差、(b)外向き長波放射量(OLR)平年偏差(等値線間隔: $8\text{W}/\text{m}^2$)、(c)200hPa 速度ポテンシャル平年偏差(等値線間隔: $0.5 \times 10^6\text{m}^2/\text{s}$ 、赤線(緑線): 正(負)の値)、発散風平年偏差(矢印、単位: m/s)と OLR 平年偏差(陰影)。平年値は 1981~2010 年平均値。

3.1.4 熱帯の対流活動による北半球の循環場への影響

前項で述べたように、冬平均の熱帯の対流活動は、海洋大陸から太平洋西部にかけて平年と比べて活発となった。線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model : LBM, Watanabe and Kimoto 2000) を用いて、この領域における非断熱加熱平年偏差 (第 3.1.8 図 (a)) に対する大気の定常応答を調べた。その結果、対流圏上層では海洋大陸から西部太平洋熱帯域にかけて発散偏差の応答を示し (同図 (b))、300hPa の流線関数では、2013/2014 年冬平均の循環場の偏差 (第 3.1.5 図 (a)) と類似した、北西太平洋から北米にかけての波列パターンがみられた (第 3.1.8 図 (c))。このことから、海洋大陸から太平洋西部にかけての活発な対流活動が、北西太平洋から東側への波束伝播を通して、北米中・東部の低温に寄与した可能性がある。

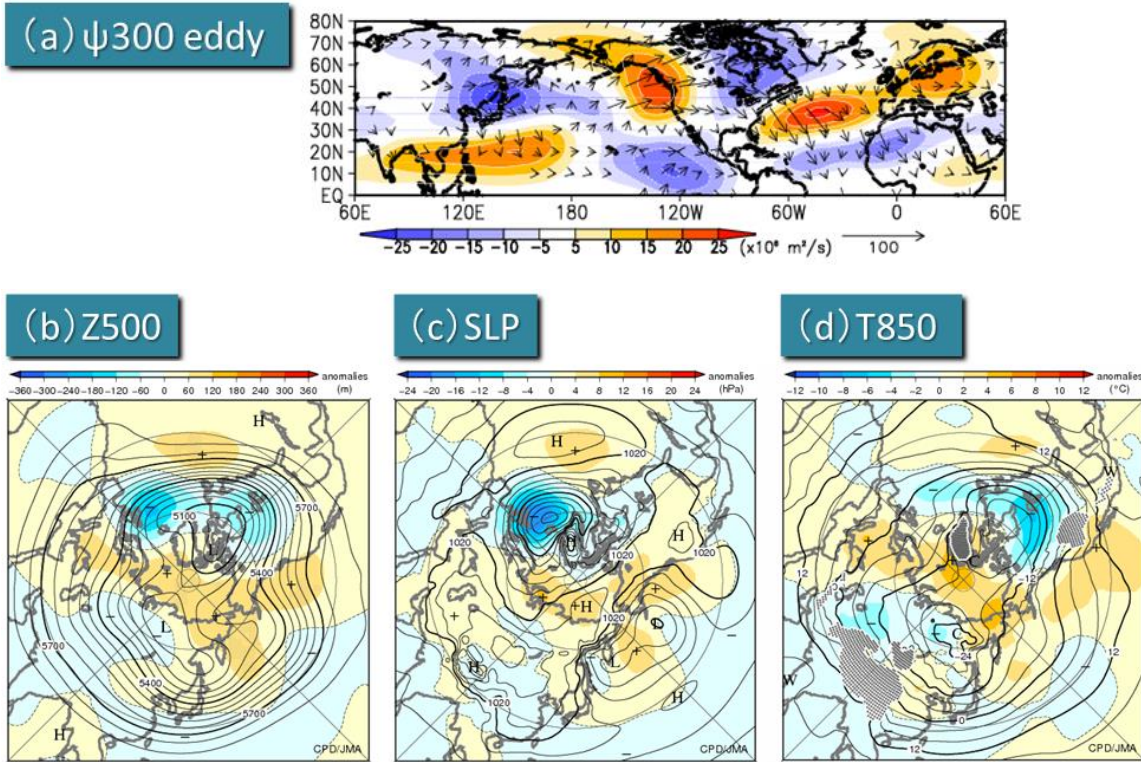
3.1.5 1 月後半の低温イベントの事例解析

冬の期間の北米中・東部における対流圏下層の気温は、1 月中旬前半や 2 月中旬後半頃を除いて平年と比べて低くなり、たびたび顕著な低温となった (第 3.1.9 図の青点線)。一方、カナダ北部付近では、プラネタリー波の反射と関連して、波束が下方伝播しやすかった (同図の赤線)。これらの時系列より、カナダ北部付近でのプラネタリー波の下方伝播に数日遅れて、北米中・東部で低温が明瞭になる傾向がみられる。ここでは、代表例として、1 月後半の北米中・東部における低温について、循環場の推移を示す。

1 月中旬前半では、対流圏から成層圏にかけてのプラネタリー波の上方伝播は弱かったが、対流圏上層では北西太平洋に高気圧性循環偏差がみられ、そこから北東への波束伝播がみられた (第 3.1.10 図 (a) の下段)。中旬後半から下旬前半にかけて、北西太平洋やシベリア・ベーリング海付近から大西洋に

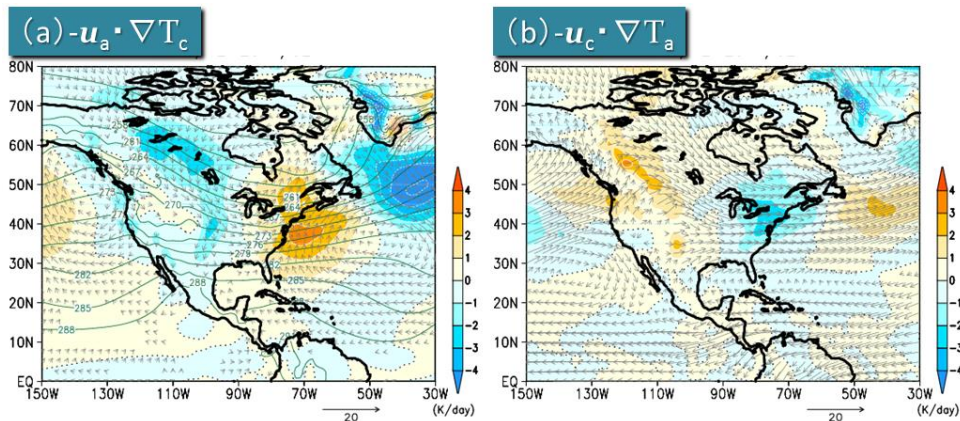
かけての波束伝播が明瞭になるとともに（同図(b)と(c)の下段)、鉛直伝播もみられた（同図(b)と(c)の上段）。ベーリング海付近で上方伝播したプラネタリー波は、下部成層圏で反射してカナダ付近で下方

伝播しており、北米中・東部のトラフの強化に寄与したようにみえる。下旬後半以降は、プラネタリー波の反射や北米中・東部のトラフは弱まった。



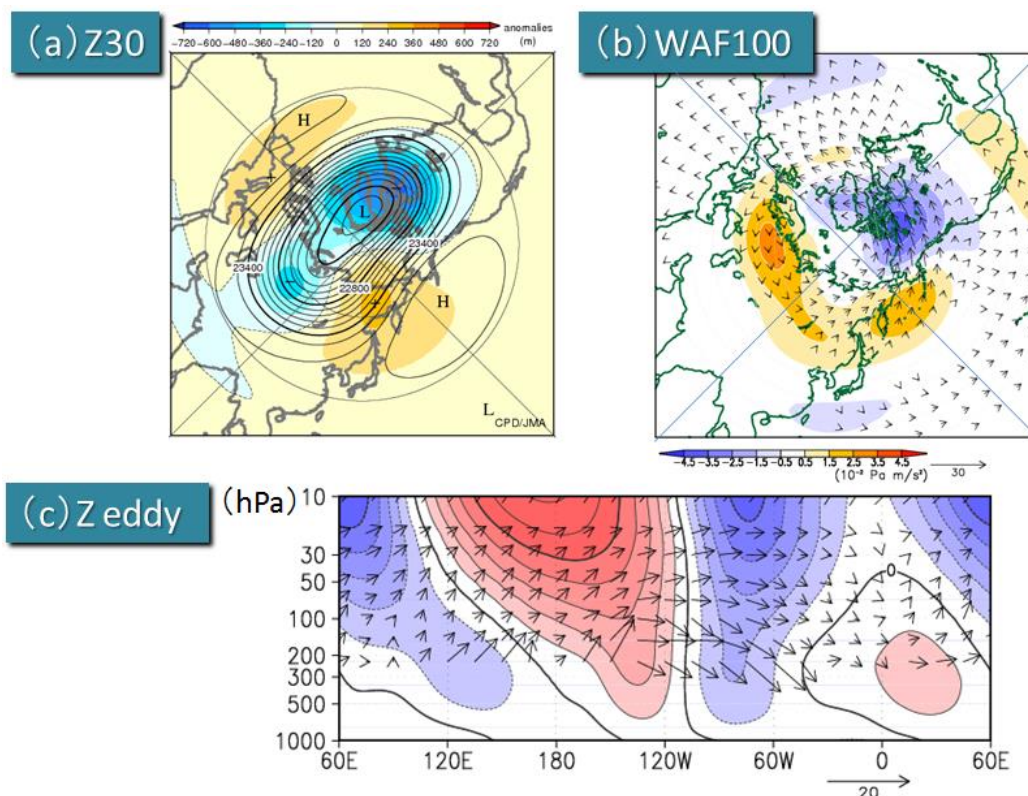
第 3.1.5 図 2013/2014 年冬平均の北半球中高緯度の気流循環

(a) 300hPa 流線関数の帯状平均からのずれ（陰影；単位は m^2/s ）と Plumb (1985) の波の活動度フラックス、(b) 500hPa 高度、(c) 海面気圧、(d) 850hPa 気温。等値線間隔は (b) 60m、(c) 4hPa、(d) 4°C で、陰影は平年偏差。平年値は 1981~2010 年平均値。



