

# 気候系監視年報 2013

平成 26 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、2013 年の気候系の特徴をまとめるとともに、2012/2013 年冬の北～西日本及び東アジア北部の低温と 2013 年夏の日本及び東アジアの極端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

気候情報課課長 横手嘉二

# 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. 2013年気候系のまとめ	7
2.1 日本の天候	7
2.2 世界の天候	13
2.3 中・高緯度の気候循環	20
2.4 熱帯の気候循環と対流活動	25
2.5 海況	33
2.6 冬季北半球成層圏の気候循環	35
2.7 夏季アジアモンスーンの特徴	43
2.8 北極域の海氷	46
2.9 北半球の積雪域	48
3. 特定事例の解析	50
3.1 2012/2013年冬の北～西日本及び東アジア北部の低温	50
3.2 2013年夏の日本及び東アジアの極端な天候	63

## 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（以下、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」（以下、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、監視年報は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／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<sup>2</sup>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、英語版も刊行<sup>3</sup>している。

今回の報告では、特定事例の解析として、2012/2013 年冬の北～西日本及び東アジア北部の低温、2013 年夏の日本及び東アジアの極端な天候に関する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<sup>4</sup>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<sup>4</sup>にまとめて掲載している。

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

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

<sup>4</sup> <http://www.data.kishou.go.jp/climate/index.html>

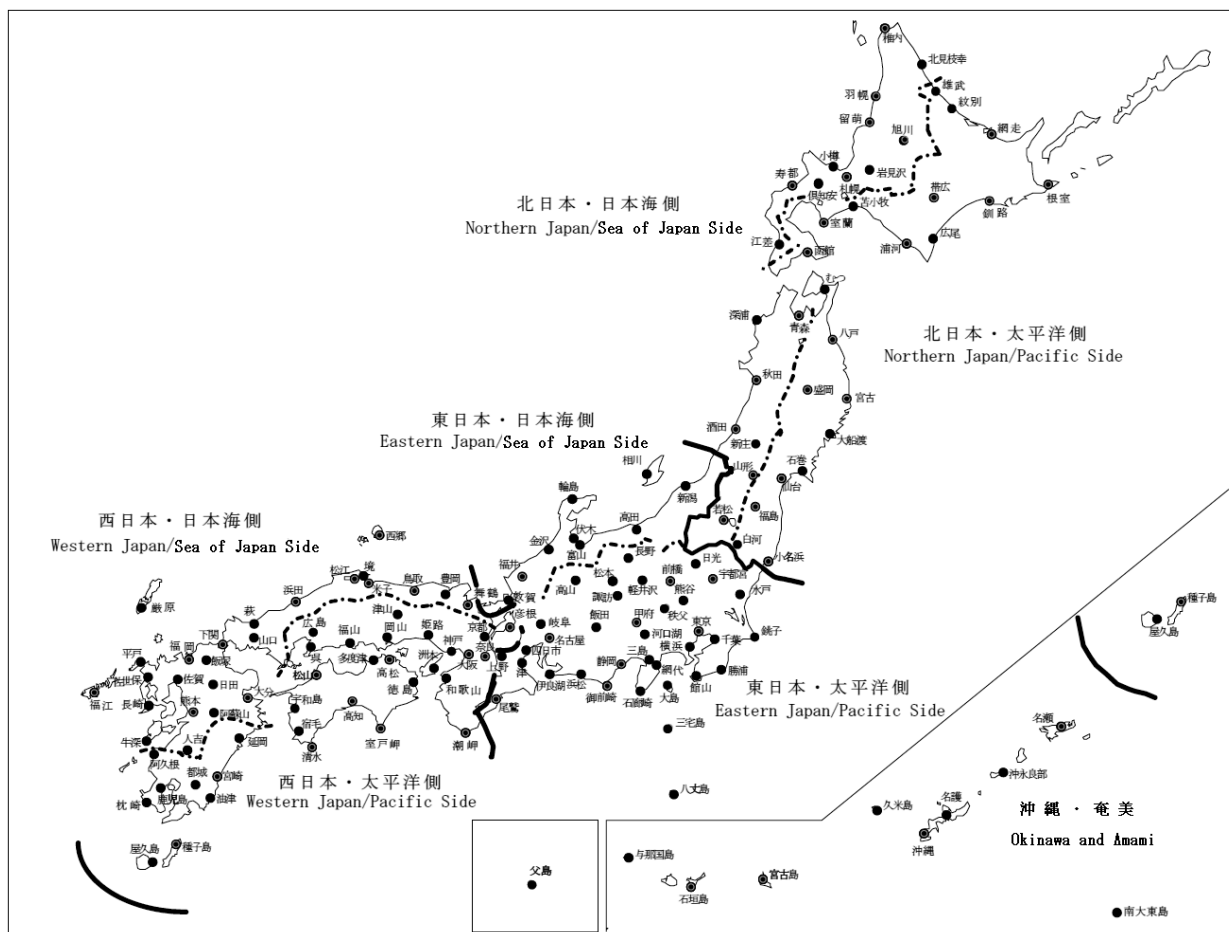
以下に、本報告の作成に用いたデータソース、計算方法、図表類の見方、専門的な用語について解説する。第 3 章の特定事例の解析のみに掲載した要素や図表については、必要に応じて本文中に解説を記述する。

### 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。この値から、1981～2010 年の 30 年平均値と 1971～2000 年の 30 年平均値の差を差し引き、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、移転による影響を除去するための補正を行った上で利用している（大野ほか 2011）。また、2013 年 12 月に、算出に利用する気象観測点をこれまでの 17 地点から上記 15 地点に変更し、過去に遡って再計算した。



第1.2.1図 日本の地域区分と観測点配置図

### 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の分布と地域区分は、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」<sup>5</sup>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、年平均気温偏差の計算方法、監視に用いているデー

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

タや平年値、分布図の作成方法について解説する。本書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(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)、2000年以前については米国海洋大気庁(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))と緯度・経度それぞれ1度格子ごとの海面水温(COBE-SST)(気象庁2006)から算出される(石原2006)。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、データがそろっている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。この世界平均から、1981~2010年の30年平均値と1971~2000年の30年平均値の差を差し引き、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

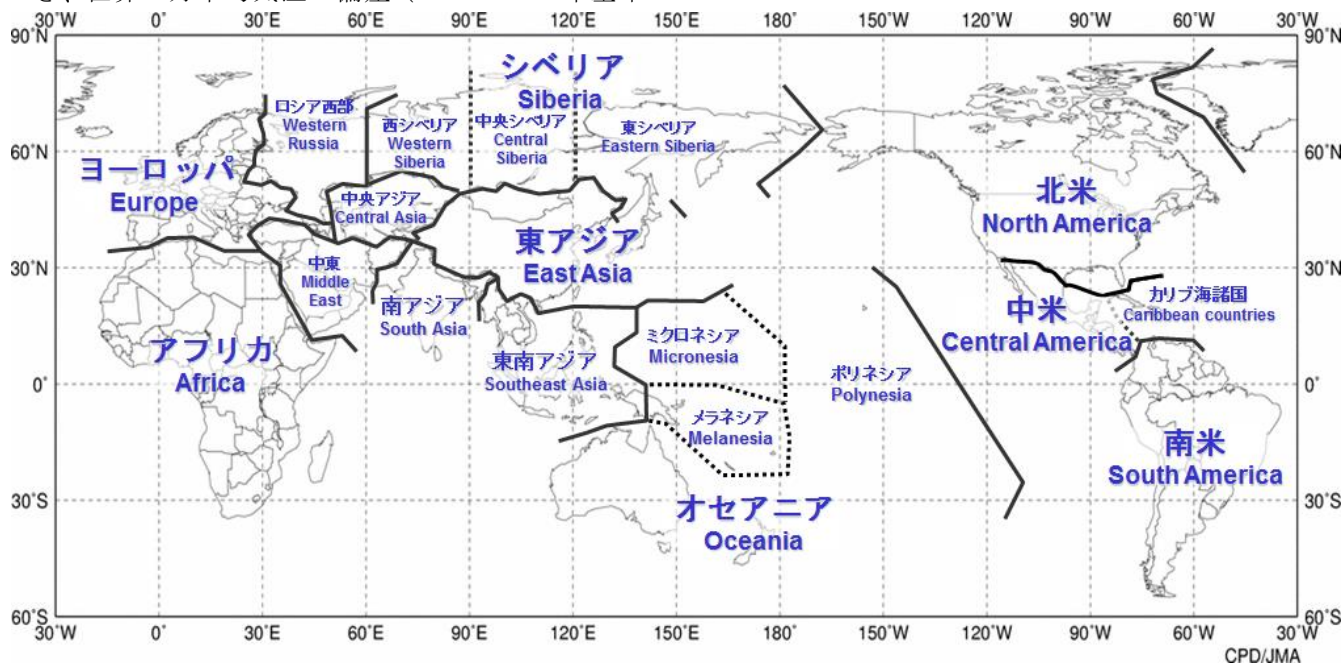
世界の天候の分布図の作成には、CLIMAT報のデータを用いた。月平均気温や月降水量の平年値は、GHCNデータ及び気象庁で収集したCLIMAT報データを使っている。平年値の期間は1981~2010年の30年間である。

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 OFDA/CRED International Disaster Database - [www.emdat.be](http://www.emdat.be) - Université Catholique de Louvain - Brussels - Belgium (米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所(ベルギー)の災害データベース)

IFRC: International Federation of Red Cross and Red Crescent Societies. (国際赤十字・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

年平均気温規格化年差階級分布図（第2.2.3図）では、年平均気温の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。年降水量年比階級分布図（第2.2.5図）では、年降水量の年比を緯度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（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）

大気循環場データは、気象庁と電力中央研究所が共同で実施した長期再解析（JRA-25）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（解析時刻は00、06、12、

18UTC）を用いる。長期再解析の詳細は、Onogi et al. (2007)を参照のこと。平年値については、JRA-25及びJCDAS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（A0；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、主に季節ごとの中・高緯度の熱帯の大気循環や対流活動（熱帯の積雲対流群の活動）の特徴及び台風経路の特徴についてまとめる。

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

域の変動などである。

対流活動を推定するデータとしては、米国の極軌道衛星 (NOAA シリーズ) により観測され、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

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

( $\phi$ : 流線関数、 $u_{\phi}$ 、 $v_{\phi}$ : 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し、反対に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。

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

( $\chi$ : 速度ポテンシャル、 $V_{\chi}$ : 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。MJO は、半月 (5 日) 移動平均した速度ポテンシャル

の緯度・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)、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) を掲載した (第 2.4.1 表)。それぞれの指数の算出に利用した領域は、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。

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

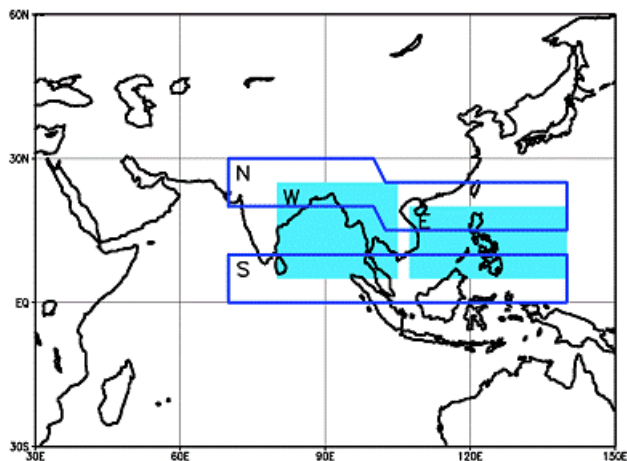
$$\text{SAMOI (N)} = (\text{規格化 OLR (S)} - \text{規格化 OLR (N)}) \text{ を規格化}$$

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

ここで、OLR (S) 等は、第 1.4.1 図に S 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。



第1.4.1図 夏のアジアモンスーンOLR指数(SAMOI)の領域

#### 1.5 海況（関連項目：第2.5節）

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

海面水温年平均偏差図（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により観測されたデータを用いて、気象庁が独自に開発した手法に基づいて解析したデータに基づいている（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.
- 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. 2013 年気候系のまとめ

### 2.1 日本の天候

2013 年の日本の天候の主な特徴は以下のとおりである。

○春の後半から秋の前半にかけては高温傾向が続き、年平均気温は、東・西日本と沖縄・奄美で高かった。

○北・東日本では 2 年連続、西日本では 3 年連続の寒冬となった。北日本日本海側の所々では記録的な積雪となり、最深積雪の歴代全国 1 位となる 566cm が酸ヶ湯（青森県）で観測された。

○全国で暑夏となり、日最高気温の歴代全国 1 位となる 41.0℃が江川崎（高知県）で観測された。

○梅雨前線や台風等の影響によりたびたび大雨に見舞われ、記録的な豪雨となった所もあった。

#### 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 2013 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 +0.34℃で、統計を開始した 1898 年以降で 8 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：1898～2013 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

春の前半までは気温の低い時期と高い時期が交互に現れた。春の後半から秋の前半にかけては高温傾向が続き、周期的に顕著な高温の時期が見られた（第 2.1.2 図）。年平均気温は東・西日本と沖縄・奄美で高く、北日本で平年並だった。春と秋を中心に高気圧に覆われて晴れの日が多かった東・西日本では年間日照時間がかなり多かった。一方、低気圧の影響を受けやすい時期が多かった北日本では、年間日照時間が少なく、年降水量は多く、日本海側ではかなり多かった。また、夏以降、高気圧に覆われて晴れの日が多かった沖縄・奄美では、年間日照時間が多く、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（2012 年 12 月～2013 年 2 月）

○北日本から西日本にかけては寒冬で、北・東日本では 2 年連続、西日本では 3 年連続となった。

○北日本では、日本海側を中心に降雪量が多く、記録的な積雪となったところもあった。

北日本を中心に冬型の気圧配置となる日が多かった。周期的に強い寒気が南下したため、北日本から西日本にかけての平均気温は低く、日本海側では降水量が多く、日照時間が少なかった。一方、太平洋側では平年と同様に晴れの日が多かったが、低気圧の通過時にはまとまった雨または雪となった。降雪量が多かった北日本日本海側の一部では記録的な積雪となり、酸ヶ湯（青森県）で積雪の深さが 566 cm となるなど、アメダス 12 地点で年最深積雪の大きい記録を更新した。沖縄・奄美では、2 月には顕著な高温の時期があり、暖冬となった。  
**平均気温：**北・東・西日本は低い一方、沖縄・奄美では高かった。

**降水量：**東日本太平洋側、沖縄・奄美で平年並だったほかは多く、北日本日本海側ではかなり多かった。

**日照時間：**北日本日本海側で少なかった。一方、東日本太平洋側では多かった。その他の地方は平年並だった。

#### （2）春（2013 年 3～5 月）

○東・西日本では高気圧に覆われて晴れた日が多く、日照時間は多く、降水量は少なかった。

○北日本では寒気や低気圧の影響を受けて、気温が低く、曇りや雨または雪の日が多かった。

4 月中旬から 5 月上旬にかけては寒気の影響で全国的に低温となる一方、その他の時期は暖かい空気に覆われて、東・西日本を中心に高温となり、気温の変動が大きかった。東・西日本では高気圧に覆われて晴れた日が多かったため、春の降水量は西日本でかなり少なく、日照時間は東・西日本でかなり多かった。西日本太平洋側の降水量は最も少ない記録を、東日本太平洋側と西日本の日照

時間は最も多い記録を更新した。一方、北日本日本海側では期間を通じて寒気や気圧の谷の影響で曇りや雨または雪の日が多く、春の日照時間はかなり少なかった。また、北海道では、3月上旬に発達した低気圧の影響で暴風雪に見舞われた。

**平均気温**：北日本で低かった。一方、東日本と西日本では高く、沖縄・奄美は平年並だった。

**降水量**：西日本でかなり少なく、東日本で少なかった。一方、北日本日本海側と沖縄・奄美で多く、北日本太平洋側は平年並だった。

**日照時間**：東日本と西日本でかなり多かった。一方、北日本日本海側でかなり少なく、北日本太平洋側も少なかった。沖縄・奄美では平年並だった。

### (3) 夏(2013年6～8月)

○全国で暑夏となった。東・西日本と沖縄・奄美ではかなりの高温で、西日本では最も高い記録を更新した。また、江川崎(高知県)では歴代全国1位となる41.0℃の日最高気温を観測した。

○梅雨前線や湿った気流の影響で東日本日本海側と東北日本海側では降水量がかなり多い一方、太平洋高気圧に覆われた東日本太平洋側、沖縄・奄美ではかなり少なかった。

○7月には山口県や島根県で、8月には秋田県や岩手県、島根県で記録的な豪雨となった。

太平洋高気圧の勢力が本州の南海上から西日本にかけて強く、全国的に高温で、西日本では平均気温の最も高い記録を更新した。また、日最高気温の記録を更新したアメダス地点も多く、8月12日には、江川崎(高知県)で歴代全国1位となる41.0℃の日最高気温を観測した。沖縄・奄美では、太平洋高気圧に覆われて晴れる日が続いたため、顕著な少雨多照となった。また、東日本太平洋側でも降水量はかなり少なかった。一方で、梅雨前線や太平洋高気圧の縁に沿った湿った気流の影響で、日本海側ではたびたび大雨に見舞われ、東日本日本海側や東北日本海側の降水量はかなり多かった。また、7月28日は山口県と島根県で、8月

9日は秋田県と岩手県で、8月24日は島根県で記録的な豪雨となった。

**平均気温**：東・西日本、沖縄・奄美ではかなり高く、北日本で高かった。

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

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

### (4) 秋(2013年9～11月)

○台風や秋雨前線、低気圧の影響で北・西日本と東日本日本海側では降水量がかなり多かった。

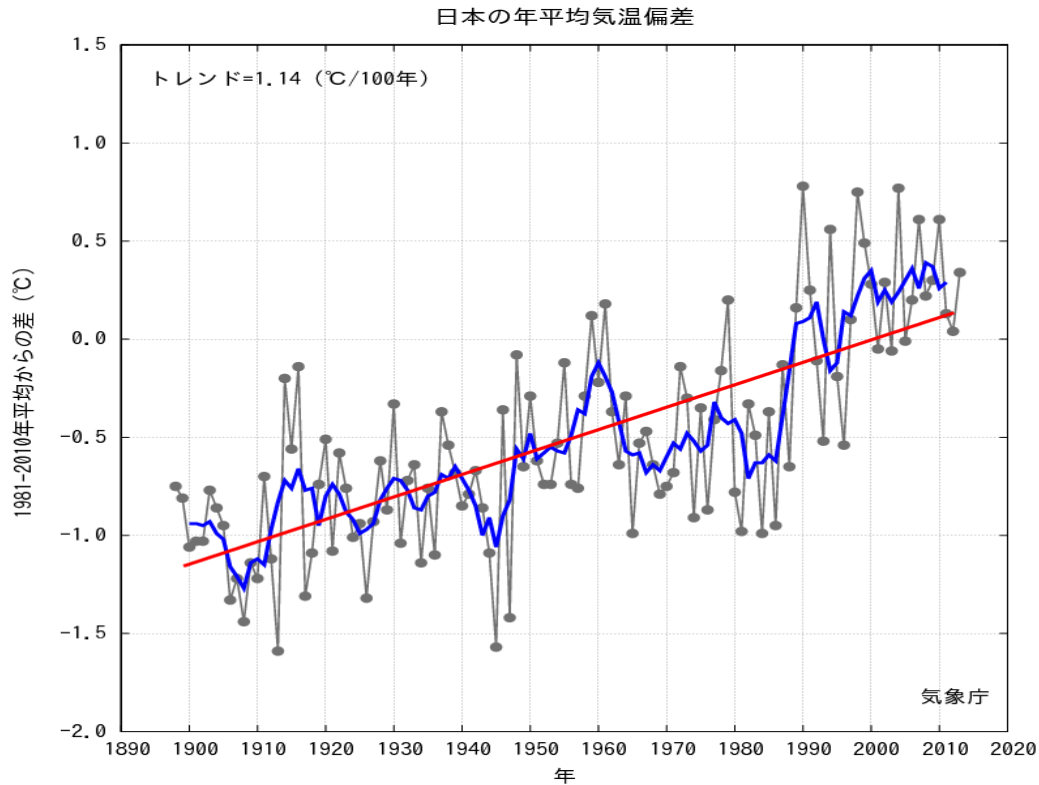
○一方で、東・西日本、沖縄・奄美では高気圧に覆われた日が多く、日照時間が多かった。

11月上旬にかけては、偏西風が平年より北側を流れたため、北日本から西日本にかけて気温の高い状態が続いた。11月中旬以降は、強い寒気が流れ込み、北日本を除いて気温の低い日が多かった。9月から10月にかけては台風や秋雨前線の影響でたびたび大雨に見舞われたほか、11月には低気圧や寒気の影響で日本海側では雨の日が多かった。このため、北・西日本と東日本日本海側の降水量はかなり多く、北・東日本日本海側では最も多い記録を更新した。また、秋の台風の日本への接近数が9個と1951年以降では1966年と並んで最も多かった。一方で、東・西日本と沖縄・奄美では高気圧に覆われて晴れの日が多かった。

**平均気温**：北・東日本は高く、西日本と沖縄・奄美は平年並だった。

**降水量**：北日本、東日本日本海側、西日本ではかなり多く、東日本太平洋側で多かった。一方、沖縄・奄美では少なかった。

**日照時間**：東日本太平洋側ではかなり多く、東日本日本海側、西日本、沖縄・奄美で多かった。一方、北日本では少なかった。



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 1961～2010 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（2013 年）

	気温 年差 ℃（階級）	降水量 年比 %（階級）	日照時間 年比 %（階級）		気温 年差 ℃（階級）	降水量 年比 %（階級）	日照時間 年比 %（階級）
北日本	0.3 (0)	115 (+)* 日 122 (+)* 太 108 (+)	96 (-) 日 93 (-) 太 98 (-)	北海道	0.4 (+)	117 (+)* 日 119 (+)* 才 111 (+) 太 117 (+)	93 (-) 日 91 (-) 才 93 (-) 太 95 (-)
東日本	0.5 (+)	101 (0) 日 128 (+)* 太 94 (0)	111 (+)* 日 108 (+)* 太 112 (+)*	東北	0.2 (0)	112 (+) 日 128 (+)* 太 100 (0)	100 (0) 日 97 (0) 太 101 (0)
西日本	0.4 (+)	101 (0) 日 102 (0) 太 100 (0)	110 (+)* 日 108 (+)* 太 111 (+)*	関東甲信	0.6 (+)	97 (0)	112 (+)*
沖縄・奄美	0.2 (+)	88 (-)	105 (+)	北陸	0.2 (0)	128 (+)*	108 (+)*
				東海	0.5 (+)	89 (-)	111 (+)*
				近畿	0.3 (+)	106 (+) 日 103 (0) 太 107 (+)	112 (+)* 日 113 (+)* 太 111 (+)*
				中国	0.4 (+)	114 (+) 陰 109 (+) 陽 120 (+)	108 (+) 陰 107 (+) 陽 109 (+)*
				四国	0.3 (+)	107 (0)	110 (+)*
				九州北部	0.4 (+)	100 (0)	107 (+)*
				九州南部	0.3 (+)	77 (-)*	112 (+)*
				本	0.4 (+)	77 (-)*	112 (+)*
				奄	0.2 (0)	79 (-)	113 (+)*
				沖縄	0.2 (+)	91 (-)	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)  
 (\*):はかなり低い(少ない)、かなり高い(多い)を表す 才: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（2013 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。

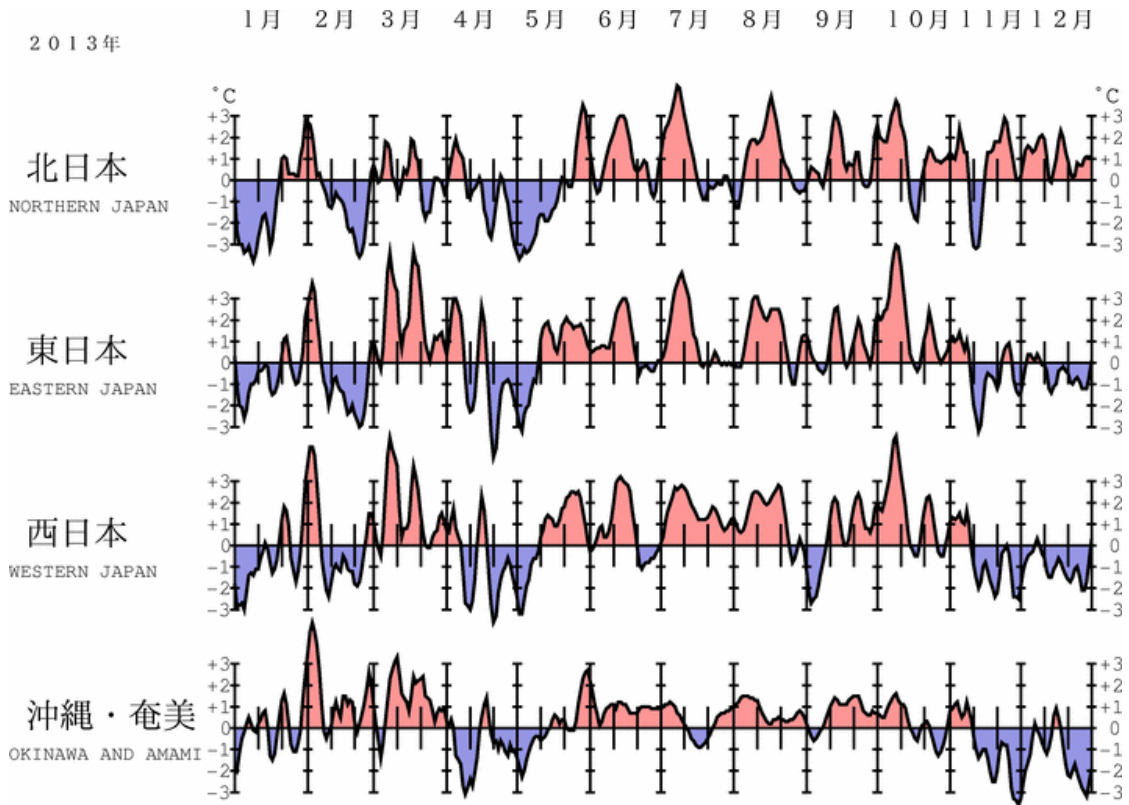
	平均気温		降水量		日照時間	
	高い記録	低い記録	多い記録	少ない記録	多い記録	少ない記録
1 月	0	0	0	0	2	0
2 月	0	0	1	0	0	1
3 月	26、9 タイ 東～西日本	0	2	8、1 タイ 東北等	1	2
4 月	0	0	2	0	0	1
5 月	0	0	0	16 東北～西日本	23 東～西日本	2
6 月	2、1 タイ	0	1	5	0	0
7 月	9、1 タイ 西日本	0	6 東北	11、1 タイ 九州南部～沖縄	1	0
8 月	16、10 タイ 九州～沖縄	0	1	3	0	0
9 月	0	0	0	1	8 東～西日本	0
10 月	16、14 タイ 東北～近畿	0	3	0	0	1
11 月	0	0	2	0	0	0
12 月	0	0	2	0	13 東～西日本	0

第 2.1.3 表 梅雨入り・梅雨明けの時期（2013 年）

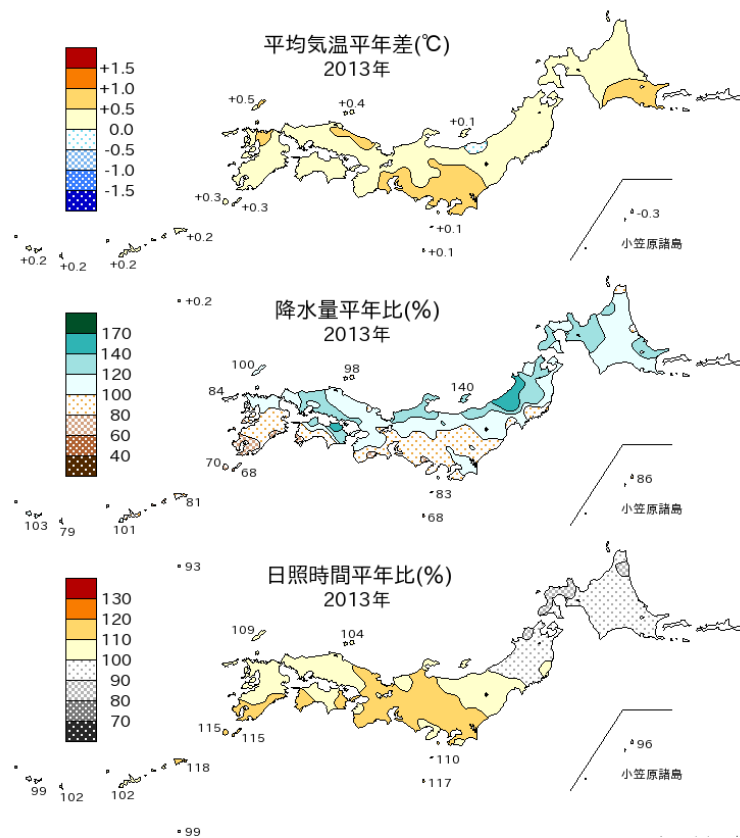
地方名	梅雨入り(注1)	平 年	梅雨明け(注1)	平 年	梅雨時期の降水量 平年比と階級(注2)
沖 縄	5 月 10 日ごろ(+)	5 月 9 日ごろ	6 月 11 日ごろ(-)*	6 月 23 日ごろ	93%(0)
奄 美	5 月 10 日ごろ(0)	5 月 11 日ごろ	6 月 29 日ごろ(0)	6 月 29 日ごろ	106%(0)
九州南部	5 月 27 日ごろ(-)	5 月 31 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)	7 月 14 日ごろ	77%(-)
九州北部	5 月 27 日ごろ(-)*	6 月 5 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)	7 月 19 日ごろ	72%(-)
四 国	5 月 27 日ごろ(-)*	6 月 5 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)	7 月 18 日ごろ	89%(0)
中 国	5 月 27 日ごろ(-)*	6 月 7 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	101%(0)
近 畿	5 月 27 日ごろ(-)*	6 月 7 日ごろ	7 月 8 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	81%(-)
東 海	5 月 28 日ごろ(-)*	6 月 8 日ごろ	7 月 7 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	68%(-)*
関東甲信	6 月 10 日ごろ(+)	6 月 8 日ごろ	7 月 6 日ごろ(-)*	7 月 21 日ごろ	77%(-)
北 陸	6 月 18 日ごろ(+)	6 月 12 日ごろ	8 月 7 日ごろ(+)*	7 月 24 日ごろ	133%(+)
東北南部	6 月 15 日ごろ(+)	6 月 12 日ごろ	8 月 7 日ごろ(+)*	7 月 25 日ごろ	139%(+)*
東北北部	6 月 15 日ごろ(0)	6 月 14 日ごろ	8 月 10 日ごろ(+)*	7 月 28 日ごろ	110%(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、その遷移期間の概ね中日をもって「○○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) 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。

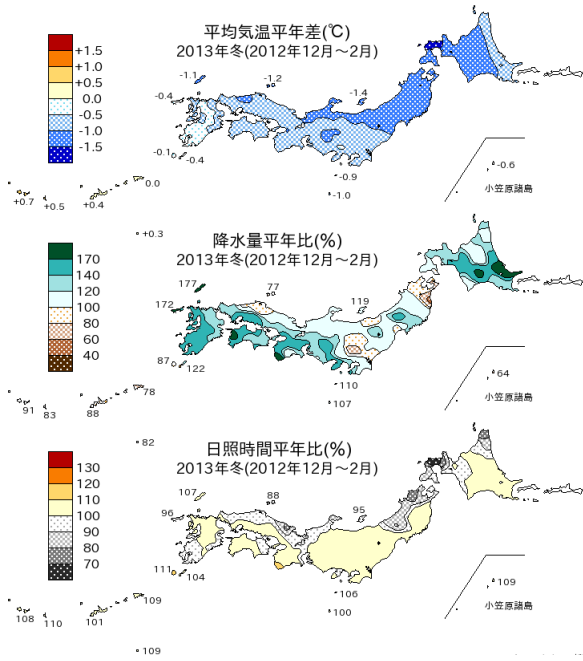


第 2.1.2 図 地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2013 年 1 月～12 月)

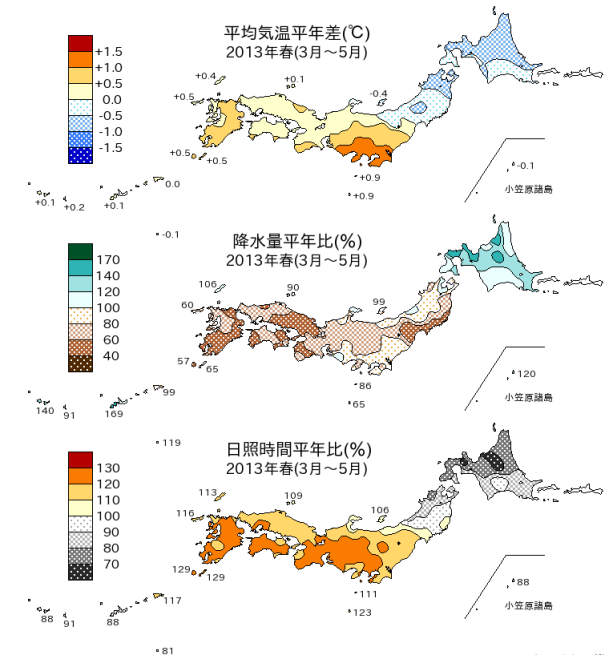


第 2.1.3 図 年平均気温平年差、年降水量平年比、年間日照時間平年比の分布 (2013 年)

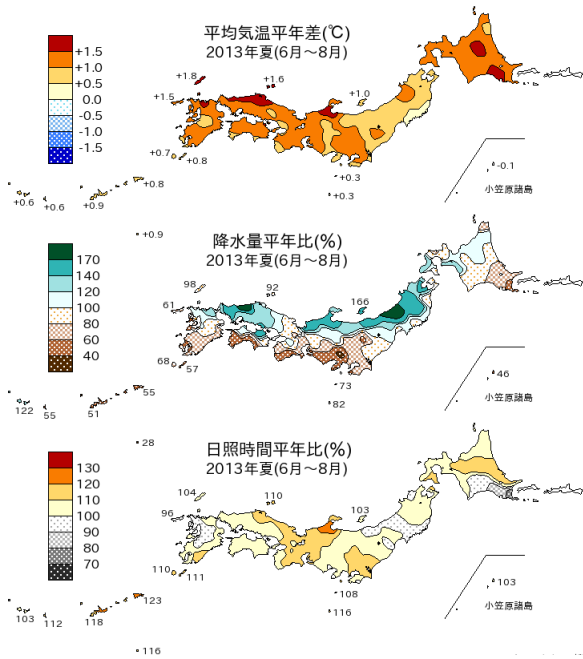
(a) 冬 (12~2月)



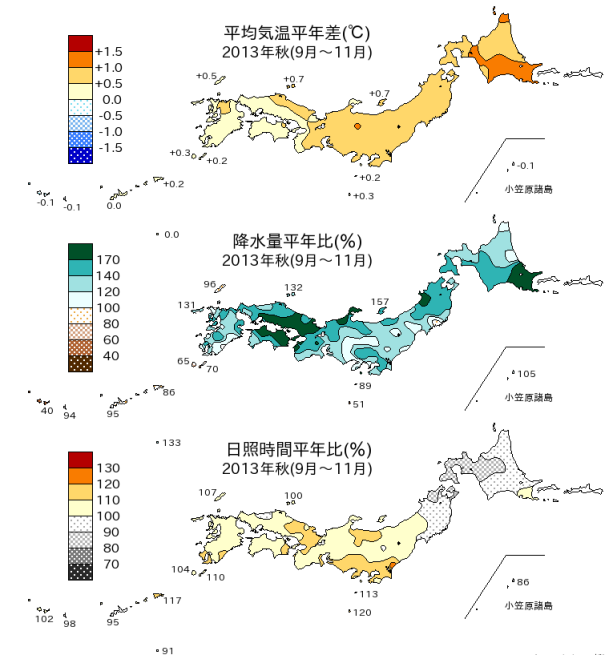
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.1.4 図 2013 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 (2012 年 12 月~2013 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

2013年の世界の年平均気温（陸域における地表付近の気温と海面水温の面積加重平均）の基準値からの偏差（基準値は1981～2010年の30年平均値）は $+0.20 \pm 0.12^{\circ}\text{C}$ で、統計を開始した1891年以降で2番目に高い値となった。長期的には、世界の年平均気温は100年あたり約 $0.69^{\circ}\text{C}$ （統計期間：1891～2013年）の割合で上昇している（第2.2.1図）。

### 2.2.2 地域ごとの天候

年平均気温は、シベリア、中国東部～ヨーロッパ東部、アフリカ、アラスカ～カナダ西部、北米北東部、南米北部・南部、オーストラリアなどで平年より高く、中国北東部周辺、インド北部、ヨーロッパ西部、カナダ中部～米国中部、ペルーなどで平年より低かった（第2.2.3図）。東日本～中国中部、ヨーロッパ北部、モーリシャス～マダガスカル、ブラジル東部、オーストラリアで異常高温となる月が多く、ヨーロッパ西部で異常低温となる月が多かった（第2.2.4図）。

年降水量は、東シベリア～中国北東部、中央シベリア南部～中央アジア、インド、東南アジア、アラスカ、米国北部～南東部、中米、オーストラリア北西部などで平年より多く、アフリカ北西部、米国西部、南米南部、オーストラリア中部などで平年より少なかった（第2.2.5図）。ヨーロッパ東部～中部、カナダ南部～米国南東部では異常多雨となる月が多く、東日本及び西日本、米国北西部、ブラジル東部は異常少雨となる月が多かった（第2.2.6図）。

2013年に発生した主な異常気象・気象災害を第2.2.2図に、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図に示す。各異常気象・気象災害の概況は以下のとおり。

#### （1）東シベリア南部の洪水（7～9月）

東シベリア南部のアムール川流域では7月以降、広い範囲で平年よりも雨が多く、中流・下流域で洪水が発生した。ロシア極東域で1万4千の家屋、総延長1600kmに及ぶ道路や170以上の橋が洪水の影響を受け、アムール川下流のコムソモリスク・ナ・アムーレでは680棟以上の家屋が浸水し、約2700人が避難したと伝えられた。

#### （2）東日本～中国中部の高温（3、7～8月）

東日本から中国中部にかけて、3、7～8月は異常高温となった。東京都の東京では、3月の月平均気温が $12.1^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+2.7^{\circ}\text{C}$ ）だった。福岡県の福岡では、7～8月の2か月平均気温が $30.0^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+2.3^{\circ}\text{C}$ ）、中国ホーナン（河南）省のチェンチョウ（鄭州）では、 $29.6^{\circ}\text{C}$ （平年差 $+3.1^{\circ}\text{C}$ ）だった。上海市のシージャーホウエイ（徐家匯）では、8月7日に統計開始（1872年）以降で最も高い気温（ $40.8^{\circ}\text{C}$ ）を記録した（中国気象局）。また、高知県の江川崎では8月12日に最高気温が $41.0^{\circ}\text{C}$ となり、国内の日最高気温の記録を更新した。

#### （3）東日本及び西日本の少雨（3、5月）

東日本及び西日本では3、5月に異常少雨となった。宮崎県の宮崎では、3月の月降水量が49.5mm（平年比27%）、5月の月降水量が67.0mm（平年比28%）だった。東日本太平洋側・西日本太平洋側では、5月の月降水量が1946年の統計開始以降で最も少なかった。

#### （4）フィリピンの台風（11月）

フィリピンでは台風第30号により1200万人以上が影響を受け、6200人以上が死亡、1700人以上が行方不明と伝えられた。



**(5) インドシナ半島の大雨 (9~10月)**

インドシナ半島では、大雨による洪水により、カンボジアで14万人以上が避難し、180人以上が死亡、タイで70人以上、ベトナムで40人以上が死亡したと伝えられた。

**(6) インド・ネパールの大雨 (6月)**

大雨による洪水や地すべりの影響で、インド北部のウッタラカンド州を中心に600人以上が死亡し、5700人以上が死亡と推定され、また、ネパールでは50人以上が死亡したと伝えられた。

**(7) パキスタン・アフガニスタンの大雨 (8月)**

パキスタンでは大雨による洪水により、149万人以上が影響を受け、230人以上が死亡し、また、アフガニスタンでは60人以上が死亡したと伝えられた。

**(8) ヨーロッパ北部の高温 (5~6、8~9月)**

ヨーロッパ北部では、5~6、8~9月に異常高温となった。ノルウェー北部のバルデでは、5~6月の2か月平均気温が7.9℃(平年差+3.1℃)、8~9月の2か月平均気温が11.3℃(平年差+3.0℃)だった。

**(9) ヨーロッパ西部の低温 (3~6月)**

ヨーロッパ西部では3~6月に異常低温となった。フランスのラアーグ岬では、3~6月の4か月平均気温が9.6℃(平年差-1.8℃)だった。

**(10) ヨーロッパ東部~中部の多雨 (1~3、5~6月)**

ヨーロッパ東部から中部にかけて、1~3、5~6月に異常多雨となった。クロアチアのザグレブでは、1~3月の3か月降水量が379mm(平年比247%)、チェコのプラハでは、