第 3.1.6 図 2013/2014 年冬平均の 850hPa 水平温度移流平年偏差

(a) の陰影は風平年偏差による気温平年値の移流による気温変化率（単位：K/day）、矢印は風平年偏差のベクトル（単位：m/s）、緑線は気温平年値（K）。(b) の陰影は風平年値による気温平年偏差の移流による気温変化率（単位：K/day）、矢印は風平年値のベクトル（単位：m/s）。平年値は 1981~2010 年平均値。



第 3.1.7 図 2013/2014 年冬平均の (a) 30hPa 高度及び年偏差、(b) 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: $\text{Pa} \cdot \text{m}/\text{s}^2$) と (c) $40^\circ\text{N} \sim 80^\circ\text{N}$ で平均した高度の帯状平均からの差 (等値線、陰影; 100m 間隔) 及び波の活動度フラックス (矢印) の経度-高度断面図
 (a) 等値線間隔は 120m。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 $\text{Pa} \cdot \text{m}/\text{s}^2$ 。(b) 正の値 (暖色) は上方伝播を、負の値 (寒色) は下方伝播を示す。年偏差は 1981~2010 年平均値。

この期間における 3 次元に拡張した定常波の屈折率² (Karoly 1983) をみると、1 月中旬後半以降、反射がみられた領域の上空には屈折率が小さな領域が、下層には屈折率が大きな領域がみられ、プラネタリー波の反射との対応がみられる (第 3.1.11 図)。この屈折率の分布と極夜ジェットの構造の変化との対応については、詳しく調査する必要がある。

このような循環場の特徴は、この冬の期間におけ

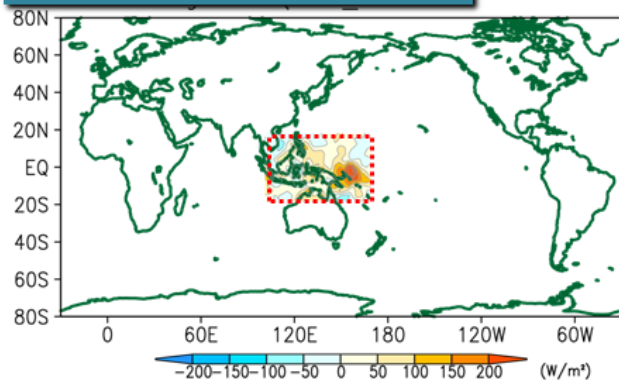
る他の事例でもみられた。以上の結果より、対流圏-成層圏相互作用が北米中・東部における寒波と関連した可能性が考えられる。

² 定常波の 3 次元伝播の特性を表す量であり、その 2 乗量は次の式で定義される (Karoly 1983)。

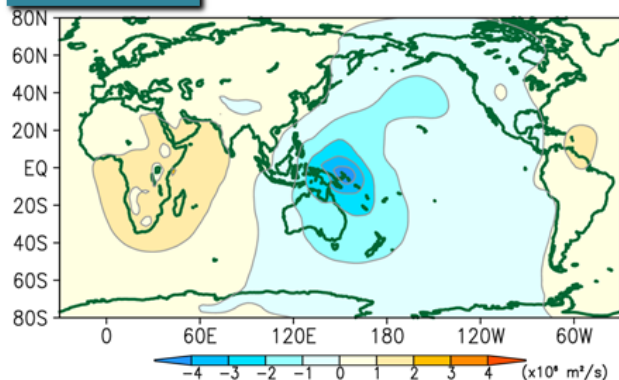
$$K_s^2 = \frac{|\nabla_H Q|}{|U|} - \frac{f_0^2}{4N^2 H_0^2} \left(1 - 4H_0 N \frac{dN^{-1}}{dz} + 4H_0^2 N \frac{d^2 N^{-1}}{dz^2} \right)$$

ここで、 \mathbf{U} は水平風ベクトル、 f_0 はコリオリパラメーター、 N はブラント-ヴァイサラ振動数、 H_0 はスケールハイト、 Q は準地衡ポテンシャル渦度、 ∇_H は水平勾配演算子を表す。屈折率が正で大きな領域はロスビー波の導波管に対応し、波は屈折率の大きな領域に向かって伝播する。算出方法は Nishii and Nakamura (2004) に従い、 N の鉛直微分の項は十分小さいとして無視した。

(a) Diabatic heating rate



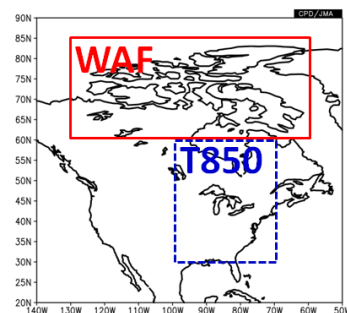
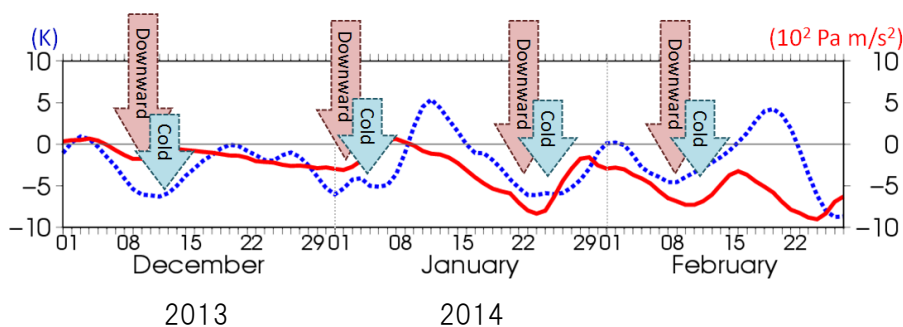
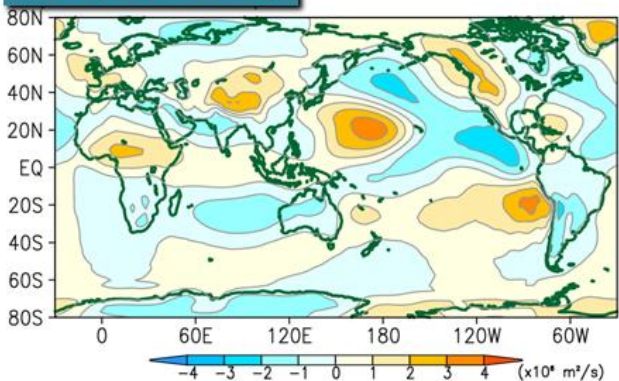
(b) χ_{200}



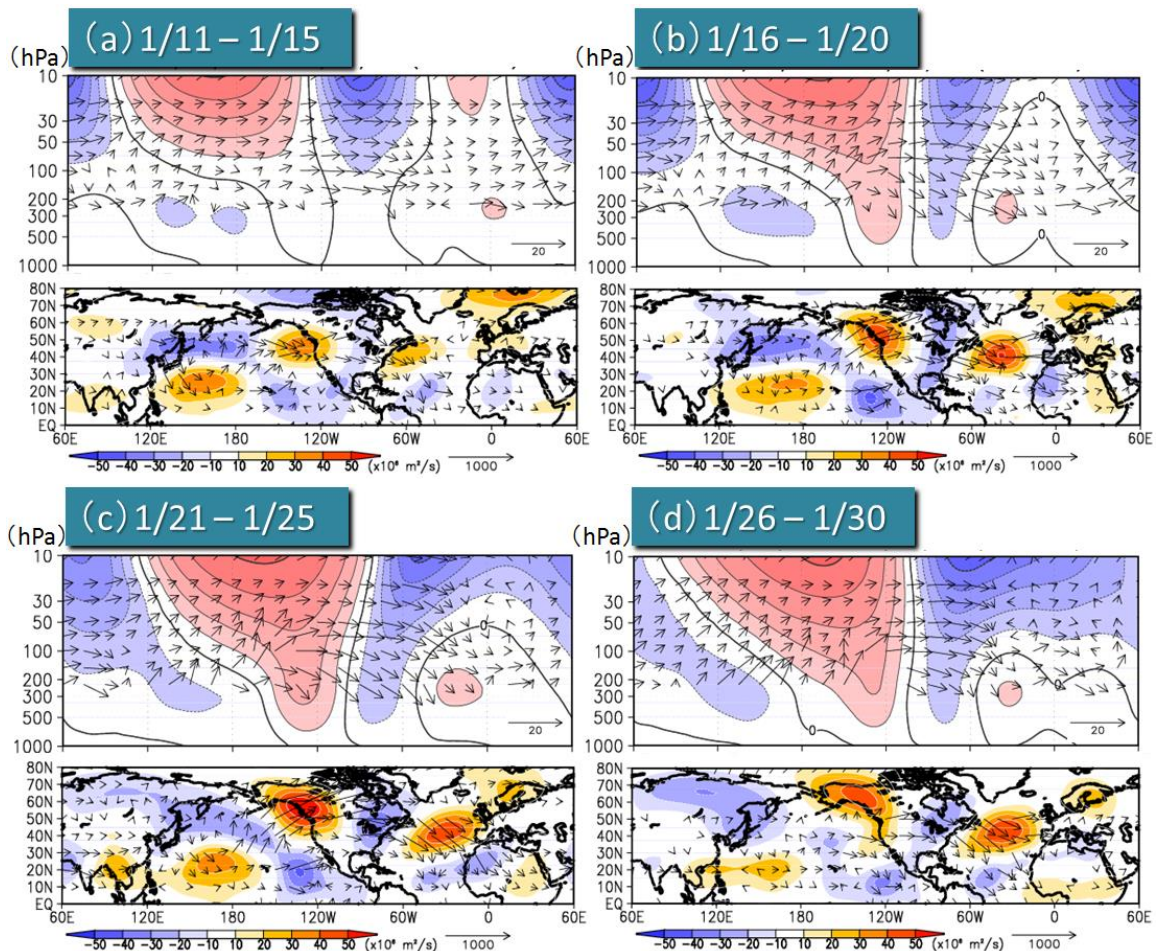
第 3.1.8 図 線形傾圧モデル (LBM) による海洋大陸から西部太平洋熱帯域にかけての非断熱加熱年平均偏差に対する定常応答

基本場は冬平均の平年値。平年値は 1981~2010 年平均値。(a)は LBM に与えた非断熱加熱年平均偏差。(b)と(c)は対流圏上層における定常応答を表し、(b)200hPa 速度ポテンシャル、(c)は 300hPa 流線関数の帯状平均からのずれ。

(c) ψ_{300} eddy



第 3.1.9 図 カナダ北部付近 (60°N~85°N、130°W~80°W; 右図の赤枠領域) で領域平均した 100hPa の波の活動度フラックス (Plumb 1985) の鉛直成分 (赤線) と、北米中・東部 (30°N~60°N、100°W~70°W、右図の青枠領域) で領域平均した 850hPa 気温年平均偏差 (青点線) の 5 日移動平均の時系列 (2013 年 12 月 1 日~2014 年 2 月 28 日) 波の活動度フラックスの鉛直成分の正 (負) の値は上方 (下方) 伝播を示す。平年値は 1981~2010 年平均値。



第 3.1.10 図 (上段) $40^{\circ}\text{N}\sim 80^{\circ}\text{N}$ で平均した高度の帯状平均からの差 (等値線、陰影; 200m 間隔) と波の活動度フラックス (矢印) の経度-高度断面図、及び (下段) 300hPa 流線関数の帯状平均からのずれ (陰影; 単位は m^2/s) と波の活動度フラックス (矢印)

(a)2014 年 1 月 11 日～15 日、(b)1 月 16 日～20 日、(c)1 月 21 日～25 日、(d)1 月 26 日～30 日。波の活動度フラックスは Plumb (1985) に基づき、単位は水平成分は m^2/s^2 、鉛直成分は $\text{Pa} \cdot \text{m}/\text{s}^2$ 。

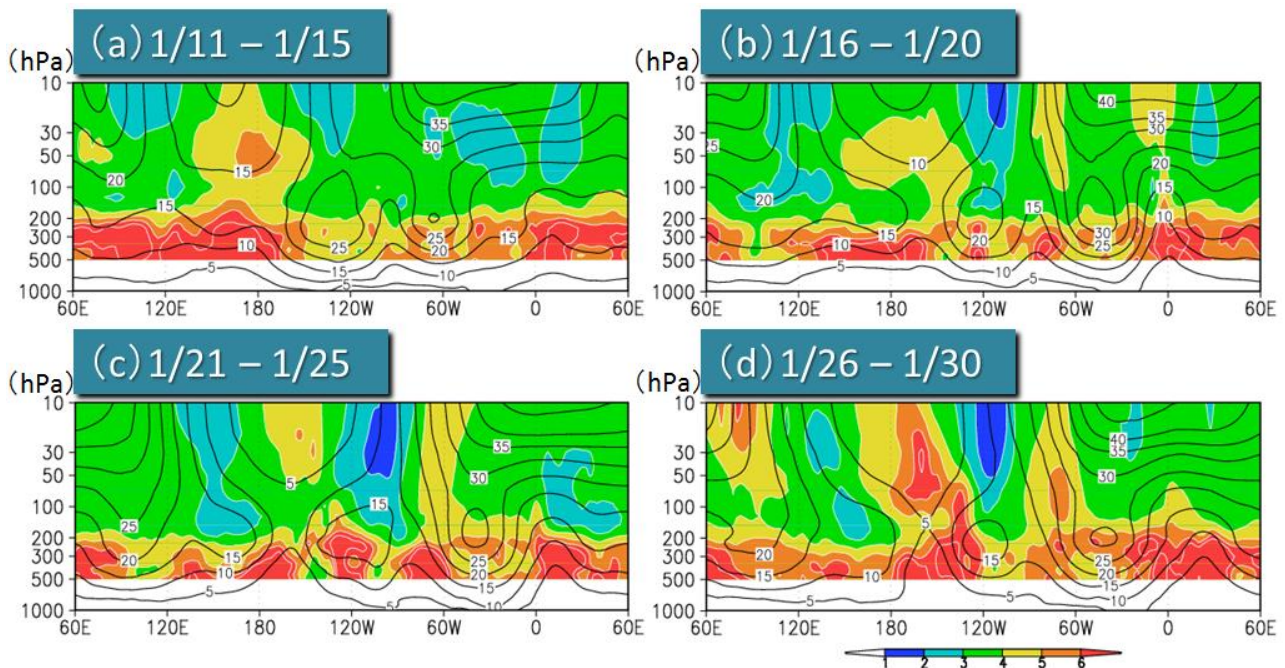
3.1.6 まとめ

2013/2014 年冬 (2013 年 12 月～2014 年 2 月) は、北米中・東部では顕著な低温となった。この低温と関連する大気循環場の特徴とその要因についての解析結果の概要は、以下のとおりである。

- ・冬平均の循環を解析すると、北西太平洋から北米、大西洋にかけてプラネタリー波束の伝播が明瞭であり、これは北米西部の明瞭なリッジと北米中・東部の顕著なトラフの形成 (気候値でみられるリッジとトラフの強化) に寄与したと考えられる。
- ・線形傾圧モデルを用いた実験より、この波束伝播には、海洋大陸から西部太平洋熱帯域にかけての活発な対流活動が関連したと考えられる。

・シベリアからベーリング海付近で上方伝播した波束は、下部成層圏において反射してカナダ付近で下方伝播し、北米中・東部におけるトラフの強化に寄与したとみられる。このことから、プラネタリー波の反射が北米中・東部の低温を強めた可能性が考えられる。

プラネタリー波の反射と北米大陸での低温の関係については、先行研究 (たとえば, Kodera et al. 2008) の結果と整合しているが、波の反射と関連する極夜ジェットの変動の特徴については、より詳細な調査・研究が必要である。



第 3.1.11 図 40°N~80°N で平均した 3 次元に拡張した波の屈折率（陰影）と東西風（等値線；5m/s 間隔で 0m/s の線は省略）の経度-高度断面図

(a)2014 年 1 月 11 日~15 日、(b)1 月 16 日~20 日、(c)1 月 21 日~25 日、(d)1 月 26 日~30 日。屈折率は Karoly (1983) の定義に基づいて算出し、地球半径を乗じて無次元化した。

参考文献

Karoly, D. J., 1983: Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. *Dyn. Atmos. Oceans*, **7**, 111-125.

Kodera, K., H. Mukougawa, and S. Itoh, 2008: Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L1806, doi:10.1029/2008GL034575.

—, and —, and A. Fujii, 2013: Influence of the vertical and zonal propagation of stratospheric planetary waves on tropospheric blockings. *J. Geophys. Res.*, **118**, 8333-8345.

Nishii, K., and H. Nakamura, 2004: Lower-stratospheric Rossby wave trains in the Southern Hemisphere: A

case-study for late winter of 1997. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 325-345.

Perlwitz, J., and N. Harnik, 2003: Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *J. Climate*, **16**, 3011-3026.

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

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 2014年8月の日本の不順な天候

2014年7月末から8月にかけての日本は、台風が相次いで接近・上陸したことや、湿った空気が持続的に流入したことにより、全国的に曇りや雨の日が多い不順な天候となった。7月30日から8月26日にかけては各地で大雨が発生し（「平成26年8月豪雨」）、大きな被害が生じた。特に広島市では、8月19日から20日の明け方にかけて集中豪雨により大規模な土砂災害が発生して多数の人命が失われた。不順な天候は、野菜等の生育状況の悪化、消費活動の低迷など、経済的な面でも国民生活に大きな影響を及ぼした。このような状況を踏まえて、気象庁の異常気象分析検討会¹では、この時期の気象循環の特徴を詳しく分析し、不順な天候をもたらした要因等について見解を発表した（平成26年9月3日報道発表²）。本節では、分析検討会での分析結果をもとに、この事例の詳細について記述する。

3.2.1 天候の特徴

2014年7月30日から8月31日までの期間の日本の平均気温平年差、降水量平年比、日照時間平年比を第3.2.1図に示す。西日本太平洋側を中心に降水量が顕著に多くなっており、四国や紀伊半島の一部の地域では平年比400%を上回った。高知、徳島、潮岬ではこの期間の総降水量が1,000mmを超え、高知県内のアメダスでは2,000mmを超える地点もあった（第3.2.1表）。西日本太平洋側では8月の月降水量が平年比301%に達し、1946年の統計開始以降で8月としては最も多い記録となった。北海道などを除いて全国的に日照不足となり、西日本太平洋側の8月の日照時間は平年比54%で1946年の統計開始以降の8月としては最も少ない記録となった。また、西日本の8月の平均気温は2009年以来5年ぶりに低温となった。