5~6月の2か月降水量が347mm(平年比265%)だった。

**(11) ソマリアのサイクロン (11月)**

サイクロン「Three」の影響により、100人以上が死亡、数百人が行方不明と伝えられた。

**(12) モザンビーク・ジンバブエの大雨 (1月)**

モザンビークでは、1週間以上続いた大雨による洪水の影響で、110人以上が死亡し、ジンバブエでは洪水により120人以上が死亡したと伝えられた。

**(13) モーリシャス~マダガスカルの高温 (9~12月)**

モーリシャスからマダガスカルにかけて、9~12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、9~12月の4か月平均気温が27.4℃(平年差+0.7℃)だった。

**(14) カナダ南部~米国南東部の多雨 (1、4~6、10月)**

カナダ南部から米国南東部では、1、4~6、10月に異常多雨となった。米国ウィスコンシン州のマディソンでは、1月の月降水量が73mm(平年比217%)、4~6月の3か月降水量が591mm(平年比198%)、オハイオ州のシンシナティでは、10月の月降水量が144mm(平年比183%)だった。

**(15) 米国北西部及びその周辺の少雨 (11~12月)**

米国北西部及びその周辺では、11~12月に異常少雨となった。米国カリフォルニア州のユーリカでは、11~12月の2か月降水量が47mm(平年比14%)だった。

#### (16) メキシコのハリケーン（9月）

メキシコでは、2つのハリケーン「Manuel」と「Ingrid」がそれぞれ太平洋側、大西洋側からほぼ同時に接近・上陸した影響で、130人以上が死亡、50人以上が行方不明と伝えられた。

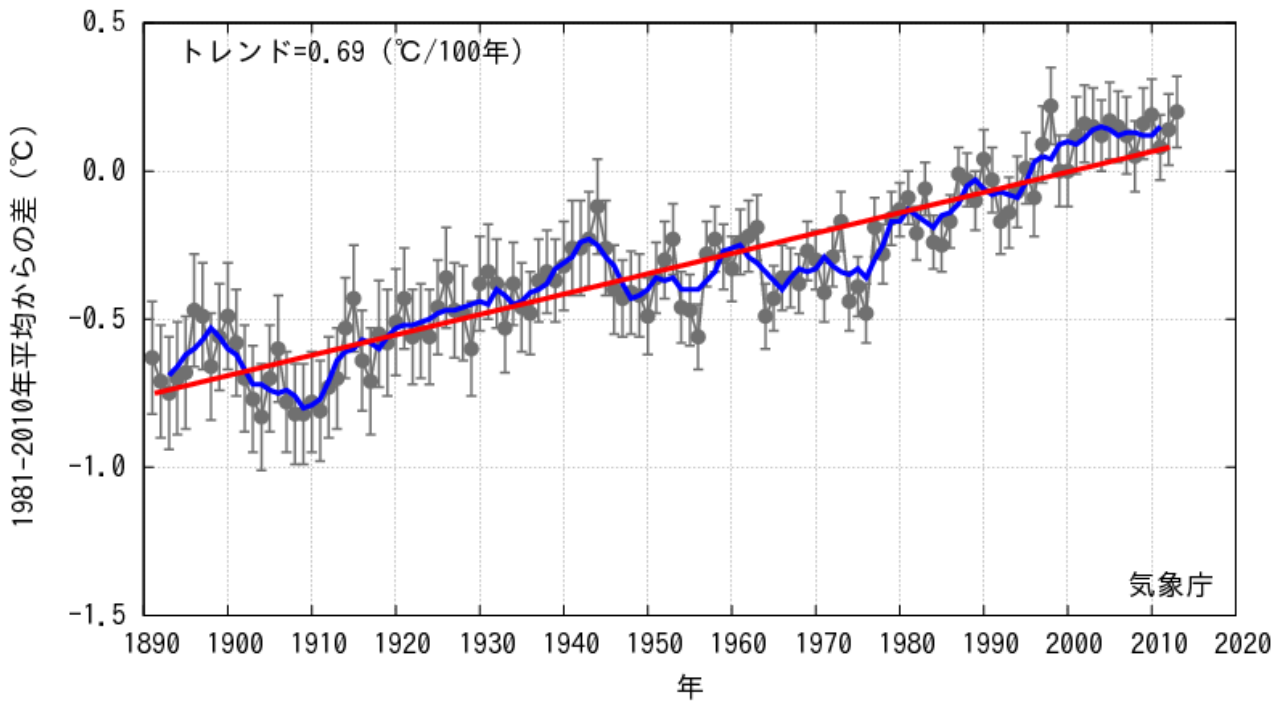
#### (17) ブラジル東部の高温（1～4、6月）・少雨（2～3月）

ブラジル東部では、1～4、6月に異常高温、2～3月に異常少雨となった。ブラジル東部のレンソイスでは、1～4月の4か月平均気温が26.8℃（平年差+1.8℃）、6月の月平均気温が23.1℃（平年差+1.8℃）だった。パトスでは、2～3月の2か月降水量が37mm（平年比11%）だった。

#### (18) オーストラリアの高温（1、3～4、7～10月）

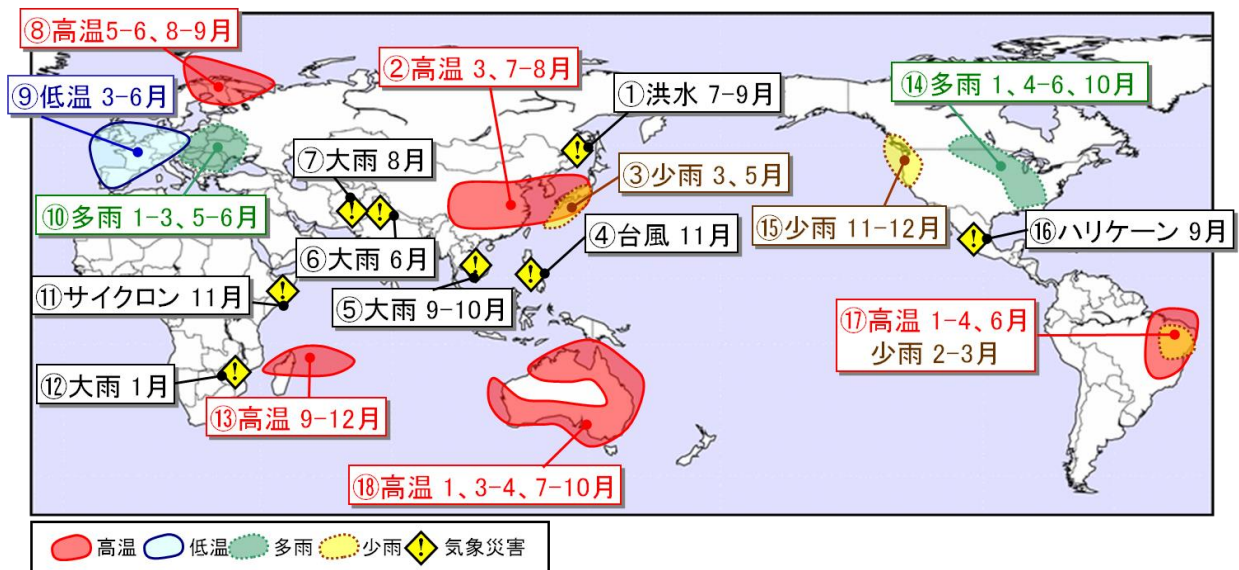
オーストラリアでは、ほぼ年を通して気温が高く、1、3～4、7～10月に異常高温となった。オーストラリア南部のユークラでは、1月の月平均気温が23.3℃（平年差+2.4℃）、3～4月の2か月平均気温が21.3℃（平年差+2.2℃）、7～10月の4か月平均気温が16.7℃（平年差+2.4℃）となった。オーストラリアの1月の月平均気温は、統計を開始した1910年以降で最も高くなり、オーストラリア中部のムーンバでは、1月12日に49.6℃を記録した。また、オーストラリアの9月の月平均気温及び12～2、9～11月の3か月平均気温が統計開始の1910年以降で最も高くなった（オーストラリア気象局）。

## 世界の年平均気温偏差



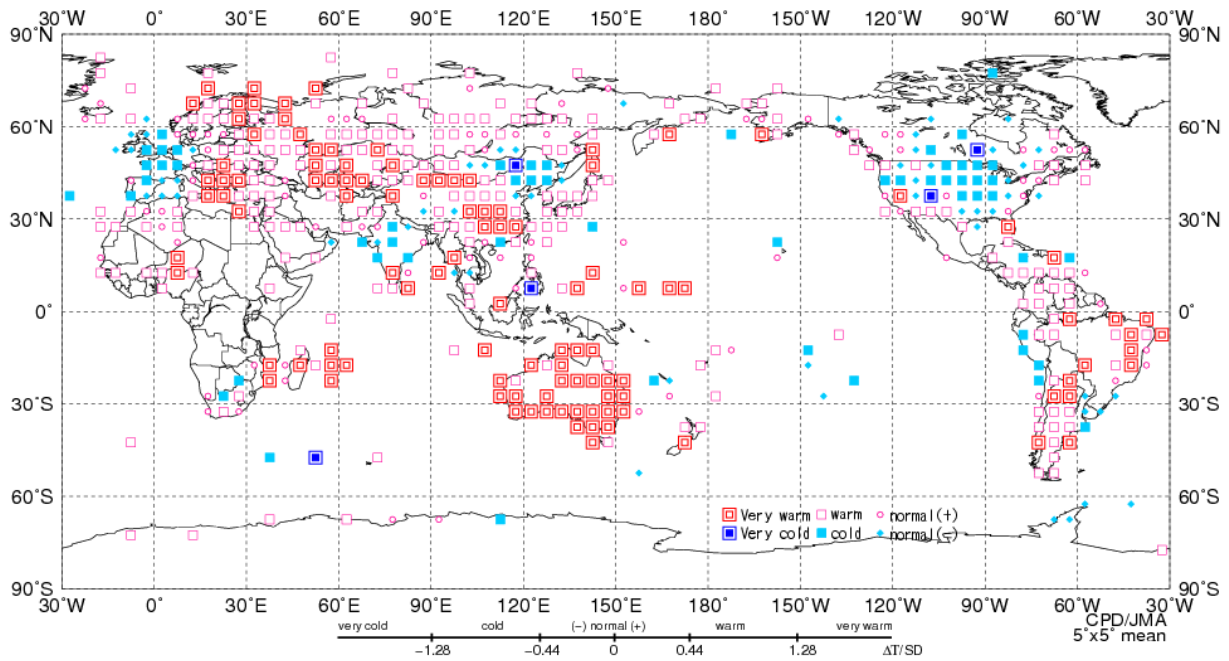
第 2.2.1 図 世界の年平均気温偏差の経年変化

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。



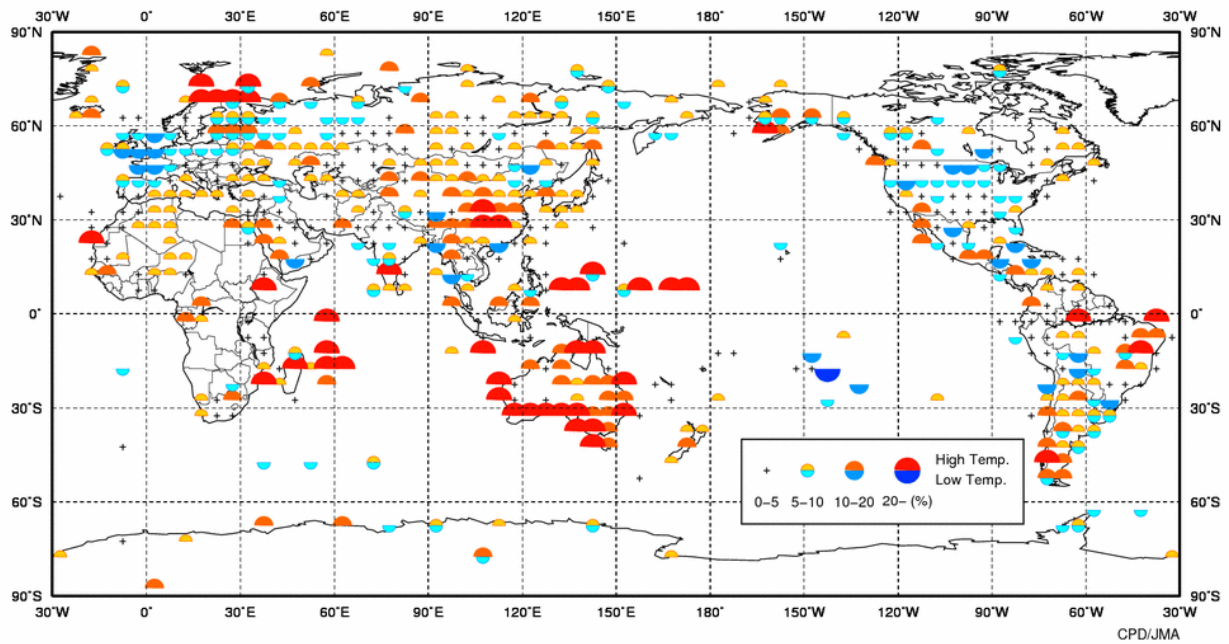
第 2.2.2 図 世界の主な異常気象・気象災害（2013 年）

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。



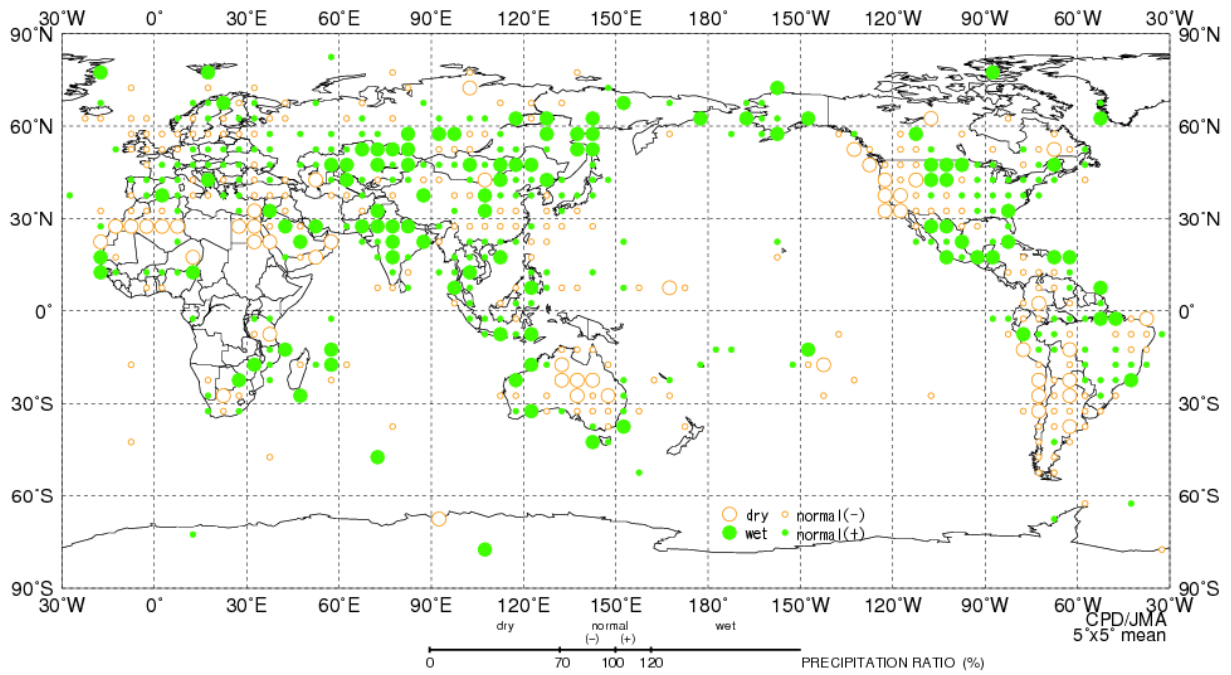
第 2.2.3 図 年平均気温規格化年差階級分布図（2013 年）

年平均気温の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。



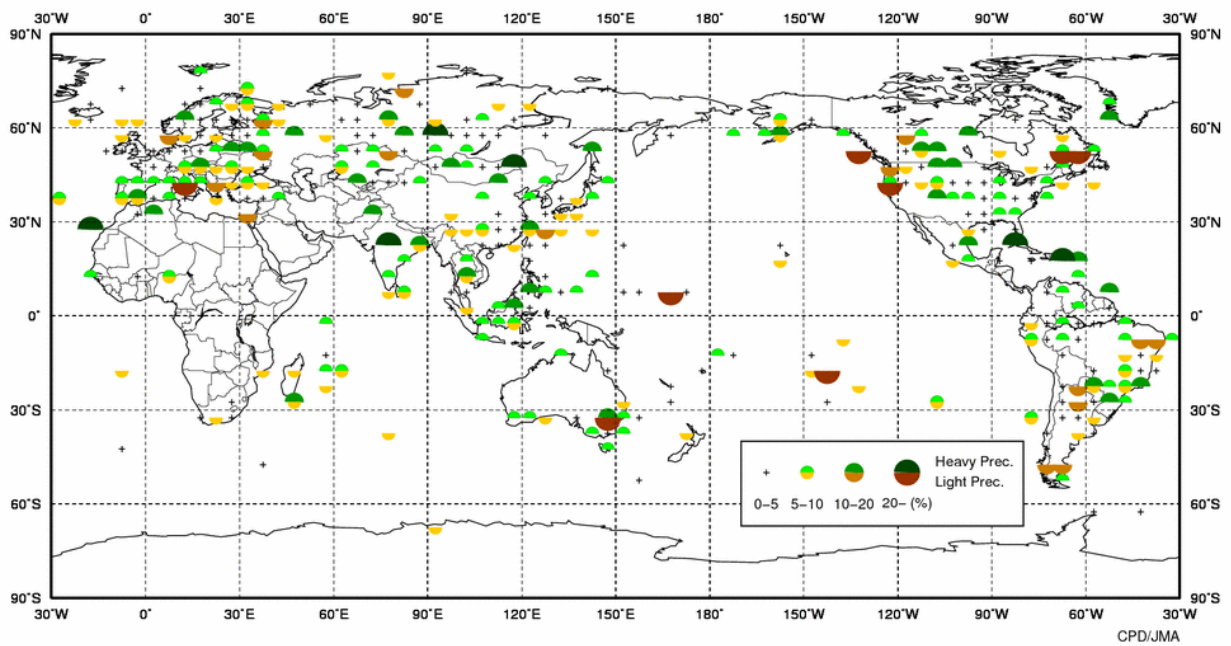
第 2.2.4 図 異常高温・異常低温出現頻度分布図（2013 年）

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（2013 年）

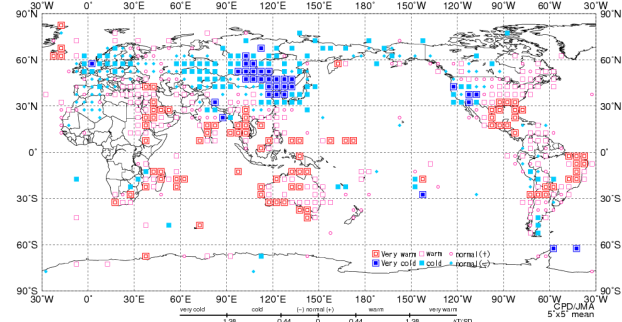
年降水量の平年比を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、4 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は 70%、100%、120%。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。



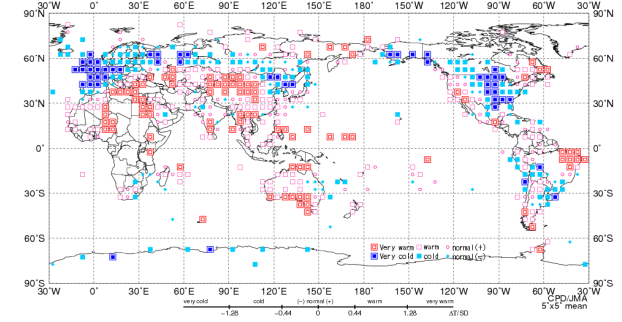
第 2.2.6 図 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2013 年）

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。

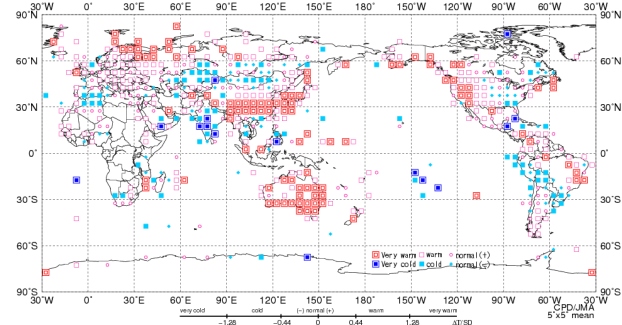
(a) 冬 (12~2月)



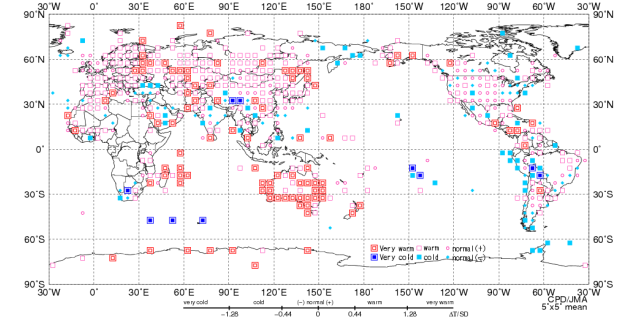
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



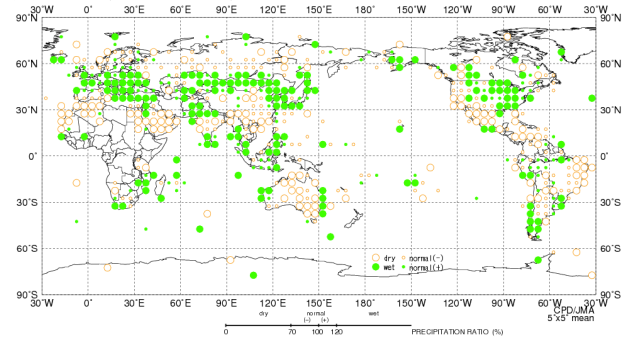
(d) 秋 (9~11月)



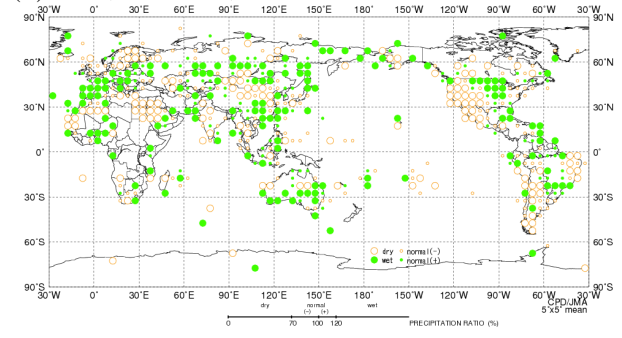
第 2.2.7 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の平均気温規格化年差階級分布図 (2013 年)

(a) 冬 (2012 年 12 月~2013 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。

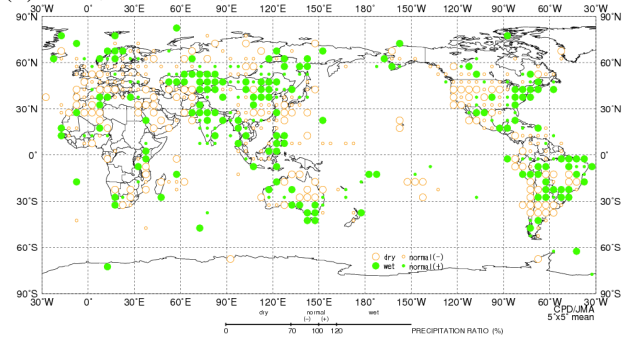
(a) 冬 (12~2月)



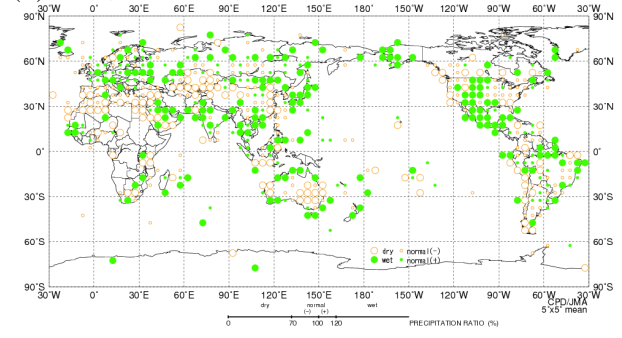
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.2.8 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の合計降水量年比階級分布図 (2013 年)

(a) 冬 (2012 年 12 月~2013 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年比。

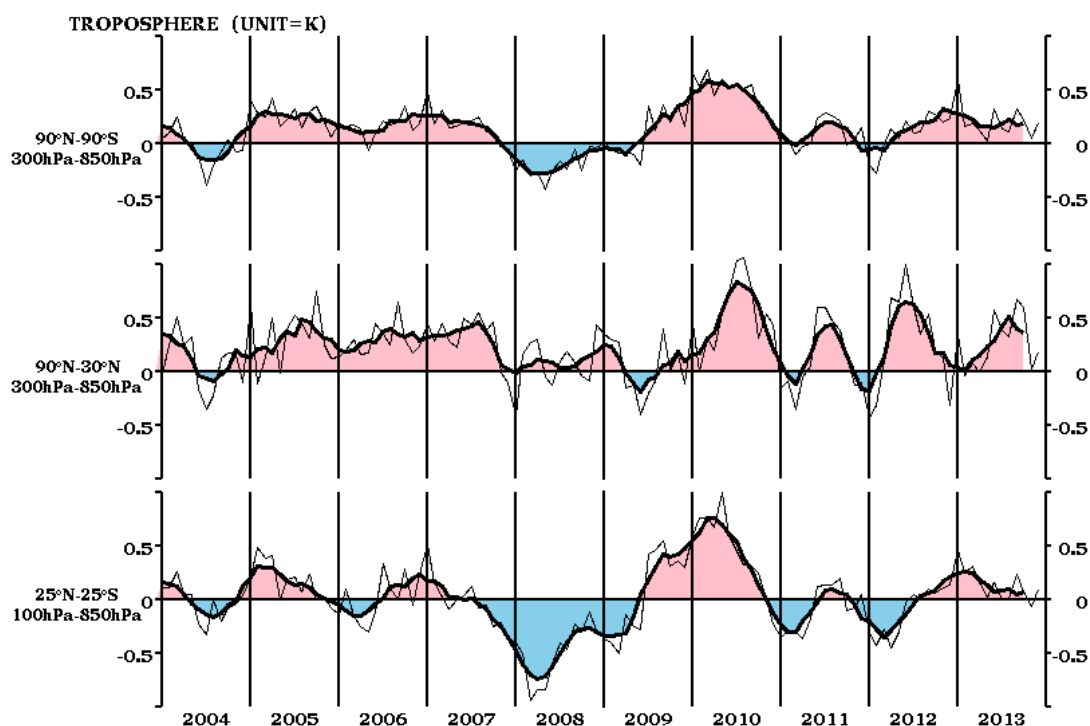
## 2.3 中・高緯度の大気循環

2012/2013 年冬はシベリア高気圧の勢力が強く、ユーラシア大陸に広く低温偏差が分布し、特に東アジア北部を中心に顕著な低温となった。北日本～西日本でも低温となり、また、北日本日本海側では多雪となった。夏は、太平洋高気圧の西への張り出しが強く、中国南部から西日本では顕著な高温となり、西日本の夏平均気温は1946年の統計開始以来第1位の高温となった。

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、熱帯域（下段）は、2012年秋から2013年春にかけて高温偏差となったが、その後は平年に近い値で推移した。北半球中・高緯度の層厚換算温度（中段）は、春から秋は高温偏差で推移し、特に6月や9月、10月は顕著な高温偏差となった。全球平均した層厚換算温度（上段）は、一年を通して高温偏差で推移した。



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～2013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（2012年12月～2013年2月）

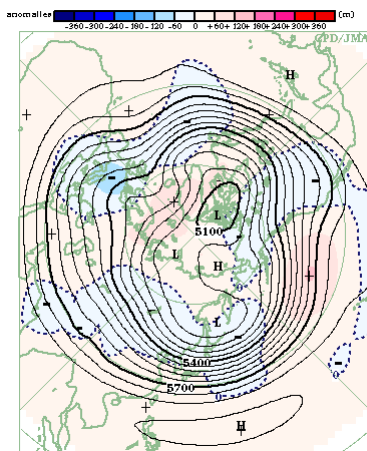
500hPa 高度（第 2.3.2 図）は、北極海やユーラシア大陸北部で正偏差、ヨーロッパや東アジア北部から日本の東海上にかけて負偏差となった。太平洋から北米にかけては波列パターンが分布した。

海面気圧（第 2.3.3 図）を見ると、極域で正偏差が明瞭だった。平年と比べて、シベリア高気圧は南東への張り出しが強く、アリューシャン低気圧は日本の北東海上で強かった。これに対応して、日本付近では北日本を中心に西高東低の冬型の気

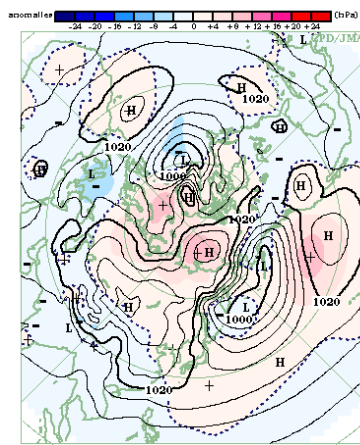
圧配置になりやすかった。

対流圏下層の気温（第 2.3.4 図）は、ヨーロッパ、シベリアから日本付近で低温偏差となり、東アジア北部では低温偏差が顕著だった（冬の東アジア北部の低温については第 3.1 節を参照）。12 月から 1 月上旬にかけては、ユーラシア大陸の広い範囲で寒波に見舞われた（第 2.3.6 図）。

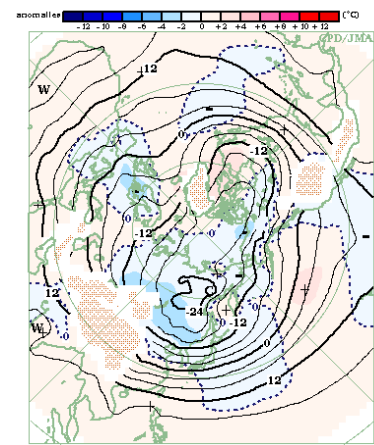
対流圏上層の偏西風（第 2.3.5 図）は、東アジアや北米南部で平年より強かった。太平洋東部ではジェット気流が分流した。



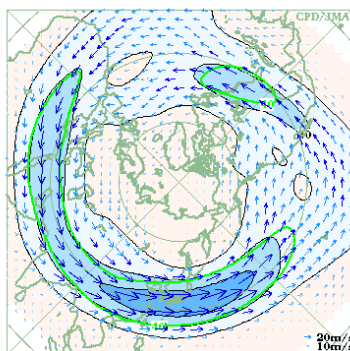
第2.3.2図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2012年12月～2013年2月）等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



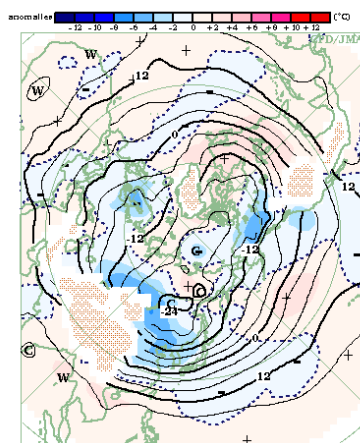
第2.3.3図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2012年12月～2013年2月）等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3.4図 3か月平均850hPa気温・平年偏差（2012年12月～2013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。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（2012年12月～2013年2月）矢印は風向・風速を表す。等値線は風速を表し、間隔は20m/s。緑線は平年値で間隔は40m/s。



第2.3.6図 月平均850hPa気温・平年偏差（2012年12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。



### 2.3.3 春 (2013年3~5月)

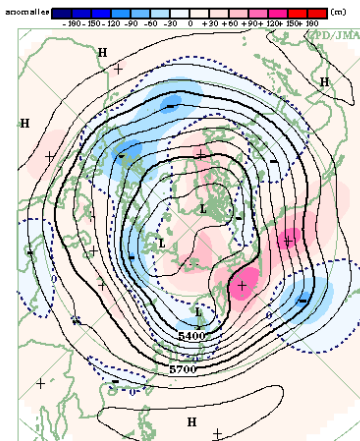
500hPa 高度 (第 2.3.7 図) は、極域で正偏差、北米東部からヨーロッパ、東アジア北部にかけては東西に広く負偏差となった。4月にはベーリング海や東シベリアで正偏差が明瞭となったが、これはしばしばブロッキング高気圧が形成されたことに対応する (第 2.3.11 図)。

海面気圧 (第 2.3.8 図) は、極域で正偏差、大西洋中部からユーラシア大陸にかけての中緯度域

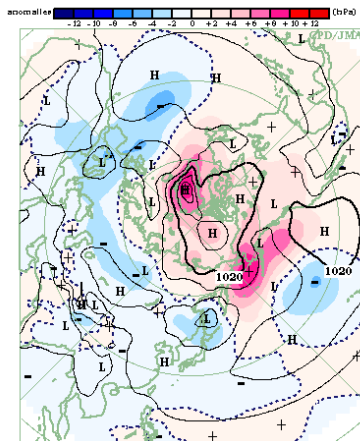
では広く負偏差となった。

対流圏下層の気温 (第 2.3.9 図) は、ユーラシア大陸の中緯度域で高温偏差、アラスカから米国東部、ヨーロッパから西シベリア、東アジア北部では低温偏差となった。

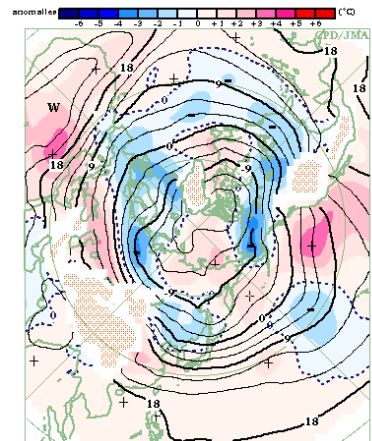
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.10 図) は、ユーラシア大陸では亜熱帯ジェット気流が平年の位置と比べて南偏し、寒帯前線ジェット気流は平年より強かった。



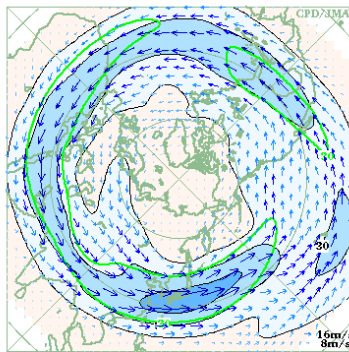
第2.3.7図 3か月平均500hPa高度・  
平年偏差 (2013年3~5月)  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は  
60m。陰影は平年偏差を表す。



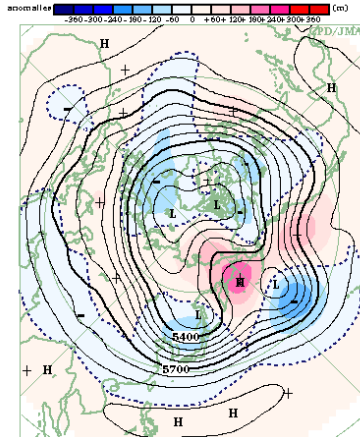
第2.3.8図 3か月平均海面気圧・平  
年偏差 (2013年3~5月)  
等値線は海面気圧を表し、間隔は  
4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第2.3.9図 3か月平均850hPa気温・  
平年偏差 (2013年3~5月)  
等値線は850hPa 気温を表し、間隔は  
3°C。陰影は平年偏差を表す。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 (2013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15m/s。緑線は  
平年値で間隔は30m/s。



第2.3.11図 月平均500hPa高度・平  
年偏差 (2013年4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。

### 2.3.4 夏 (2013年6~8月)

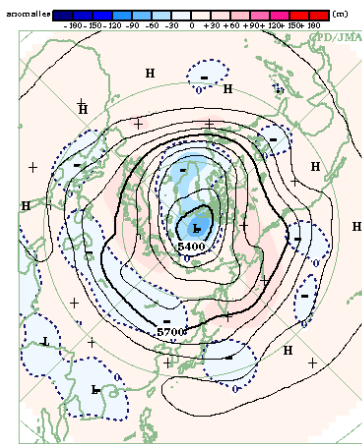
500hPa 高度 (第 2.3.12 図) は、極付近からグリーンランドで極うずが平年より強く負偏差となり、その周囲は正偏差となる環状の偏差パターンが明瞭だった。中央アジアから中国北東部や本州の東では負偏差となった。太平洋の亜熱帯高気圧は本州の南海上への張り出しが明瞭だった。

海面気圧 (第 2.3.13 図) は、極付近からグリーンランドで負偏差が明瞭だった。中央アジアから東アジアでは広く負偏差となった。太平洋高気圧は本州の南海上で平年より勢力が強く、7月以降

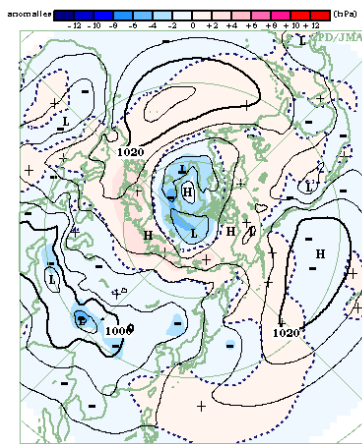
は西への張り出しが強かった (第 2.3.16 図)。

対流圏下層の気温 (第 2.3.14 図) は、米国東部、アフリカ北部で低温偏差となった一方、ユーラシア大陸北部、東アジア、北米西部など広く高温偏差となった。中国南部から西日本では7月から8月にかけて高温偏差が顕著だった (詳細は第 3.2 節を参照)。

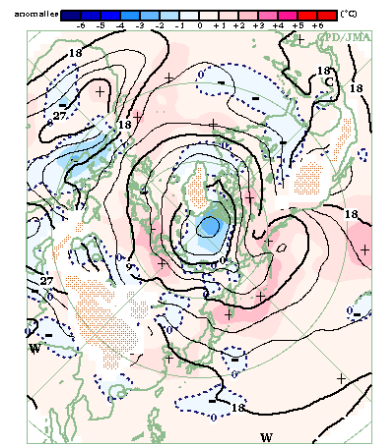
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.15 図) は、ユーラシア大陸では亜熱帯ジェット気流は平年より強く、中国付近では平年の位置と比べて北偏した。また、日本の東では南に蛇行した。



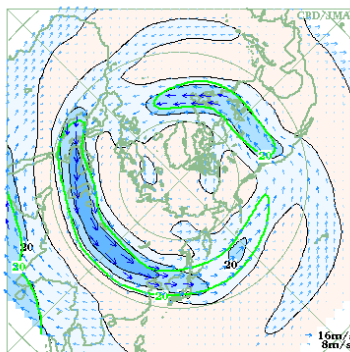
第 2.3.12 図 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2013年6~8月)  
等値線は500hPa高度を表し、間隔は 60m。陰影は平年偏差を表す。



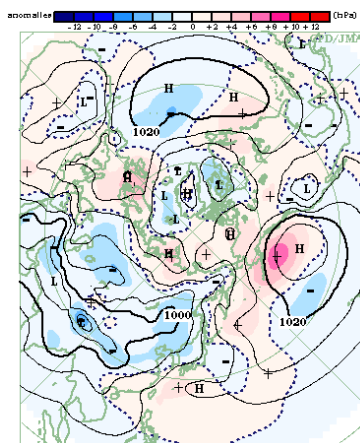
第 2.3.13 図 3 か月平均海面気圧・平年偏差 (2013年6~8月)  
等値線は海面気圧を表し、間隔は 4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第 2.3.14 図 3 か月平均 850hPa 気温・平年偏差 (2013年6~8月)  
等値線は 850hPa 気温を表し、間隔は 3°C。陰影は平年偏差を表す。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 (2013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。緑線は平年値で間隔は 20m/s。



第 2.3.16 図 月平均海面気圧・平年偏差 (2013年7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 (2013年9~11月)

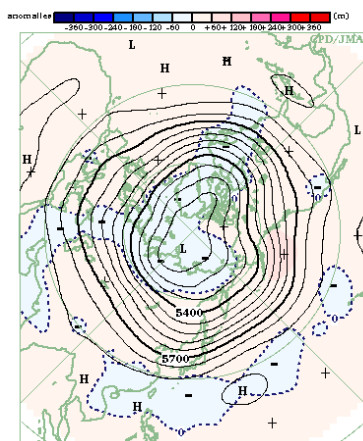
500hPa 高度 (第 2.3.17 図) は、極うずが平年より強く (負偏差)、その周囲は正偏差となる環状の偏差パターンが明瞭だった。北米東部では負偏差となった。

海面気圧 (第 2.3.18 図) は、極域で負偏差となった。太平洋高気圧は本州の東海上への張り出しが明瞭だった。本州の南海上は、9月と10月に台風がたびたび通過したことに対応して負偏差となった。大西洋ではアゾレス高気圧が平年より強か

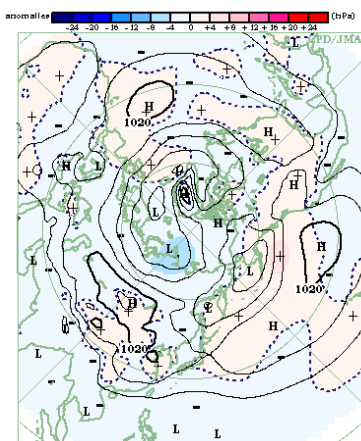
った。11月は、極域ではシベリア沿岸に明瞭な低気圧、中緯度帯ではアラスカの南や大西洋東部を中心に正偏差が分布し、正の北極振動が明瞭だった (第 2.3.21 図)。

対流圏下層の気温 (第 2.3.19 図) は、南西諸島、米国東部で低温偏差となったほかは、中緯度帯の広い範囲で高温偏差となった。

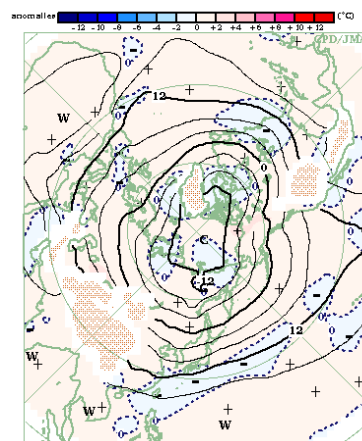
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.20 図) は、日本付近では、亜熱帯ジェット気流が平年より弱かった。



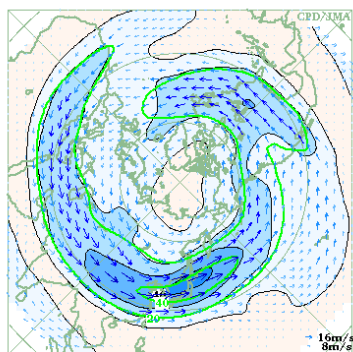
第 2.3.17 図 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2013年9~11月) 等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影は平年偏差を表す。



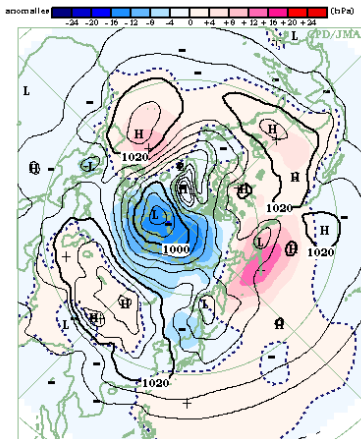
第 2.3.18 図 3 か月平均海面気圧・平年偏差 (2013年9~11月) 等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影は平年偏差を表す。



第 2.3.19 図 3 か月平均 850hPa 気温・平年偏差 (2013年9~11月) 等値線は850hPa 気温を表し、間隔は4°C。陰影は平年偏差を表す。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 (2013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10m/s。緑線は平年値で間隔は20m/s。



第 2.3.21 図 月平均海面気圧・平年偏差 (2013年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。

## 2.4 熱帯の大気循環と対流活動

東部太平洋赤道域の海面水温は2012/2013年冬にラニーニャ現象の傾向を示し、大気循環と対流活動はラニーニャ現象時に現れやすい特徴を示した。春は北インド洋で対流活動が活発だった。夏のアジアモンスーンに伴う対流活動は全般的に平年と比べて活発だった。秋はフィリピンの東海上で対流活動が活発だった。

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。

で推移した。日付変更線付近(OLR-DL)は夏を中心に概ね負の値(同不活発)で推移した。

赤道東西風指数は、太平洋中部の上層(U200-CP)で正の値(西風偏差)、インド洋の上層(U200-IN)では夏頃を中心に負の値(東風偏差)が概ね年を通して持続した。太平洋西部の下層(U850-WP)、及び太平洋中部の下層(U850-CP)では概ね負の値(東風偏差)で推移した。

南方振動指数(SOI)は、2012年4月から2013年2月まで概ね平年並で推移したが、3月以降は正の値(貿易風が平年より強い)が持続した。

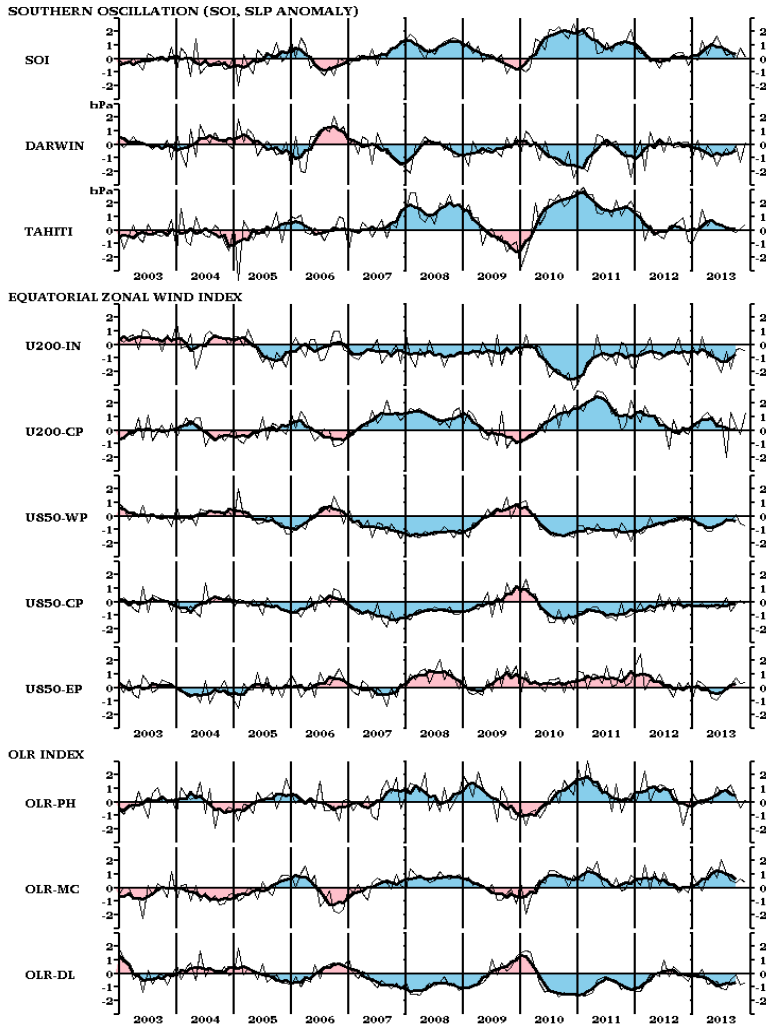
### 2.4.1 熱帯循環指数の推移

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2013年の推移を示す。

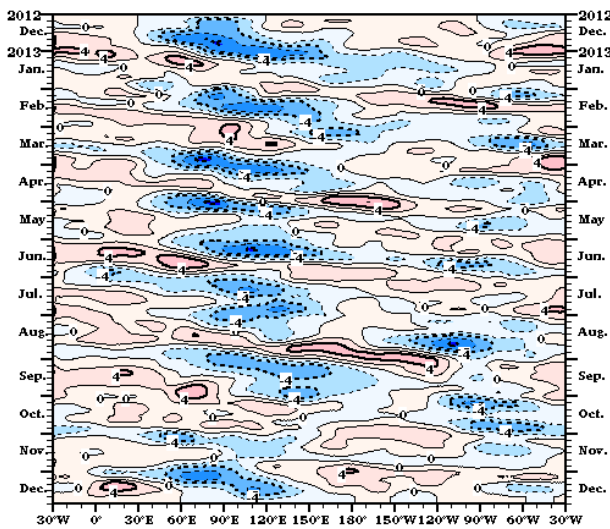
OLR指数は、フィリピン付近(OLR-PH)では夏頃を中心に、インドネシア付近(OLR-MC)では春から夏を中心に概ね正の値(対流活動が平年より活発)

第2.4.1表 熱帯の大気及び海洋の監視指数(2012年12月~2013年12月)

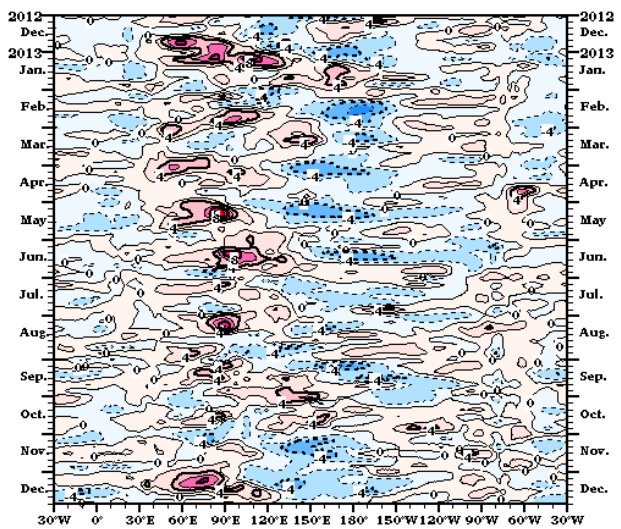
	南方振動指数			OLR指数			赤道東西風指数				
	SOI	DARWIN	TAHITI	OLR-PH	OLR-MC	OLR-DL	U200-IN	U200-CP	U850-WP	U850-CP	U850-EP
2012年12月	-0.5	0.2	-0.8	-0.4	-0.4	-0.6	-1.5	-0.3	-0.1	-0.3	0.4
2013年1月	0.1	-0.9	-0.9	0.7	0.9	0.1	-0.2	0.6	0.2	-0.4	-0.8
2013年2月	-0.1	0.3	0.0	0.0	0.2	-0.1	-0.8	0.2	-0.7	-0.3	0.5
2013年3月	1.3	-1.1	1.5	-0.1	-0.3	0.3	0.6	1.0	-0.7	-0.1	0.3
2013年4月	0.3	-0.1	0.3	0.0	1.0	-0.8	-1.0	1.3	-1.1	-0.5	0.0
2013年5月	1.0	-0.5	0.8	-0.1	1.5	-0.7	-0.4	0.9	-1.1	-0.2	-0.8
2013年6月	1.7	-1.6	0.5	1.1	0.7	-0.6	-1.4	0.4	-0.6	-0.5	-0.9
2013年7月	0.9	-0.9	0.5	0.6	2.1	-1.2	-2.1	0.9	-0.6	-0.4	-0.5
2013年8月	0.3	-0.3	0.1	0.9	1.1	-1.2	-0.5	-2.0	-0.2	0.3	0.0
2013年9月	0.4	-0.7	-0.1	1.3	0.5	-0.5	-1.8	1.3	-0.4	-0.7	0.2
2013年10月	0.0	-0.1	-0.2	0.3	0.3	-0.1	-0.4	0.3	0.1	-0.2	0.7
2013年11月	0.8	-1.3	0.1	-0.4	0.6	-0.9	-0.3	-0.3	-0.6	0.1	0.3
2013年12月	0.1	0.2	0.5	0.1	0.4	-0.7	-0.5	1.3	-0.7	-0.2	0.4
定義領域/観測点	TAHITI - DARWIN	12.5°S 131°E	17.5°S 150°W	20-10°N 110-140°E	5°N-5°S 110-135°E	5°N-5°S 170°E-170°W	5°N-5°S 80-100°E	5°N-5°S 180-125°W	5°N-5°S 160°E-175°W	5°N-5°S 170°W-135°W	5°N-5°S 130-100°W
海面水温および平年偏差(°C)											
	IOBW		NINO.WEST		NINO.4		NINO.3		NINO.1+2		
2012年12月	28.25	0.39	29.33	0.31	28.7	0.2	25.0	-0.2	22.4	-0.5	
2013年1月	28.05	0.23	28.91	0.37	28.2	-0.1	25.1	-0.5	24.2	-0.3	
2013年2月	28.30	0.27	28.60	0.28	28.0	-0.1	25.9	-0.5	25.6	-0.4	
2013年3月	28.89	0.30	28.86	0.40	28.0	-0.2	27.2	0.1	26.0	-0.4	
2013年4月	29.22	0.18	29.24	0.32	28.4	-0.1	27.3	-0.2	24.8	-0.7	
2013年5月	28.83	-0.03	29.70	0.35	28.6	-0.2	26.3	-0.8	23.2	-1.1	
2013年6月	27.82	-0.20	29.80	0.30	28.7	-0.1	25.7	-0.8	21.8	-1.1	
2013年7月	27.14	-0.12	29.83	0.45	28.7	-0.1	25.1	-0.6	20.5	-1.3	
2013年8月	26.91	0.01	29.71	0.45	28.6	-0.1	24.4	-0.7	20.1	-0.8	
2013年9月	27.21	0.13	29.89	0.53	28.7	0.0	24.7	-0.2	20.1	-0.5	
2013年10月	27.70	0.19	29.48	0.02	28.6	-0.1	24.7	-0.3	20.5	-0.5	
2013年11月	28.20	0.41	29.35	-0.04	28.8	0.2	24.9	-0.1	21.5	-0.2	
2013年12月	28.00	0.14	29.47	0.45	28.5	0.0	25.1	-0.1	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		



第 2.4.1 図 熱帯の大気の監視指数の推移 (2003 年 1 月～2013 年 12 月)



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 5 日平均の時間・経度断面図 (2012 年 12 月～2013 年 12 月)  
3 半旬移動平均した 5 日平均の年偏差。等値線の間隔は  $2 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。青色域は年より発散が強く (対流活発)、赤色域は年より発散が弱い (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 5 日平均の時間・経度断面図 (2012 年 12 月～2013 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（2012年12月～2013年2月）

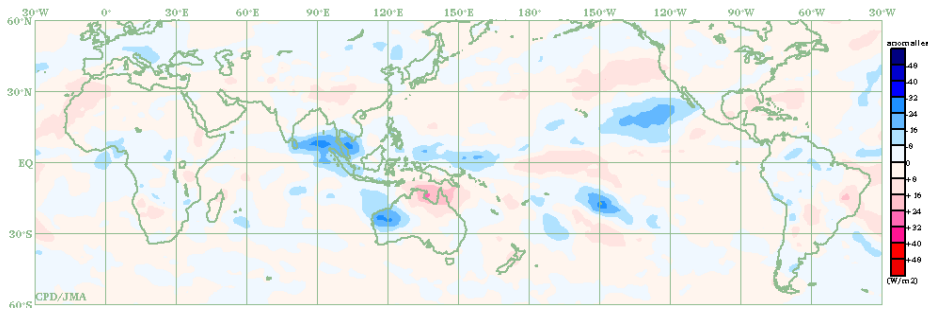
東部太平洋赤道域の海面水温はラニーニャ現象の傾向を示し、対流活動や大気循環にはラニーニャ現象時の特徴がみられた。

熱帯の対流活動（第2.4.4図）は、インド洋東部からマレー半島付近、西部太平洋赤道域で平年より活発、オーストラリア北部、中部太平洋赤道域で不活発だった。

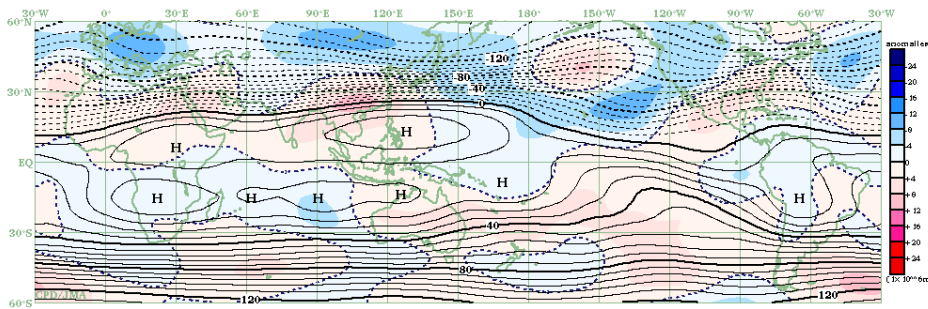
対流圏上層（第2.4.5図）では、インド洋東部で赤道対称の高気圧性循環偏差、太平洋中・東部では低気圧性循環偏差となった。中国南部は高気

圧性循環偏差となり、特に2月に明瞭だった（第2.4.7図）。対流圏下層（第2.4.6図）では、インド洋で赤道対称の低気圧性循環偏差となった。日本の南海上では高気圧性循環偏差が明瞭だった。太平洋中部の赤道域では、東風偏差が現れやすかった（第2.4.3図）。

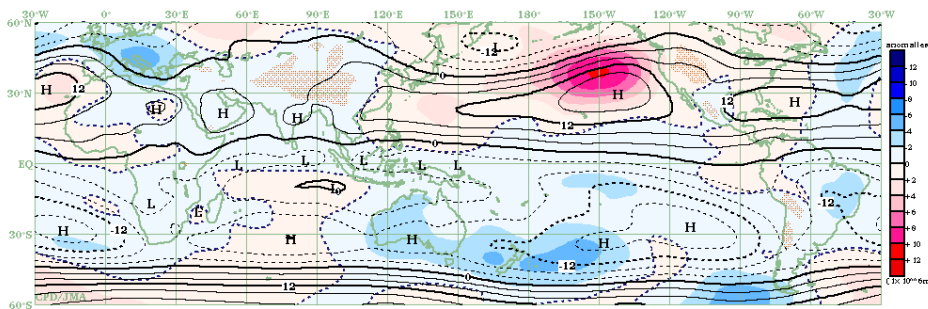
赤道季節内振動(MJO)は1月と2月に東進が明瞭だった（第2.4.2図）。



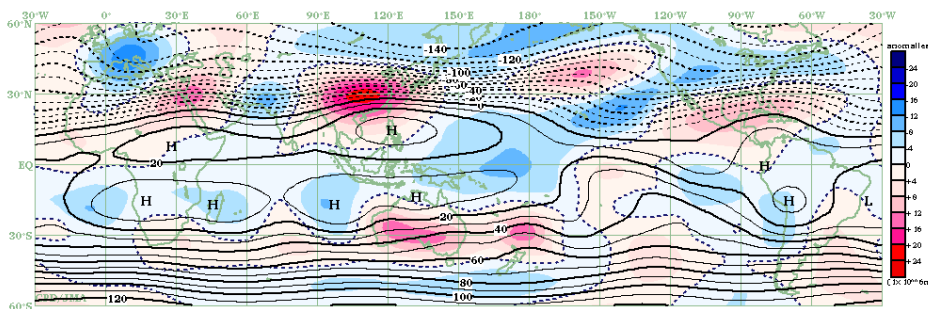
第2.4.4図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2012年12月～2013年2月) 熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。



第2.4.5図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2012年12月～2013年2月) 等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。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 (2012年12月～2013年2月) 等値線は実況値を表し、間隔は $4 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。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。



第2.4.7図 月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2013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。

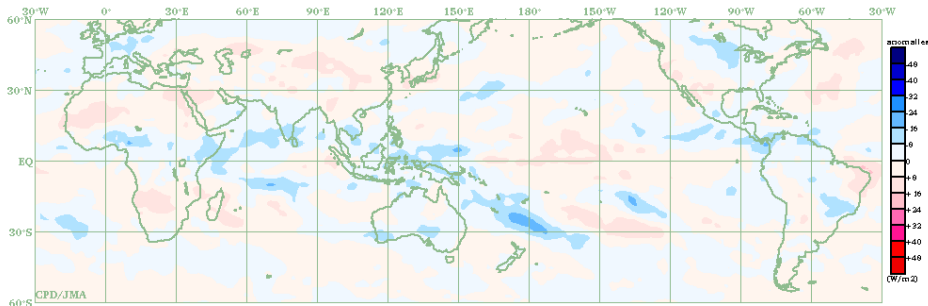
### 2.4.3 春（2013年3～5月）

熱帯の対流活動（第2.4.8図）は、北インド洋、南インド洋中部、海洋大陸（インドネシアの多島海）、南太平洋収束帯（SPCZ）、太平洋東部から南米北部で平年より活発、太平洋中部で不活発だった。特に5月（第2.4.11図）は、北インド洋とインドネシアの南で対流活動が非常に活発だった。

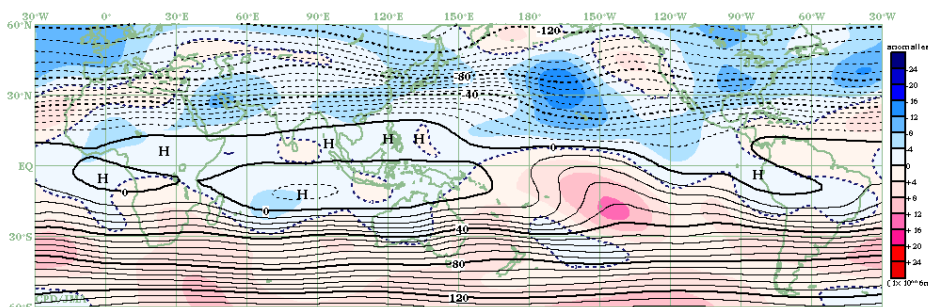
対流圏上層（第2.4.9図）では、太平洋中部で赤道対称の低気圧性循環偏差が明瞭だった。対流圏下層（第2.4.10図）では、インド洋で赤道対称

の低気圧性循環偏差、太平洋西部では赤道対称の高気圧性循環偏差だった。北太平洋中部では上層と同様に低気圧性循環偏差となった。赤道域では、インド洋から海洋大陸付近で西風偏差、太平洋で東風偏差が持続し、東西循環（ウォーカー循環）は平年よりも強かった（第2.4.3図）。

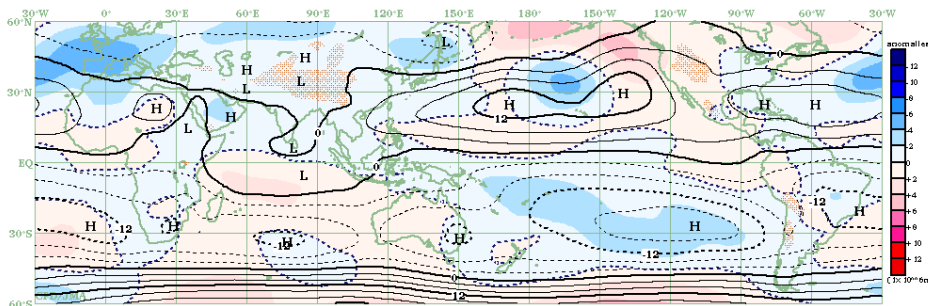
赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は4月前半と5月前半にインド洋から太平洋西部にかけて東進した（第2.4.2図）。



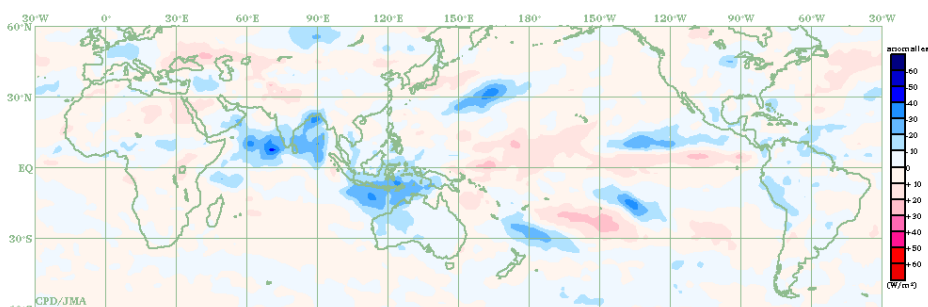
第2.4.8図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2013年3～5月)  
熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。



第2.4.9図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2013年3～5月)  
等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。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2.4.10図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2013年3～5月)  
等値線は実況値を表し、間隔は $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。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。



第2.4.11図 月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2013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。

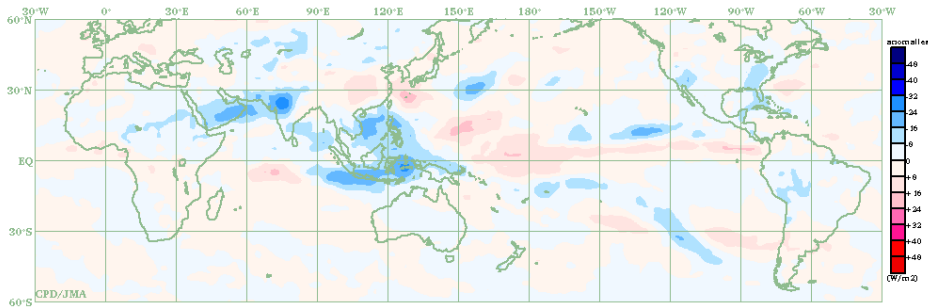
#### 2.4.4 夏（2013年6～8月）

熱帯の対流活動（第2.4.12図）は南シナ海、海洋大陸、ベンガル湾、アラビア海北部からインド北西部で平年より活発となるなど、アジアモンスーン域で広く活発となった。一方で、日付変更線付近では不活発だった。

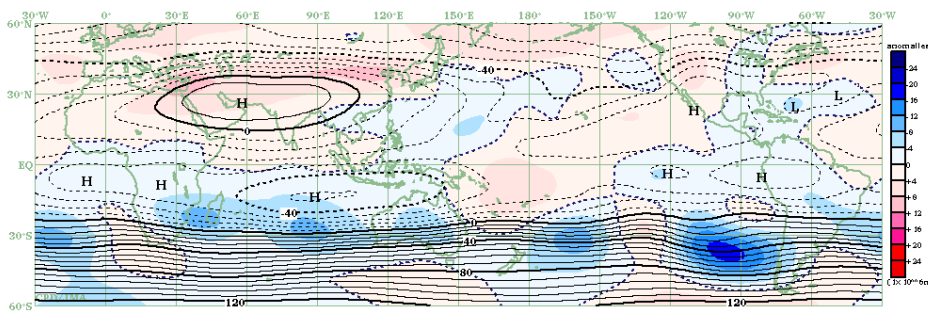
対流圏上層（第2.4.13図）では、チベット高気圧は北側で平年より強く、東アジアへの張り出しが明瞭だった。対流圏下層（第2.4.14図）では、

アジアモンスーンのトラフは平年より深く、インド洋のソマリジェットは平年より強かった。北太平洋の高気圧性循環は平年より強く、本州の南海上から東シナ海で明瞭で、特に7月に顕著だった（第2.4.15図）。太平洋の赤道域では、東風偏差となりやすかった（第2.4.3図）。

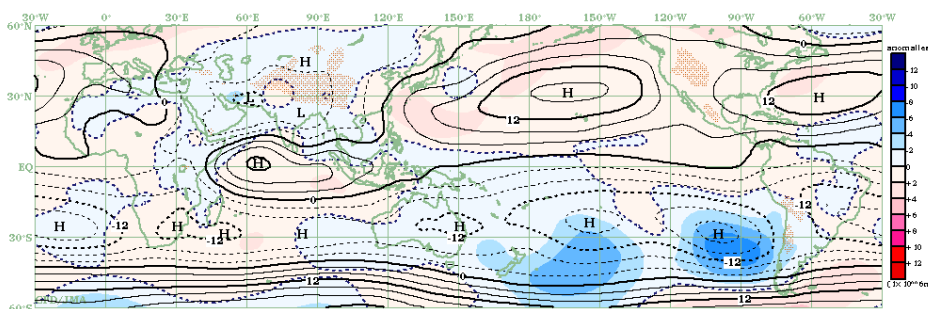
赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は6月前半と7月前半にインド洋から太平洋西部にかけて東進した（第2.4.2図）。



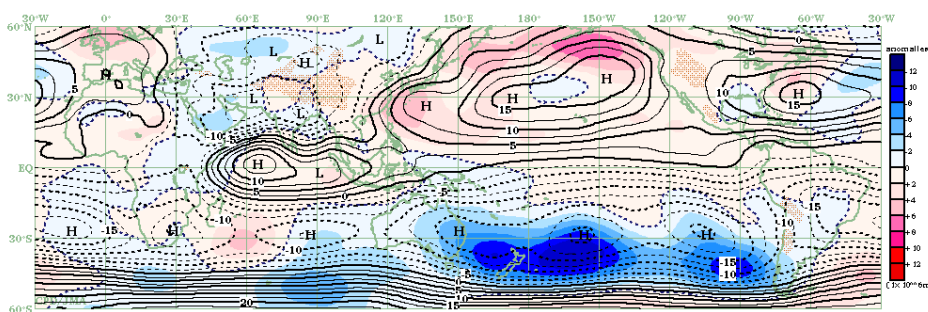
第2.4.12図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2013年6～8月)  
熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。



第2.4.13図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2013年6～8月)  
等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。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 (2013年6～8月)  
等値線は実況値を表し、間隔は $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。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。



第2.4.15図 月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2013年7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。



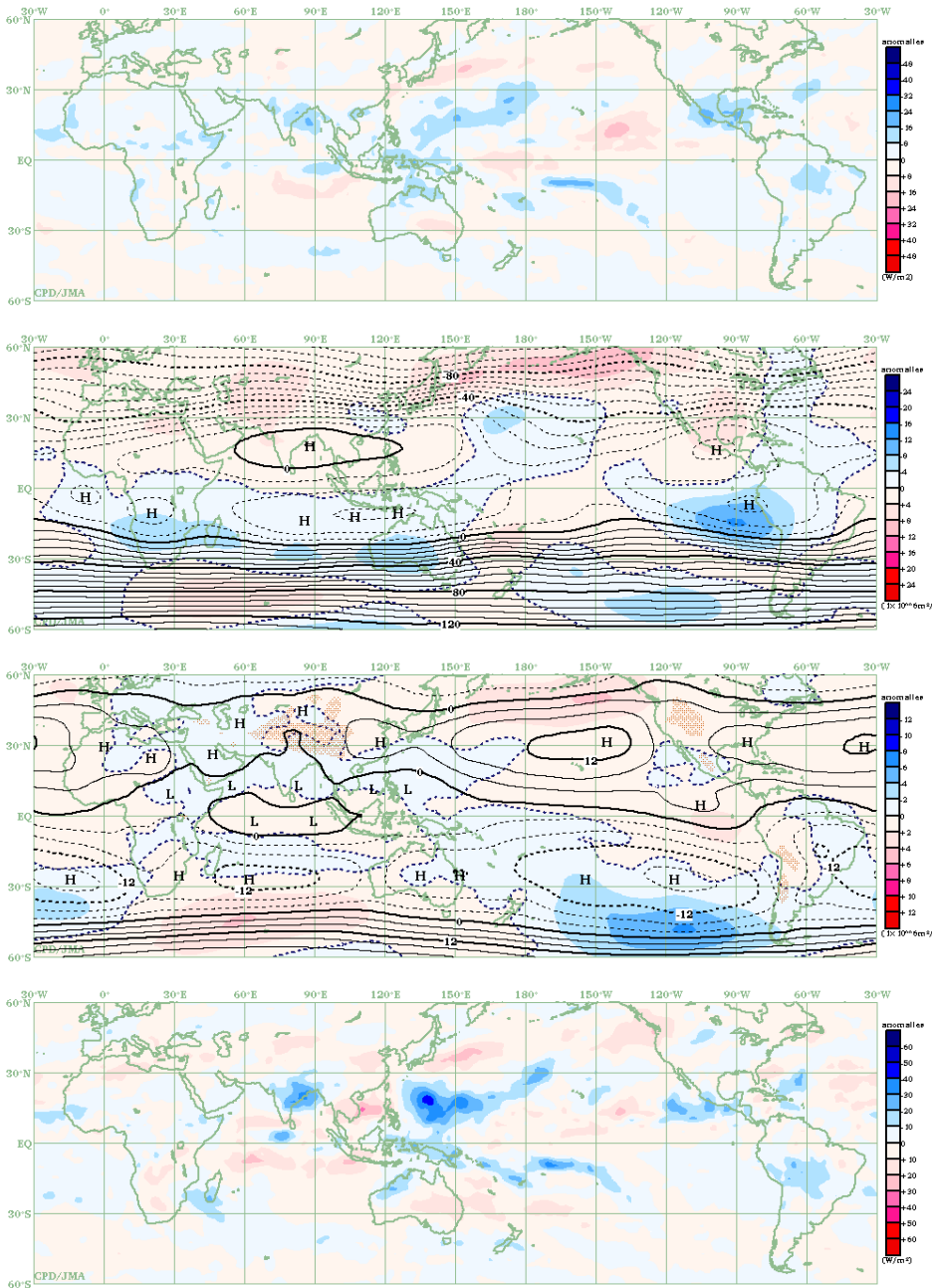
### 2.4.5 秋（2013年9～11月）

熱帯の対流活動（第2.4.16図）は、ベンガル湾付近、インドネシアからオーストラリア北部、フィリピンの東海上、中米で平年より活発、日付変更線付近で不活発だった。特に10月（第2.4.19図）は、フィリピンの東海上で対流活動が非常に活発だった。

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が平年より強か

った。北太平洋の日付変更線付近のトラフは平年より深かった。対流圏下層（第2.4.18図）では、アラビア海からフィリピンの東海上では低気圧性循環偏差となった。太平洋西部の赤道域では9月後半から10月にかけては西風偏差、11月は東風偏差となった（第2.4.3図）。

赤道季節内振動(MJO)は9月に東進が明瞭だった（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 (2013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 (2013年9～11月)

等値線は実況値を表し、間隔は $8 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。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 (2013年9～11月)

等値線は実況値を表し、間隔は $4 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。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。

第2.4.19図 月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差(2013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

2013年の台風の発生数は31個(平年値25.6個)で平年より多かった(第2.4.2表)。8月までの発生数はほぼ平年並だったが、9月と10月にそれぞれ平年を上回る7個(日本時間による)の台風が発生(平年値:9月が4.8個、10月が3.6個)したため、年間発生数が1994年以来19年ぶりに30個を超えた。また、10月の発生数(日本時間による)は1984年、1992年と並び1951年以降で最も多かった。

2013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)となった。9~10月に台風の接近数が多く、10月の接近数は1951年以降で最も多い6個(平年値1.5個)だった。これは、日本の南東海上で太平洋高気圧が平年よりも強く、また、本州以南の偏西風が平年よりも弱かったため、台風が東に流されにくく、北上しやすい大気の流れだったこと等による。

日本に上陸した台風は第17号及び第18号の2個(平年値2.7個)だった(第2.4.20図)。

第2.4.2表 2013年の台風一覧

番号	呼名	台風期間 <sup>1)</sup> (UTC)	階級 <sup>2)</sup>	最大風速 (knots) <sup>3)</sup>
T1301	Sonamu	1/3 - 1/7	STS	50
T1302	Shanshan	2/21 - 2/22	TS	35
T1303	Yagi	6/8 - 6/12	TS	45
T1304	Leepi	6/18 - 6/20	TS	40
T1305	Bebinca	6/20 - 6/24	TS	40
T1306	Rumbia	6/28 - 7/2	STS	50
T1307	Soulik	7/8 - 7/13	TY	100
T1308	Cimaron	7/17 - 7/18	TS	40
T1309	Jebi	7/31 - 8/3	STS	50
T1310	Mangkhut	8/6 - 8/7	TS	40
T1311	Utor	8/9 - 8/15	TY	105
T1312	Trami	8/18 - 8/22	STS	60
T1313	Pewa	8/18 - 8/24	STS	55
T1314	Unala	8/19 - 8/19	TS	35
T1315	Kong-rey	8/26 - 8/29	STS	55
T1316	Yutu	9/1 - 9/1	TS	35
T1317	Toraji	9/1 - 9/3	STS	50
T1318	Man-yi	9/13 - 9/16	TY	65
T1319	Usagi	9/16 - 9/23	TY	110
T1320	Pabuk	9/21 - 9/26	STS	60
T1321	Wutip	9/27 - 9/30	TY	65
T1322	Sepat	9/30 - 10/2	TS	40
T1323	Fitow	9/30 - 10/7	TY	75
T1324	Danas	10/4 - 10/8	TY	90
T1325	Nari	10/9 - 10/15	TY	75
T1326	Wipha	10/10 - 10/16	TY	90
T1327	Francisco	10/16 - 10/26	TY	105
T1328	Lekima	10/20 - 10/26	TY	115
T1329	Krosa	10/29 - 11/4	TY	75
T1330	Haiyan	11/4 - 11/11	TY	125
T1331	Podul	11/14 - 11/14	TS	35

1) 台風発生期間は世界時(UTC)による

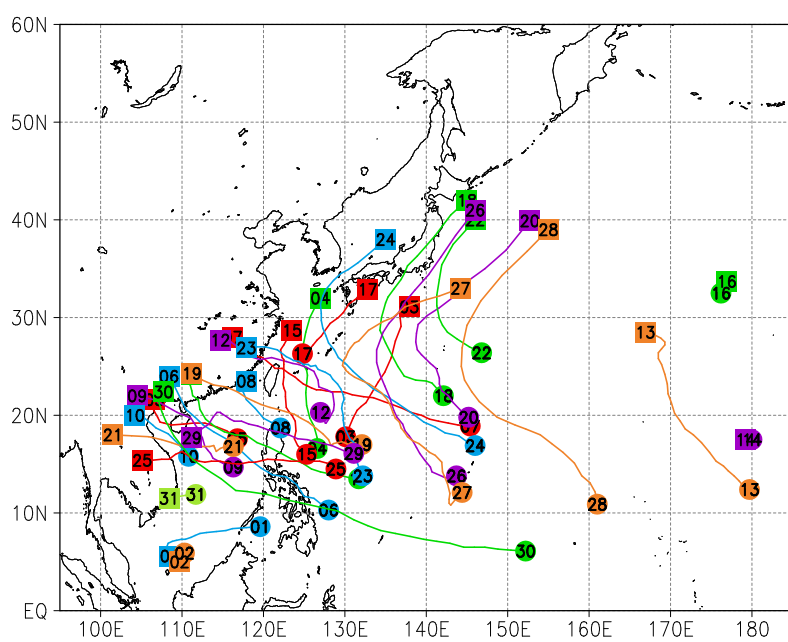
2) 最大風速による階級

TS: tropical storm

STS: severe tropical storm

TY: typhoon

3) 10分間平均した値



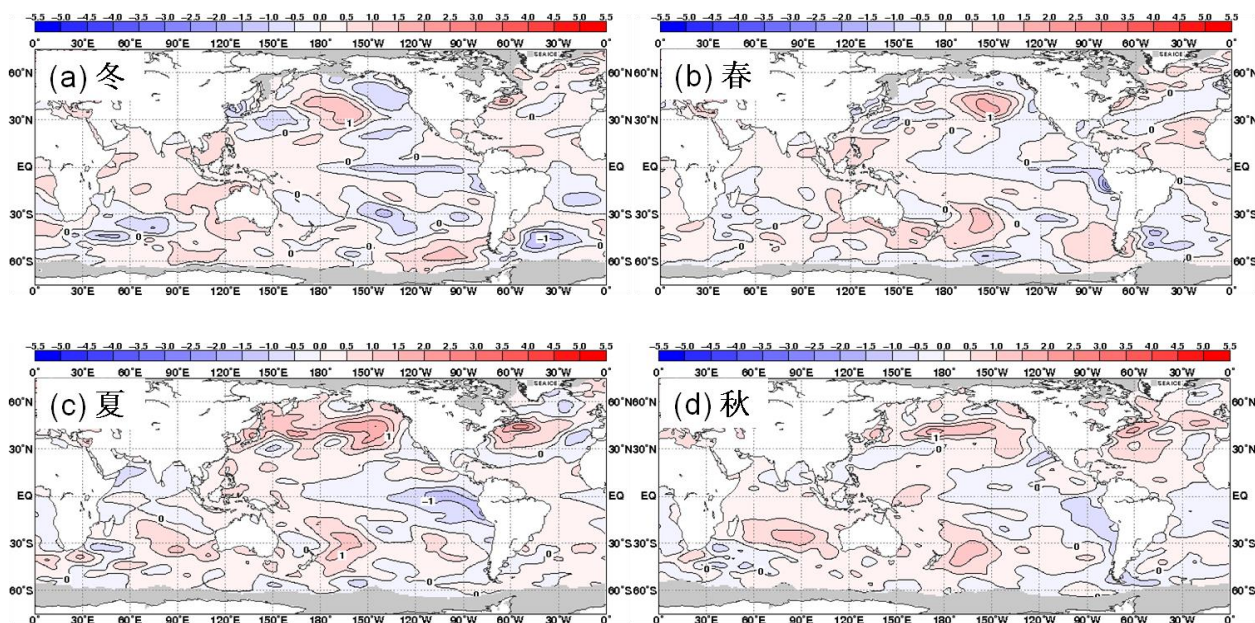
第 2.4.20 図 2013 年の  
台風経路図  
経路の両端の と は  
台風(第 1 号 ~ 第 31 号)  
の発生位置と消滅位置。  
数字は台風番号を示す。

## 2.5 海況

太平洋赤道域の海面水温は、2012/2013 年冬には中部から東部にかけて負偏差だった（第 2.5.1 図(a)）。春には中部の負偏差は弱まり（第 2.5.1 図(b)）、夏には東部で負偏差が強まった（第 2.5.1 図(c)）。秋には負偏差は不明瞭となり、西部で正偏差、中部から東部にかけては概ね平年並となった（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、2012年11月の+0.2℃から2013年の1月と2月に-0.5℃まで下降したが、3月、4月には0に近い値となった。5月から8月にかけて再び-0.8~-0.6℃程度の低い値となり、その後上昇に転じて、9月以降は-0.2~0.0℃程度であった（第 2.5.2 図）。このように夏を中心に基準値より低い値が見られたものの、持続期間が短く、ラニーニャ現象の発生には至らなかった。一方、南方振動指数は2012年12月の-0.5から2013年6月に+1.7まで上昇した後、下降に転じて7月以降は0.0~+0.9程度であった（第 2.5.2 図）。