¹大学・研究機関等の気候に関する専門家から構成される。詳細は第1.1節を参照。

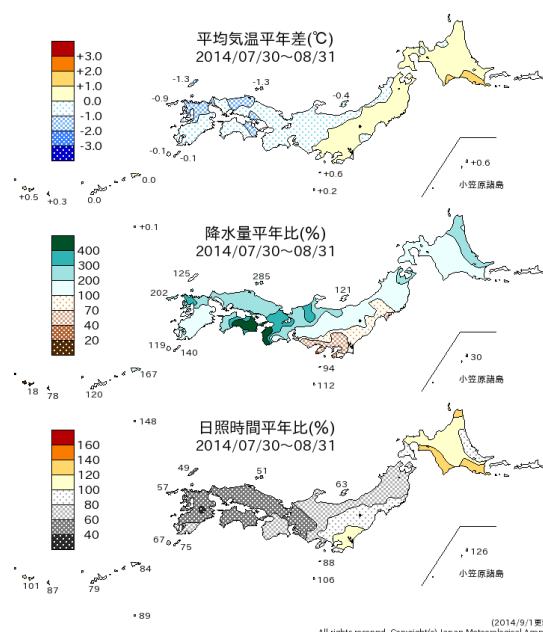
²

http://www.jma.go.jp/jma/press/1409/03b/kentouka_i140903.html

3.2.2 7月30日～8月上旬の状況

7月30日～8月上旬は、台風第12号と台風第11号が相次いで日本の南海上を北上し、西日本や沖縄・奄美に接近、上陸した。第3.2.2図に8月1日9時、8月8日21時の地上天気図と同時刻の解析雨量を示す。

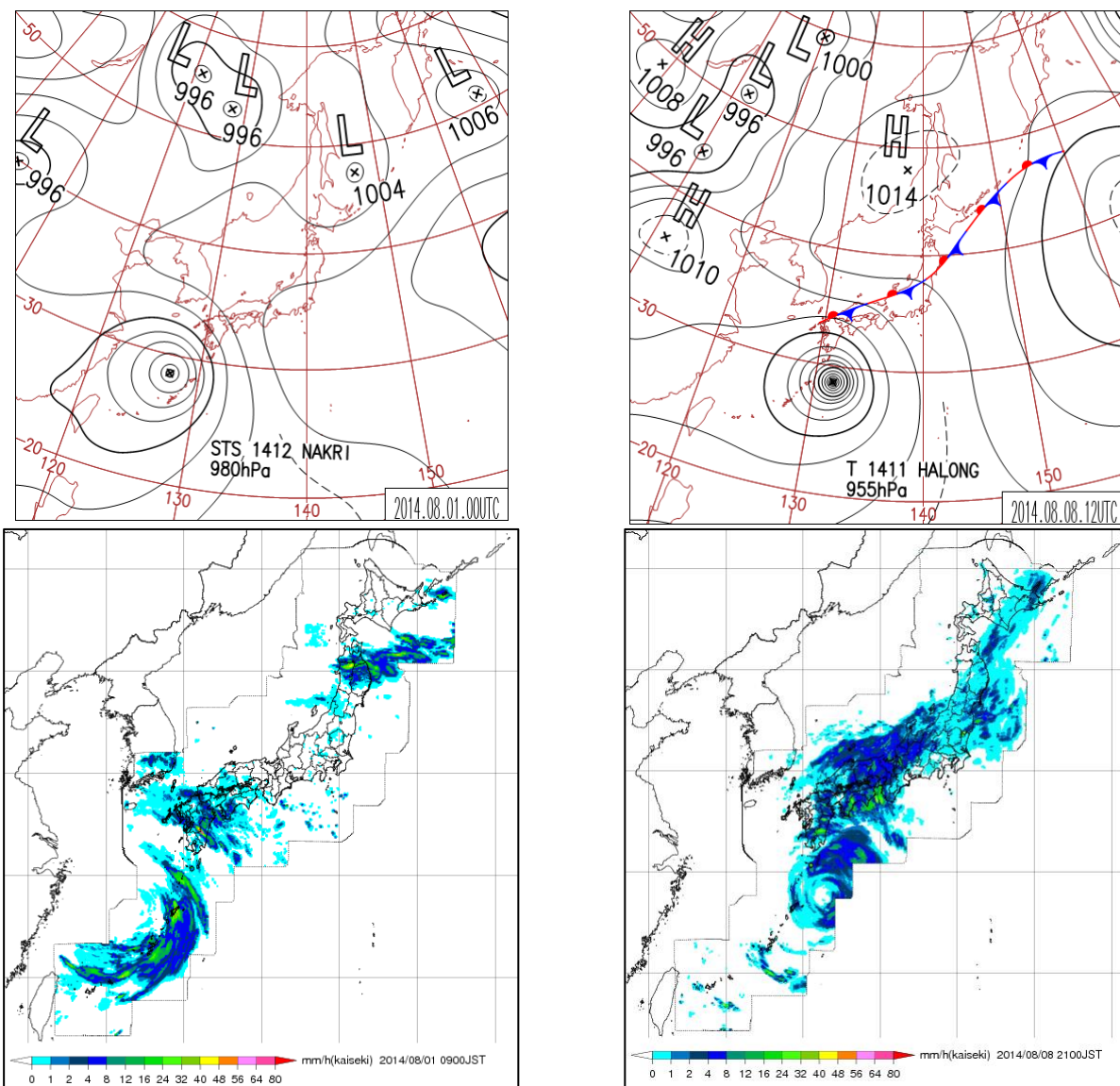
7月29日にフィリピンの東で発生した台風第12号は、31日から8月1日にかけて沖縄本島に接近、東シナ海を北上後、3日には黄海で熱帯低気圧に変わった。この時期、上空の偏西風は平年の位置よりも北偏し北海道の北を流れており、台風の移動速度が遅かったことから、進路の東側に入った西日本太平洋側を中心に、長時間にわたって湿っ



第3.2.1図 2014年7月30日～8月31日の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）の分布

第3.2.1表 2014年7月30日～8月31日の期間降水量上位10地点（アメダスによる）

順位	都道府県	地点名	期間降水量 (mm)
1	高知県	繁藤	2401.0
2	高知県	魚梁瀬	2320.5
3	高知県	鳥形山	2267.0
4	高知県	船戸	2047.5
5	高知県	本山	1941.0
6	高知県	佐川	1776.0
7	高知県	大柘	1701.0
8	徳島県	福原旭	1602.5
9	高知県	須崎	1592.5
10	高知県	大正	1591.0



第 3.2.2 図 台風第 12 号、第 11 号が接近した 2014 年 8 月 1 日 09 時（左）と 8 日 21 時（右）の地上天気図（上）及び解析雨量（下）。解析雨量とは、気象レーダーとアメダス等の雨量計を組み合わせ、雨量分布を 1km 四方の細かさで解析したもの。

た空気が流入して雨が降り続いた。4 日には熱帯擾乱としては消滅したものの、この擾乱に伴って流れ込んでいた湿った空気の影響で、5 日には北海道でも日降水量が 100mm を超える大雨となったところがあった。

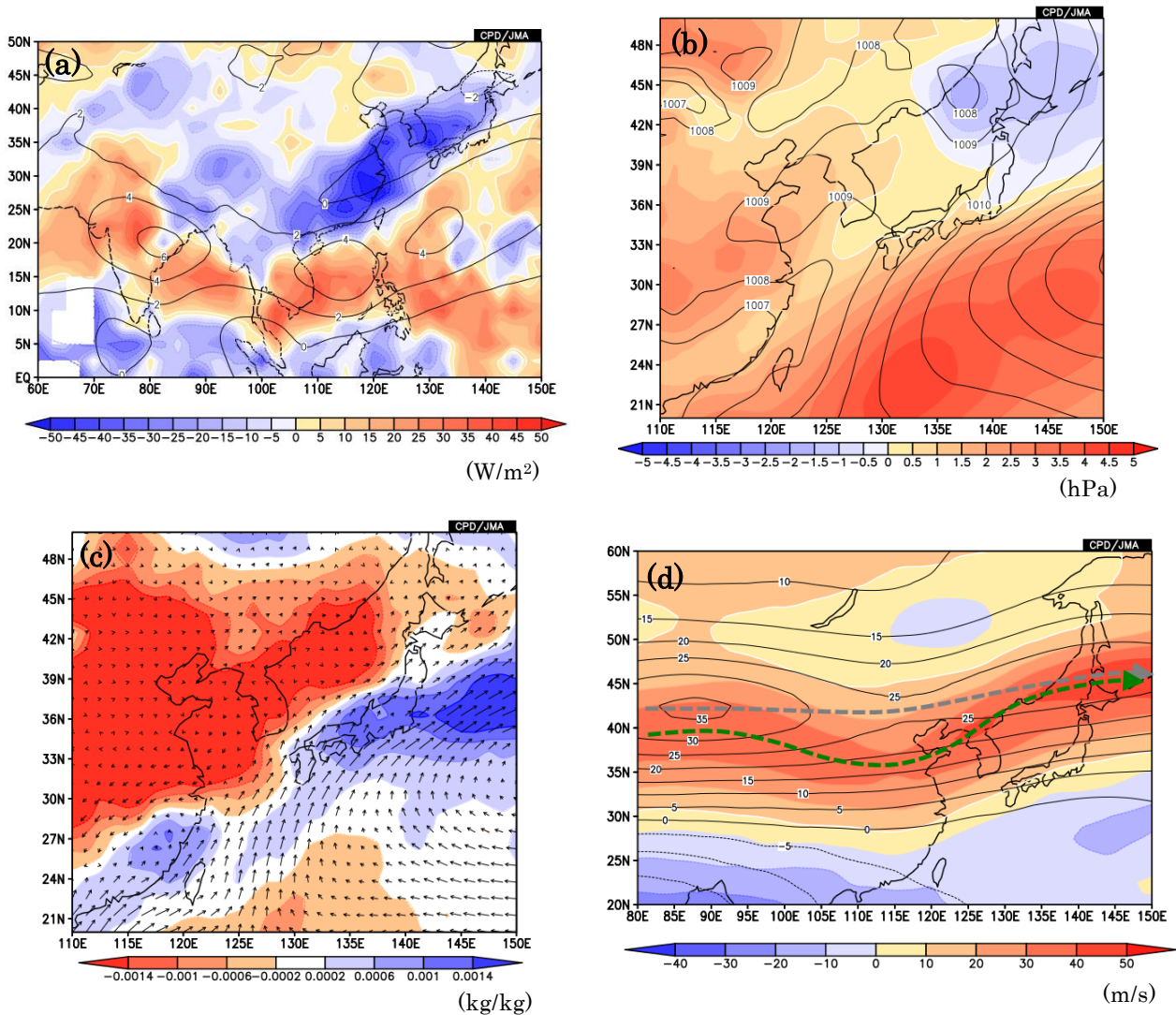
台風第 11 号は 7 月 29 日にグアム島の東の海上で発生し、西進後、8 月 4 日には北に向きを変えて 9 日にかけて日本の南海上を進み、10 日には四国に上陸した。この台風も第 12 号と同様に遅い速度で南海上を北上したため、日本付近は長時間にわたって湿った空気が流れ込みやすい状態が続き、日本海から北日本にかけて停滞した前線の影響も