太平洋赤道域の海面水温・表層貯熱量の時間変



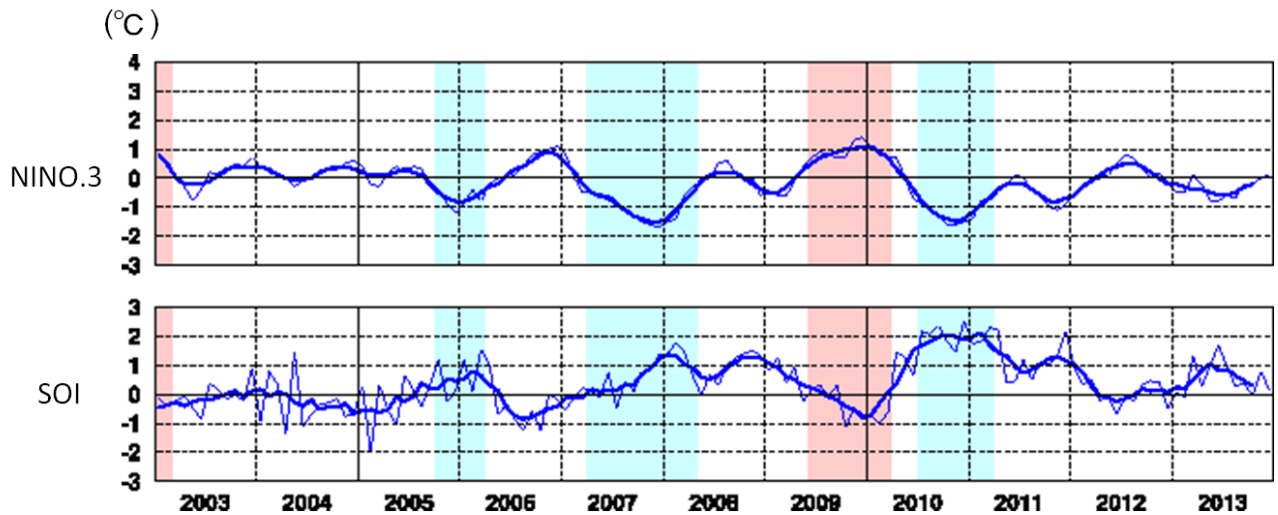
第 2.5.1 図 季節平均海面水温平年偏差図（2013 年）

(a)冬（2012年12月～2013年2月）、(b)春（3～5月）、(c)夏（6～8月）、(d)秋（9～11月）。

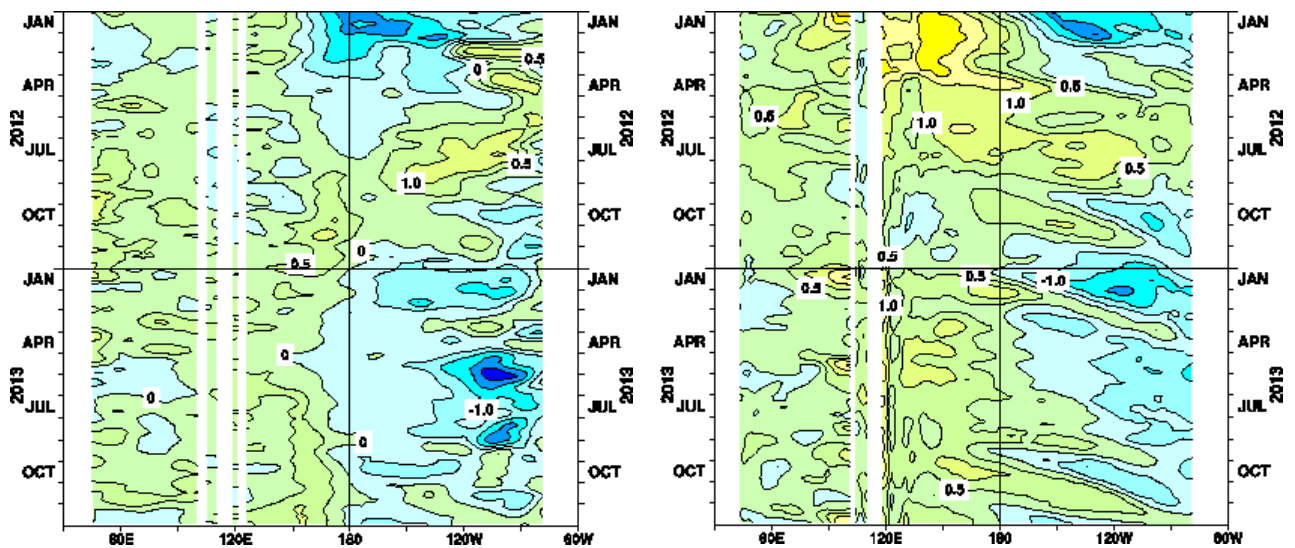
等値線の間隔は0.5℃。灰色の陰影は海水域を表す。

化を見ると（第 2.5.3 図）、海洋表層では冬の後半から夏の前半にかけて、西部に暖水、東部に冷水が分布していた。その後、夏から秋にかけて暖水が東進し、それに伴って東部の海面水温の負偏差が弱まった。

その他の海域で目立った特徴は以下のとおりである。北太平洋では、夏に北緯30度以北の広い領域で顕著な正偏差が見られた。また、北太平洋中央部で正偏差、北太平洋東部で負偏差となる負の太平洋十年規模振動(PDO)の偏差パターンが、夏から秋にかけてやや不明瞭となったものの、ほぼ一年を通して見られた。PDOは北太平洋中・高緯度の広範囲で低温化と高温化を繰り返すという十年規模の変動であり、最近では北太平洋中央部で正偏差となる負のPDOパターンが概ね持続している。南太平洋では、春以降にニュージーランド東方で顕著な正偏差が見られた。インド洋では、オーストラリア南西岸付近で一年を通じて顕著な正偏差となり、夏以降は顕著な正偏差がマダガスカル東方まで広がった。北大西洋では、米国東岸付近で一年を通じて顕著な正偏差であった（第 2.5.1 図）。



第 2.5.2 図 2003 年～2013 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～2013 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

2012/2013年冬季の北半球成層圏では、2013年1月～2月に大規模突然昇温が発生し、極うずは平年と比べて弱かった。大規模突然昇温の発生は、2009/2010年冬季以来のことであった。本節では、大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。また、2012/2013年冬は、東アジア北部を中心に顕著な低温となり、その要因の1つとして、突然昇温を含む成層圏循環の変動が考えられた（詳細は第3.1節を参照）。このため、ここでは対流圏の循環に対する成層圏の影響を解析した結果についても報告する。

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 (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60°N以北で、10hPa面付近かそれより下の気圧面で東風となった場合には、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の推移

2012/2013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弱く、極付近は明瞭な正偏差、中緯度帯で負偏差となる環状の偏差パターンとなった。極うずの中心は西シベリア付近に位置した (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、12月はアリューシャン高気圧が明瞭で、極うずはヨーロッパ方面に偏った (第2.6.2図(a))。1月は、大規模突然昇温の発生と対応して、極うずはユーラシア大陸側と北米大陸側に分裂し、極付近では正偏差が明瞭だった (同図(b))。2月

も極うずが平年と比べて弱い状態が続いた (同図(c))。3月はじめ以降、冬循環 (西風) から夏循環 (東風) に変わった5月はじめ頃にかけて、極うずは平年と比べて強い状態で推移した (図略)。

### 2.6.2 1～2月の大規模突然昇温

北極上空30hPaの気温は、2012年12月の上旬と下旬に十数℃程度の昇温がみられた (第2.6.3図)。1月に入ると、1月2日からの約1週間で30℃以上の急激な上昇がみられ、1月上旬の終わり頃には約-50℃に達した。帯状平均した30hPaの東西風をみると (第2.6.4図の等値線)、昇温に対応して、1月上旬の中頃に極夜ジェットが急激に弱まった。1月8日には高緯度域で東風が卓越し、大規模突然昇温が発生した。東風は2月はじめまで続いた。

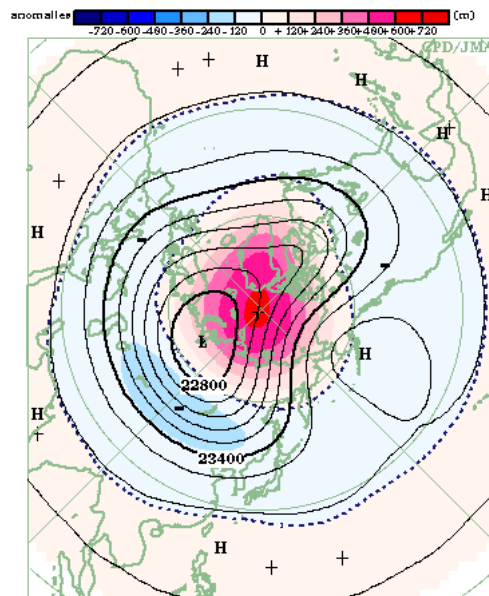
5日平均の30hPa高度をみると、極うずの中心は、12月中旬後半には北極海にあり (第2.6.5図(a))、その後アリューシャン高気圧の発達とともにユーラシア大陸側へ移動し (同図(b))、波数1の高度偏差パターンが卓越した。これは、12月下旬前半にピークを持つ東西波数1成分の波束の上方伝播と対応する (第2.6.6図の赤線)。

1月上旬には、極うずが分裂し、波数1から波数2の高度偏差パターンへ変化した (第2.6.5図(c))。これは、1月上旬の前半から後半にかけて、東西波数1の波束の上方伝播が弱まる一方 (第2.6.6図の赤線)、東西波数2の波束伝播が明瞭となった (同図の青線) ことと対応する。波数2の高度偏差パターン (第2.6.5図(d)) 及び東西波数2の波束の明瞭な上方伝播 (第2.6.6図の青線) は、1月下旬前半にかけて持続した。

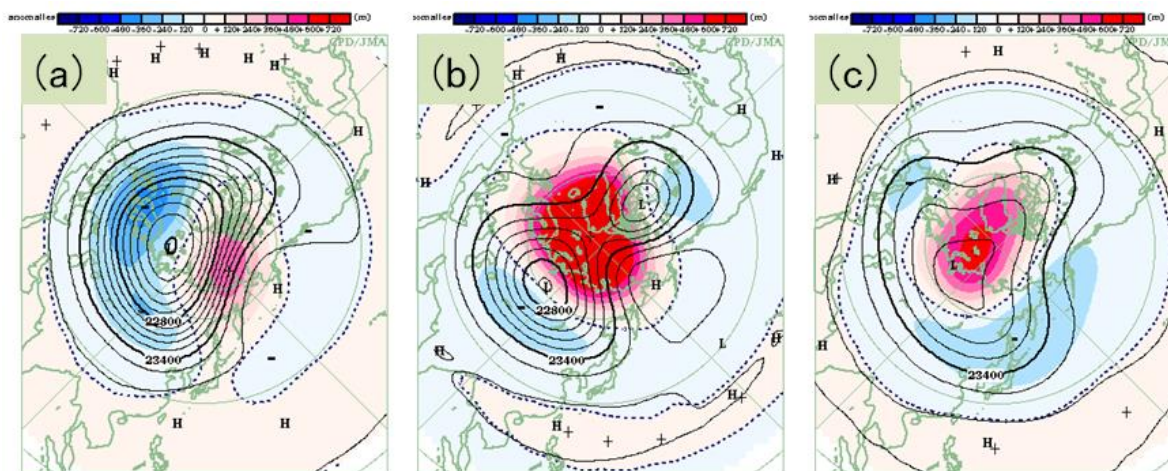
1月下旬後半には、アリューシャン高気圧がアラスカ付近で強まった一方、極うずは概ね一つにまとまり、大西洋側に位置した (第2.6.5図(e))。2月に入ると、アリューシャン高気圧は弱まり、極うずは平年より弱いながら高緯度域に中心を持つ状態で推移した (同図(f))。2月中旬には北極上空の気温はほぼ平年値まで低下した (第2.6.3図)。

2013 年 1 月の対流圏からの波束の上方伝播は、例年と比べて東西波数 2 の成分が卓越し、東西波数 2 の 100hPa における Eliassen-Palm (EP) フラックス<sup>1</sup> (Palmer 1982) の鉛直成分は、1 月としては大規模昇温が発生した 2009 年及び 1996 年に次ぐ大きな値となった (第 2.6.7 図)。

大規模突然昇温の発生時期における対流圏から成層圏への波束伝播の様子を詳細にみるため、EP フラックスの分布の推移を第 2.6.8 図に示す。1 月上旬の前半から後半にかけて、上部成層圏における東西波数 1 の波束伝播の方向は、赤道向きから極向きに変化した。これと対応して、EP フラックスの収束域となった上部成層圏の極域では、西風から東風へ変化した (同図 (a) と (c))。一方、1 月上旬後半から中旬にかけて、対流圏中緯度からの東西波数 2 の波束の上方伝播が明瞭となり、対流圏界面付近において極側へ向きを変え、極域で収束した (同図 (d) と (f))。これらのことから、大規模突然昇温の発生及び維持に東西波数 1、2 双方の波束伝播が寄与していたと考えられる。

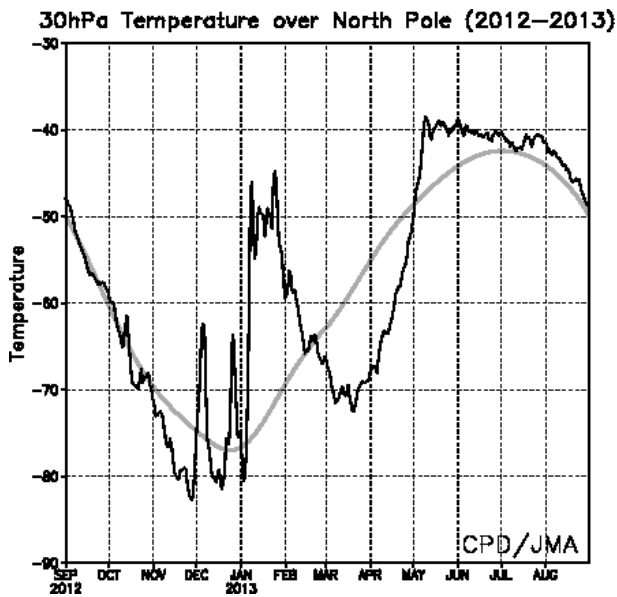


第 2.6.1 図 2012/2013 年冬平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影) (単位 : m) 等値線間隔は 120m。

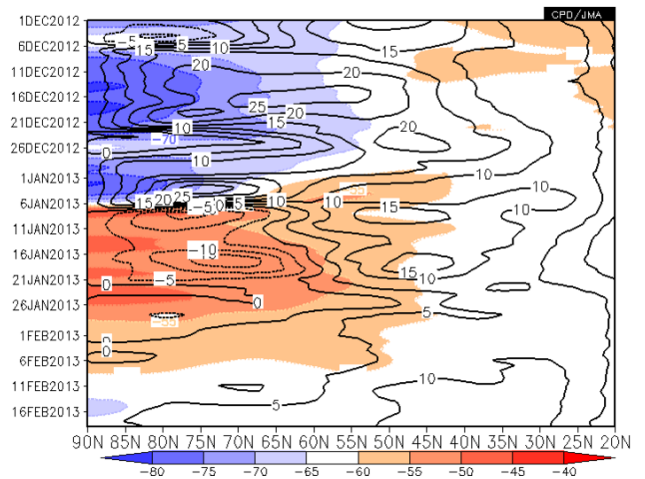


第 2.6.2 図 月平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影) (単位 : m) (a)2012 年 12 月、(b)2013 年 1 月、(c)2013 年 2 月。等値線間隔は 120m。

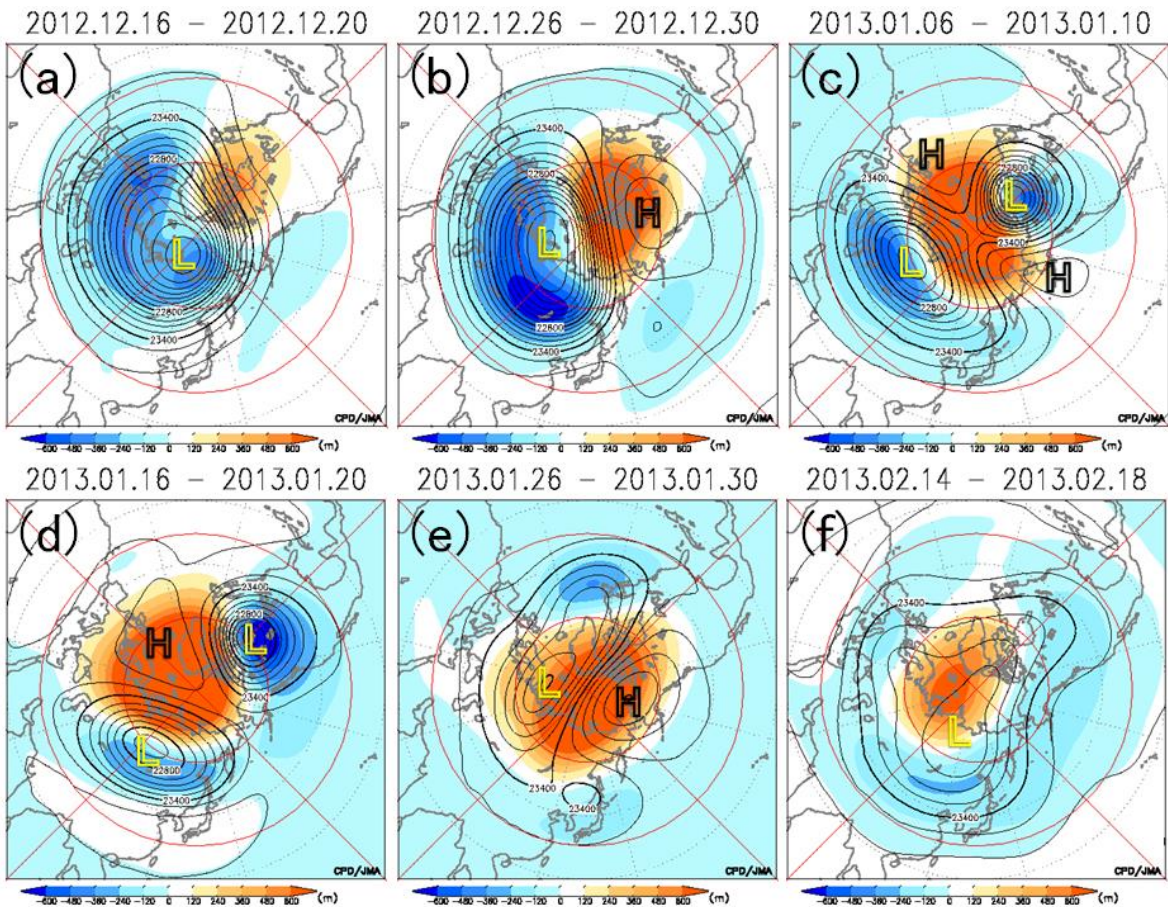
<sup>1</sup> EP フラックスは、TEM 方程式系での波と平均流の相互作用を表し、その収束 (発散) は西風の減速 (加速) と対応する。



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 2.6.4 図 带状平均した 30hPa 東西風 (等値線) 及び気温 (陰影、単位: °C) の緯度-時間断面図  
等値線間隔は 5m/s で、西 (東) 風域は実 (点) 線。



第 2.6.5 図 5 日平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影)  
(a)2012 年 12 月 16 日~20 日、(b)12 月 26 日~30 日、(c)2013 年 1 月 6 日~10 日、(d)1 月 16 日~20 日、(e)1 月 26 日~30 日、(f)2 月 14 日~18 日平均。等値線間隔は 120m。



### 2.6.3 対流圏の循環に対する成層圏の影響

次に、成層圏の大気変動の対流圏循環への影響について着目する。大規模突然昇温発生後、成層圏の東風域は下層側へ広がり、1月下旬前半には対流圏上層まで降下した(第2.6.8図(e)-(h))。この時期、対流圏では北極海やグリーンランド付近にブロッキング高気圧が形成され(第2.6.9図)、中緯度帯では寒気が南下したカナダ東部やヨーロッパなどで低温となった。EPフラックスの分布をみると、中緯度で上方伝播した東西波数2の波束は、東風域の下層側で極向きに伝播し、高緯度で下方へ向かった後、対流圏で収束しており(第2.6.8図(h))、対流圏の循環偏差に影響した可能性がある。

1月平均の東西波数2の波の屈折率<sup>2</sup>を算出すると、下部成層圏では東風だったことに対応して負の屈折率、その下層側には屈折率の極大域がみられ(第2.6.10図)、大規模突然昇温に伴う東風域が下層へ拡大したことにより、上方伝播した波束が対流圏界面付近で極側・下層側に屈折しやすい状況になっていたと考えられる。

### 2.6.4 まとめ

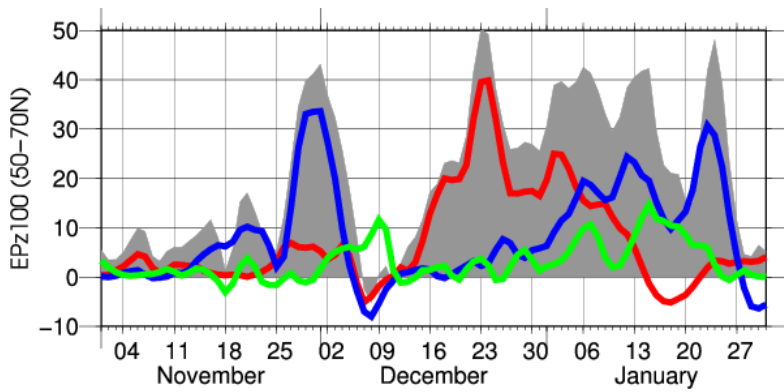
2013年1月は、2010年2月以来およそ3年ぶりに大規模突然昇温が発生した。突然昇温を引き起こしたとみられる対流圏から成層圏に伝播したプラネタリー波は、はじめに東西波数1成分、続いて波数2成分が卓越した。波数2の波束が持続的に成層圏に伝播・収束することによって、成層圏では極うずが分裂し、極域では東風が持続した。また、東風域は次第に下層に広がり、東風域の下層側では対流圏中緯度から極向きに上方伝播した波束が下方伝播に転じ、対流圏高緯度で収束した。これらのことから、対流圏と成層圏の相互作用を通じて、成層圏循環の変化が対流圏循環に影響した可能性が考えられる。

成層圏が対流圏の循環に影響を及ぼす可能性については、これまでの先行研究で指摘されている。例えば、Nishii and Nakamura (2005) や Kodera et al. (2008) は、成層圏からの波束の下方への伝播が、対流圏における循環偏差の原因の一つであることを示唆している。しかし、そのメカニズムについてはまだよく分かっておらず、さらなる調査・研究が必要である。

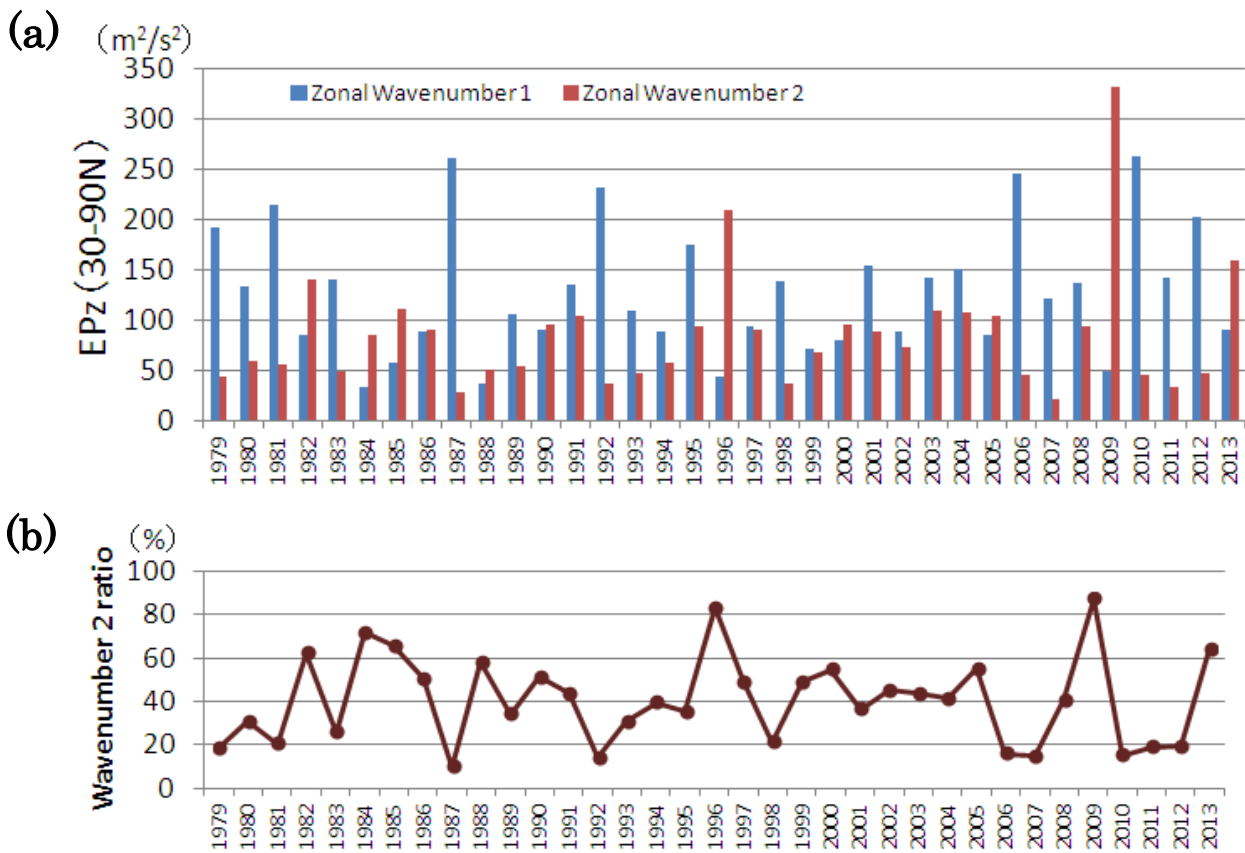
### 参考文献

- 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.
- Kodera, K., H. Mukougawa, and S. Itoh, 2008: Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L16806, doi:10.1029/2008GL034575.
- Nishii, K. and H. Nakamura, 2005: Upward and downward injection of Rossby wave activity across the tropopause: A new aspect of the troposphere-stratosphere dynamical linkage. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **131**, 545-564.
- Palmer, T. N., 1982: Properties of the Eliassen-Palm flux for planetary scale motions. *J. Atmos. Sci.*, **39**, 992-997.
- WMO, 1978: Abridged final report of Commission for Atmospheric Sciences. *WMO Rep.*, **509**, 113pp.

<sup>2</sup> 带状平均場における定常波の伝播の特性を表わす。ロスビー波は屈折率の2乗が正で大きな領域に向かい、負の領域を避けるように伝播する傾向がある。定常で位相速度が0であると仮定していることに注意する。

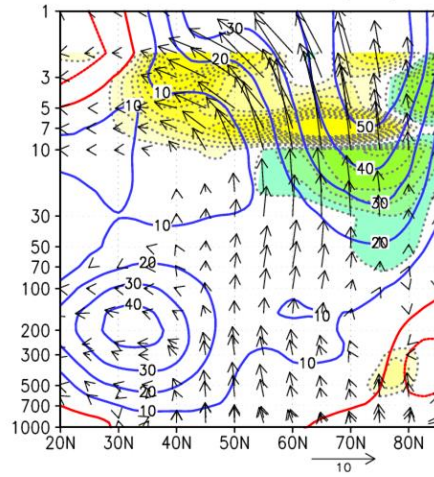


第 2.6.6 図 50°N～70°N で平均した 100hPa の Eliassen-Palm (EP) フラックス (Palmer 1982) の鉛直成分 (単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) (2012 年 11 月～2013 年 1 月) 灰色の陰影、赤線、青線、緑線はそれぞれ全波数、東西波数 1、2、3 のプラネタリー波に伴うフラックス。

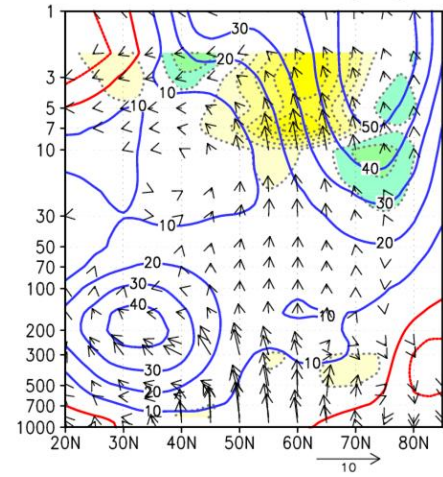


第 2.6.7 図 1 月の 30°N～90°N で平均した 100hPa における EP フラックスの鉛直成分 (単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) の経年変化 (a) 東西波数 1 (青色のバー)、2 (赤色のバー) 成分の経年変化。 (b) 東西波数 2 成分の東西波数 1、2 両成分に対する割合の経年変化。EP フラックスの鉛直成分は、1 月における日ごとの値の積算値。

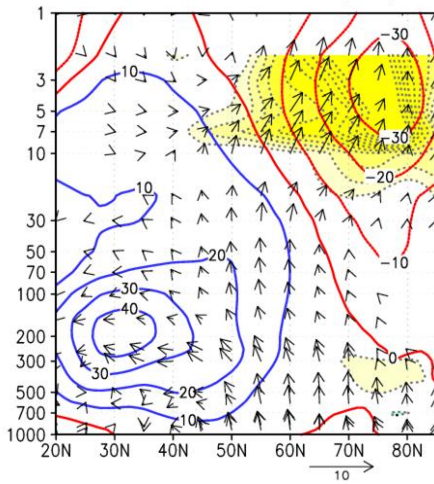
(a) Zonal Wavenumber 1 (1 Jan. – 3 Jan.)



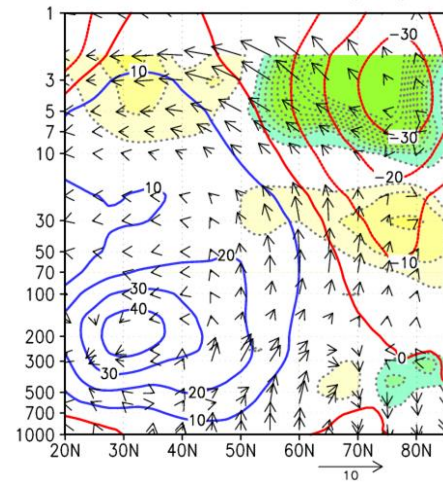
(b) Zonal Wavenumber 2 (1 Jan. – 3 Jan.)



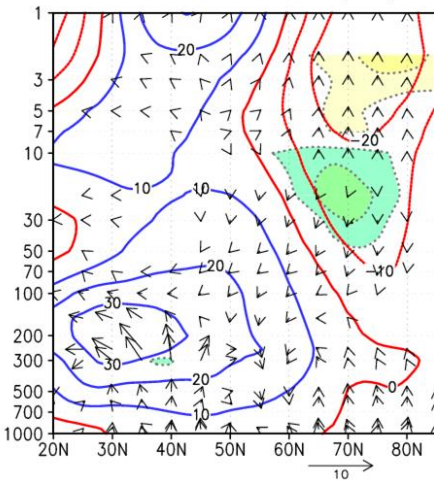
(c) Zonal Wavenumber 1 (7 Jan. – 9 Jan.)



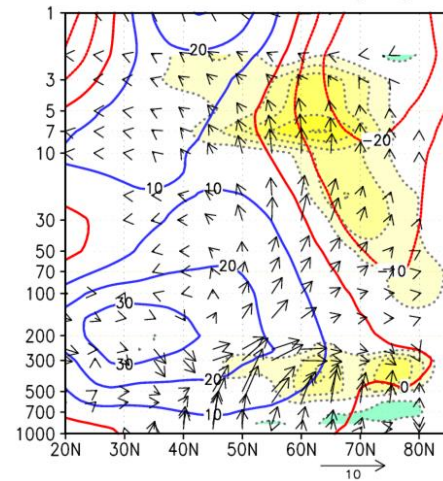
(d) Zonal Wavenumber 2 (7 Jan. – 9 Jan.)



(e) Zonal Wavenumber 1 (15 Jan. – 17 Jan.)

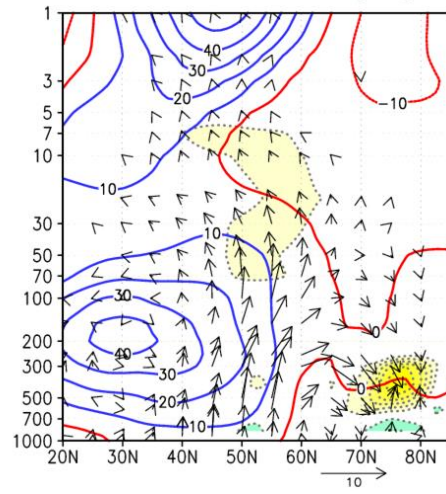
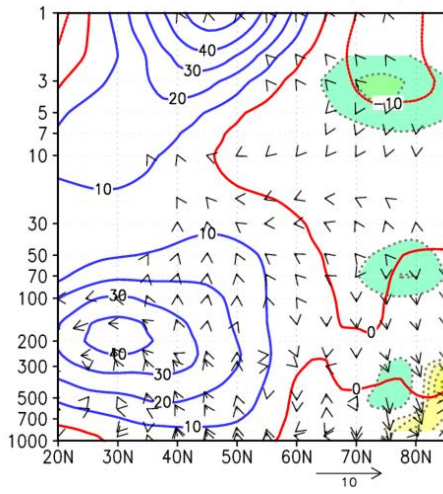


(f) Zonal Wavenumber 2 (15 Jan. – 17 Jan.)

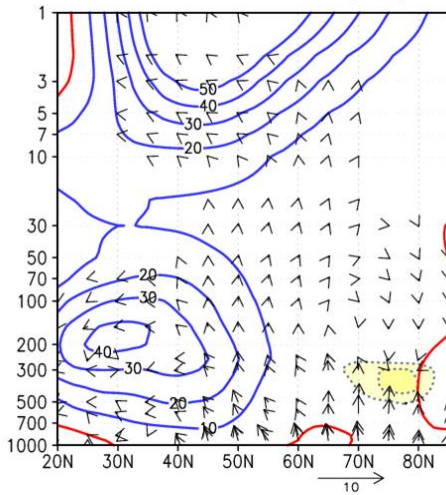


第 2.6.8 図 带状平均の東西風（実線）、EP フラックス（矢印；南北成分の単位： $10^6 \text{ m}^3/\text{s}^2$ ；鉛直成分の単位： $\text{m}^2/\text{s}^2$ ）と EP フラックスの発散／収束に伴う東西風の加速／減速域（点線・陰影）の緯度－高度断面図  
 実線の間隔は  $10 \text{ m/s}$  で西（東）風は寒（暖）色。EP フラックスは気圧の平方根で割った値。ベクトルのスケールは図の右下を参照。点線の間隔は  $5 \text{ m/s/day}$  で、東西風の加速（減速）域を緑（黄）色で塗色。左（右）図は東西波数 1（2）成分。(a)と(b)2013年1月1～3日平均、(c)と(d)1月7～9日平均、(e)と(f)1月15～17日平均。

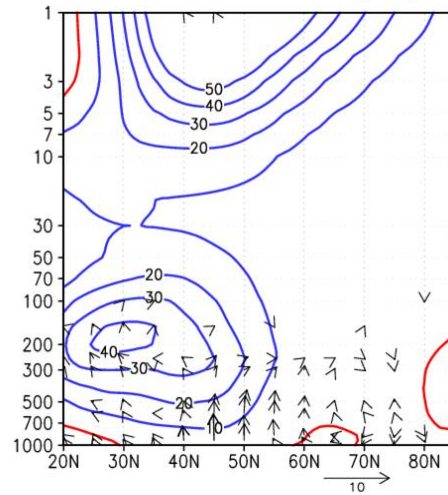
(g) Zonal Wavenumber 1 (21 Jan.–23 Jan.) (h) Zonal Wavenumber 2 (21 Jan.–23 Jan.)



(i) Zonal Wavenumber 1 (5 Feb. – 7 Feb.)



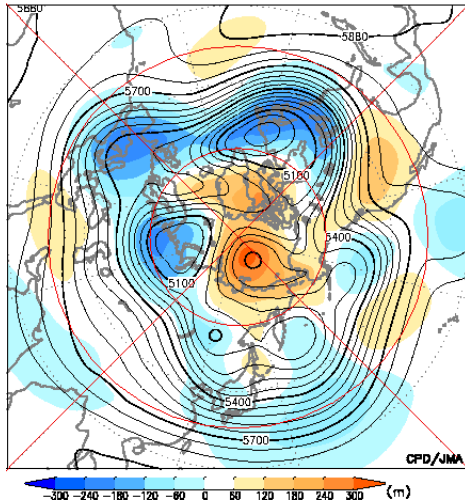
(j) Zonal Wavenumber 2 (5 Feb. – 7 Feb.)



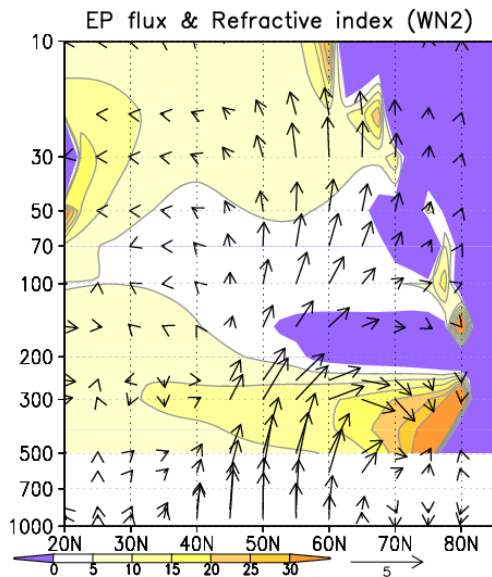
第 2.6.8 図の続き

(g)と(h)2013年1月21~23日平均、(i)と(j)2月5~7日平均。

2013.01.21 - 2013.01.25



第 2.6.9 図 2013 年 1 月 21 日～25 日平均 500hPa 高度  
(等値線) 及び平年偏差 (陰影)  
等値線間隔は太線 300m、細線 60m。



第 2.6.10 図 2013 年 1 月平均の東西波数 2 成分の EP フラックス (矢印; 南北成分の単位:  $10^6 \text{m}^3/\text{s}^2$ ; 鉛直成分の単位:  $\text{m}^2/\text{s}^2$ ) 及び屈折率 (陰影) の緯度-高度断面図  
EP フラックスは気圧の平方根で割った値。ベクトルのスケールは図の右下を参照。屈折率は地球半径を乗じた値で、紫色の陰影はその 2 乗量が負の領域。

## 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、2013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、日本～韓国、中国中部・西部及びその周辺で1.0℃以上高く、モンゴル東部、カザフスタン北東部、インド中部で1.0℃以上低かった(第2.7.1図)。

同時期の4か月降水量は、中国北東部～モンゴル東部、中国北部、中国西部～インド中部、カザフスタン東部・中部、パキスタン北部・南部、インドネシア南部で年の160%以上となり、韓国南東部及びその周辺、中国東部及び北西部の一部地域で年の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) 年間偏差の分布(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。

月降水量による異常多雨は、6月にインド東部～パキスタン、7月に日本の東北地方～中国中部、8月に中国北東部～カザフスタン東部で見られた。一方、異常少雨は7月に九州地方及びその周辺で

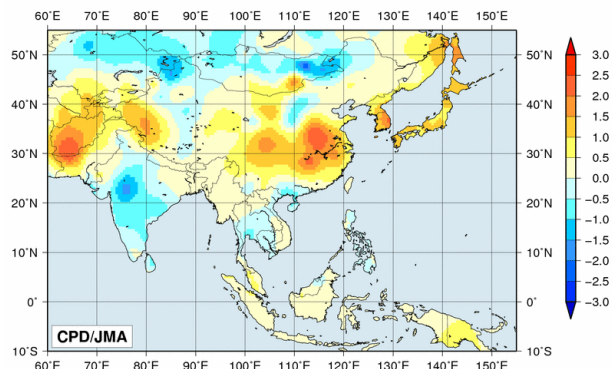
みられた(図省略)。

インド北部のウッタラカンド州デラドゥーンでは6月10日から6月17日までの8日間で640mm以上の降水(インド気象局の6月の月降水量平年値201.8mm(1910～2000年平均)の約3倍)となり、ウッタラカンド州を中心に600人以上が死亡、5700人以上が死亡と推定された。ネパールでも同時期に大雨となり、50人以上が死亡した。8月には大雨により、パキスタンで200人以上、アフガニスタンで60人以上が死亡したと伝えられた。9月にはインドシナ半島の広い範囲で平年より雨が多くなり、月降水量はラオス南部のパクセで936mm(平年(326.0mm)の約2.9倍)、タイ中部のナコンラチャシーマで356mm(平年(228.4mm)の約1.6倍)となった。タイでは300万人が洪水などの影響を受け、9月末までに20人以上が死亡したほか、カンボジアでは20人以上、ベトナムでは40人以上が死亡した。

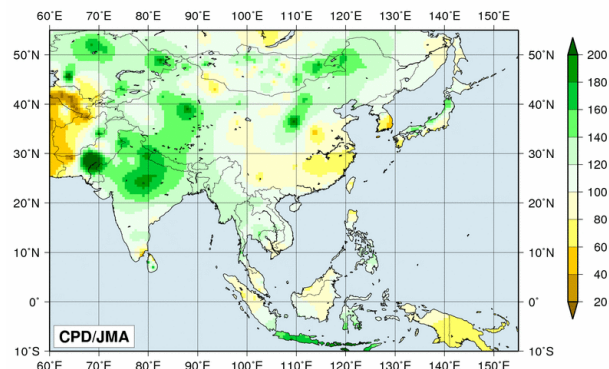
### 2.7.2 台風

6～9月の4か月間で台風は21個発生し(世界時による)(第2.4.2表)、発生数は平年の16.0個よりも多かった。そのうち、5個は東シナ海を通過し、中国や日本に接近又は上陸、8個が南シナ海を通過して中国南部やベトナムへ向かった。日本に上陸した台風は2個だった。

中国とベトナムでは、台風第11号によりそれぞれ60人以上、10人以上が死亡し、台風第19号により中国で30人以上が死亡したと伝えられた。



第2.7.1図 4か月平均気温平年差(℃)(2013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(%) (2013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

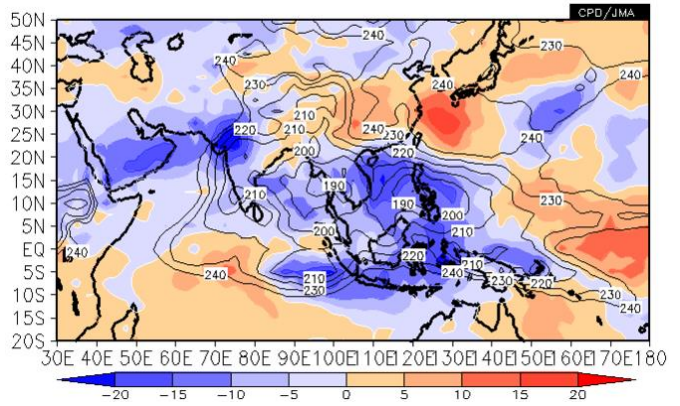
夏季モンスーン期における対流活動（第 2.7.3 図）は、インド北西部、ベンガル湾、南シナ海、インドネシア付近などアジアモンスーン域の広い範囲で平年より活発だった。夏季アジアモンスーン OLR 指数（第 2.7.1 表）を見ると、アジアモンスーンに伴う対流活動活発域の中心である、ベンガル湾からフィリピン付近にかけての領域で平均した対流活動は、期間を通して平年より活発で、特に 6 月、7 月、9 月は大きな値となった。

対流圏上層では、チベット高気圧は全般に平年より強く、中国北部や本州付近への張り出しが明瞭だった（第 2.7.4 図 (a)）。対流圏下層では、アラビア海から南シナ海にかけてモンスーントラフが明瞭で、アラビア海からベンガル湾にかけてはモンスーン偏西風が平年より強かった（第 2.7.4 図 (b)）。太平洋高気圧は中国南部や本州への張り出しが顕著で、これらの地域に高温をもたらした（詳細は第 3.2 節参照）。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、5 月半ばから平年より強い状態で推移した（第 2.7.5 図）。

第 2.7.1 表 夏季アジアモンスーン OLR 指数（2013 年 5～10 月）

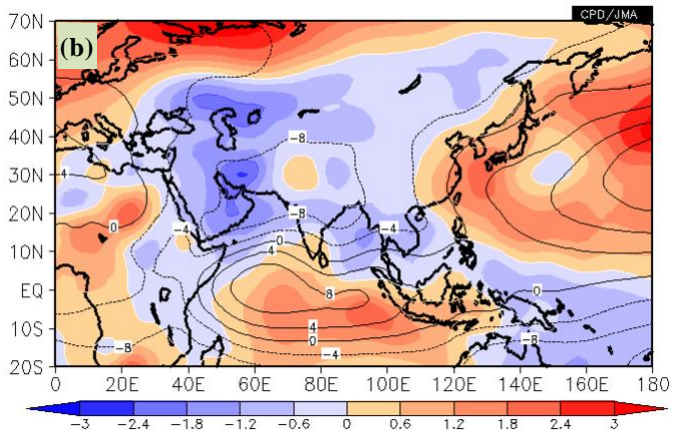
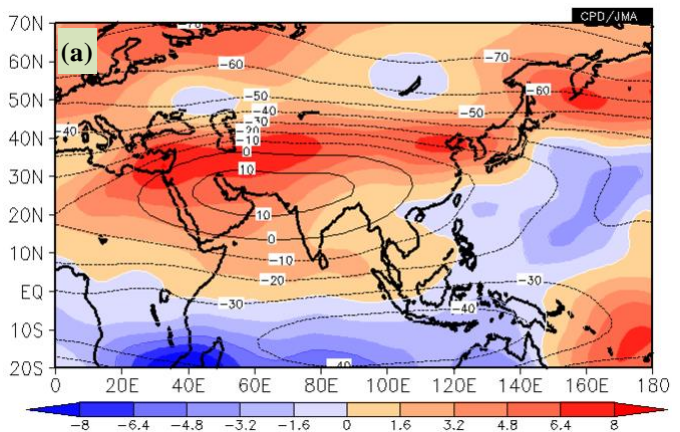
SAMOI (A) の正（負）の値はベンガル湾からフィリピン付近の対流活動が平年より活発（不活発）であることを示す。SAMOI (N) の正（負）の値は対流活発域の位置が平年と比べて北（南）偏したことを、SAMOI (W) の正（負）の値は西（東）偏したことを示す。SAMOI の詳細は第 1.4.3 項参照。

	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
2013年5月	0.8	-1.2	1.4
2013年6月	1.3	-0.1	-0.3
2013年7月	1.8	-0.7	0.5
2013年8月	0.9	0.1	-0.9
2013年9月	1.6	0.1	-0.1
2013年10月	0.3	1.4	0.2



第 2.7.3 図 4 か月平均外向き長波放射量 (OLR)・平年偏差 (2013 年 6～9 月)

等値線は実況値を表し、間隔は  $10\text{W/m}^2$ 。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・平年偏差 (2013 年 6～9 月)

(a) 200hPa、(b) 850hPa。等値線は流線関数（単位： $\text{m}^2/\text{s}$ ）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。

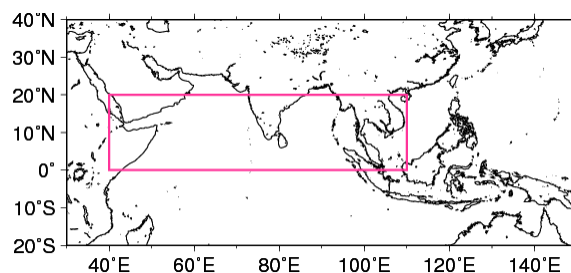
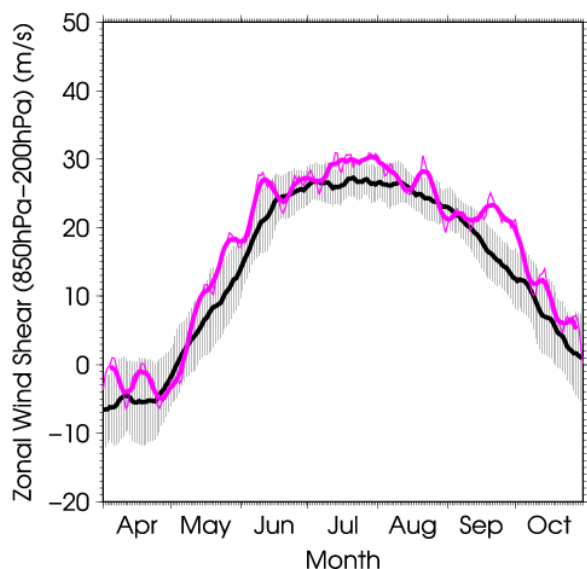
このようにアジアモンスーンは平年より強い状態で推移し、第 2.7.1 項で述べたとおりアジア各地に大雨をもたらした。6 月はアラビア海からインドにかけてソマリジェットが平年より強く、インド西岸やインド北西部では水蒸気が流入しやすかったため、対流活動が活発となった（第 2.7.6 図 (a)）。これにより、これらの地域では多雨となり、特に中旬に大雨となったインド北西部では大きな被害が発生した。なお、インド全土でモンスーン入りしたのは 6 月 16 日で、例年より 1 か月程度早かった（インド気象局）。

また、9 月はインドシナ半島で南西からのモン

スーン偏西風が平年より強く、対流活動が活発となった（第 2.7.6 図 (d)）。これに加えて、南シナ海北部で発生した熱帯低気圧が 9 月中旬に、台風第 21 号が 9 月末にインドシナ半島に上陸した。これらにより、インドシナ半島の広い範囲で降水量が平年より多い状態が続き、タイで洪水となるなど被害が発生した。

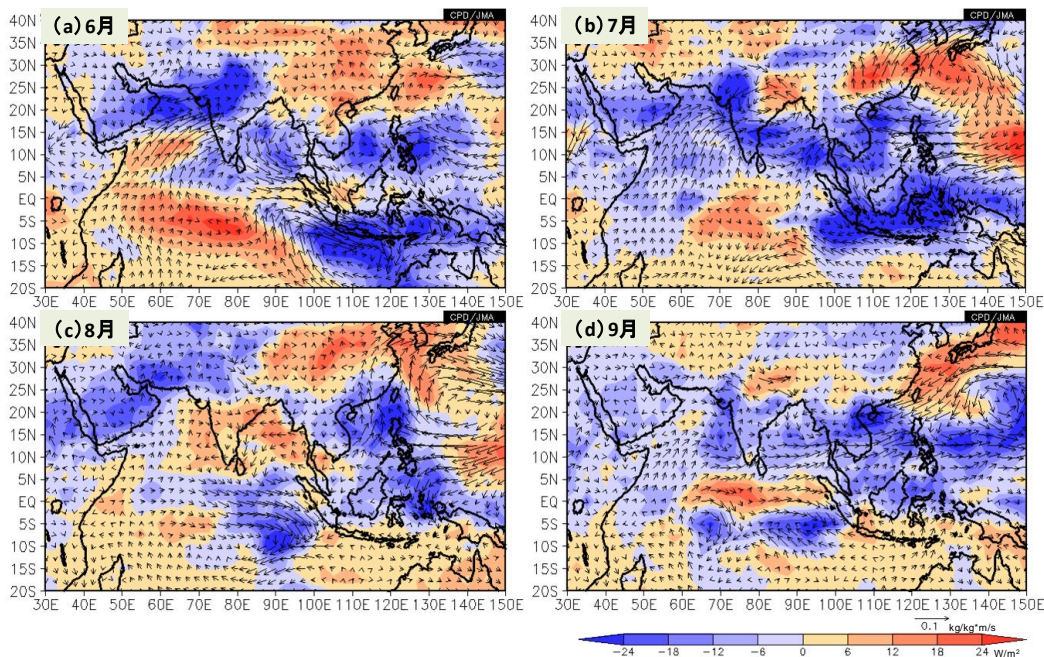
### 参考文献

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 (2013 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: 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。黒線は平年値を示し、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)2013 年 6 月、(b) 7 月、(c) 8 月、(d) 9 月。陰影は OLR 平年偏差、矢印は水蒸気フラックス平年偏差を表す。



## 2.8 北極域の海氷

北極域における海氷域面積は、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。この節では、2013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

2013年の北極域の海氷域面積<sup>1</sup>(第2.8.2図)は、3月14日に年最大値(1528万km<sup>2</sup>)となり、年最大値としては平年よりも小さい値だった。その後、海氷域面積はほぼ平年並のペースで減少した。6月下旬から7月中旬にかけて海氷域面積の減少速度が一時的に大きくなったが、その後次第に減少速度が小さくなり、9月13日に年最小の513万km<sup>2</sup>となった(第2.8.3図、図は9月15日)。これは1979年以降で6番目に小さかった(第2.8.1図)。

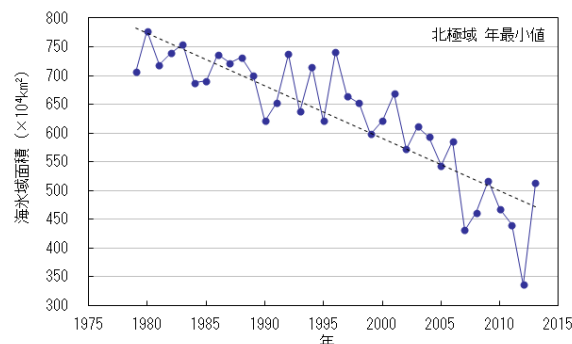
### 2.8.2 融解期の北極域の大気循環

2013年夏季は、北極海のグリーンランド側が低圧部、シベリア側が高圧部となりやすい気圧配置で、寒気が北極海上空にとどまりやすい状況だった(第2.8.4図)。そのため、海氷域面積が過去最小となった2012年夏季と比べ、海氷の融解が抑えられたと考えられる。また、上述の気圧配置により、海氷の大西洋への流出を抑える風が卓越した影響も考えられる。

### 参考文献

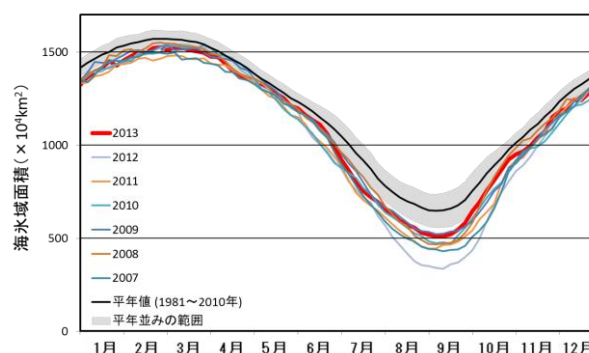
本田明治, 猪上淳, 山根省三, 2007: 冬季日本の寒さにかかわる北極海の海氷面積異常. 2005/06年日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, **216**, 201-208.

<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。

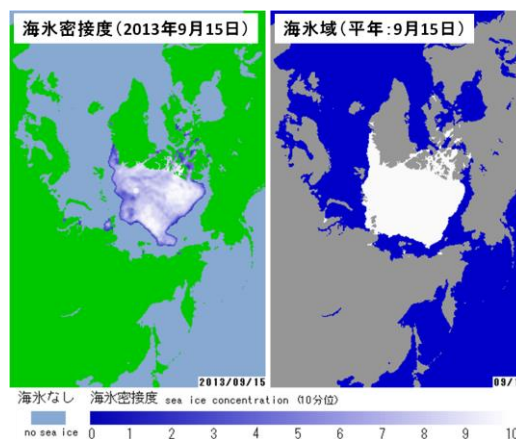


第2.8.1図 北極域の海氷域面積の年最小値の経年変化(1979~2013年)

青色の折れ線は北極域の海氷域面積の年最小値の経年変化を示す。点線は変化傾向。

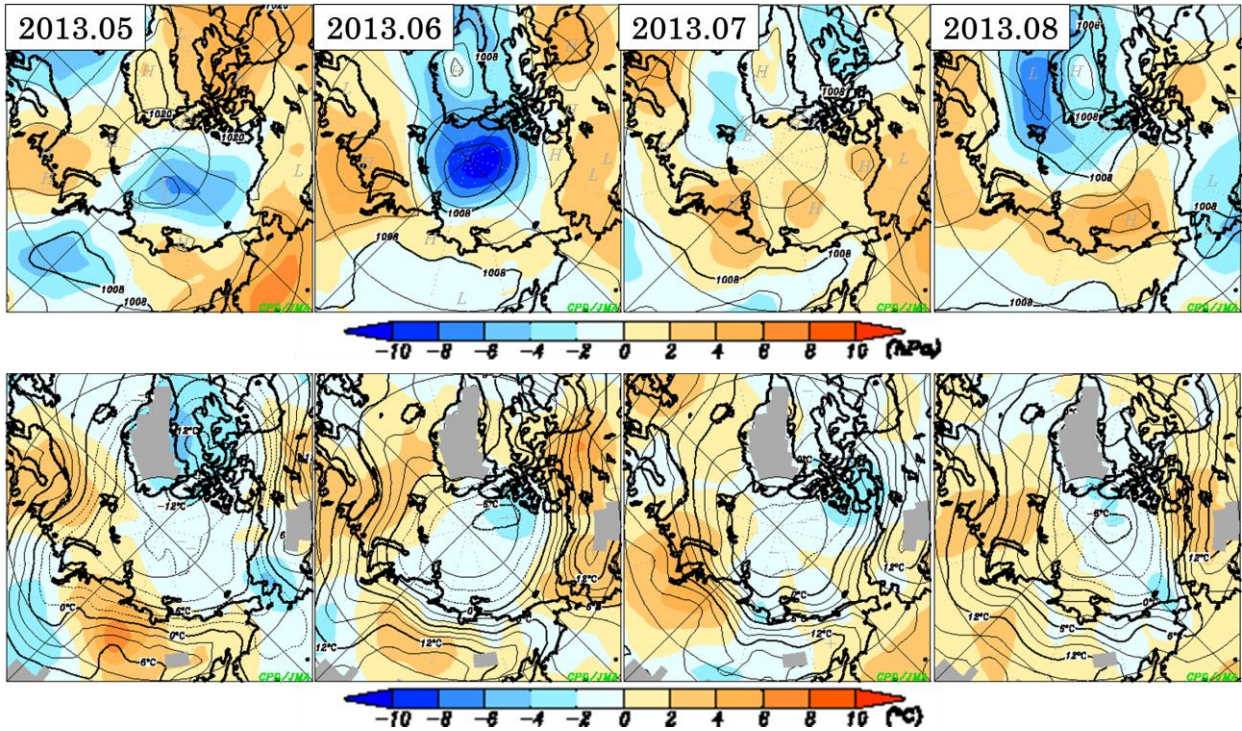


第2.8.2図 北極域の海氷域面積の推移(2007年以降の各年と平年値)



第2.8.3図 2013年9月15日の海水密接度(左)と9月15日の平年(1981~2010年平均)の海水域<sup>2</sup>(右) 右図の白い領域が平年の海水域を示す。

<sup>2</sup>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水域としている。



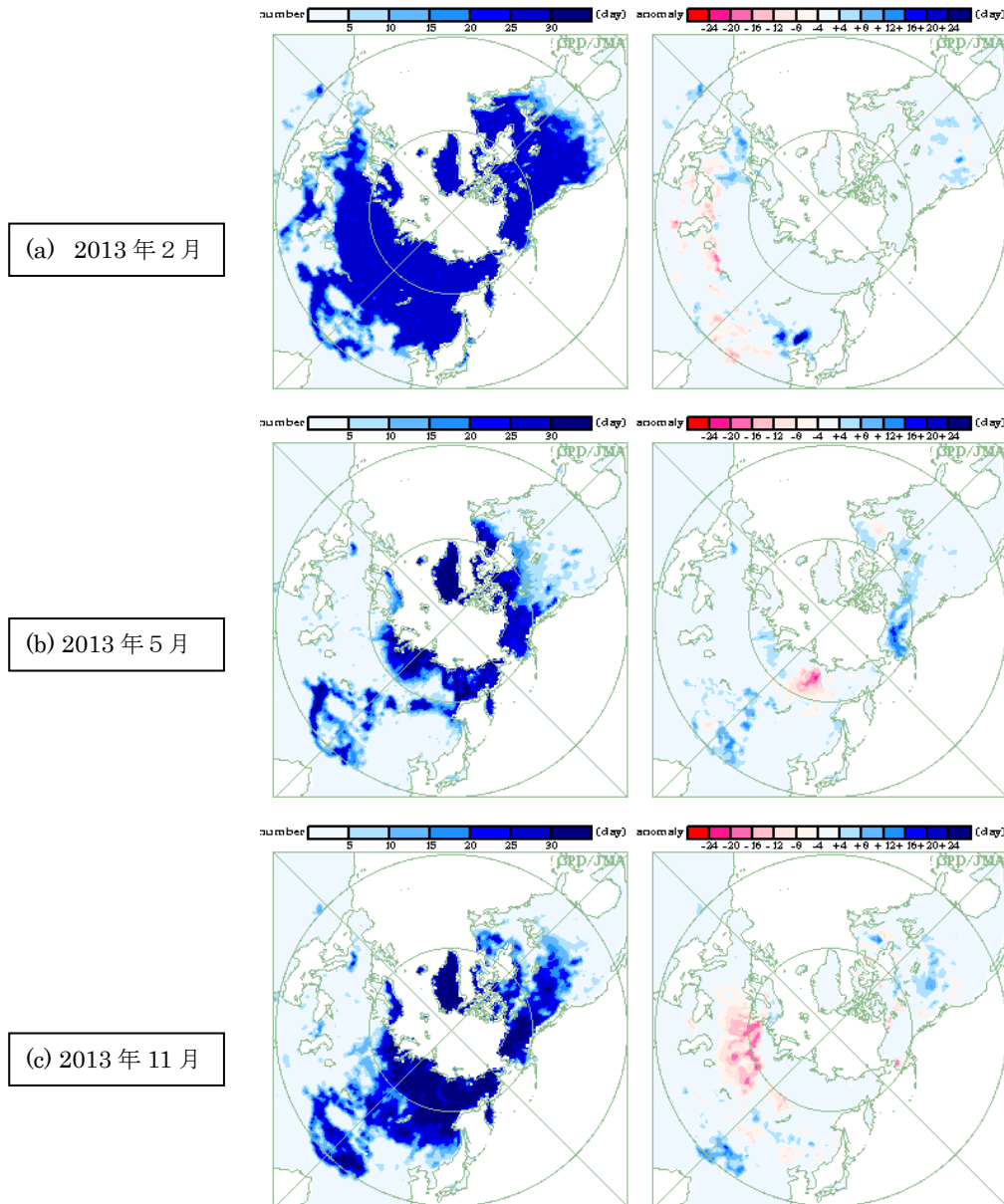
第 2.8.4 図 北極域における月平均海面気圧（上）及び 925hPa 気温（下）（2013 年 5～8 月の各月平均）  
 上段の等値線は海面気圧を表し、間隔は 4 hPa。下段の等値線は 925hPa 気温を表し、間隔は 2 °C。陰影域はそれぞれの  
 平年偏差を表す。左から順に 2013 年 5 月から 8 月までの各月平均を示す。

## 2.9 北半球の積雪域

積雪に覆われた地表面は、覆われていないところと比べて太陽放射を反射する割合（アルベド）が高い。このため、積雪域の変動は地表面のエネルギー収支や地球の放射平衡に影響を与え、その結果、気候に影響を及ぼす。また、融雪に伴い周辺の熱が奪われたり土壌水分量が変化するなど、間接的なプロセスを通じても気候に影響を及ぼす。一方、大気の流れや海況の変動は、積雪分布に影響を及ぼすなど、気候と積雪域は相互に密接な関連がある。

### 2.9.1 2013年の特徴

冬（2012年12月～2013年2月）の積雪日数は、ヨーロッパや東アジア北部で平年より多く、中国西部で平年より少なかった（第2.9.1図(a)）。3月と4月はヨーロッパや東アジア北部、北米で平年より多く（図略）、5月は中国西部や北米で平年より多かつた（同図(b)）。11月は中国西部や北米で平年より多く、ロシア西部からシベリア西部で平年より少なかった（同図(c)）。



第2.9.1図 衛星観測による北半球の月積雪日数（左）・平年偏差（右）

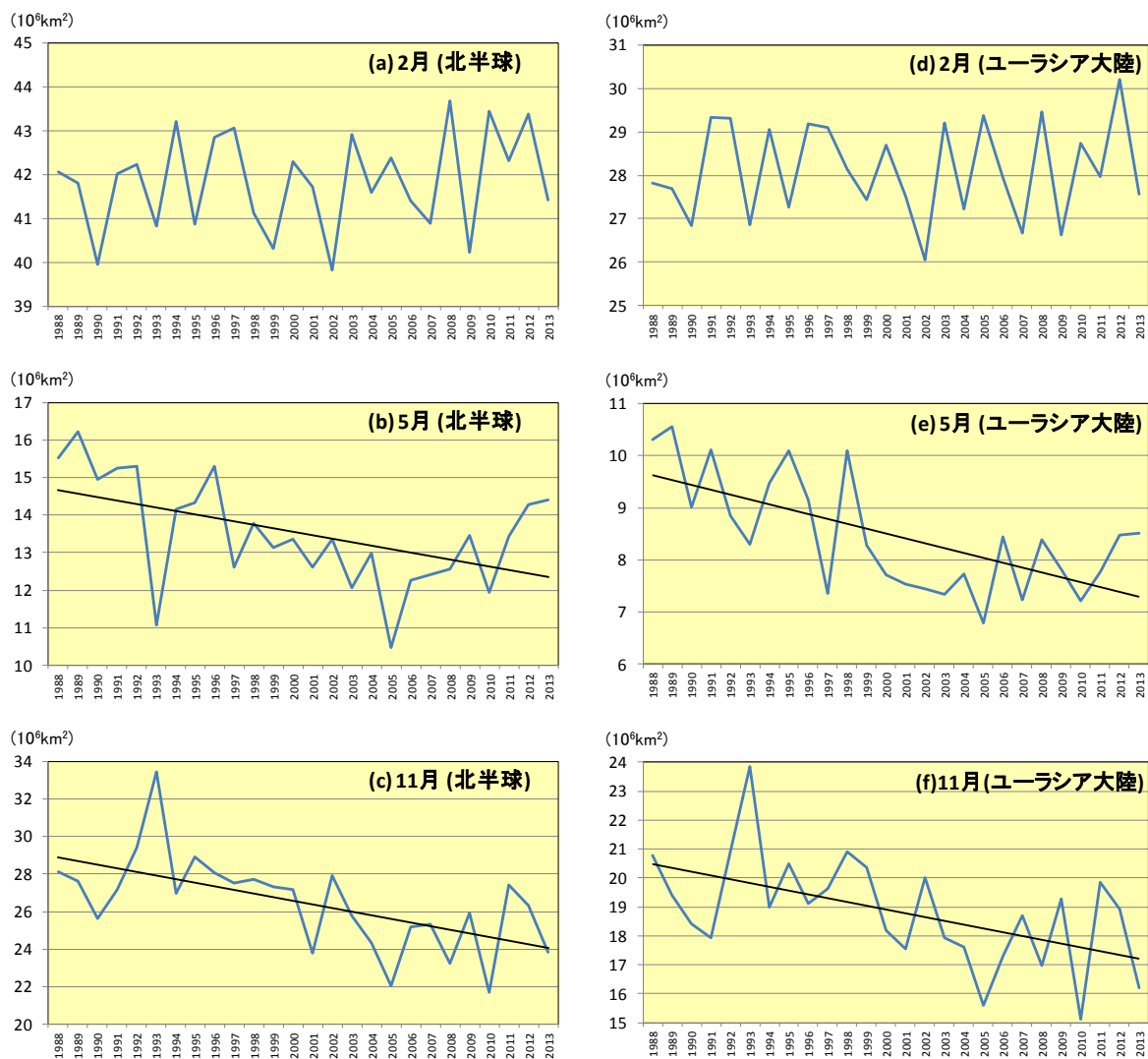
(a) 2013年2月、(b) 5月、(c) 11月。積雪日数は、米国国防省気象衛星(DMSP)に搭載されたマイクロ波放射計(SSM/I・SSMIS)の観測値を用いて、気象庁が開発した手法により解析した値。平年値は1989～2010年平均値。

## 2.9.2 長期変動

過去 26 年間 (1988~2013 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10~12月に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11~12月に減少傾向がある一方、1~4月や10月には統計的に有意な傾向は見られない。



第 2.9.2 図 北半球 ( $30^\circ \text{N}$  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 ( $10^6 \text{ km}^2$ ) の経年変動 (1988~2013 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。青線は各年の積雪域面積、黒色直線は長期変化傾向 (信頼度水準 95%で有意の場合に描画) を示す。

### 3 特定事例の解析

#### 3.1 2012/2013 年冬の北～西日本及び東アジア北部の低温

2012/2013 年冬(2012 年 12 月～2013 年 2 月)は、北日本～西日本は低温、北日本日本海側では多雪となった。また、東アジア北部では顕著な低温となった。2013 年(平成 25 年)3 月に開催された気象庁の異常気象分析検討会<sup>1</sup>(定例会)において、この冬の天候をもたらした大気循環の特徴及びその要因について分析を行った。本節では、この分析結果を中心に冬の大気循環の特徴について報告する。

##### 3.1.1 天候の特徴

北日本～西日本では、1 月下旬～2 月上旬を除いて、気温が平年を下回る日が多く(第 3.1.1 図(a))、北・東日本では 2 年連続、西日本では 3 年連続の寒冬となった(同図(b))。一方、沖縄・奄美は暖冬となった。北日本では日本海側を中心に降雪量が多くなり、青森県の酸ヶ湯では積雪の深さが 566cm となるなど、北日本日本海側を中心にアメダス 12 地点で年最深積雪の大きい方からの 1 位の値を更新した。北日本太平洋側や西日本太平洋側では、低気圧の影響を受けやすく、降水量は平年と比べて多かった(同図(c))。

世界では、東アジア、中央アジア及びロシア西部からヨーロッパにかけて気温が平年より低く、特に、東アジア北部から中央シベリア南部で平年よりかなり低くなった(第 3.1.2 図)。中国のチチハル(齊齊哈爾)の気温は、11 月末から 2 月末まで平年より低い状態が続いた(第 3.1.3 図(a))。

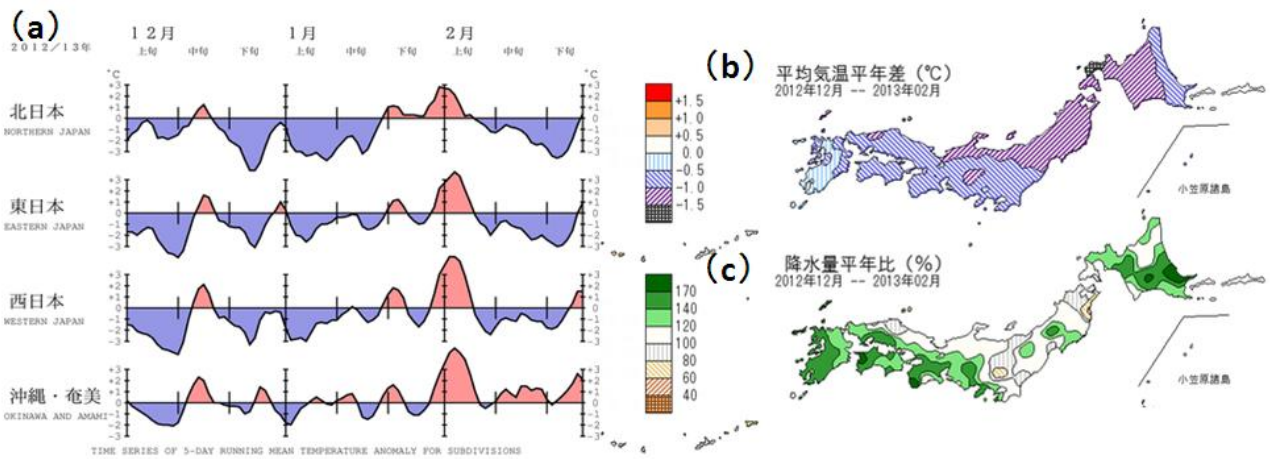
12 月～1 月上旬は、ユーラシア大陸の広い範囲で寒波に見舞われた。週平均気温平年差の推移をみると(第 3.1.4 図)、平年より 6℃以上低い領域が 11 月末～12 月上旬には東アジア北部から西シベリア

南部にかけて、12 月中旬～下旬前半には東シベリア南部から東ヨーロッパの広範囲で分布した。12 月下旬後半以降、ヨーロッパでは気温が平年より高くなったが、東アジアから中央アジア・インド北部では平年より低い状態が続いた。

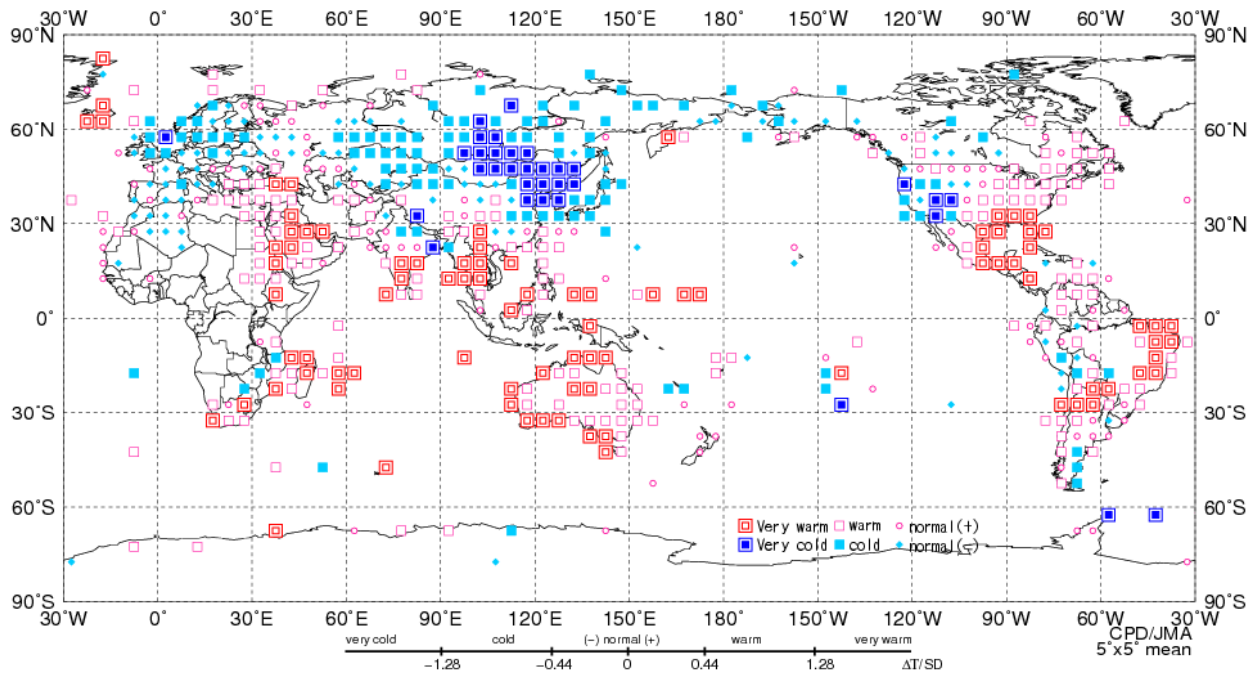
ニューデリー(インド)では、12 月下旬から 1 月上旬にかけて気温が平年より低い状態が続き、日平均気温は 7℃(平年差約 -7℃)を下回る日があった(第 3.1.3 図(b))。アスタナ(カザフスタン)では、12 月中旬に気温が大きく低下し、-38℃(平年差約 -27℃)を下回った(同図(c))。モスクワ(ロシア)では、12 月下旬に -21℃(平年差約 -16℃)を下回る低温となった(同図(d))。

この寒波は、東アジアからヨーロッパの広い範囲に影響を及ぼした。ロシアでは 170 人、ポーランドでは 100 人以上が 12 月の寒波の影響で死亡し、ヨーロッパ・ロシア全体で 390 人以上が死亡した。また、インドでは、12 月下旬～1 月中旬に 240 人以上が寒波の影響で死亡、バングラデシュでは、12 月～2 月に 200 万世帯以上が影響を受け、低体温のため 70 人以上が死亡した。インド・バングラデシュを含め、中央アジア・南アジアで合わせて 380 人以上が死亡した(災害データベース(EM-DAT)、IFRC)。

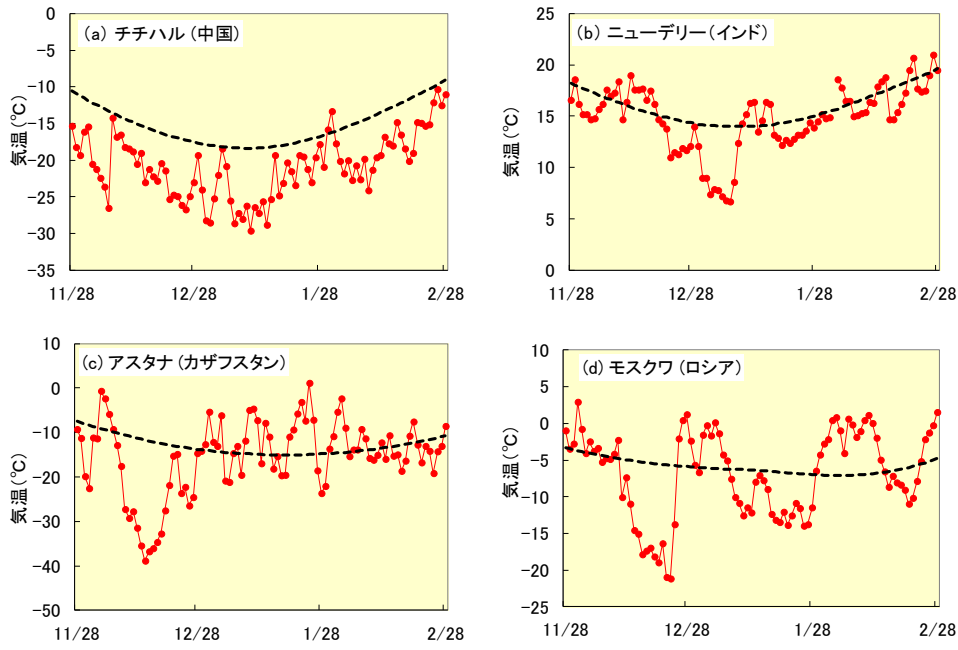
<sup>1</sup> 異常気象分析検討会は、気象庁が平成 19 年 6 月に設置し、大学・研究機関等の気候に関する専門家から構成される。社会経済に大きな影響を与える異常気象が発生した場合に、同検討会は最新の科学的知見に基づいてその発生要因を分析し、気象庁はその見解を迅速に発表している。



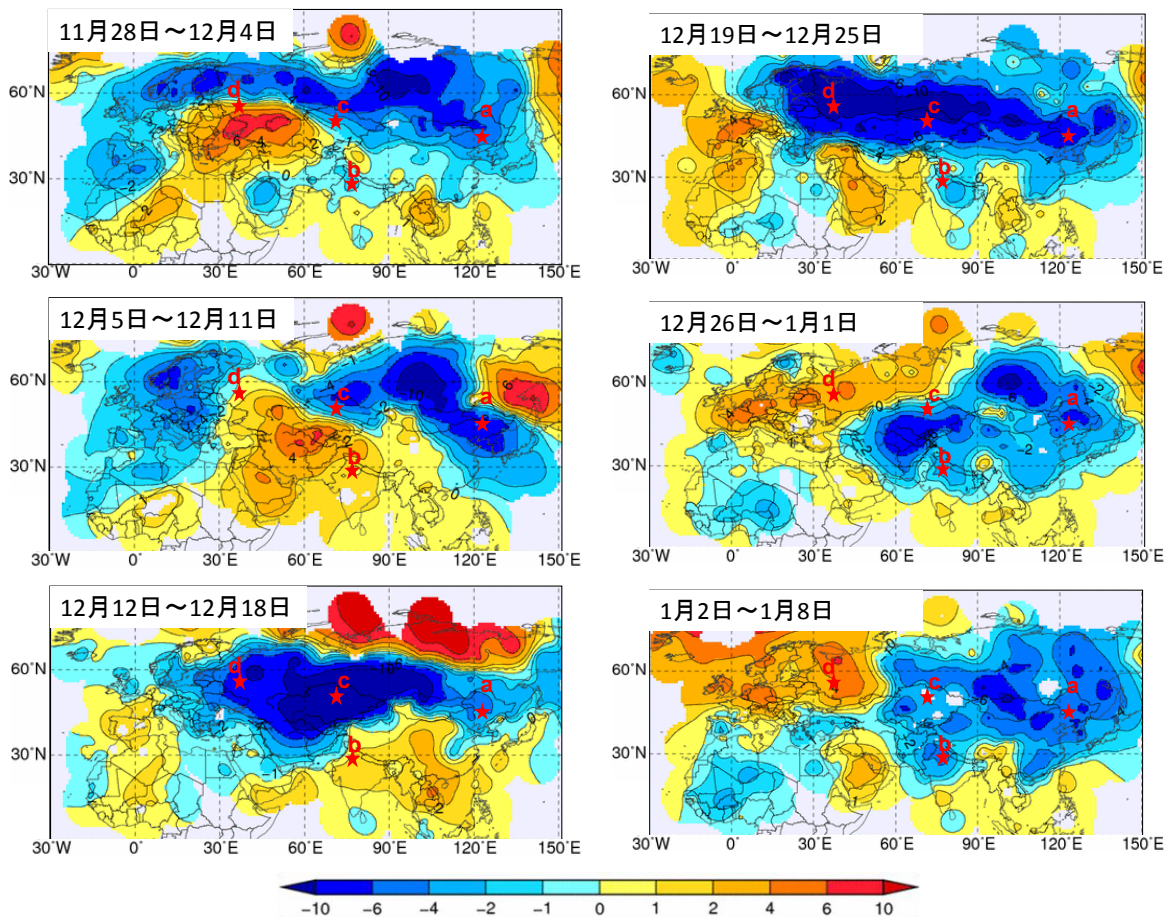
第 3.1.1 図 (a)2012/2013 年冬の地域平均気温平年差の 5 日移動平均時系列 (2012 年 12 月 1 日~2013 年 2 月 28 日) と冬 (2012 年 12 月~2013 年 2 月) 平均 (b) 気温平年差、(c) 降水量平年比の分布