あって全国的に大雨となった。9 日には三重県で大雨の特別警報が発表された。11 日には日本海北部に達し温帯低気圧に変わったが、この低気圧により北海道では日降水量や 1 時間降水量の極値を更新する大雨となった地点もあった。

このように、7 月末から 8 月上旬にかけては、移動速度の遅い二つの台風が相次いで接近・上陸した影響と前線の影響で、広い範囲で記録的な降水量となった。

3.2.3 8 月中旬の状況

台風第 12 号と台風第 11 号が相次いでフィリビ



第 3.2.3 図 8 月 11 日～20 日で平均した (a) 850hPa 流線関数年偏差 (等値線、間隔は $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$) と外向き長波放射量 (OLR) 年偏差 (陰影)、(b) 海面気圧 (等値線、間隔は 1hPa) と年偏差 (陰影)、(c) 925hPa 水蒸気フラックス (矢印) と比湿年偏差 (陰影、単位は kg/kg)、及び (d) 200hPa 東西風の年偏差 (等値線、間隔 5m/s 毎) と実況値 (陰影)。(d) の太い破線は亜熱帯ジェット気流の実況の位置 (緑色) と平年の位置 (灰色) を示す。

ンの東海上を通過した後、フィリピン周辺では対流活動が不活発となり、それに伴って下層には明瞭な高気圧性循環偏差が形成された (第 3.2.3 図 (a))。太平洋高気圧は日本付近から後退し、南東海上で勢力を強めた (第 3.2.3 図 (b))。このため、西日本周辺の対流圏下層では南西からの湿った気流が入りやすい状況が続いた (第 3.2.3 図 (c))。また、この期間、上空の偏西風は中国東部から日本海で平年の位置より南偏、かつ、大きく南に蛇行してトラフを形成し (第 3.2.3 図 (d))、トラフの前面となった黄海～日本海周辺は前線帯となって低気圧がたびたび発生した。これらの湿った気

流や前線、低気圧の影響を受け、上旬に引き続き広い範囲で大雨が降りやすい状況となった。

8 月 19 日から 20 日の明け方にかけての広島市内では、発達した積乱雲に伴い局地的に 1 時間降水量 100mm、3 時間降水量で 200mm を超える大雨となり、住宅地で大規模な土砂災害が発生して死者 74 名 (消防庁調べ) の惨事となった。

3.2.4 8 月下旬の状況

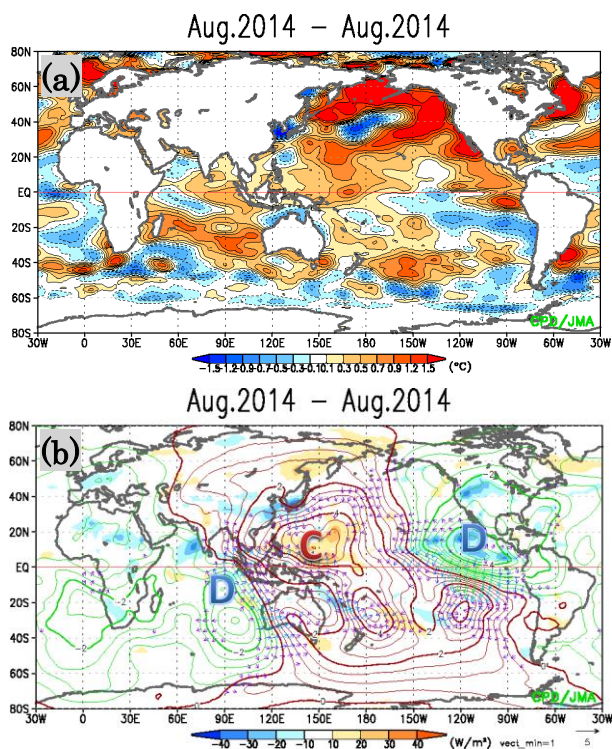
下旬に入ると偏西風の蛇行は小さくなったが、引き続き中国東部付近で南偏して流れ、黄海から日本海付近でトラフ、日本の南東でリッジとなる

気圧配置が続き、日本付近には前線が停滞した。24日には、日本海で発生した低気圧と上空寒気の影響により北海道で大雨となり、日降水量が160mmとなった礼文島では土砂崩れによる住宅倒壊で2名が死亡した（消防庁調べ）。

下旬後半になるとオホーツク海高気圧の勢力が強まって、前線は日本の南海上まで南下し、大雨の降りやすい状況は解消した（図省略）。

3.2.5 全球の大気と海洋の状況

第3.2.4図に8月平均の全球海面水温偏差分布、及びOLRと200hPa速度ポテンシャル偏差分布を示す。海面水温は春頃から全球的に高い状態が続いており、特に北太平洋では広い範囲で顕著な正偏差だった(第3.2.4図(a))。太平洋の熱帯域では、2014年の初めは東部で海面水温が平年より低いラニーニャ現象時に現れやすい偏差分布だったが、1月から2月にかけて西部で見られた強い西風偏差を契機に海洋表層の暖水域が東へ拡大し、5月



第3.2.4図 8月平均の (a) 海面水温平年偏差、(b) OLR 平年偏差（陰影）及び200hPa速度ポテンシャル平年偏差（等値線、間隔は太線 $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、細線 $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ ）

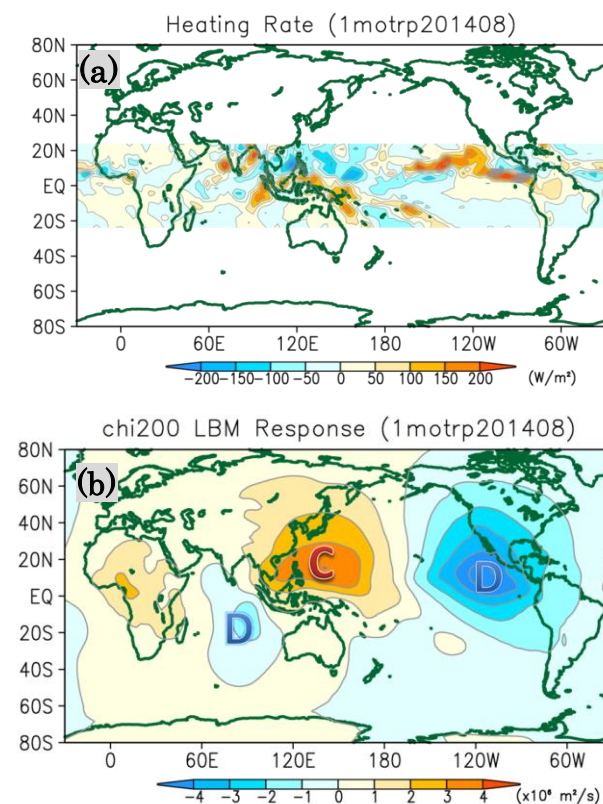
大文字アルファベットで示されたC及びDは、それぞれ収束偏差、発散偏差であることを示す。

にはほぼ全域で海面水温が正偏差となり、夏にエルニーニョ現象が発生した。インド洋熱帯域の海面水温は西部を除いて正偏差だった。2014年8月は、これらの海面水温分布に対応して北太平洋熱帯域の東部とインド洋熱帯域の中部から東部で対流活動が活発で、これらの地域の上層で発散偏差となった。一方、南シナ海周辺から太平洋西部にかけては、海面水温は正偏差だったものの対流活動は不活発で、上層では収束偏差となった(第3.2.4図(b))。

3.2.6 熱帯域の加熱偏差に対する応答

前節で述べ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、線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model: LBM, Watanabe and Kimoto 2000) を用いて行った再現実験の結果を示す。

第3.2.5図(a)は、2014年8月平均の非断熱加熱偏差である。太平洋熱帯域の東部とインド洋熱



第3.2.5図 (a) 線形傾圧モデル (LBM) に与えた熱帯域 (30°S-30°N) の非断熱加熱偏差 (2014年8月平均) 及び(b)200hPa速度ポテンシャルにおけるLBMの定常応答

(b)では基本場として8月の平年値を使用。大文字アルファベットで示されたC及びDは第3.2.4図と同様。

帯域の中部から東部で正の加熱偏差、南シナ海から太平洋西部で負の加熱偏差となっている。この加熱偏差分布を与えたLBMによる200hPa速度ポテンシャルの応答を第3.2.5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3.2.4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の応答について、解析された実況と対比して第3.2.6図に示す。上層では、中国南部の高気圧性循環偏差、海洋大陸北部と東アジア東部の低気圧性循環偏差が実況と対応して再現されている。また、北太平洋中部ではミッドパシフィックトラフが平年と比べて顕著に浅い(高気圧性循環偏差)状況が解析されていたが、この特徴もLBMの応答として再現されている。下層の応答を見ると、南シナ海からフィリピン海北部にかけての高気圧性循環偏差、日本海周辺の低気圧性循環偏差、北太平洋では亜熱帯高気圧の循環が西部を除き広範囲で弱い特徴が実況と整合している。

これらの結果から、2014年8月の日本付近で解析された大気循環場の特徴には、熱帯の対流活動の偏差分布の寄与があったと考えられる。

3.2.7 アジアモンスーンと亜熱帯ジェット気流

アジアモンスーンの全体的な活動度を示す指数であるSAMOI-A³(ベンガル湾からフィリピン海にかけての領域で平均したOLR偏差に基づく指数で、対流活発時に正の値となるよう符号を反転させたもの。詳細は第1.4.3項を参照。)の変動を第3.2.7図(a)に、フィリピン付近で平均したOLRを同図(b)に示す。

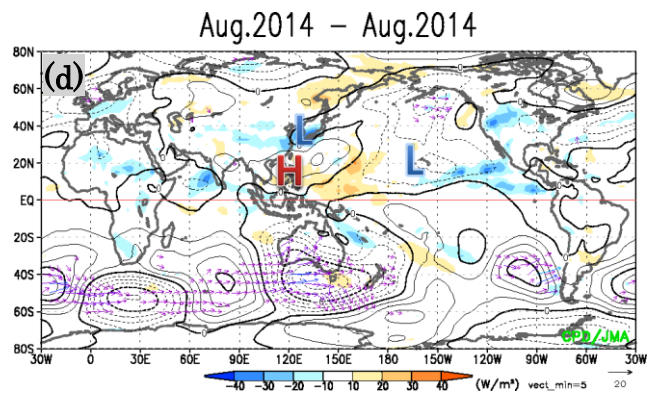
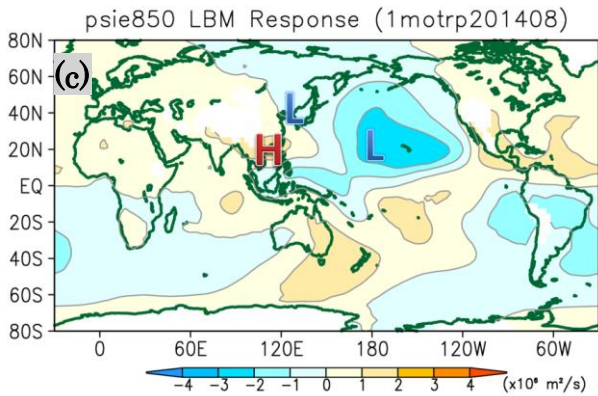
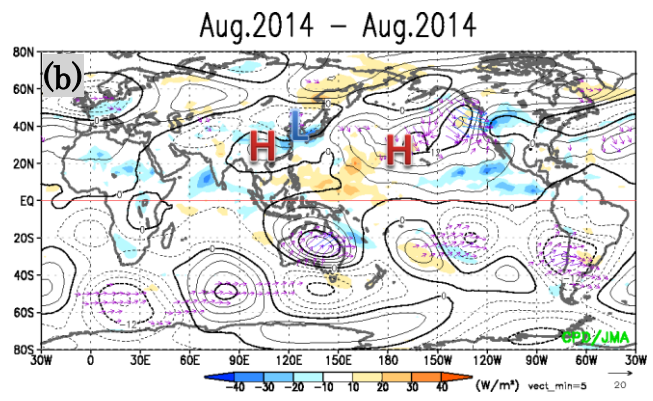
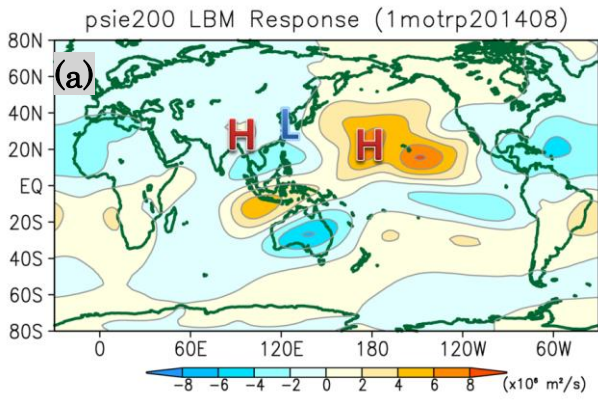
アジアモンスーンは、7月はほぼ月を通して平年より活発な状態が続いたが、8月になって急速に活動が低下し、月末まで不活発な状態が続いた。同様に、フィリピン周辺の対流活動は7月にかな

り活発な状況が続いたが、8月は一転して対流不活発となった。なお2014年のアジアモンスーンの全般的な状況については第2.7節も参照されたい。

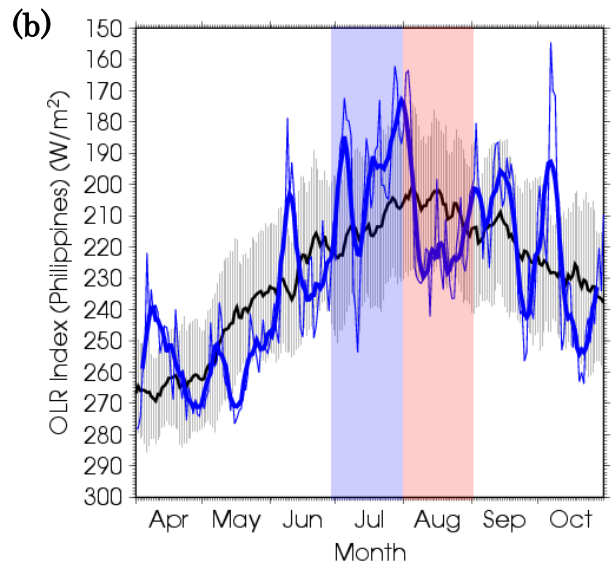
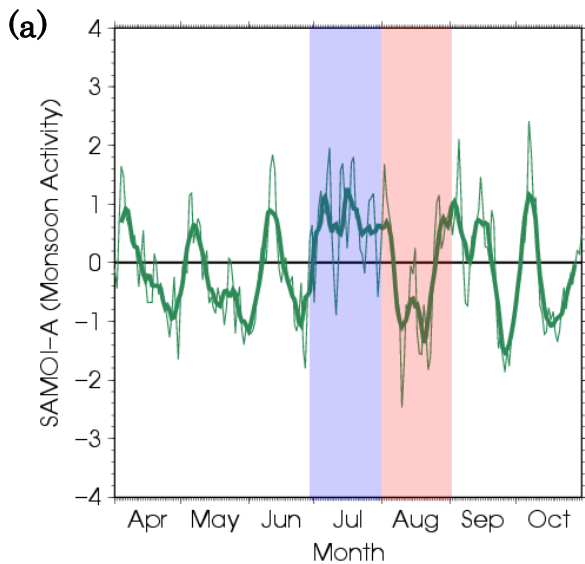
7月から8月にかけては、アジアモンスーンの活動に対応して亜熱帯ジェット気流が北偏(活発時)あるいは南偏(不活発時)する傾向がみられた(第3.2.8図)。また、過去の統計関係からは、アジアモンスーンが不活発なときには、東アジア周辺で亜熱帯ジェット気流が平年の位置より南偏・蛇行する傾向がみられる(第3.2.9図)。

このことから、8月に中国東部から日本海で亜熱帯ジェット気流が南偏・蛇行したことには、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。

³ ベンガル湾からフィリピン海にかけての領域で平均したOLR偏差に基づく指数で、対流活発時に正の値となるよう符号を反転させたもの。詳細は第1.4.3項を参照。

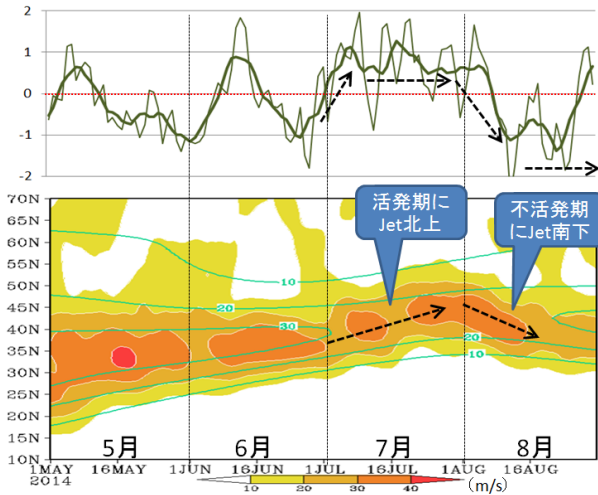


第 3.2.6 図 第 3.2.5 図 (a) の加熱偏差を与えた LBM 実験による (a) 200hPa 流線関数の応答と (c) 850hPa 流線関数の応答、及び、それぞれに対応する実況の (b) 200hPa 流線関数偏差と (d) 850hPa 流線関数偏差 (a) と (c) の偏差は帯状平均からのずれとして表示している。大文字アルファベットの H、L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差を示している。(b) の等値線間隔は太線 $12 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、細線 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、(d) の等値線間隔は太線 $6 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、細線 $1.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ で、陰影は OLR 偏差。