第 3.1.2 図 2012/2013 年冬 (2012 年 12 月~2013 年 2 月) 平均気温の規格化平年差の分布  
3 か月平均気温の平年差を標準偏差で割り、規格化した。平年値及び標準偏差は、1981~2010 年のデータに基づく。



第 3.1.3 図 日平均気温及び  
 び年値の推移 (2012 年  
 11 月 28 日~2013 年 2 月 28  
 日)  
 赤実線が日平均気温、黒破  
 線が年値 (1981~2010 年  
 の平均値)。



第 3.1.4 図 週別の平均気温年差の分布 (2012 年 11 月 28 日~2013 年 1 月 8 日)

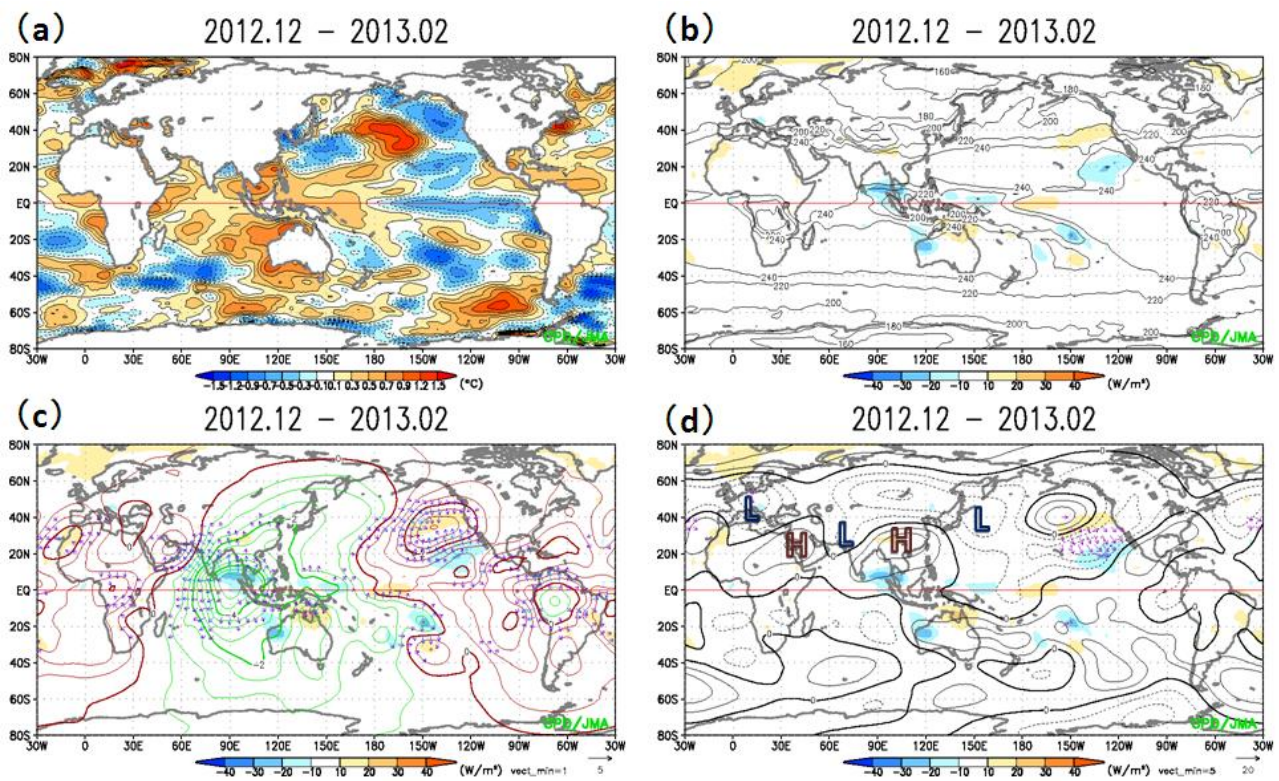
図中の a~d は、それぞれ、a:チチハル (中国)、b:ニューデリー (インド)、c:アスタナ (カザフスタン)、d:モスクワ (ロシア) を示す。

### 3.1.2 低温をもたらした大気循環場の特徴

冬平均の海面水温は、中・東部太平洋赤道域で低温偏差、インド洋～西部太平洋熱帯域で高温偏差となり、太平洋ではラニーニャ現象時に現れやすい偏差パターンとなった（第3.1.5図(a)）。インド洋東部では、対流活動が平年と比べて活発となり（同図(b)）、対流圏上層では発散偏差が明瞭だった（同図(c)）。200hPa 流線関数をみると、中東付近～日本の東海上では波列状の偏差パターンとなり、亜熱帯ジェット気流が中国南部付近では北へ（高気圧性循環偏差）、本州の東海上では南へ（低気圧性循環偏差）蛇行した（同図(d)）。これに対応して、本州付近には上空に寒気が流入しやすかった。

北半球 500hPa 高度をみると、極うずは分裂し、極

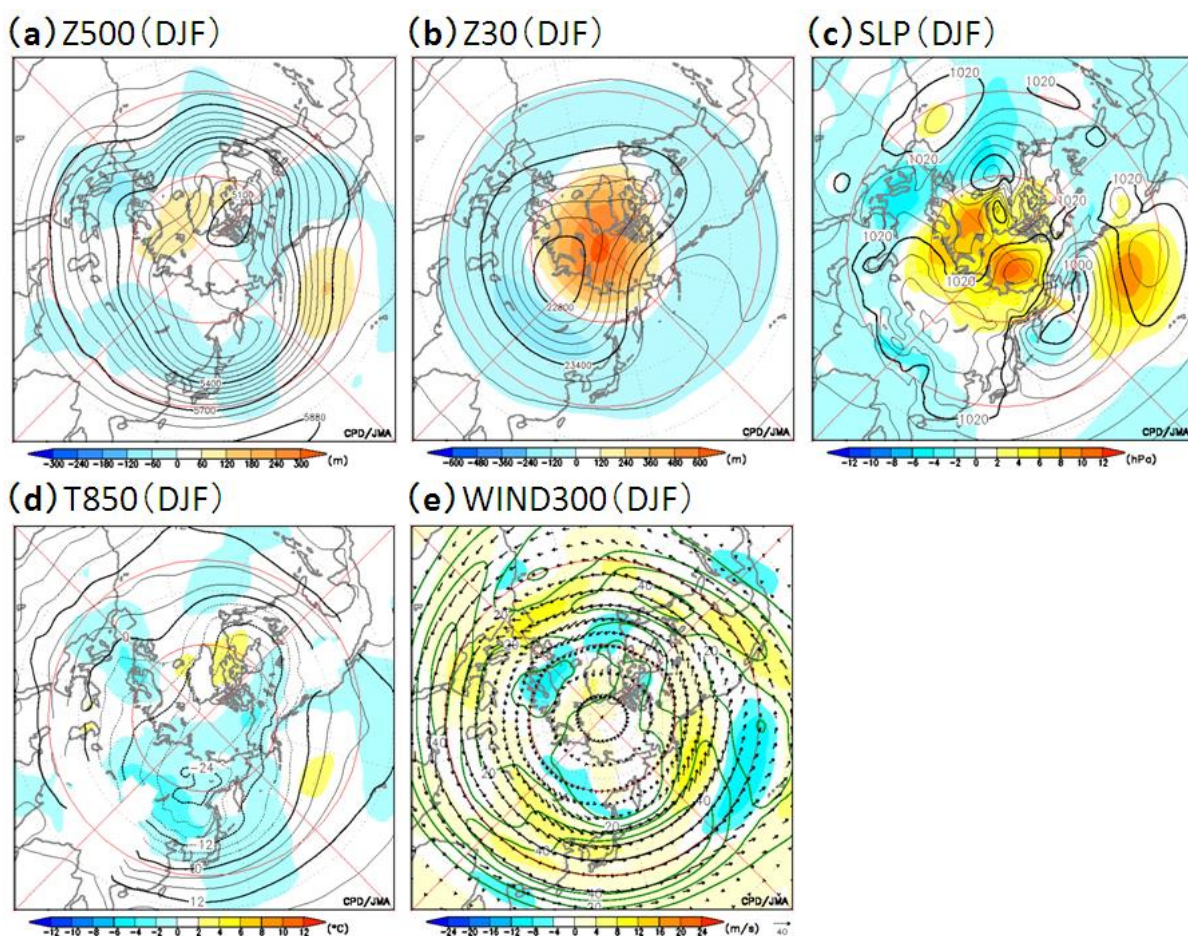
域は正偏差となる一方、中緯度域で広く負偏差となり、典型的ではないものの、北極振動（Arctic Oscillation: AO）の負位相の偏差パターンとなった（第3.1.6図(a)）。東アジア北部では、寒帯前線ジェット気流が南へ蛇行したことに対応して（同図(e)）500hPa 高度の負偏差域が広がり、特に12月と2月に明瞭だった（第3.1.7図(a)と(c)）。シベリア高気圧は平年と比べて南東へ張り出し、アリューシャン低気圧は日本の北東海上で強く、北日本を中心に西高東低の冬型の気圧配置になりやすかった（第3.1.6図(c)）。850hPa 気温は、ヨーロッパ、モンゴル・中国北部、本州付近で低温偏差となった（同図(d)）。



第3.1.5図 2012/2013年冬平均の海況、対流活動、大気循環

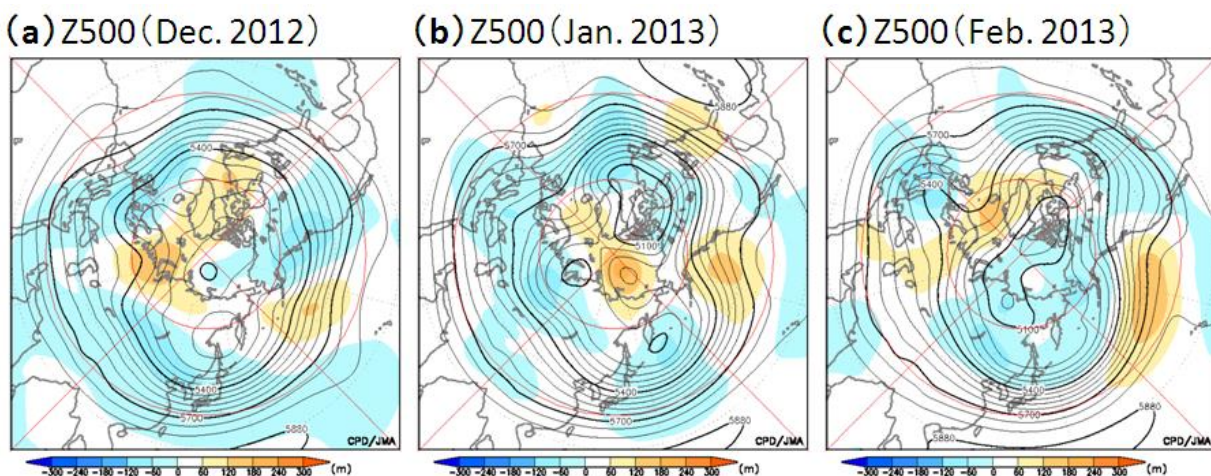
(a)海面水温平年偏差、(b)外向き長波放射量(OLR)(等値線間隔:20W/m²)と平年偏差(陰影)、(c)200hPa速度ポテンシャル平年偏差(等値線間隔:0.5×10⁶m²/s、赤線(緑線):正(負)の値)、発散風平年偏差(矢印、単位:m/s)とOLR平年偏差(陰影)、(d)200hPa流線関数平年偏差(等値線間隔:3×10⁶m²/s、実線(点線):正(負)の値)、波の活動度フラックス(矢印、単位:m²/s²、Takaya and Nakamura 2001)とOLR平年偏差(陰影)。



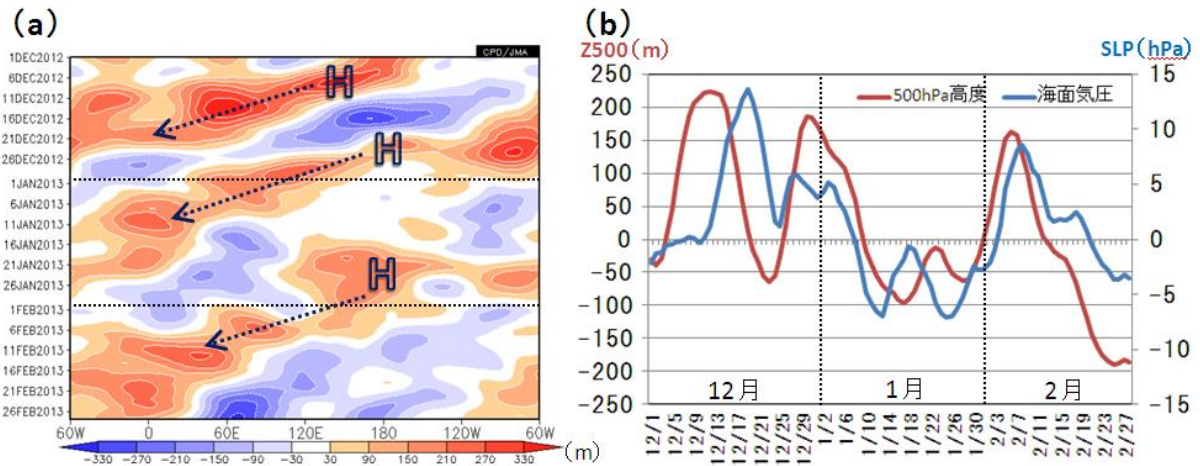


第 3.1.6 図 2012/2013 年冬平均の大气循環

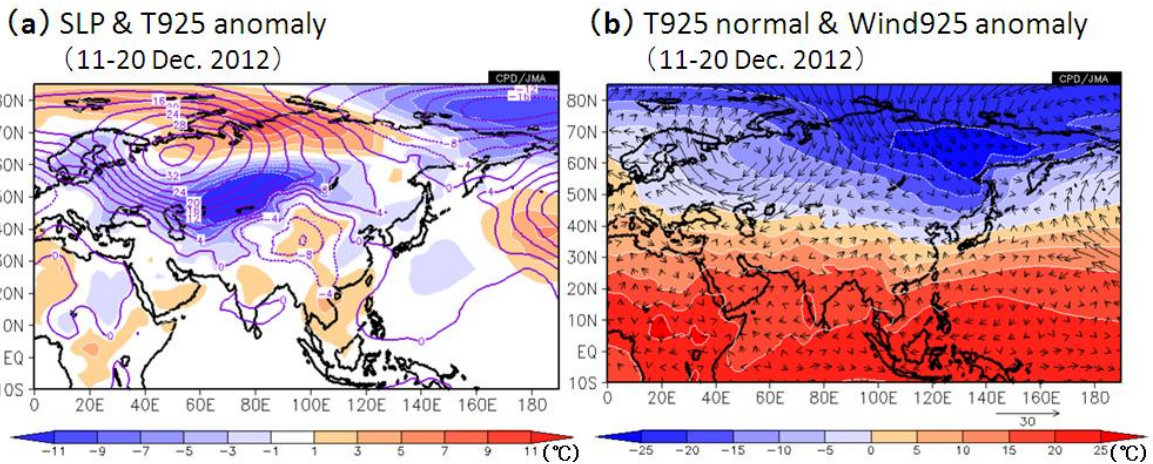
(a) 500hPa 高度、(b) 30hPa 高度、(c) 海面気圧、(d) 850hPa 気温、(e) 300hPa 風速。等値線間隔は (a) 60m、(b) 120m、(c) 4hPa、(d) 4°C、(e) 10m/s。陰影は平年偏差。(e) の矢印は風ベクトル。



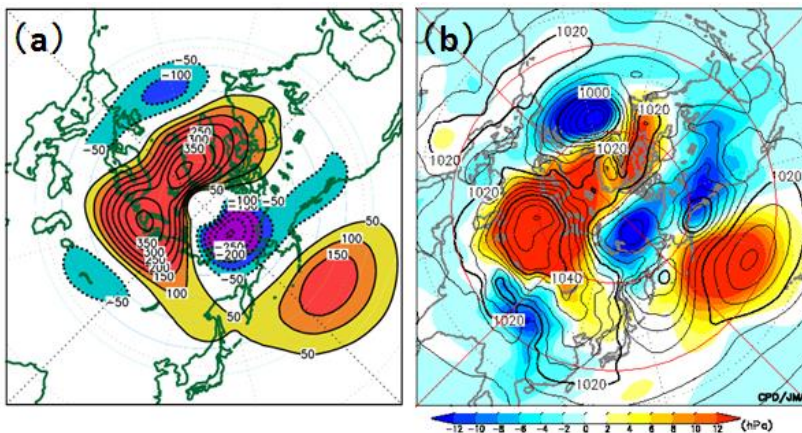
第 3.1.7 図 2012 年 12 月～2013 年 2 月の各月平均 500hPa 高度  
等値線間隔は 60m。陰影は平年偏差。



第 3.1.8 図 (a)500hPa 高度の年間偏差の経度-時間断面図と (b)シベリア域上空のリッジとシベリア高気圧の推移  
 (a)65°N~75°N 平均した 5 日移動平均値。H は北太平洋でのブロッキング高気圧の発生位置、矢印は高度の正偏差域の西進を表わす。(b)赤線は西・中央シベリア付近 (60°N~80°N、60°E~120°E) で領域平均した 500hPa 高度年間偏差、青線は中央アジア~東アジア北部 (40°N~60°N、60°E~120°E) で領域平均した海面気圧年間偏差。いずれも 5 日移動平均値。



第 3.1.9 図 (a)海面気圧、925hPa 気温年間偏差と (b)925hPa 気温年間値と風年間偏差 (2012 年 12 月 11 日~20 日平均)  
 (a)等値線は海面気圧年間偏差 (単位: hPa)、陰影は 925hPa 気温年間偏差、(b)陰影は 925hPa 気温年間値、矢印は 925hPa 風年間偏差のベクトル (単位: m/s)。



第 3.1.10 図 PV インバージョン解析の結果と海面気圧

(a)2012 年 12 月 11 日~20 日平均の 300hPa 面における準地衡流渦位(PV) 偏差を与えたときに強制される 1000hPa 高度偏差。等値線間隔は 50m。(b)同期間平均海面気圧 (等値線、4hPa 間隔) 及び年間偏差 (陰影)。

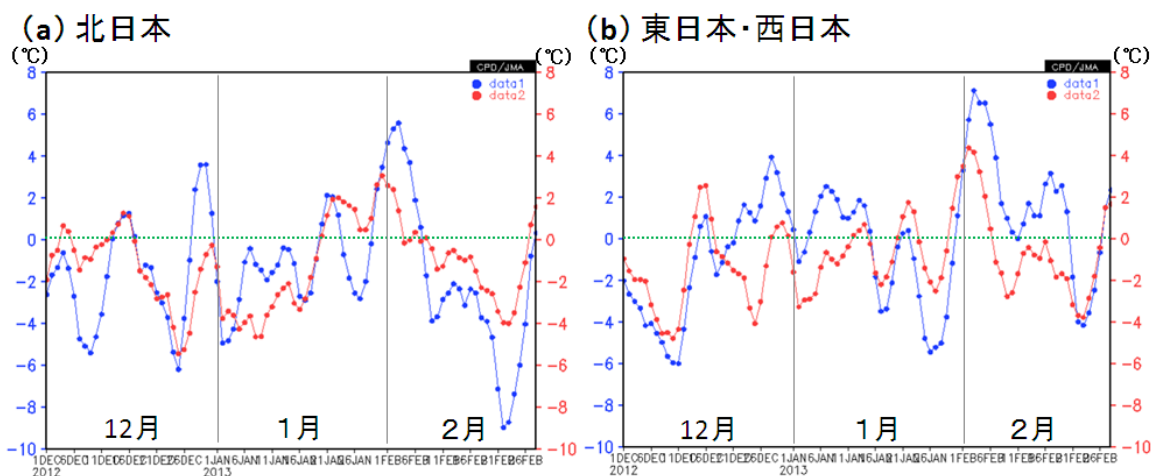
12月上旬、下旬及び1月下旬には、東シベリア～ベーリング海峡付近でブロッキング高気圧が発達し、シベリアを西進した(第3.1.8図(a))。この西進したブロッキング高気圧に対応して、西・中央シベリア付近でのリッジの発達及びシベリア高気圧の勢力の強化がみられた(同図(b))。このような循環場の推移は、Takaya and Nakamura (2005a; 2005b)によって示された、シベリア高気圧の増幅過程の「太平洋型」のタイプと類似している。

特に、12月中旬頃にシベリア高気圧の勢力が非常に強まり、第3.1.1項で述べた12月のユーラシア大陸の寒波に大きく寄与した(第3.1.9図(a))。対流圏下層ではロシア西部を中心に顕著な高気圧が分布し、その南東側では北東風偏差に伴う寒気移流が明瞭となり、ユーラシア大陸の広い範囲に顕著な低温をもたらした(同図(b))。また、この寒気移流は、上層のリッジとの相互作用を通じて、強勢なシベリア高気圧を維持する効果も担っていた可能性がある(Takaya and Nakamura 2005a)。

西・中央シベリアのブロッキング高気圧が大気下層に与える影響を評価するため、12月中旬平均の300hPa面における準地衡流渦位(Potential Vorticity: PV)偏差を与えたPVインバージョン解

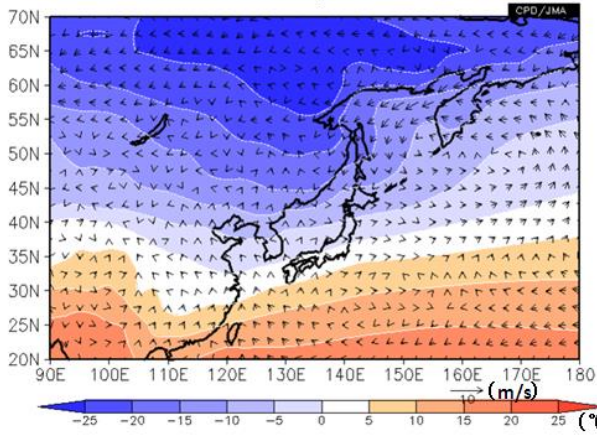
析(Hoskins et al. 1985)を行った。その結果、上空の負のPV偏差が西シベリア付近の対流圏下層に高気圧を誘起することが確認され(第3.1.10図(a))、その分布は同期間平均の海面気圧偏差とよく対応していた(同図(b))。PVインバージョン解析は、西・中央シベリア付近でブロッキング高気圧が発達した12月下旬～1月上旬、2月上旬についても行ったが、いずれも同様の結果が得られた(図省略)。

本項の最後に、本州付近の気温に対する対流圏上層・下層の寒気の影響をみるため、第3.1.11図に500hPa及び925hPa気温の推移を示す。北日本では、下層が低温偏差のときは概ね上層も低温偏差となっており、寒帯前線ジェット気流が日本付近で南に蛇行したことと対応して、上空に強い寒気がしばしば流入したことが低温に大きく影響したと考えられる(同図(a))。一方、東・西日本では亜熱帯ジェット気流が南へ蛇行した12月前半などに、上層に寒気を伴う低温偏差となったが、12月下旬から1月上旬の低温偏差は大気下層中心の寒気であった(同図(b))。この冬、北西寄りの季節風は平年並みだった一方(第3.1.12図(a))、東アジア北部では12月下旬から1月上旬を中心に顕著な低温となったため、日本では下層の寒気移流が平年より強かった(同図(b))。

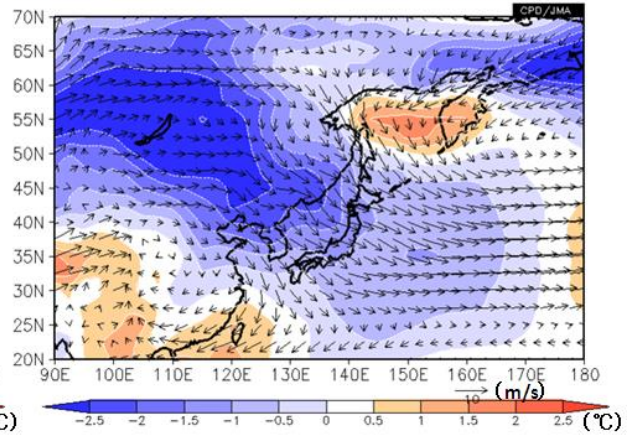


第3.1.11図 5日移動平均500hPa及び925hPa気温平年偏差の推移(2012年12月1日～2013年2月28日)  
 (a)北日本付近(40°N～45°N、137.5°E～145°E)、(b)東・西日本付近(32.5°N～37.5°N、130°E～142.5°E)。青線は500hPa、赤線は925hPa。

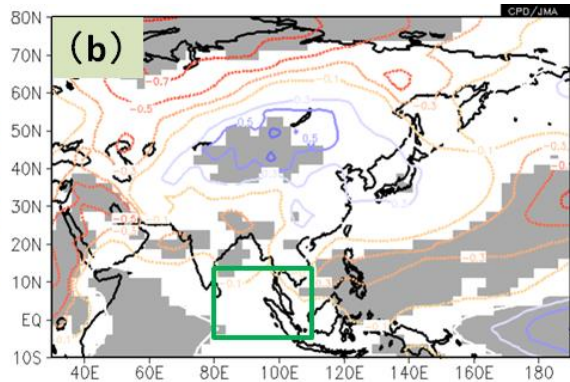
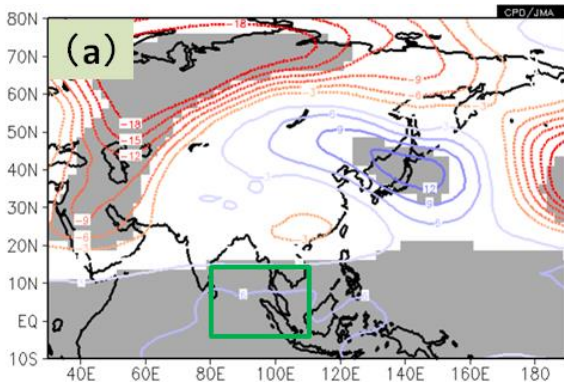
(a) Wind925 anomaly & T925 normal



(b) Wind925 normal & T925 anomaly



第 3.1.12 図 2012/2013 年冬平均の 925hPa 気温（陰影）と風ベクトル（矢印）  
(a) 気温平年値と風平年偏差のベクトル、(b) 気温平年偏差と風ベクトル平年値。



第 3.1.13 図 インド洋東部付近（緑線で囲んだ領域：5°S～15°N, 80°E～110°E）で領域平均した冬平均外向き長波放射（OLR）に対する、冬平均の (a) 500hPa 高度、(b) 850hPa 気温の回帰係数  
統計期間は 1979/1980～2011/2012 年。等値線間隔は (a) 3m、(b) 0.2°C で、青線は正の値、赤線は負の値。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 95% で統計的に有意であることを示す。

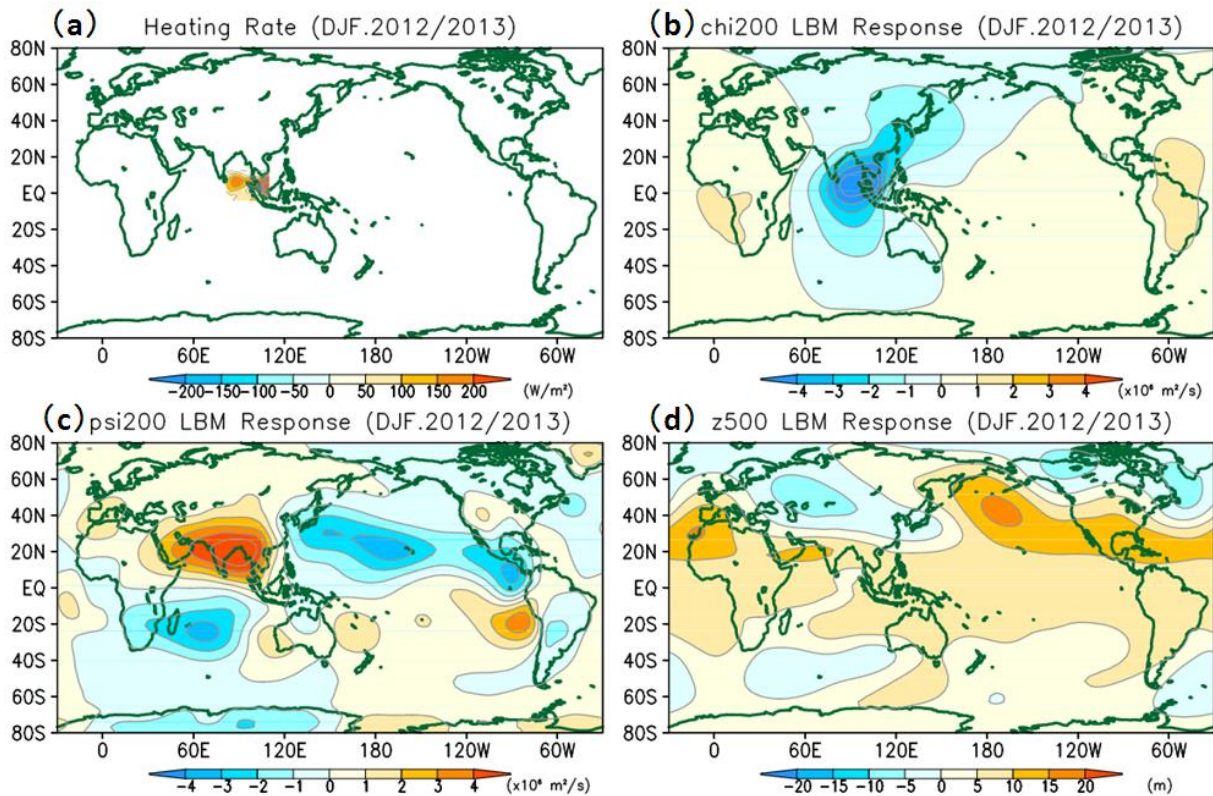
### 3.1.3 低温をもたらした主な要因

#### (1) インド洋東部付近の活発な対流活動

冬季にインド洋東部付近で対流活動が活発な場合には、500hPa 高度は本州付近～日本の東海上で負偏差となり（第 3.1.13 図 (a)）、本州付近の対流圏下層では低温となる傾向がある（同図 (b)）。これらは、本州付近で偏西風が南に蛇行することに対応して高緯度側の寒気が流入しやすくなることを示唆している。

線形傾圧モデル（Linear Baroclinic Model: LBM、Watanabe and Kimoto 2000）を用いて、インド洋東

部付近における非断熱加熱偏差（第 3.1.14 図 (a)）に対する定常応答を調べた。その結果、対流圏上層では、アジア南部で高気圧性循環偏差、本州付近～日本の東海上で低気圧性循環偏差となる応答を示し（同図 (c)）、2012/2013 年冬平均の循環場の偏差パターンと似ている（第 3.1.5 図 (d)、第 3.1.6 図 (a)）。以上のことから、インド洋東部付近の活発な対流活動が、本州付近～日本の東海上での亜熱帯ジェット気流の南への蛇行をもたらし、本州付近の低温に寄与した可能性がある。



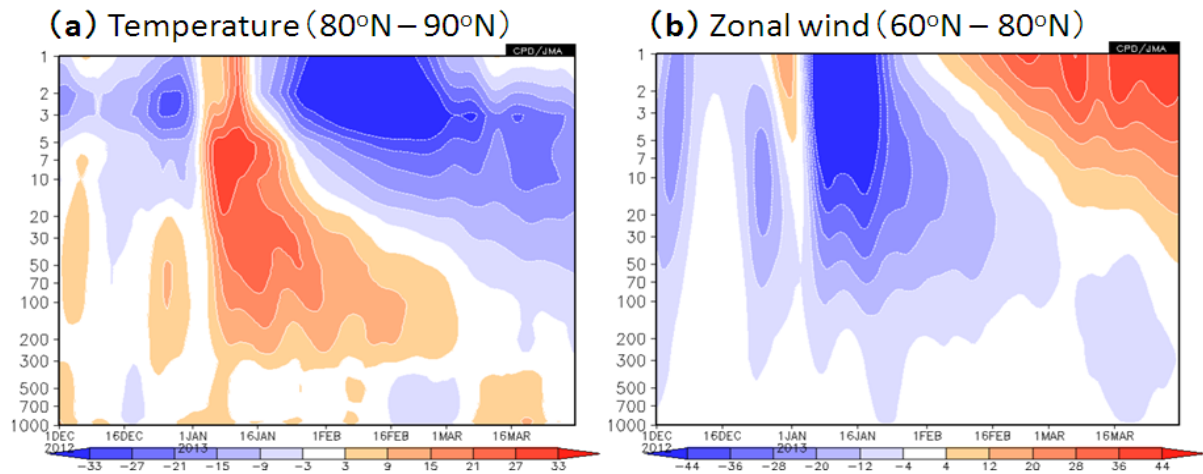
第 3.1.14 図 線形傾圧モデル (LBM) によるインド洋東部付近の非断熱加熱偏差に対する定常応答

基本場は冬平均の平年値。(a)は LBM に与えた非断熱加熱偏差。(b)–(d)は定常応答を表わし、(b)200hPa 速度ポテンシャル、(c)200hPa 流線関数、(d)500hPa 高度。(c)は带状平均を除去して表示。

## (2) 対流圏-成層圏の相互作用と北極振動の負位相

北極振動 (AO) は東アジア付近の気温と統計的な関係があり、AO が負位相の時には東アジア付近では低温となる傾向がある (山崎 2004)。2012/2013 年冬は、対流圏で AO の負位相が現れやすかった (第 3.1.6 図(a)と(c))。また、成層圏においても、1月上旬～2月上旬に発生した成層圏の大規模突然昇温 (第 2.6 節を参照) に対応して、AO の負位相が卓越

した (同図(b))。この突然昇温に伴って、対流圏界面～下部成層圏の高緯度域では 1月上旬から 2月下旬頃にかけて高温偏差や東風偏差が持続した (第 3.1.15 図(a)と(b))。これに関連して、対流圏中緯度で上方伝播した波束が対流圏界面付近で北向きに屈折し、対流圏の高緯度域で収束したことが、AO の負位相の形成・維持に寄与した可能性が考えられる (詳細は第 2.6.3 項参照)。



第 3.1.15 図 (a) 80°N~90°N 平均帯状平均気温年偏差 (単位: °C) と (b) 60°N~80°N 平均帯状平均東西風年偏差 (単位: m/s) の時間-高度断面図 (2012 年 12 月 1 日~2013 年 3 月 31 日) 5 日移動平均値。

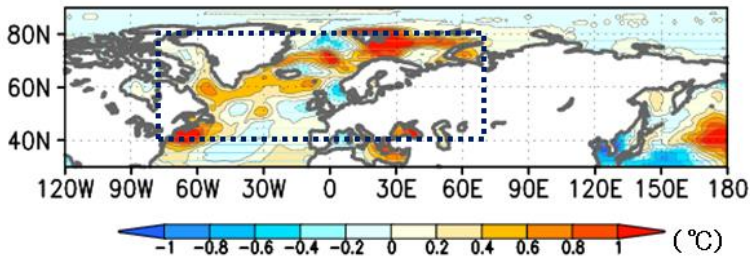
### (3) 北大西洋北部の高い海面水温や北極域の少ない海氷

2012/2013 年冬の海面水温は、北大西洋北部で平年と比べて高かった (第 3.1.16 図)。また、バレンツ海やカラ海付近の海氷面積は 1979~2000 年平均と比べて少ない状況で推移した (第 3.1.17 図)。最近の研究 (Deser et al. 2004; Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012 等) では、北大西洋の高い海面水温や北極域の少ない海氷面積がシベリア高気圧を発達させ、東アジア域に低温をもたらす傾向があることが指摘されている。統計解析によると、北大西洋北部で海面水温が高い場合には、2012/2013 年冬 (第 3.1.6 図 (a)、(c) 及び (d)) と同様に、西・中央シベリアの上空でリッジが発達し、シベリア高気圧が強まり、有意な領域は限られるものの東アジア北部で低温となる傾向がある (第 3.1.18 図)。同様に、バレンツ海・カラ海付近の海氷面積が少ない場合には、シベリア高気圧が発達する傾向がある (気象庁 2013)。

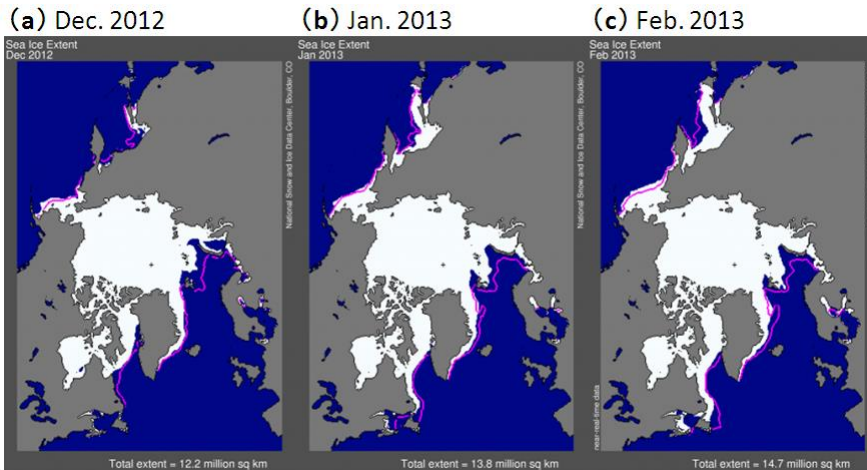
北大西洋北部の高い海面水温や北極域の少ない海氷による大気循環場への影響を評価するために、大気モデルを用いた感度実験を行った (実験の概要や

実験設定については、第 3.1.1 表を参照)。はじめに、大気モデルによる 2012/2013 年冬の循環場の再現性を確かめるため、全球の海面水温、海氷の実況値を与えた実験を行った。その結果、シベリア域のリッジや日本付近のトラフといった冬平均の循環場が再現されることが確認できた (図省略)。次に、北大西洋北部からバレンツ海付近の海面水温・海氷による大気への影響を調べるため、北大西洋北部の海面水温と北極域の海氷のみ実況値を与えた実験 (SST-an1) と、全球に海面水温、及び海氷の平年値を与えた実験 (SST-clm) の結果の差を調べた。その結果、500hPa 高度、海面気圧はともに極域で正偏差、中緯度域で負偏差 (A0 の負位相のパターン)、850hPa 気温は中国北東部~本州付近で低温偏差の応答を示し (第 3.1.19 図)、2012/2013 年冬平均の偏差パターンと対応していた (第 3.1.6 図 (a)、(c) 及び (d))。

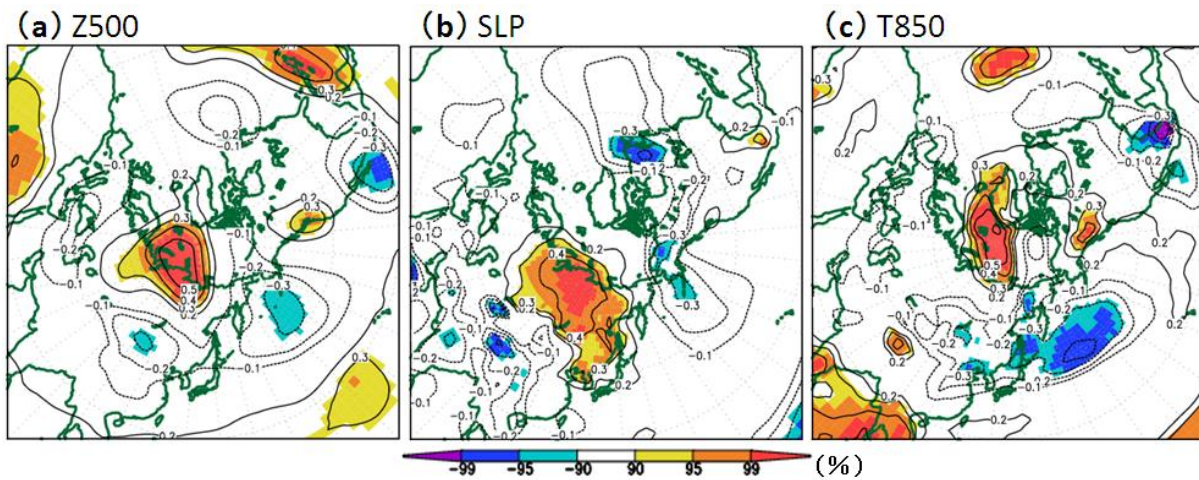
統計解析や大気モデルを用いた感度実験の結果より、北大西洋北部の高い海面水温や北極域の少ない海氷が、東アジア北部~本州付近の低温に寄与した可能性があるが、そのメカニズムについてはさらなる調査・研究が必要である。