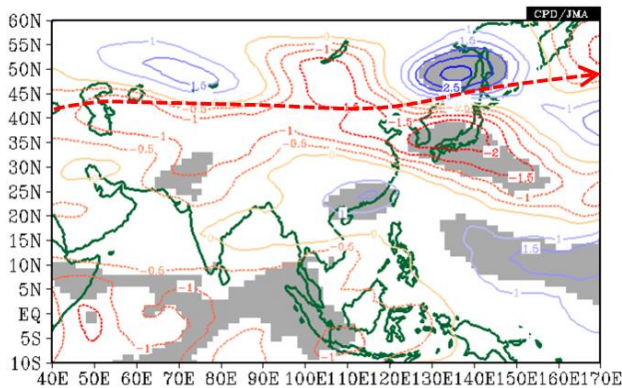
第 3.2.7 図 (a) SAMOI-A 及び (b) フィリピン周辺 ($10^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$, $115^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$) で平均した OLR の変動 (2014 年 4 月 ~ 10 月)

左図の緑線、右図の青線について、いずれも細線は日平均値、太線は 7 日平均値を示す。右図の黒線は日平年値、灰色の陰影は 1 標準偏差の範囲を示す。7 月に青い陰影、8 月に赤い陰影を施している。



第 3.2.8 図 2014 年 5 月～8 月の (上) SAMOI-A の変動と (下) 60°E～150°E で平均した 200hPa 東西風の 7 日移動平均 (陰影) 及び平年値 (緑線) の時間緯度断面図

アジアモンスーンの活動が活発化 (不活発化) すると、やや遅れてアジア域の偏西風が北上 (南下) する傾向がみられる。



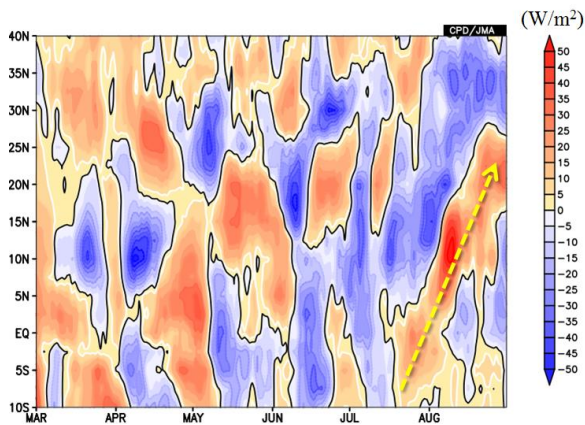
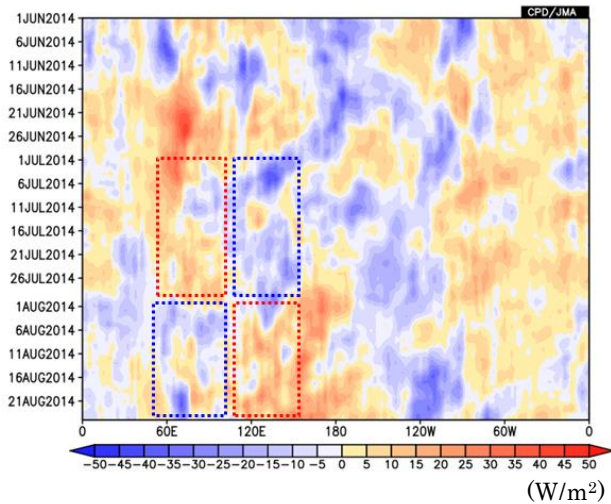
第 3.2.9 図 SAMOI-A に回帰した 200hPa 東西風 (8 月) 統計期間は 1979～2013 年。暖色系 (寒色系) の等値線は、アジアモンスーンが不活発なときに西風が強い (弱い) 傾向があることを示す。単位は m/s。信頼度水準 95% で有意な領域に灰色の陰影を施している。赤の太い破線は平年の亜熱帯ジェット気流の位置を表している。

3.2.8 夏季熱帯季節内振動

前項で述べたように、フィリピン周辺の対流活動は、7 月には活発だったが、8 月に入って急激に不活発な状態に転じた。これと対照的に、インド洋の対流活動は 7 月に不活発だったが 8 月に活発になった。赤道～20°N で平均した OLR 偏差の時間-経度断面図 (第 3.2.10 図 (上)) はこの様子を明瞭に示している。また、フィリピン付近の 115°E～135°E で平均した OLR 偏差の時間-緯度断面図 (第 3.2.10 図 (下)) で見ると、7 月後半から対流不活発域が北進し、8 月にはフィリピン付近の緯度に不活発域の位相が位置していたことがわかる。

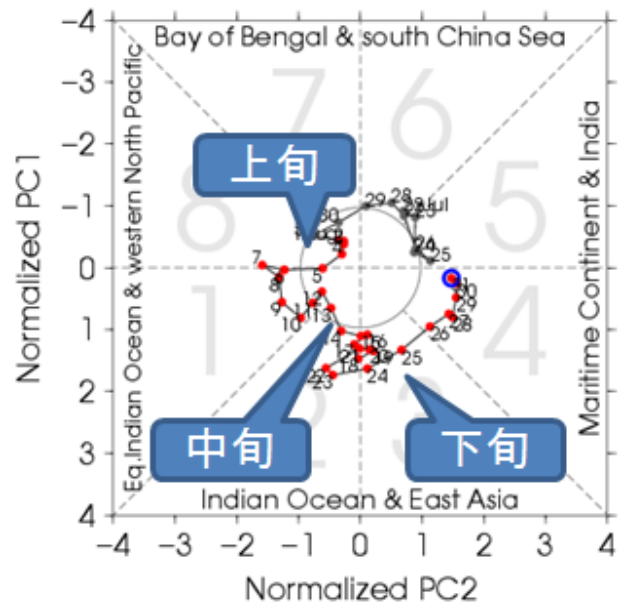
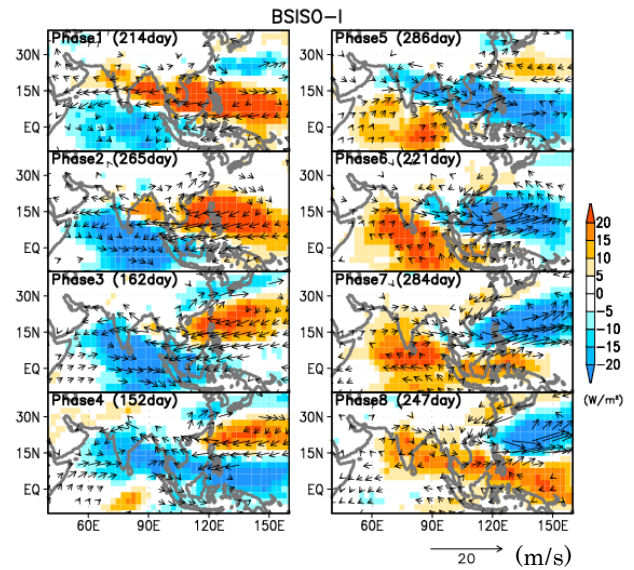
このような対流活発・不活発域の変動は、北半球夏季熱帯季節内振動 (BSISO) として知られる変動の各位相の典型的な特徴と一致していることがわかる。第 3.2.11 図は、Lee et al. (2013) に基づき、OLR 及び 850hPa 東西風の多変量経験的直交関数の第 1・第 2 主成分から合成した、BSISO における 8 つの特徴的な位相と、2014 年 7 月末から 8 月にかけての日ごとの実況に対して各主成分得点をプロットした位相ダイアグラムを示している。7 月下旬の対流活動はフィリピン付近で活発、インド洋では不活発で、Phase5 から Phase7 に対応している。8 月に入るとインド洋の対流不活発域は北東進して、南シナ海からフィリピン周辺に達し、中旬から下旬前半は Phase2 から Phase3 に対応した分布となった。

このように、2014 年 8 月は、BSISO に伴う変動が卓越し、その対流不活発な位相が北東進してフィリピン付近に達するタイミングだったことが、フィリピン付近で対流活動が不活発だったことに寄与した可能性がある。



第 3.2.10 図 (上) 赤道～20°N で平均した OLR 平年偏差の時間-経度断面図 (2014 年 6 月 1 日～8 月 31 日)、及び (下) 115°～135°E で平均した OLR 平年偏差の時間-緯度断面図 (2014 年 3 月 1 日～8 月 31 日、7 日移動平均)

暖色域 (正偏差) は対流活動が平年より不活発なことを、寒色域 (負偏差) は平年より活発なことを示す。上図は、7 月はインド洋で不活発、フィリピン付近で活発、8 月はインド洋で活発、フィリピン付近で不活発となったことを表している。下図の破線矢印は、7 月後半から 8 月にかけて対流不活発域が北上しフィリピン付近に達したことを示している。



第 3.2.11 図 (上) 夏季熱帯季節内振動 (BSISO) における特徴的な 8 つの位相、及び (下) 位相ダイアグラム

上図は、1981～2010 年のデータを用いて求めた、OLR 及び 850hPa 東西風の多変量経験的直交関数の第 1・第 2 主成分から合成。矢印は 850hPa 風偏差、陰影は OLR 偏差を表す。下図は、2014 年 7 月末から 8 月にかけての第 1・第 2 主成分得点をプロットしたもの。