第 3.1.16 図 2012/2013 年冬平均の海面水温  
 年偏差  
 黒の点線で囲った領域は、感度実験における海面水温の実況値を与えた領域 (40°N~80°N、80°W~70°E) を表す。実験結果は第 3.1.19 図に示す。



第 3.1.17 図 2012/2013 年冬の北極海の海水分布  
 (a)2012 年 12 月、(b)2013 年 1 月、及び(c)2013 年 2 月の海水分布。ピンク色の線は 1979~2000 年の中央値。米国雪氷データセンター (NSIDC) ホームページ<sup>2</sup>から引用。

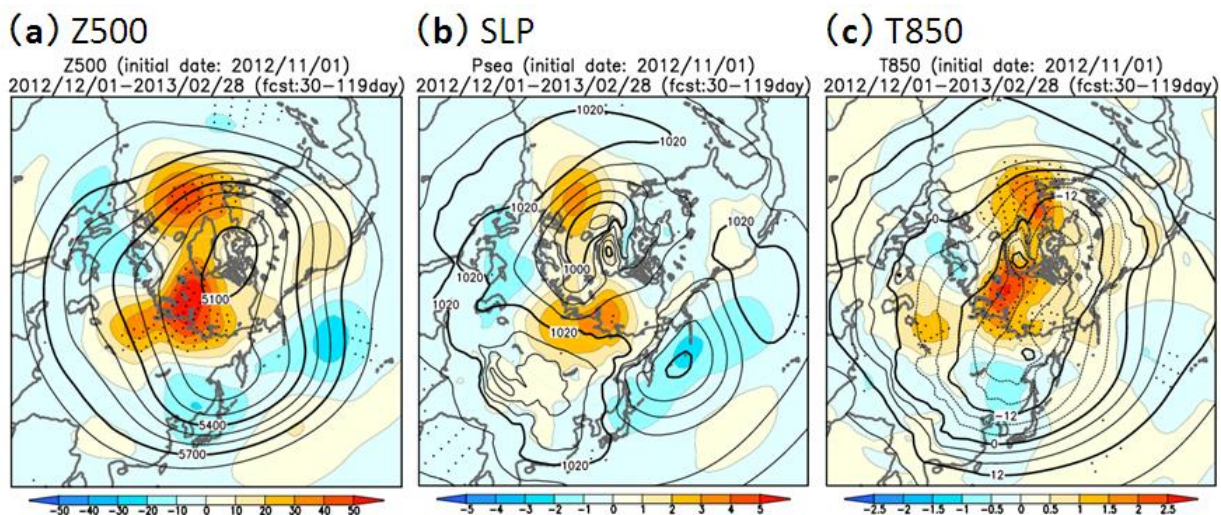


第 3.1.18 図 北大西洋北部 (60°N~80°N、80°W~70°E) で領域平均した冬平均海面水温と、冬平均 (a) 500hPa 高度、(b) 海面気圧、(c) 850hPa 気温の相関係数  
 統計期間は 1979/1980~2011/2012 年。海面水温と各要素のトレンドを除去して算出。等値線間隔は 0.1。陰影は t 検定により信頼度水準 90%以上で統計的に有意となる領域を示す (正值：暖色、負値：寒色)。

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

第 3.1.1 表 海面水温・海氷の感度実験の概要

大気モデル	気象庁 1 か月予報モデル (GSM1103C) (JMA 2013)	
水平解像度	TL159 (1.125°, 約 110km)	
鉛直層数	60 (最上層は 0.1hPa)	
アンサンブルメンバー数	11	
初期値	全球大気解析	
海面水温・海氷	COBE-SST (気象庁 2006) の日別値	
実験設定		
初期時刻	2012 年 11 月 1 日 12Z	
積分時間	119 日 (2013 年 2 月 28 日まで)	
実験の種類 海面水温・海氷の与え方	<u>SST-anl</u> ・北大西洋北部 (40°N~80°N、80°W~70°E: 第 3.1.16 図の黒点線で囲った領域) には海面水温の実況値、その他の領域には平年値を与える ・海氷の実況値を与える	<u>SST-clm</u> ・全球に海面水温・海氷の平年値を与える
実験結果の評価	海面水温・海氷に対する大気の応答は、実験 SST-anl と SST-clm による冬平均したアンサンブル平均の差で評価する	



第 3.1.19 図 2012/2013 年冬の海面水温・海氷感度実験の結果 (北大西洋北部～北極海の海面水温・海氷平年偏差に対する大気の応答)

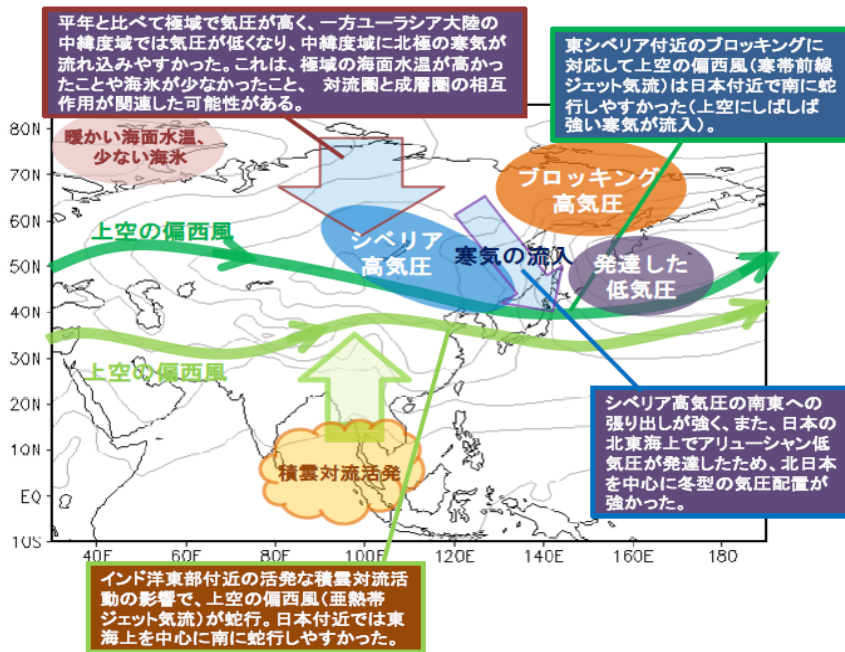
等値線は第 3.1.1 表の実験 SST-anl によるアンサンブル平均、陰影は実験 SST-anl、SST-clm によるアンサンブル平均の差で定義される大気の応答。(a)500hPa 高度、(b)海面気圧、(c)850hPa 気温。等値線間隔は、(a)100m、(b)5hPa、(c)4°C。黒点はアンサンブル平均の差が信頼度水準 95%以上で統計的に有意となる領域を示す。

### 3.1.4 まとめ

2012/2013 年冬は、北～西日本で低温、東アジア北部で顕著な低温となった。このような状況をもた

らしたと考えられる主な要因を第 3.1.20 図に示す。これらのメカニズムの詳細については、不明なところがあり、さらなる調査・研究が必要である。





第3.1.20図 2012/2013年冬の東アジア北部の低温をもたらした主要因の模式図  
 灰色の等値線は冬平均海面気圧（間隔：4hPa）

参考文献

気象庁, 2006: 気候解析用全球海面水温解析データ (COBE-SST) の特徴. 気候系監視報告別冊第 12 号.  
 気象庁, 2013: 2011/2012 年冬のユーラシア大陸の顕著な寒波. 気候系監視年報 2012, 45-55.  
 山崎孝治, 2004: 北極振動の概要. 気象研究ノート第 206 号「北極振動」, 日本気象学会, 1-9.  
 Deser, C., G. Magnusdottir, R. Saravanan, and A. Phillips, 2004: The effects of North Atlantic SST and sea ice anomalies on the winter circulation in CCM3. Part II: Direct and indirect components of the response. *J. Climate*, **17**, 877-889.  
 Honda, M., J. Inoue, and S. Yamane, 2009: Influence of low Arctic sea-ice minima on anomalously cold Eurasian winters. *Geophys. Res. Lett.*, **36**, L08707, doi: 10.1029/2008GL037079.  
 Hoskins, B. J., M. E. McIntyre, and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.  
 Inoue, J., M. Hori, and K. Takaya, 2012: The Role of Barents Sea Ice in the Wintertime Cyclone Track and Emergence of a Warm-Arctic Cold-Siberian Anomaly. *J. Climate*, **25**, 2561-2568.  
 JMA, 2013: Outline of the operational numerical

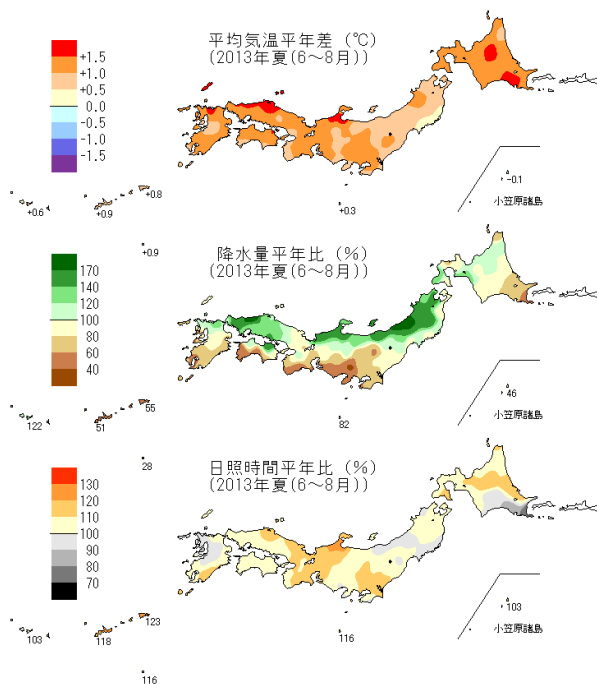
weather prediction at the Japan Meteorological Agency. Appendix to WMO Technical Progress Report on the Global Data-processing and Forecasting System and Numerical Weather Prediction Research.  
 Onogi, K., J. Tsutsui, H. Koide, M. Sakamoto, S. Kobayashi, H. Hatsushika, T. Matsumoto, N. Yamazaki, H. 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.  
 — and —, 2005a: Mechanisms of intraseasonal amplification of the cold Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4423-4440.  
 — and —, 2005b: Geographical dependence of upper-level blocking formation associated with intraseasonal amplification of the Siberian high. *J. Atmos. Sci.*, **62**, 4441-4449.  
 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 2013年夏の日本及び東アジアの極端な天候

2013年夏（6～8月）の日本は全国的に高温となり、西日本の夏平均気温は1946年以降で最も高くなった。また、日本海側の地域を中心に多雨となった一方、太平洋側の地域や沖縄・奄美で少雨となった。気象庁の異常気象分析検討会では、このような極端な天候をもたらした大気循環について分析を行い、その要因に関する見解を発表した（平成25年9月2日報道発表）。本節では分析検討会での分析結果を中心に、この事例の詳細について述べる。また、日本以外の東アジアでも、中国南部の顕著な高温・少雨、中国北部や北東部、朝鮮半島北部の大雨等、顕著な天候が現れたことから、その概要も記す。

#### 3.2.1 天候の特徴

2013年夏の日本の平均気温（第3.2.1図）は、全国的に平年を上回った。西日本では統計を開始した1946年以降で最も暑い夏となり、東日本では3位タイ、沖縄・奄美は2位タイの高温となった（第3.2.1表）。8月上旬後半～中旬前半は、東・西日本太平洋側を中心に厳しい暑さとなり、多くの地点で真夏日や猛暑日を記録した（第3.2.2図）。



第3.2.1図 2013年夏（6～8月）の平均気温、降水量、日照時間の平年差（比）の分布

8月12日には高知県四万十市江川崎で国内の日最高気温の歴代1位となる41.0℃を記録した。この夏に日最高気温の高い記録を更新した地点は143、日最低気温の高い記録を更新した地点は93にのぼった（タイ記録含む）。

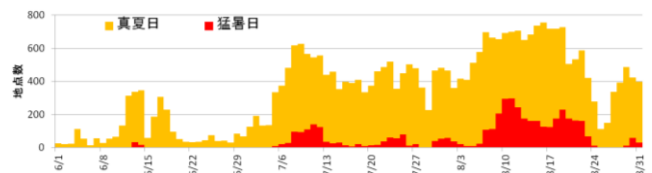
2013年夏の降水量（第3.2.1図）は、東北日本海側、北陸・中国地方で多雨となった。7月の東北地方は、梅雨前線が停滞することが多く雨の日が続いたため、降水量平年比182%となり、7月としては統計を開始した1946年以降で最も多かった。北陸地方の夏の降水量平年比は151%で、歴代4位の記録となった。また、7月末～8月上旬や8月下旬には山口県、島根県、秋田県、岩手県の一部地域で、過去に経験したことのない豪雨に見舞われた。アメダス地点で観測した1時間降水量80ミリ以上の観測回数は1976年以降で3番目に多かった（第3.2.3図）。一方、太平洋側では夏（6～8月）の降水量が平年を下回り、東日本太平洋側と沖縄・奄美ではかなり少なかった。九州南部・奄美地方の7月の降水量平年比は11%で、7月としては統計開始以来最も少なく、東海地方の夏の降水量平年比は64%で歴代3位の少ない記録となった。

第3.2.1表 地域別夏（6～8月）平均気温平年差（単位：℃）

2013年の値を黄色で示す。

	1位	2位	3位
北日本	+2.2 (2010年)	+1.9 (1978年)	+1.5 (1999・1950・1946年)
東日本	+1.5 (2010年)	+1.3 (1994年)	+1.1 (2013・1978年)
西日本	+1.2 (2013年)	+1.1 (1994年)	+0.9 (2004・1990年)
沖縄・奄美	+0.8 (1991年)	+0.7 (2013・2001・1998年)	—

※北日本の2013年は+1.0℃（10位タイ）



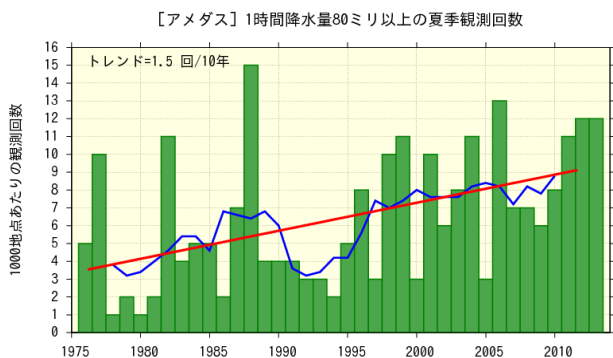
第3.2.2図 2013年の猛暑日・真夏日の地点数の推移（6月1日～8月31日）

全国927地点について。猛暑日は日最高気温35℃以上、真夏日は日最高気温30℃以上。

東アジアでは、モンゴルを除いて平年より気温が高く、特に日本から中国南部にかけては平年よりかなり高くなった(第3.2.4図)。7月の月平均気温は北海道や朝鮮半島東部、中国中部で、8月は朝鮮半島東部や中国中部から南部で2℃以上高かった(第3.2.5図)。月降水量は7月に東北地方や朝鮮半島北部から中国北部、東シベリア南部から中国北東部で平年の160%以上の地域がある一方、九州地方南部や中国南部では平年の40%以下の地域がみられた。8月は東日本・西日本の日本海側の地域とモンゴル東部付近で月降水量が平年の160%以上、朝鮮半島から中国東部で平年の60%以下となった。

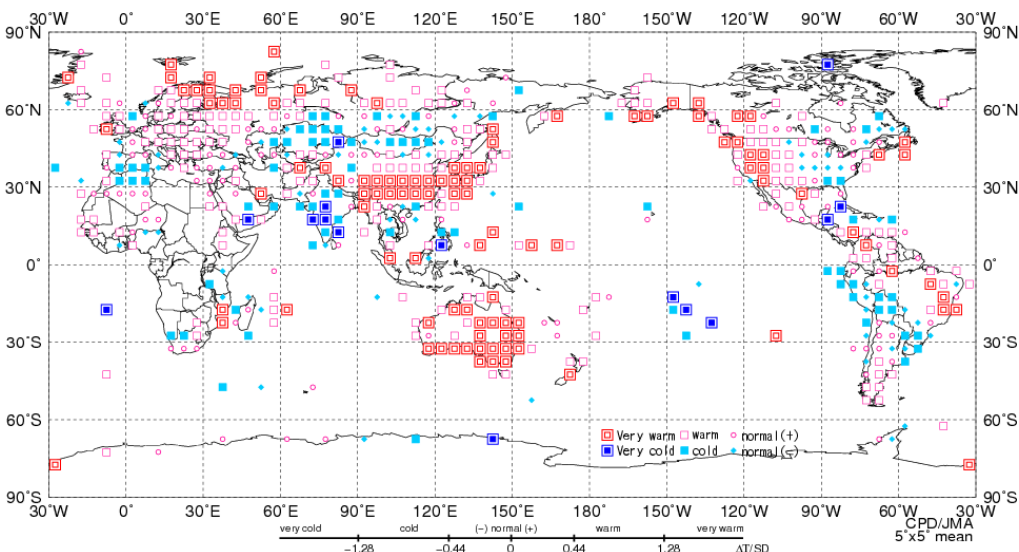
中国気象局によると、重慶市や湖南省などで35℃以上の日最高気温が20日以上続き、40～42℃に達する地域もあった。上海市のシージャーホウエイ(徐家匯)では、1872年の統計開始以来最も高い気温(40.8℃)を記録した。長江の南の地域では、7月の月降水量が40%以下の地域もみられた。湖南省のチャンシャー(長沙)では、7月の月降水量が8mm(平年比約6%)だった(第3.2.6図)。7月以降の少雨により、貴州省・湖南省では2120万人が影響を受け、187万ヘクタール以上の農作物への被害が発生した(中国政府)。

一方、中国の北東部から東シベリア南部のアムール川流域では、降水量が平年より多かった(第3.2.5図)。アムール川流域の39地点で平均した7月1日～9月18日の積算降水量は1996年以降で最も多く、1996～2012年の平均値(183mm)の約2.1倍(381mm)となった(第3.2.7図)。ロシア水文気象環境監視局によると、アムール川の中流・下流域の各地では過去最高の水位を1.5～2m上回り、洪水が発生した。ハバロフスク市の水位は9月3～4日に808cmとなり、これまでの最高記録642cm(1897年)を上回った。ロシア極東域では13万5千人以上の住民、1万4千の家屋、総延長1600kmに及ぶ道路や170以上の橋が洪水の影響を受けた(ロシア政府)。中国北東部では8月に、大雨による洪水の影響で110人以上が死亡した(中国政府)。

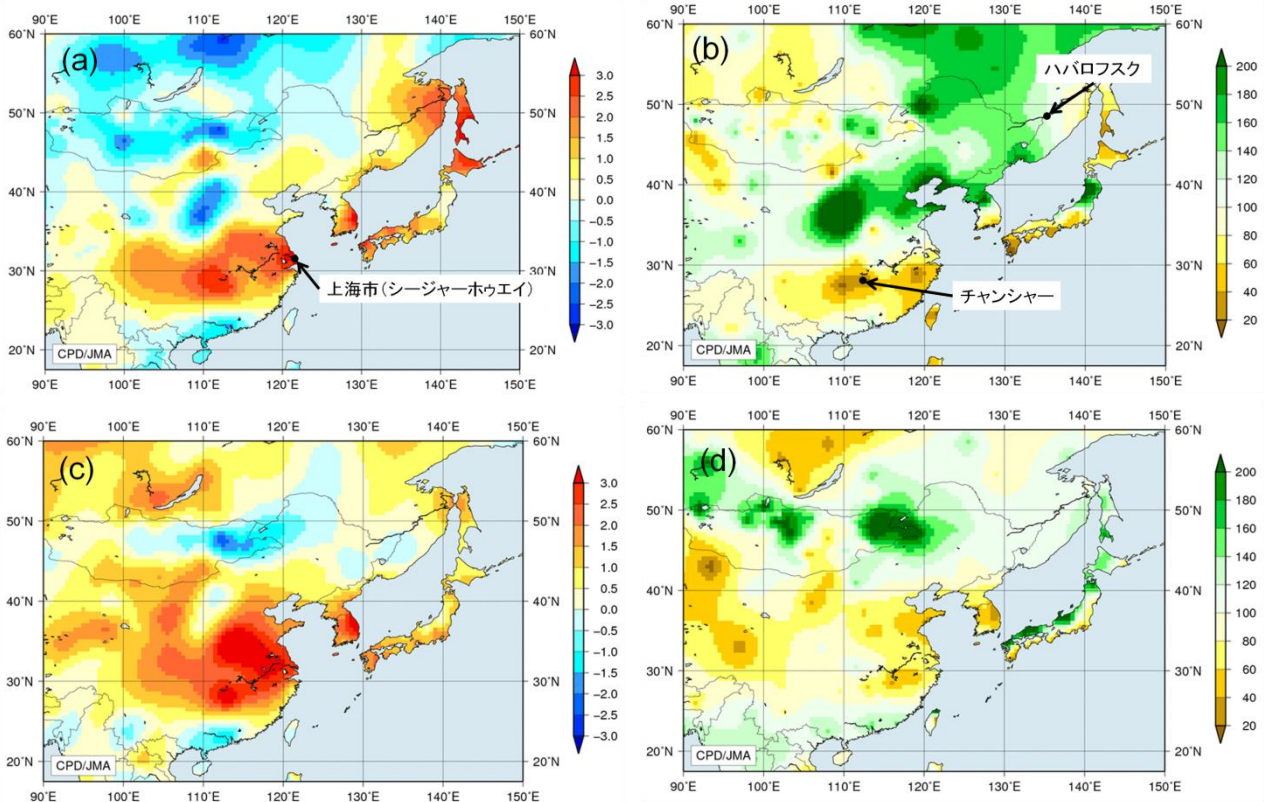


第3.2.3図 アメダス地点における1時間降水量80ミリ以上の夏(6～8月)の観測回数の経年変化(1976～2013年)

期間を通して均質な統計値を得るため、正時に観測された1時間降水量を対象とし、1000地点あたりの観測回数に換算した。棒グラフ(緑)は各年の値、折れ線(青)は5年移動平均値、直線(赤)は長期にわたる変化傾向を示す。

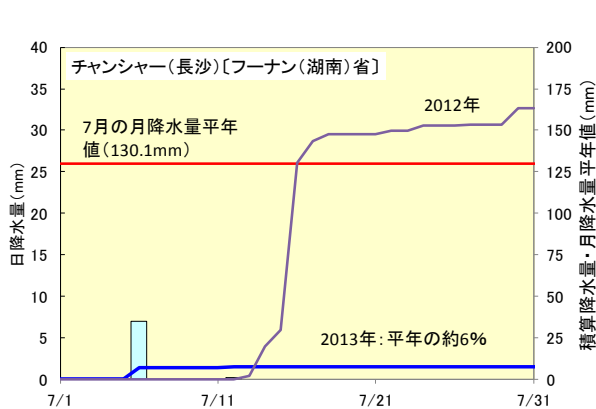


第3.2.4図 2013年夏(6～8月)平均気温の規格化平年差の分布  
3か月平均気温の平年差を標準偏差で規格化した。平年値及び標準偏差は、1981～2010年のデータに基づく。



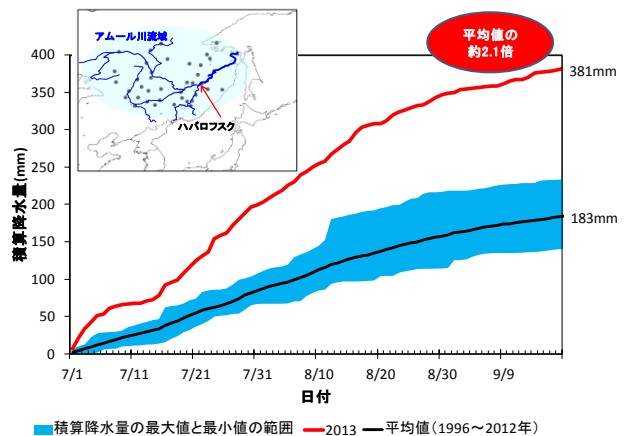
第 3.2.5 図 2013 年 7～8 月の月平均気温平年差と月降水量平年比の分布

(a) 7 月の月平均気温平年差 (°C)、(b) 7 月の月降水量平年比 (%)、(c) 8 月の月平均気温平年差 (°C)、(d) 8 月の月降水量平年比 (%)。



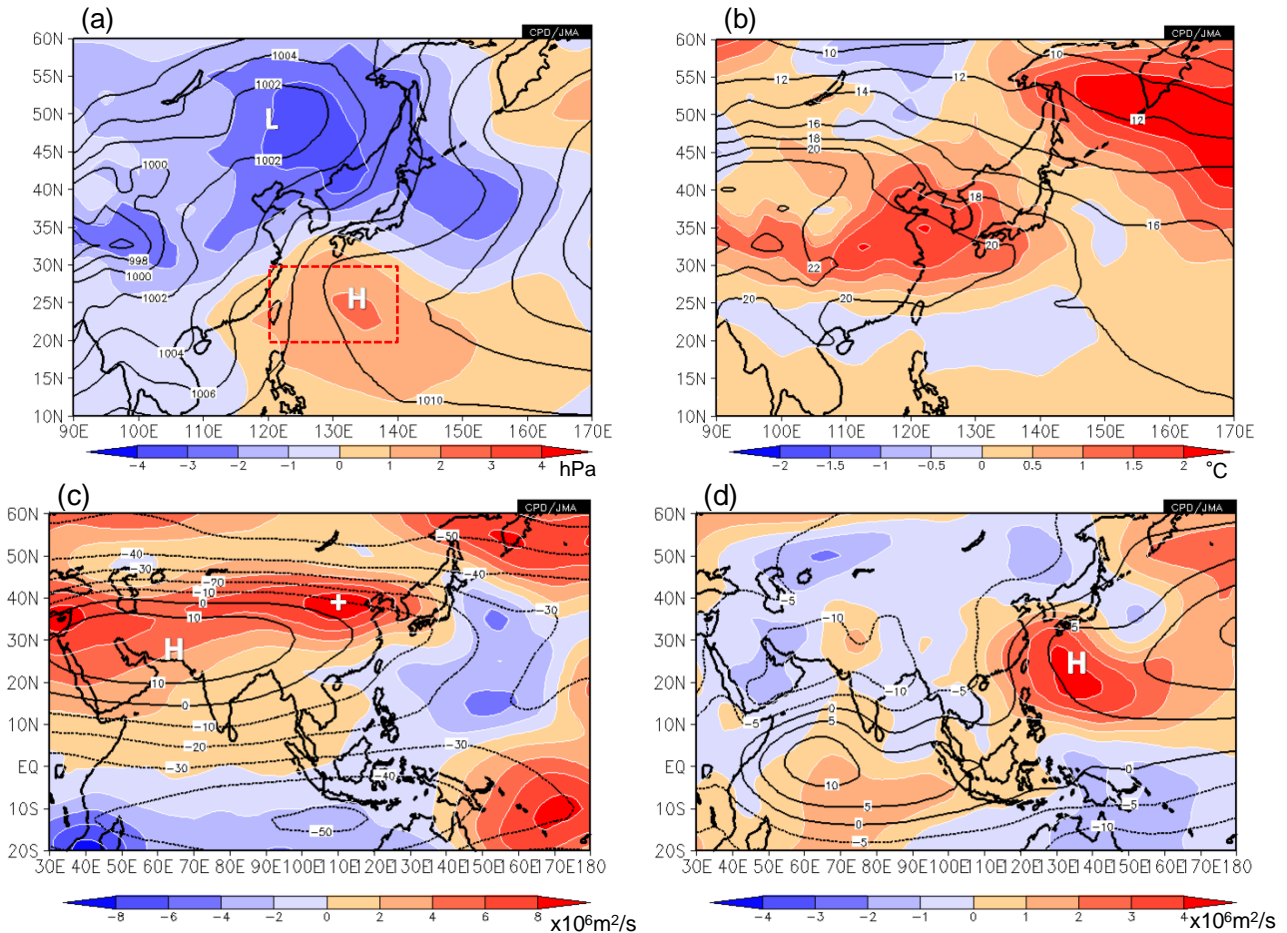
第 3.2.6 図 湖南省チャンシャー(長沙)での降水量の推移(2013年7月1～31日)

水色の棒グラフは 2013 年の日降水量(左軸、mm)、青実線は 2013 年の積算降水量(右軸、mm)、紫実線は 2012 年の積算降水量、赤実線は 7 月の月降水量平年値(1981～2010 年の平均値、130.1mm、右軸)。



第 3.2.7 図 アムール川流域の平均積算降水量(7月1日～9月18日)

アムール川流域の 39 地点(地図の黒丸)から算出した 7 月 1 日からの平均積算降水量。青い領域は 1996～2012 年までの最大値と最小値の範囲、赤実線が 2013 年の値、黒実線が 1996～2012 年の平均値を示す。左上の地図の水色の領域は、アムール川流域のおおよその範囲。

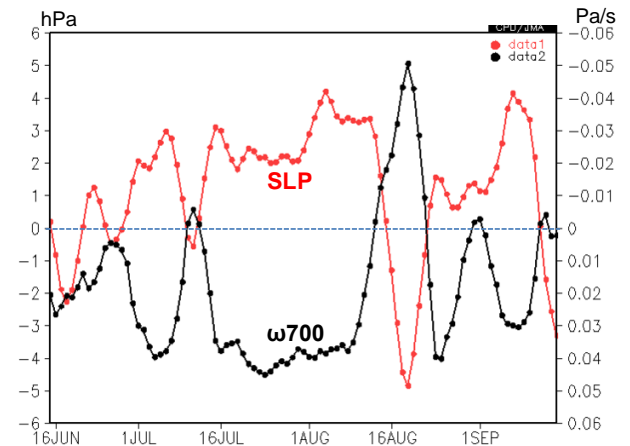


第 3.2.8 図 2013 年 7～8 月平均 (a) 海面気圧、(b) 850hPa 気温、(c) 200hPa 流線関数、(d) 850hPa 流線関数  
 陰影は平年偏差。等値線間隔は (a) 2hPa、(b) 2°C、(c)  $10 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(d)  $5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

### 3.2.2 極端な天候をもたらした大気循環場の特徴

2013 年 7～8 月は、太平洋高気圧が本州の南海上で優勢で、中国東部や西日本への張り出しが非常に明瞭だった (第 3.2.8 図 (a) と (d))。太平洋高気圧が本州南海上で勢力の強い状態は、台風第 12 号が通過した 8 月半ば頃を除いて持続した (第 3.2.9 図)。また、対流圏上層では、チベット高気圧が平年より強く、中国東部や西日本への張り出しが明瞭だった (第 3.2.8 図 (c))。中国東部から西日本にかけては、上層のチベット高気圧と下層の太平洋高気圧に覆われ (第 3.2.8 図 (c)、(d))、顕著な高温偏差となった (第 3.2.8 図 (b))。また、日本近海の海面水温 (SST) は 8 月中旬を中心に平年を大きく上回った (第 3.2.10 図)。

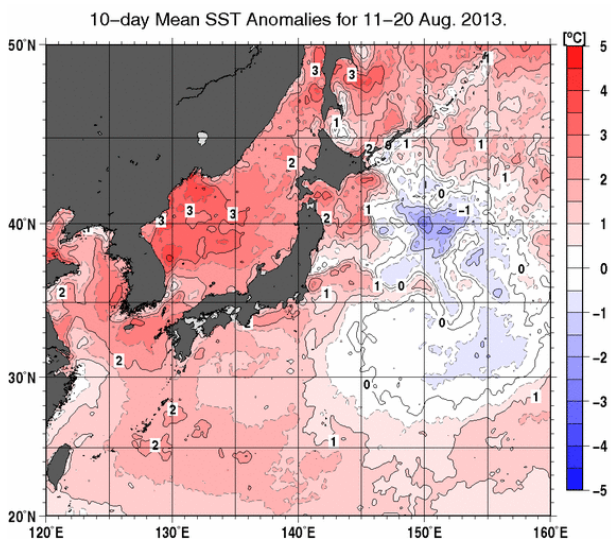
2013 年 7～8 月のアジアモンスーン域の対流活動は全般に平年より活発で、特に海洋大陸付近や南シナ海で明瞭だった (第 3.2.11 図)。これに



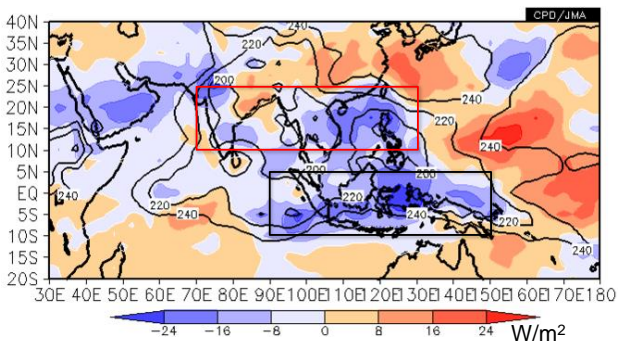
第 3.2.9 図 本州南海上 ( $20^{\circ}\text{N} \sim 30^{\circ}\text{N}$ ,  $120^{\circ}\text{E} \sim 140^{\circ}\text{E}$ ; 第 3.2.8 図 (a) 赤枠) で領域平均した海面気圧 (赤線; 左軸) 及び 700hPa 鉛直 p 速度 (黒線; 右軸) の平年偏差の推移 (2013 年 6 月 15 日～9 月 15 日) 5 日移動平均値。鉛直 p 速度は正の値 (下側) が下降流偏差を示す。

対応して、東南アジアの対流圏上層では発散偏差となり（第 3.2.12 図）、収束域となったフィリピン東海上や本州南海上では顕著な下降流偏差となった（第 3.2.13 図）。本州南海上の下降流は 1979 年以降で最も強い水準であった（第 3.2.14 図）。

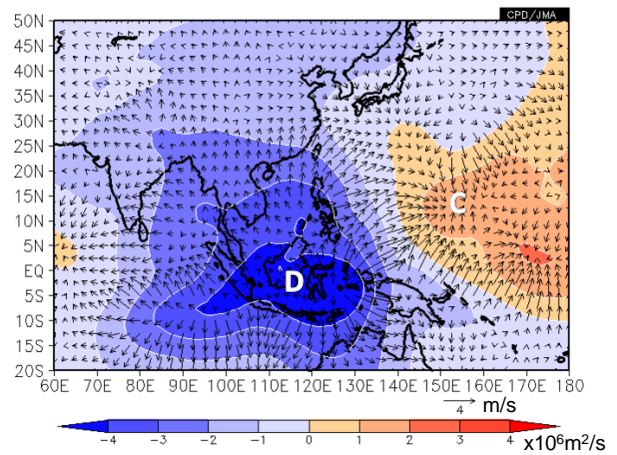
第 3.2.9 図に本州南海上での海面気圧と下降流の平年偏差の推移を示しているが、期間を通して両者はよく対応している。また、第 3.2.15 図に 850hPa における渦度収支解析の結果を示す。本州南海上の優勢な太平洋高気圧に対応した負の渦度偏差の領域では、収束・発散の寄与が渦度移流の寄与に比べて卓越していることがわかる。これらのことから、アジアモンスーンの対流活発域の上層発散域を起源とする下降流により、本州南海上の優勢な太平洋高気圧が維持されていたと考えられる。



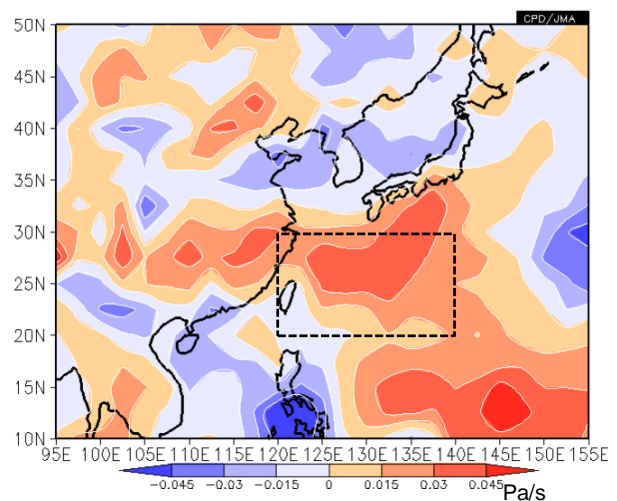
第 3.2.10 図 2013 年 8 月中旬の海面水温 (SST) 平年偏差



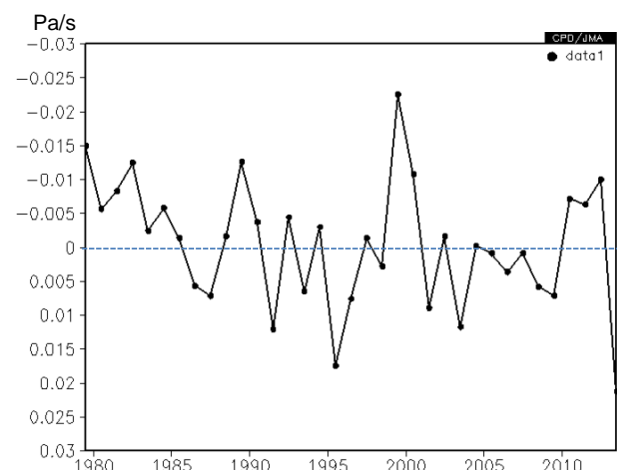
第 3.2.11 図 2013 年 7～8 月平均外向き長波放射 (OLR) 陰影は平年偏差。等値線は 240W/m<sup>2</sup> 以下を 20W/m<sup>2</sup> ごとに表示。



第 3.2.12 図 2013 年 7～8 月平均 200hPa 速度ポテンシャル平年偏差 (陰影) 及び 200hPa 発散風平年偏差 (矢印)



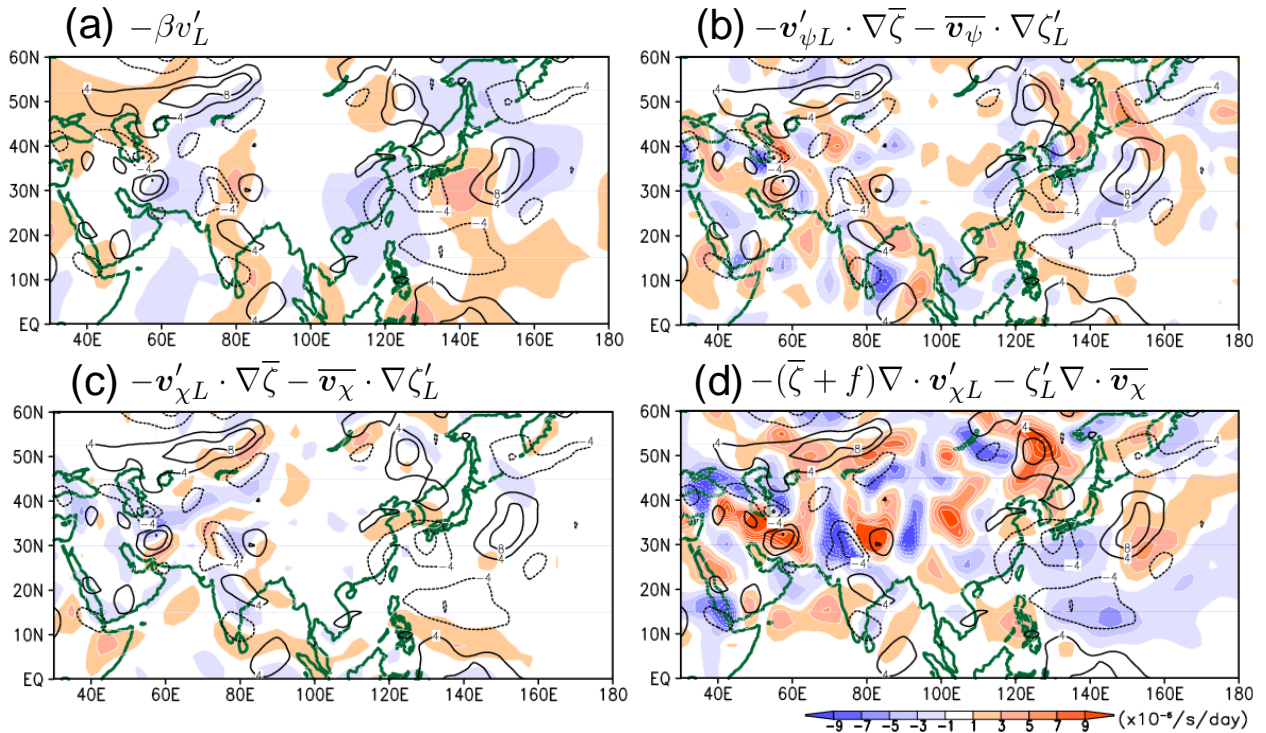
第 3.2.13 図 2013 年 7～8 月平均 700hPa 鉛直 p 速度平年偏差  
正の値 (暖色) は下降流偏差を示す。



第 3.2.14 図 本州南海上 (20°N～30°N, 120°E～140°E; 第 3.2.13 図黒枠) で領域平均した 7～8 月平均 700hPa 鉛直 p 速度平年偏差の経年変化 (1979～2013 年)  
正の値 (下側) は下降流偏差を示す。

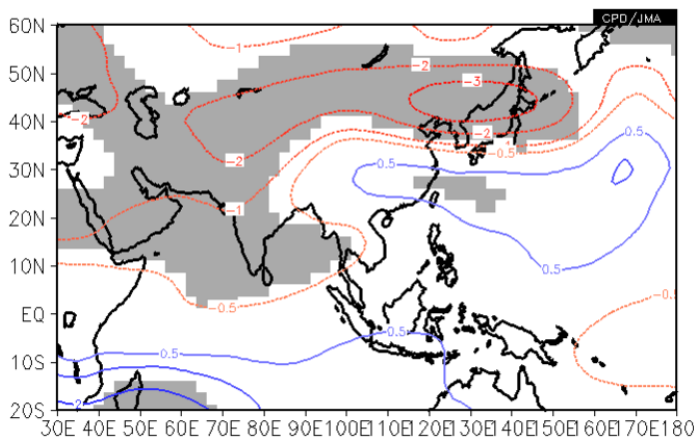
次に、チベット高気圧と対流活動の関係を見るため、インドからフィリピン付近にかけての領域で平均した外向き長波放射量(OLR)に対する上層の流線関数の回帰係数の分布を第 3.2.16 図に示す。これによれば、対流活発時にはチベット高気

圧が強く、本州付近へ張り出す傾向がみられ、この夏の特徴と一致する(第 3.2.8 図(c))。このため、チベット高気圧の中国東部や本州付近への張り出しにもアジアモンスーン域の活発な対流活動が寄与したと考えられる。

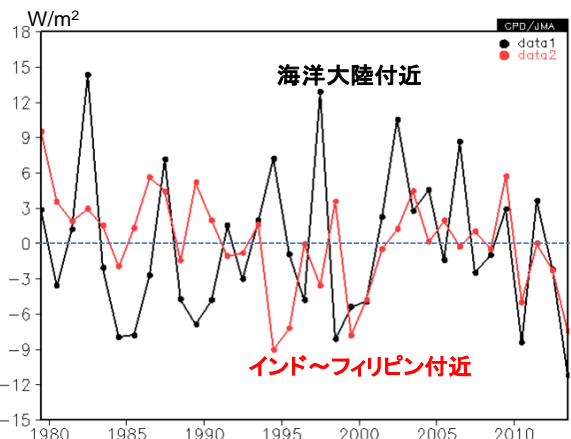


第 3.2.15 図 2013 年 7~8 月平均 850hPa 温度収支解析

陰影は(a)惑星渦度移流、(b)回転風による相対渦度移流、(c)発散風による相対渦度移流、(d)収束・発散による渦度変化率の年平均偏差、等値線は相対渦度の年平均偏差を示す(間隔： $4 \times 10^{-6}/s$ 、ただし 0 線は省略)。計算式を各図の上を示している。ここで、 $f$ ：惑星渦度、 $\beta$ ：惑星渦度の南北勾配、 $\zeta$ ：相対渦度、 $v$ ：南北風、 $v_x$ ：発散風ベクトル、 $v_\psi$ ：回転風ベクトル、ダッシュ・添え字 L：5 日移動平均値の年平均偏差場の 2013 年 7~8 月平均、バー：7~8 月平均年平均値を示す。



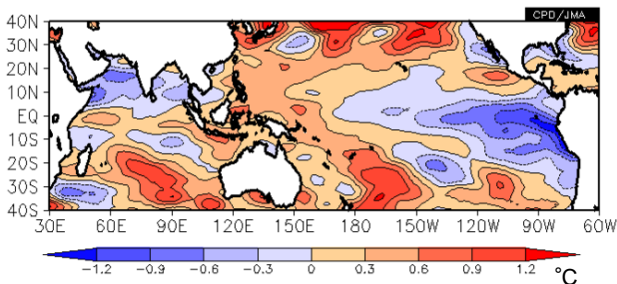
第 3.2.16 図 インド~フィリピン付近 ( $10^{\circ}N \sim 25^{\circ}N$ 、 $70^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$ ; 第 3.2.11 図赤枠)で領域平均した 7~8 月平均 OLR に対する 200hPa 流線関数の同時回帰係数  $\pm 0.5, 1, 2, 3 \times 10^6 m^2/s$  の等値線を、正值は青、負値は赤で表示。灰色は 95%信頼度水準で有意な領域。統計期間は 1979~2012 年。



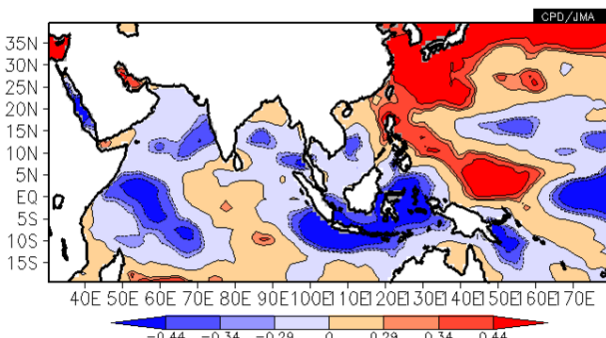
第 3.2.17 図 インド~フィリピン付近 ( $10^{\circ}N \sim 25^{\circ}N$ 、 $70^{\circ}E \sim 130^{\circ}E$ ; 赤線; 第 3.2.11 図赤枠)及びインドネシア付近 ( $10^{\circ}S \sim 5^{\circ}N$ 、 $90^{\circ}E \sim 150^{\circ}E$ ; 黒線; 第 3.2.11 図黒枠)で領域平均した 7~8 月平均 OLR 年平均偏差の経年変化 (1979~2013 年) 負の値は年平均より対流活発であることを示す。

以下、アジアモンスーンの活動が活発となった要因について考察する。第 3.2.17 図はインドからフィリピン付近の領域及び海洋大陸付近でそれぞれ領域平均した 7～8 月平均 OLR 平年偏差の経年変化であるが、2013 年 7～8 月の対流活動はいずれの領域でも 1979 年以降で最も強い水準であったことがわかる。なお、両者に相関関係はみられなかった(相関係数: +0.07; 統計期間: 1979～2012 年)。

2013 年 7～8 月の熱帯域の SST は海洋大陸付近から太平洋西部にかけて平年より高かった(第 3.2.18 図)。また、太平洋中・東部の赤道域では低く、太平洋ではラニーニャ現象時に現れやすい偏差パターンとなった。SST と OLR の相関関係から、7～8 月に海洋大陸付近で SST が高いとき(第 3.2.19 図)、あるいはエルニーニョ監視海域(NINO.3)で低いとき(第 3.2.20 図)にはいずれも海洋大陸付近で対流活動が活発となる傾向があり、今年の特徴とよく一致する。このため、海洋大陸付近の活発な対流活動には、海洋大陸から太平洋



第 3.2.18 図 2013 年 7～8 月平均 SST 平年偏差

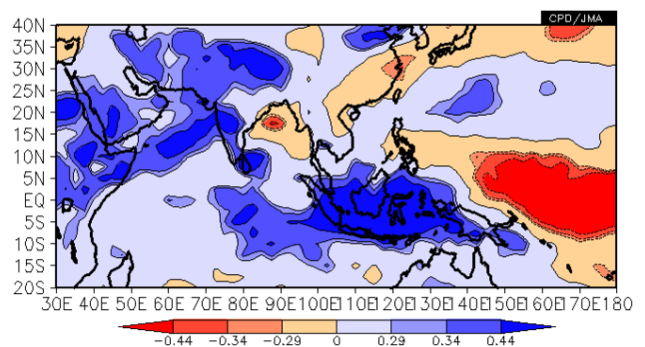


第 3.2.19 図 7～8 月平均した OLR と SST の同時相関係数

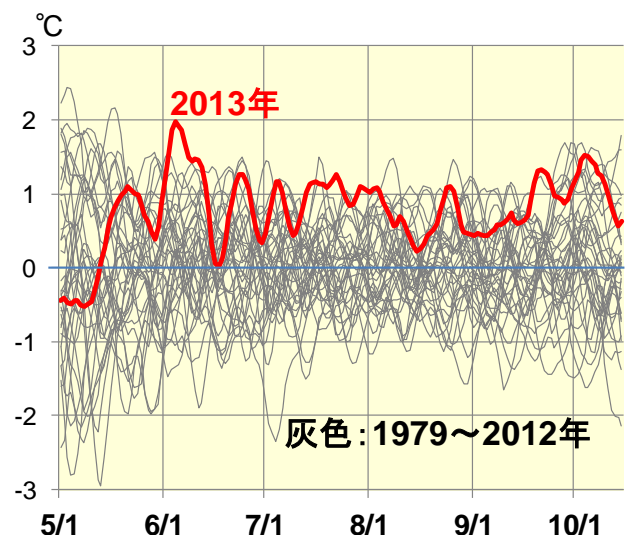
青は負相関の領域で、SST 高温時に対流活発傾向であることを示す。±0.29, 0.34, 0.44 はそれぞれ 90, 95, 99% の信頼度水準で有意であることに相当。統計期間は 1979～2012 年。

西部で高く、東部で低いという海面水温分布が影響した可能性がある。

また、アジアモンスーンは、基本的にユーラシア大陸とインド洋の温度差によって生じ、季節的に交替する大規模な風系である。第 3.2.21 図はインド洋からユーラシア大陸における地表付近の南北温度勾配を表す指標として、(20°N～40°N、50°E～100°E) と (赤道～20°N、50°E～100°E) のそれぞれで領域平均した 2m 気温平年偏差の差の推移を示す。これによると、南北の温度勾配は 5 月後半

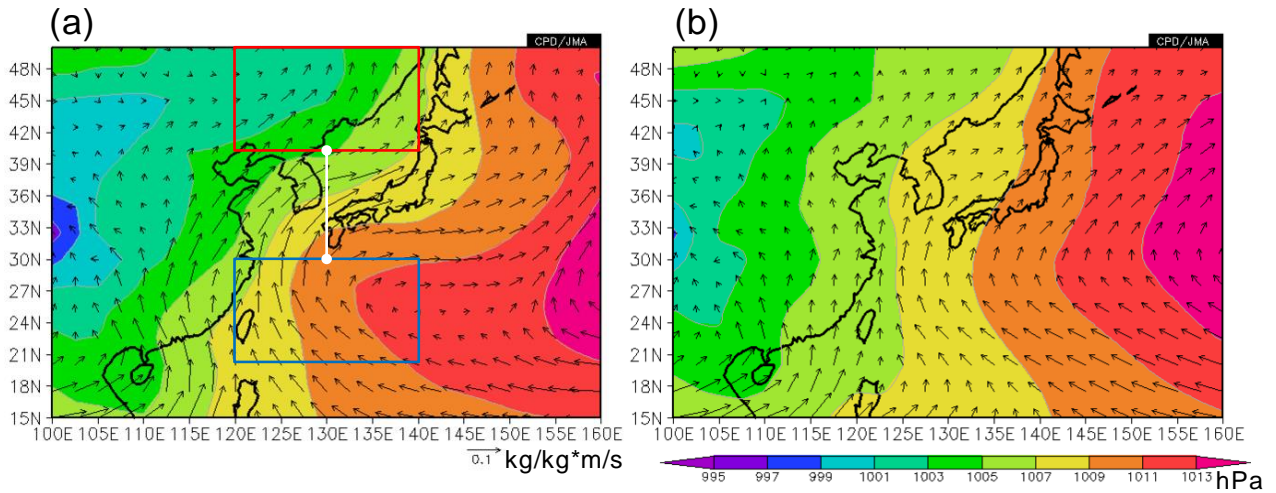


第 3.2.20 図 7～8 月平均した OLR とエルニーニョ監視海域(5°S～5°N、150°W～90°W) SST との同時相関係数 青は正相関の領域で、SST 低温時に対流活発傾向であることを示す。±0.29, 0.34, 0.44 はそれぞれ 90, 95, 99% の信頼度水準で有意であることに相当。統計期間は 1979～2012 年。

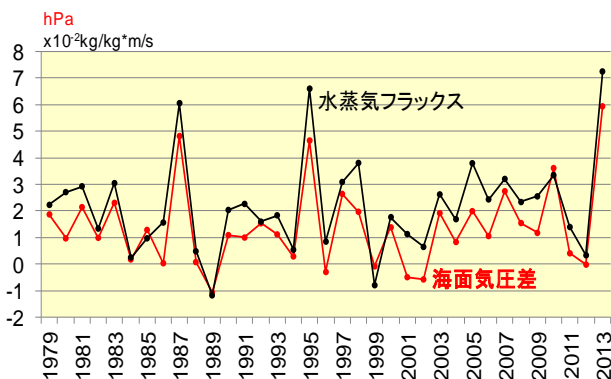


第 3.2.21 図 インド洋～ユーラシア大陸における 2m 気温平年偏差の南北差の推移(5月1日～10月15日) 20°N～40°N、50°E～100°E で領域平均した 2m 気温平年偏差から赤道～20°N、50°E～100°E で領域平均した 2m 気温平年偏差を引いた値。赤線は 2013 年、灰色線は 1979～2012 年の各年。5 日移動平均値。





第 3.2.22 図 (a)2013 年及び (b) 平年の 7～8 月平均海面気圧及 (陰影) び 925hPa 水蒸気フラックス (矢印)



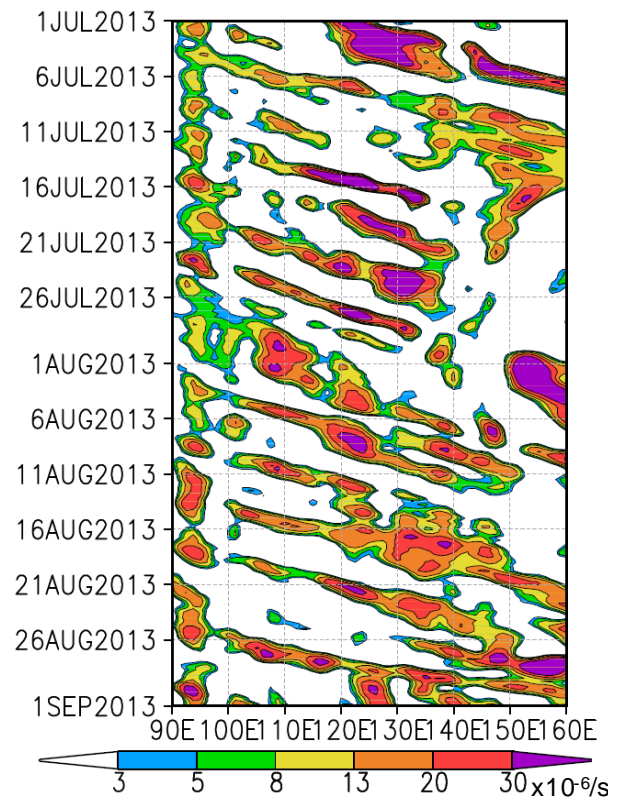
第 3.2.23 図 第 3.2.22 図 (a) の青枠 (20°N～30°N, 120°E～140°E) と赤枠 (40°N～50°N, 120°E～140°E) で領域平均した海面気圧の差 (赤線) 及び同図の白線 (30°N～40°N, 130°E) を横切る 925hPa 東向き水蒸気フラックス (黒線) の 7～8 月平均値の経年変化 (1979～2013 年)

両者の相関係数は+0.91 (統計期間: 1979～2012 年)。

以降、平年よりかなり大きい状態で推移した。この指標には長期的に明瞭な上昇傾向が見られることもあり (図略)、月平均すると 6・7 月とも 1979 年以降で最も大きな値となった。したがって、モンスーン期の早い段階から海陸間の温度勾配が大きい状態が持続したことが、活発なアジアモンスーンに関連した可能性があるが、この点についてはさらに調査する必要がある。

### 3.2.3 大雨や少雨をもたらした要因

第 3.2.1 項で述べたとおり、2013 年夏は日本海側の地域を中心に多雨となった。太平洋高気圧が本州南海上から沖縄・奄美を中心に勢力の強い状態が続いたため (第 3.2.8 図 (a))、太平洋高気圧



第 3.2.24 図 40°N～50°N 平均 850hPa 相対渦度の時間-経度断面図 (2013 年 7 月 1 日～9 月 1 日)

の周縁を吹く暖かく湿った空気が東北地方と日本海側の地域に流れ込みやすくなり大雨になったと考えられる (第 3.2.22 図 (a))。また、中国北東部の顕著な低気圧偏差は、本州南海上の優勢な太平洋高気圧との間の南北の気圧勾配を強めることで、日本海側の地域における西寄りの水蒸気フラックスの強化に寄与した可能性がある (第 3.2.23 図)。そのほか、7 月下旬など偏西風の蛇行に伴って

上空に寒気が流入するときがあり、そのため大気の状態が不安定になったことも大雨が降りやすい状況をもたらしたとみられる。さらに、日本海の平年よりかなり高い海面水温（第3.2.10図）は、大量の水蒸気を含んだ空気がほとんど水蒸気を失わずに東北地方まで達したことに寄与した可能性がある。

一方、高気圧に覆われやすかった沖縄・奄美や西・東日本太平洋側では、雨の少ない状態が続いた。また、太平洋側の地域では、平年では本州東海上を中心とする太平洋高気圧の周縁に沿って南から水蒸気が流入するが（第3.2.22図(b)）、2013年は太平洋高気圧が本州南海上で勢力を強めたため、南からの水蒸気が流入しにくかった（同図(a)）。

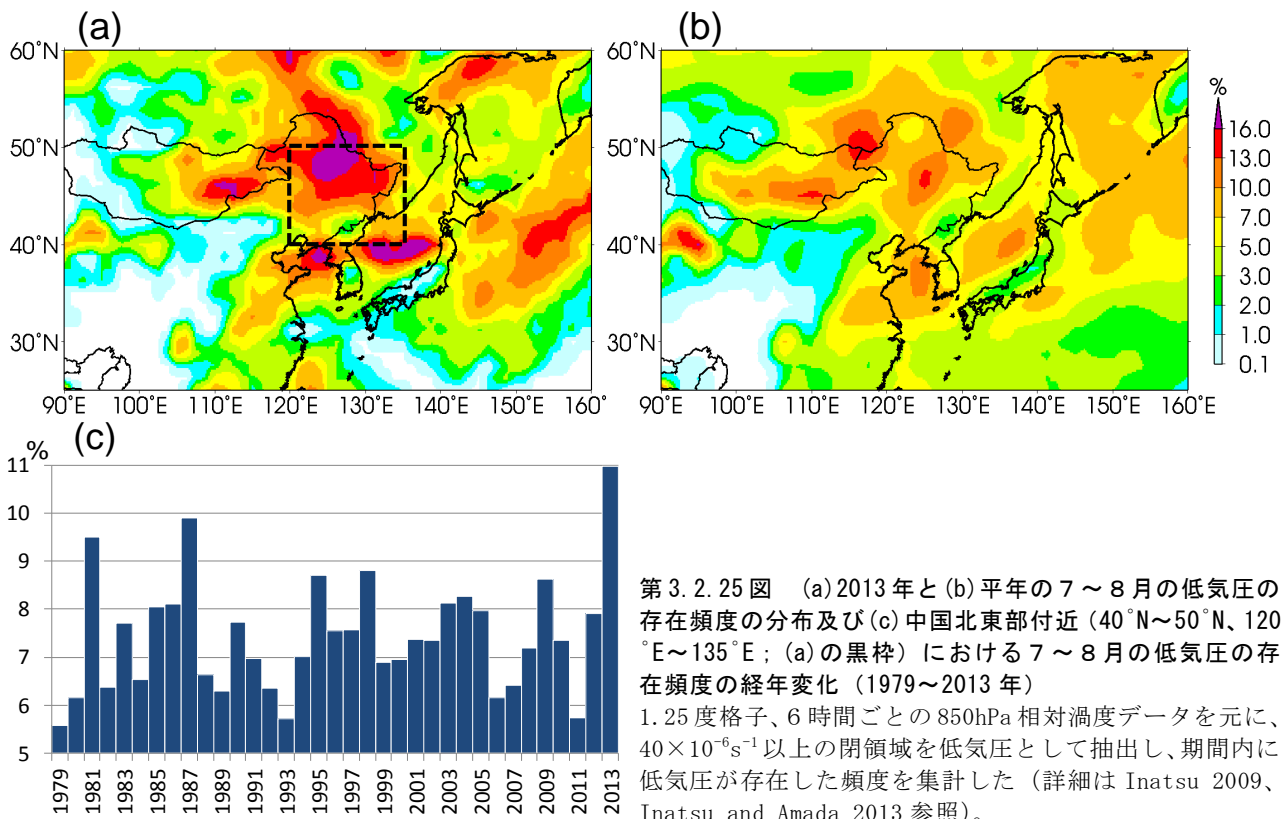
本項の最後に、第3.2.1項で述べたアムール川流域の多雨をもたらした循環場について簡単に触れる。アムール川流域では、低気圧がたびたび通過し（第3.2.24図）、低気圧の活動が平年と比べて非常に活発だったため（第3.2.25図）、多雨となった。上述の中国北東部付近での顕著な低気圧偏差は、この活発な低気圧の活動に対応している

と考えられる。また、低気圧の活動が活発だったのは、第3.2.2項で述べたように、チベット高気圧が中国東部へ張り出したこと（ジェット気流の北偏）と関係した可能性がある。

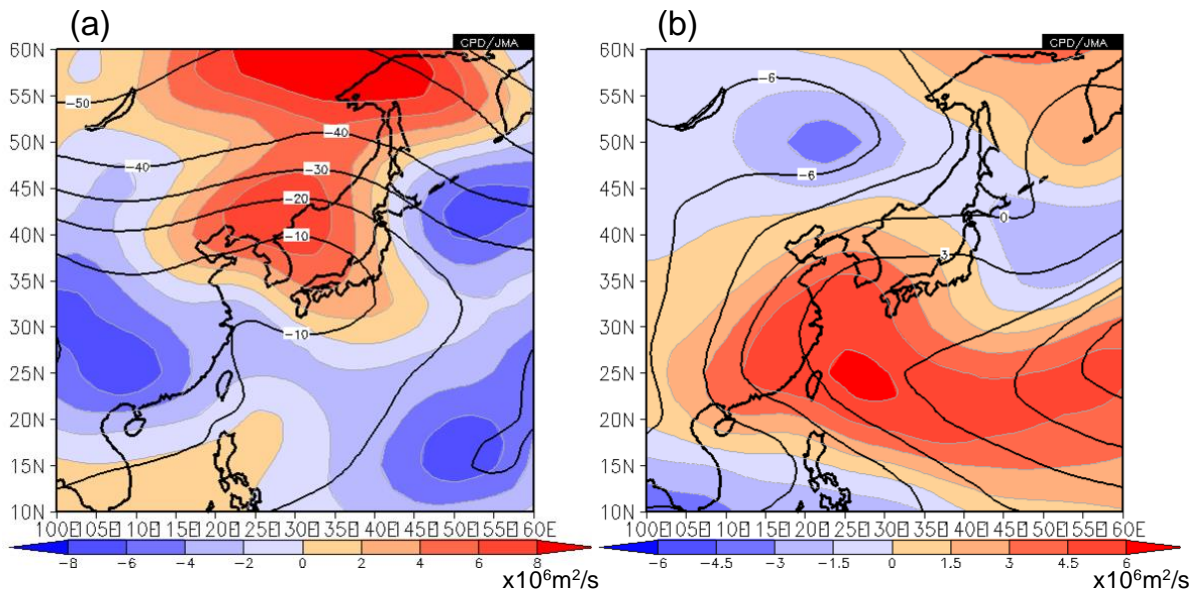
### 3.2.4 8月上旬後半～中旬前半の顕著な高温をもたらした要因

8月上旬後半～中旬前半は、太平洋高気圧が沖縄・奄美から西・東日本で強まるとともに、亜熱帯ジェット気流が北へ蛇行したことに対応してチベット高気圧の本州付近への張り出しが強まったため（第3.2.26図）、高気圧に覆われて晴れたことや高気圧に伴う下降流によって気温が上昇した。

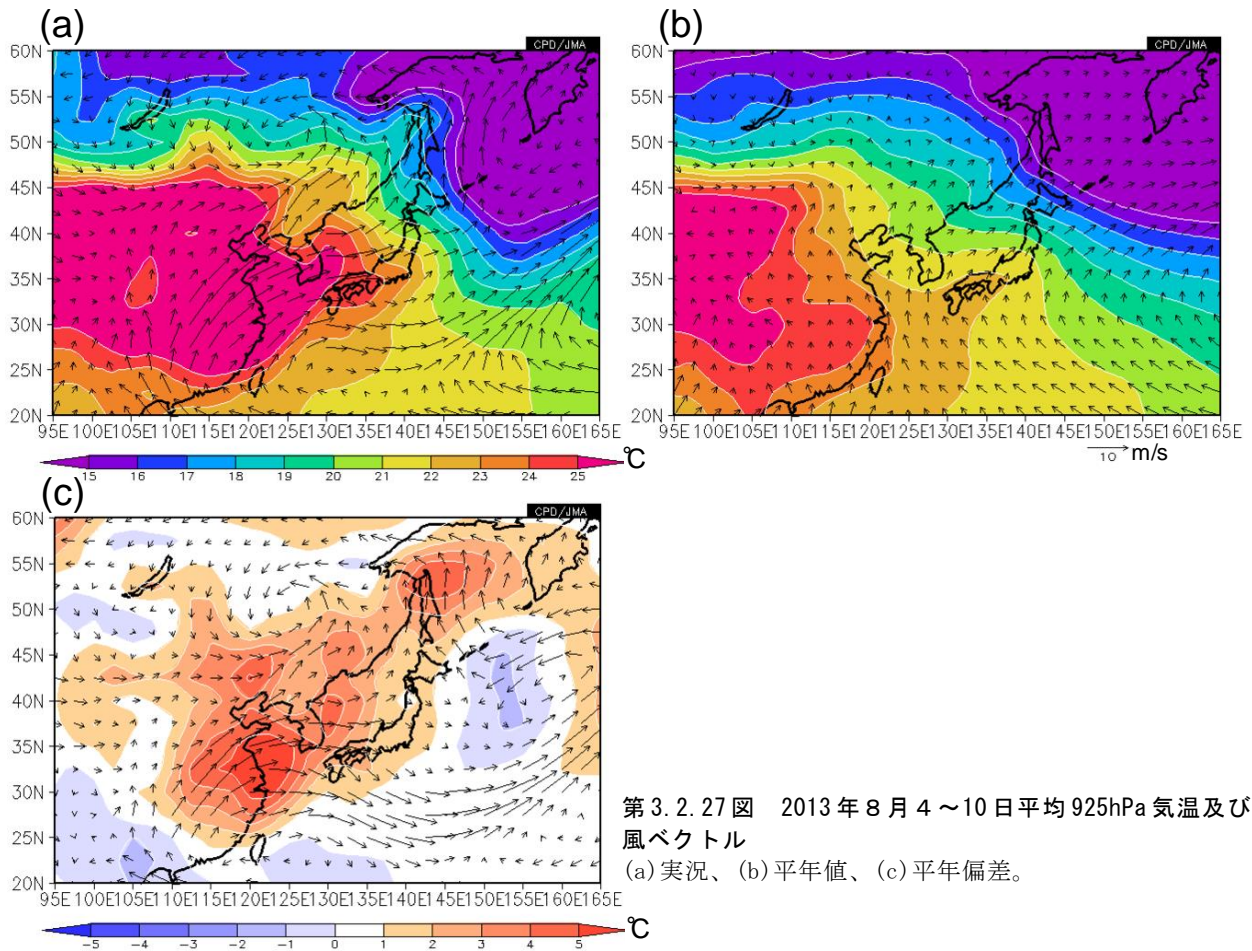
また、西に強く張り出した太平洋高気圧の周りを流れる風が、平年と比べて非常に暖かかった中国東部～東シナ海の空気を西・東日本に移流した（第3.2.27図）。さらに、平年では西・東日本の太平洋側は南寄りの海風が卓越するが、2013年は北寄りの流れとなったため海風の入りにくい状態であった（同図(b)）。これらも顕著な高温に寄与したと考えられる。



第3.2.25図 (a)2013年と(b)平年の7～8月の低気圧の存在頻度の分布及び(c)中国北東部付近(40°N～50°N、120°E～135°E; (a)の黒枠)における7～8月の低気圧の存在頻度の経年変化(1979～2013年)  
1.25度格子、6時間ごとの850hPa相対渦度データを元に、 $40 \times 10^{-6} \text{s}^{-1}$ 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した(詳細はInatsu 2009、Inatsu and Amada 2013参照)。



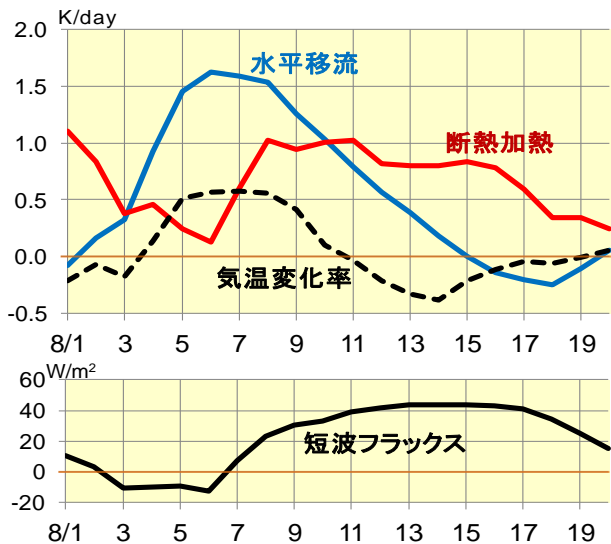
第 3.2.26 図 2013 年 8 月 7～13 日平均 (a) 200hPa 及び (b) 850hPa 流線関数  
 陰影は平年偏差。等値線間隔は (a)  $10 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 、(b)  $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。



第 3.2.27 図 2013 年 8 月 4～10 日平均 925hPa 気温及び風ベクトル  
 (a) 実況、(b) 平年値、(c) 平年偏差。

気温の変動の要因を詳細にみるため、第 3.2.28 図に西日本周辺における断熱加熱と水平移流の寄与及び地表面短波放射フラックスの推移を示す。8 月に入って水平暖气移流の寄与が卓越するよう

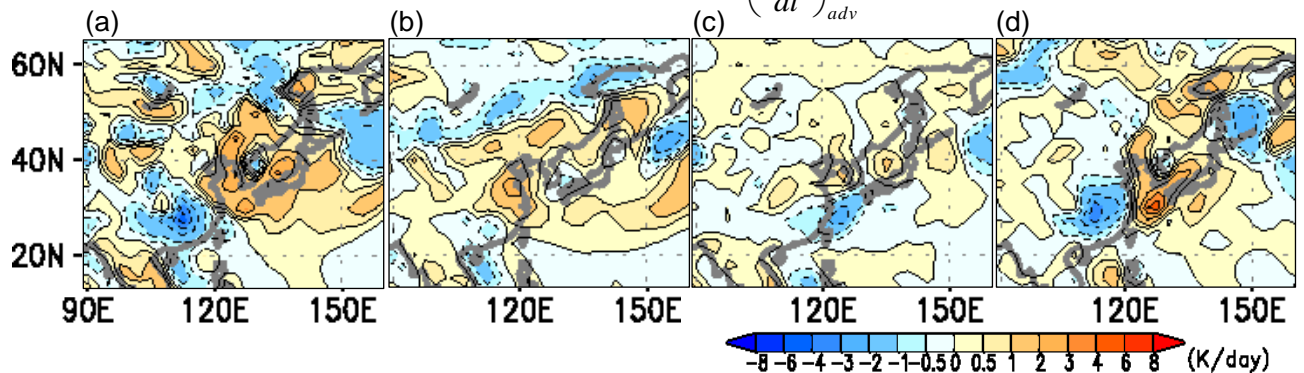
になり、6 日頃に最も大きくなったことがわかる。さらに 8 日頃以降、背の高い高気圧に覆われたことに対応して、断熱加熱と日射の効果も加わったことが顕著な高温につながったと考えられる。ま



第 3.2.28 図 西日本周辺 (30°N~37.5°N, 130°E~137.5°E) における (上段) 925hPa 気温平年偏差変化率 (黒線)、水平温度移流平年偏差 (青線)、断熱加熱平年偏差 (赤線) 及び (下段) 地表面下向き短波放射フラックス平年偏差の推移 (2013 年 8 月 1 ~ 20 日) 6 時間ごとのデータから評価。5 日移動平均値。

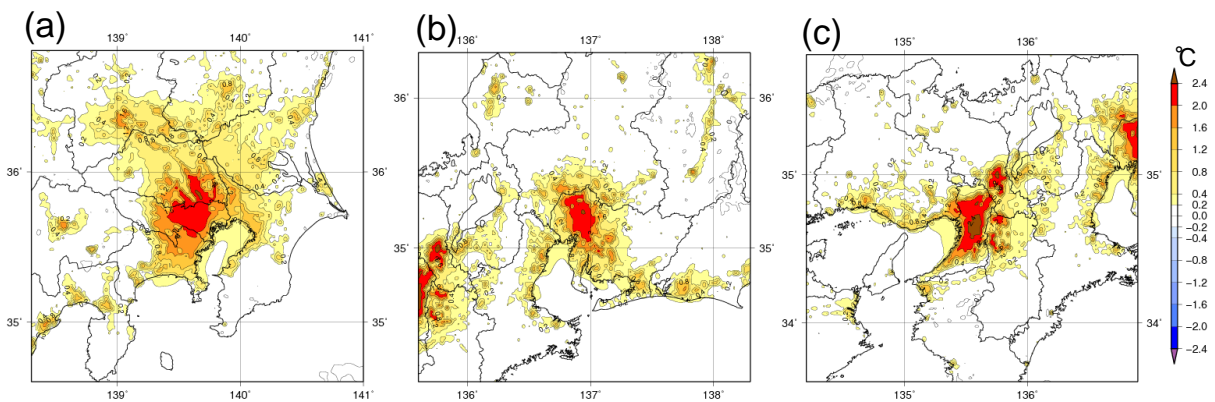
た、水平暖気移流に対して気温平年偏差と風平年偏差のいずれが支配的であったかを評価してみると、どちらも重要であるという結果が得られた(第 3.2.29 図; 風平年偏差・気温平年偏差(d)の項が卓越)。これは、中国東部~東シナ海の高温偏差と西に張り出した太平洋高気圧の北側の西風偏差がともに暖気移流に寄与したことを示しており、前述の内容と整合している。

そのほか、太平洋側を中心に、日照時間が長く、北寄りの風が卓越したため南寄りの海風が入りにくいなど、ヒートアイランド現象などの都市化の影響が強まりやすい気象条件であったため、太平洋側の都市部では高温がさらに強められたと考えられる (第 3.2.30 図)。



$$\left(\frac{dT'}{dt}\right)_{adv} = \mathbf{u}' \cdot \nabla_p \bar{T} + \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla_p T' + \mathbf{u}' \cdot \nabla_p T' + (eddy)'$$

第 3.2.29 図 2013 年 8 月 4 ~ 10 日平均 925hPa 水平温度移流平年偏差  
水平温度移流平年偏差を上式のように展開して、各項の大きさを評価した。ここで、 $\mathbf{u}$  は 7 日間平均水平風ベクトル、 $T$  は 7 日間平均気温、バーは平年値、ダッシュは平年偏差、eddy は非定常擾乱 (6 時間ごとのデータを元に 7 日間平均からの偏差で定義) による寄与を示す。(a) 全項 (非定常擾乱の寄与を含む)、(b) 風平年偏差・気温平年値、(c) 風平年値・気温平年偏差、(d) 風平年偏差・気温平年偏差による寄与。



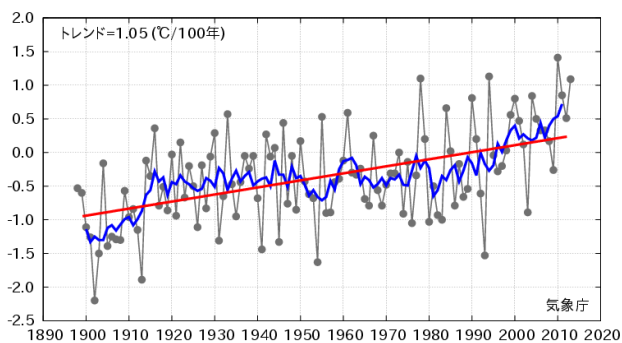
第 3.2.30 図 2013 年 8 月の気温に対する都市化の効果の寄与  
(a) 関東地方、(b) 中部地方、(c) 近畿地方。気象庁非静力学都市気候モデル (Aoyagi and Seino 2011) を用いて、都市化の効果がある場合とない場合のシミュレーションを行い、両者の気温の差を示す。都心部では数度程度の気温上昇の影響がみられる。

### 3.2.5 気温の長期変化傾向

都市化の影響が比較的少ないと考えられる 15 の観測地点で平均した日本の夏の平均気温（算出方法は第 1.2.1 項参照）は、統計を開始した 1898 年以降長期的に上昇している（第 3.2.31 図）。また、日最高気温 35℃以上の猛暑日の年間日数は 1931 年以降増加傾向が明瞭に現れている（第 3.2.32 図）。これらの傾向には、二酸化炭素などの温室効果ガスの増加に伴う地球温暖化の影響が現れているとみられる。

### 3.2.6 まとめ

2013 年 7～8 月は、優勢な太平洋高気圧とチベット高気圧により、西日本を中心に顕著な高温となった。また、日本海側の地域では、西に張り出



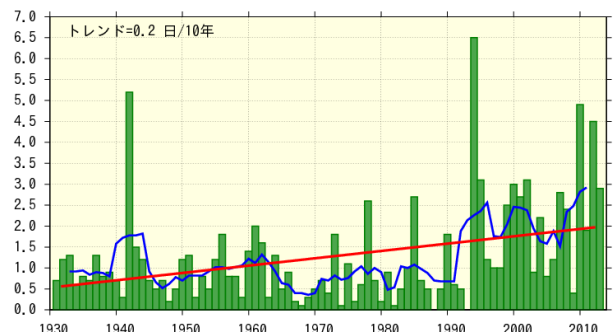
第 3.2.31 図 日本における夏（6～8 月）平均気温の経年変化（1898～2013 年）（単位：℃）

細線（黒）は、都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の 15 観測地点（第 1.2.1 項参照）での各年の夏平均気温の基準値からの偏差を平均した値を示す。太線（青）は偏差の 5 年移動平均値、直線（赤）は長期的な傾向を示す。基準値は 1981～2010 年の平均値。

した太平洋高気圧の縁辺を回る暖かく湿った空気が流入し、たびたび大雨となった。太平洋高気圧、チベット高気圧が平年より強まったのは、アジアモンスーンの活動が広い範囲で活発だったことが影響したとみられる。アジアモンスーンの活動が活発となったのは、海洋大陸付近や太平洋西部で海面水温が平年より高く、太平洋東部で低かったことが寄与した可能性がある。2013 年 7～8 月の日本の極端な天候をもたらした主要因の概念図を第 3.2.33 図に示す。

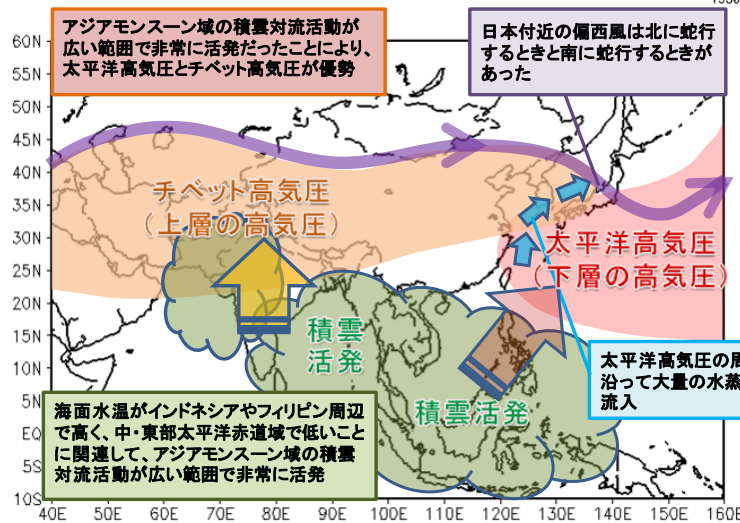
### 参考文献

- Aoyagi, T. and N. Seino, 2011: A square prism urban canopy scheme for the NHM and its evaluation on summer conditions in the Tokyo metropolitan area, Japan, *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **50**, 1476-1496.  
 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.



第 3.2.32 図 日最高気温 35℃以上（猛暑日）の年間日数の経年変化（1931～2013 年、1 地点あたりに換算）

棒グラフ（緑）は各年の値、折れ線（青）は 5 年移動平均値、直線（赤）は長期にわたる変化傾向を示す。都市化の影響が比較的少ないとみられる気象庁の 13 観測地点（第 3.2.31 図で利用した 15 観測地点のうち、期間内に移転のあった宮崎と飯田を除く）のデータで解析。



第 3.2.33 図 2013 年 7～8 月の日本の極端な天候をもたらした要因の概念図