3.2.9 短時間強雨の長期変化傾向

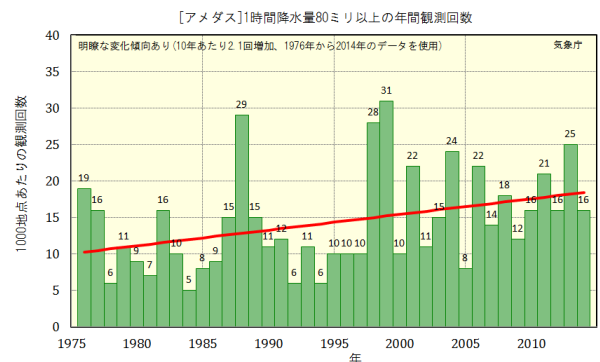
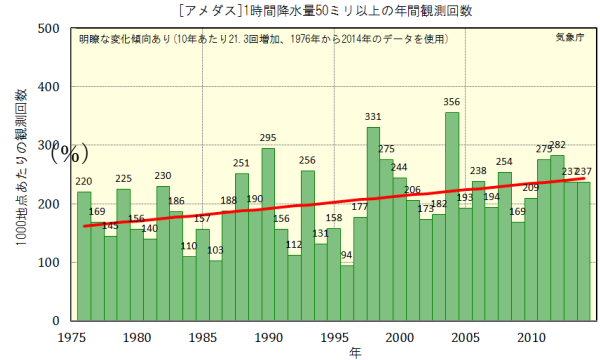
2014年8月は、広島市で1時間降水量が100mmを超える猛烈な雨が降るなど、短時間強雨に伴う被害が発生した。

気象庁の地域気象観測所（アメダス）で観測された1時間降水量50mm以上、80mm以上の年間の発生回数の長期変化には、明瞭な増加傾向が現れている（第3.2.12図）。また、高層気象観測による上空の水蒸気量にも増加傾向が現れており（第3.2.13図）、これは大気中の二酸化炭素等の温室効果ガスの増加に伴う気温上昇から予期される変化傾向と整合的である。一般に、短時間に降る強い雨の量は、大気中の水蒸気量の増加に伴って増えると考えられている。気候変動に関する政府間パネル（IPCC）の第5次評価報告書第1作業部会報告書は、地球温暖化の進行に伴って、今世紀末までに、我が国を含む中緯度の陸域のほとんどで極端な降水がより強く、より頻繁となる可能性が非常に高いこと、大気中の水蒸気量が世界平均で5～25%増加することを予測している（Collins et al. 2013）。

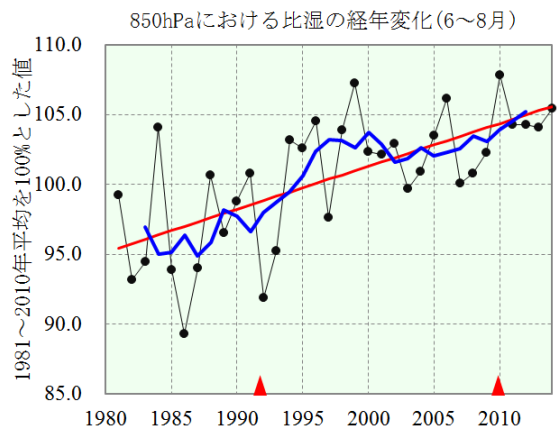
以上のことから、日本における短時間強雨の増加傾向には、地球温暖化が関連している可能性があるものの、観測期間がまだ40年程度と短いことから、因果関係についてより確実に評価するためには、今後さらにデータを蓄積する必要がある。

3.2.10 まとめ

2014年8月の日本の不順な天候の要因は、次のように要約される。上旬の天候不順は、二つの台風が日本に接近・上陸したことで前線の影響による。偏西風が平年の位置と比べて北寄りを流れており、台風の移動が遅かったために西日本を中心に台風の影響を長く受けた。中旬以降は、日本付近の前線帯と、南～南西からの水蒸気の流入が持続したために、雨量が多くなった。前線帯の形成・持続は、亜熱帯ジェット気流の南偏・蛇行に伴うものとみられる。亜熱帯ジェット気流の南偏・蛇行は、不活発だったアジアモンスーンに関連していると考えられる。湿った気流の持続は、日本の



第3.2.12図 アメダスによる1時間降水量（上）50mm以上、及び（下）80mm以上の年間観測回数（1976～2014年）。1,000地点あたりの回数として示している。赤い直線は期間にわたる変化傾向。

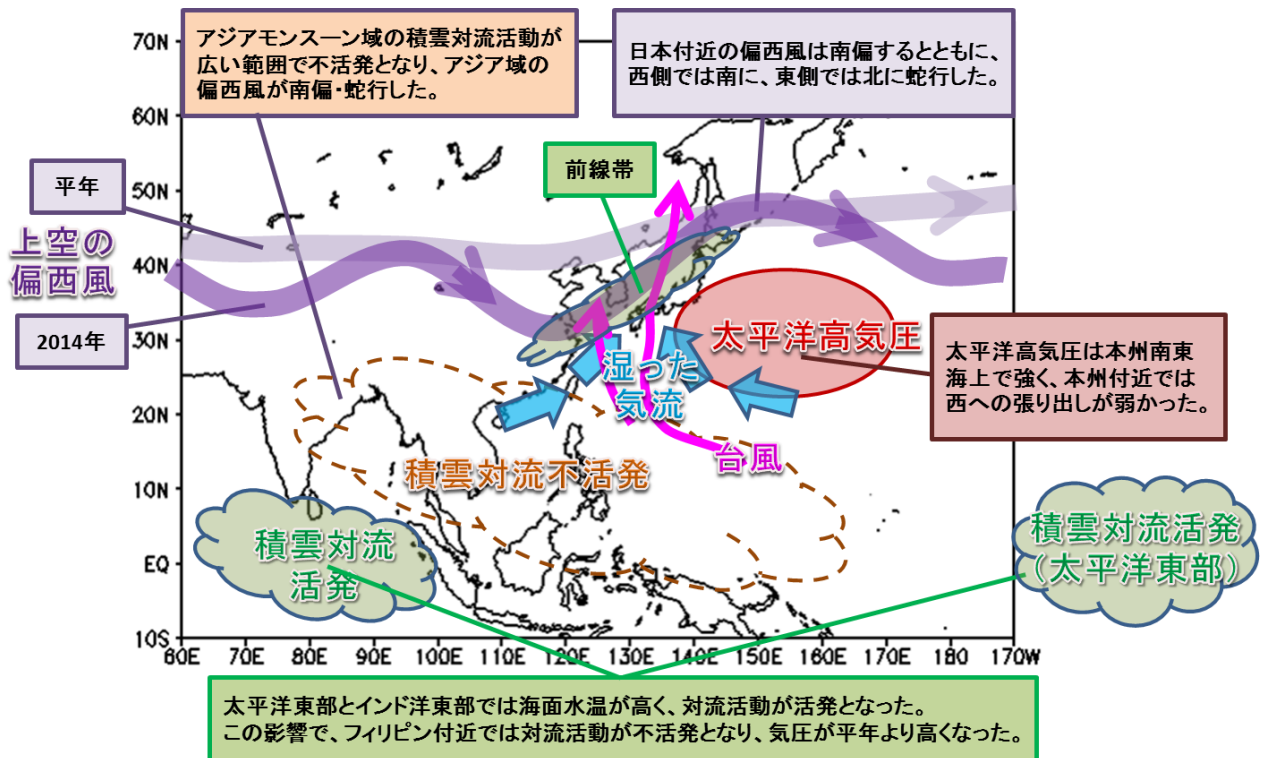


第3.2.13図 日本付近における対流圏下層の夏季（6～8月）の水蒸気量の経年変化（1981～2014年）850hPa 気圧面の比湿（空気1kgあたりに含まれる水蒸気量、1981～2010年平均を100%とした値で示す）の経年変化。ここでは、国内13高層気象観測地点（稚内、札幌、秋田、輪島、館野、八丈島、潮岬、福岡、鹿児島、名瀬、石垣島、南大東島、父島）の算術平均を用いた。細線（黒）は13高層観測地点の平均、太線（青）は5年移動平均、直線（赤）は期間にわたる変化傾向。赤三角は測器の変更のあった年を示す。

南東海上での高気圧偏差の強まりや、フィリピン付近の高気圧偏差に伴う下層の南西風が寄与した。フィリピン付近の高気圧偏差は、季節内振動に伴いフィリピン付近で対流活動が不活発になる位相だったことが関連したとみられる。また、太平洋東部とインド洋東部熱帯域で海面水温が高かったことにより対流活動が活発だったことも関連して

いると考えられる。また、長期的な傾向として、短時間強雨の発生数と対流圏の水蒸気量には明瞭な増加トレンドがあり、背景には地球温暖化が関連している可能性がある。

以上の結果を概念的に表した図を第 3.2.14 図に示す。



第 3.2.14 図 2014 年 8 月の日本の不順な天候をもたらした要因の概念図

参考文献

Collins, M., R. Knutti, J. Arblaster, J.-L. Dufresne, T. Fichefet, P. Friedlingstein, X. Gao, W. J. Gutowski, T. Johns, G. Krinner, M. Shongwe, C. Tebaldi, A. J. Weaver and M. Wehner, 2013: Long-term Climate Change: Projections, Commitments and Irreversibility. In: *Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Stocker, T.F., D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex and P.M. Midgley (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA

Lee, J., B. Wang, M. C. Wheeler, X. Fu, D. E. Waliser, and I. Kang, 2013: Real-time multivariate indices for the boreal summer intraseasonal oscillation over the Asian summer

monsoon region, *Climate Dynamics*, **40**, 493-509.

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