

気候系監視年報 2012

平成 25 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。「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、2012 年の気候系の特徴をまとめるとともに、2011/2012 年冬のユーラシア大陸の顕著な寒波、2012 年の北・東日本の厳しい残暑、及び、2012 年夏季の米国の高温・少雨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	5
1.6 海氷・積雪	6
2. 2012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・高緯度の大気循環	19
2.4 熱帯の大気循環と対流活動	24
2.5 海況	31
2.6 冬季北半球成層圏の大気循環	33
2.7 夏季アジアモンスーンの特徴	38
2.8 北極域の海氷	41
2.9 北半球の積雪域	43
3. 特定事例の解析	45
3.1 2011/2012年冬のユーラシア大陸の顕著な寒波	45
3.2 2012年の北・東日本の厳しい残暑	56
3.3 2012年夏季の米国の高温・少雨	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、社会的に大きな影響を与えた異常気象の発生時に、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するため、2007年6月に異常気象分析検討会（以下、分析検討会）を設置した。

「気候系監視年報」（以下、監視年報）は、年間の気候系¹の特徴のほか、日本や世界の異常気象・天候の解析結果をまとめた気候系に関する総合的な監視情報である。また、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における幅広い利用に供するため、2011年版より電子出版化し、気象庁ホームページ²上で公表することとした。また、アジア太平洋地域をはじめとした海外の気象機関との気候系に関する監視・解析情報の交換のため、英語版も刊行³している。

今回の報告では、特定事例の解析として、2011/2012年冬のユーラシア大陸の顕著な寒波、2012年の北・東日本の厳しい残暑、及び、2012年夏季の米国の高温・少雨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⁴ので、併せてご利用いただきたい。気候系の情報は、「地球環境・気候」のページ⁴にまとめて掲

載している。

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、日本の年平均地上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、気温の長期変化の算出に使用した地点、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

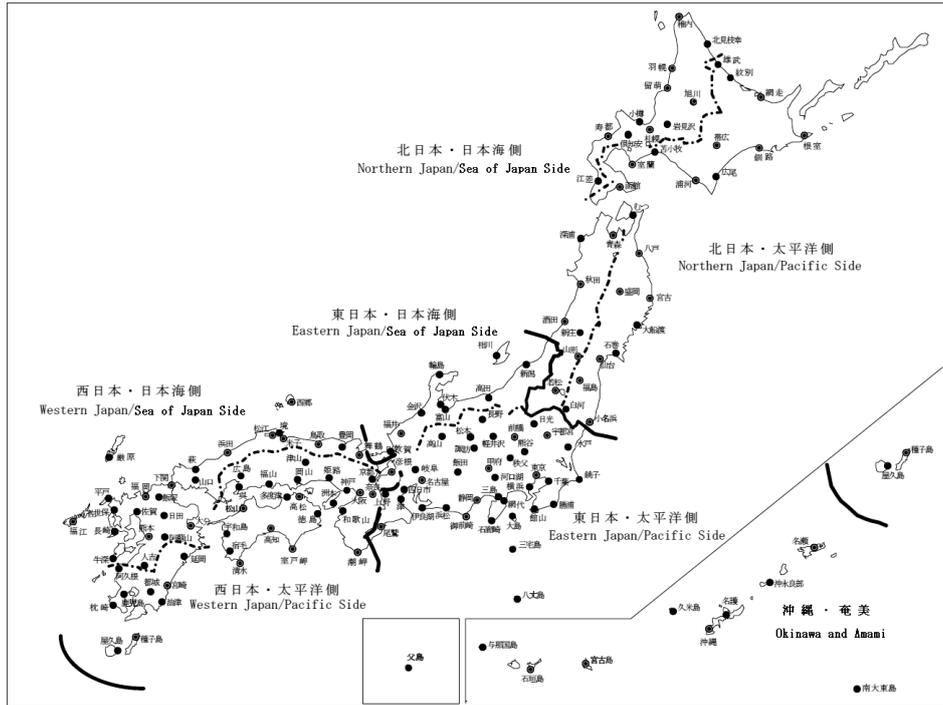
第2.1節に、1898年以降の日本の年平均気温偏差の経年変化図（第2.1.1図）を掲載する。偏差の基準は、1981～2010年の30年平均値である。各年の値は、都市化による影響が小さいと考えられる17の気象観測点（網走、根室、寿都、山形、石巻、伏木、長野、水戸、飯田、銚子、境、浜田、彦根、宮崎、多度津、名瀬、石垣島）における気温の観測値を用いて算出している。まず上記各17地点の月平均気温の偏差（観測された月平均気温から、1971～2000年の30年平均値を差し引いたもの）を求め、月ごとに17地点の偏差を平均する。この値から、各月の1981～2010年の30年平均値と1971～2000年の30年平均値の差を差し引き、各月の日本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、日本の年平均気温偏差を求めた。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）。

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

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

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

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



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の分け方は、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（低い）あるいはかなり

多い（少ない）と表現し、一覧表には階級の横に*を付加した。なお、統計方法に関する詳細については、「気象観測統計指針」⁵を参照のこと。

1.3 世界の天候（主な関連項目：第2.2節）

世界の天候については、気温・降水量平年差（比）分布図、世界の年平均地上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、年平均気温の計算方法、監視に用いているデータや平年値、分布図の作成方法について解説する。本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

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

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 (1°×1°) 格子ごとの海面水温 (COBE-SST) (気象庁 2006) から算出される。まず、月ごとに陸域の各観測点のデータ及び1°×1°格子の海面水温データについて、1971～2000年の30年平均値を基準とした偏差を求め、5°×5°格子ごとに平均して偏差を計算する。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

第2.2節では、年間の世界の天候や気象災害の特徴を記述する。世界の天候の分布図の作成には、CLIMAT 報のデータを用いた。月平均気温や月降水量の平年値は、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、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、各国政府機関及び研究機関

の災害データベースに基づいている。略号は以下のとおり。

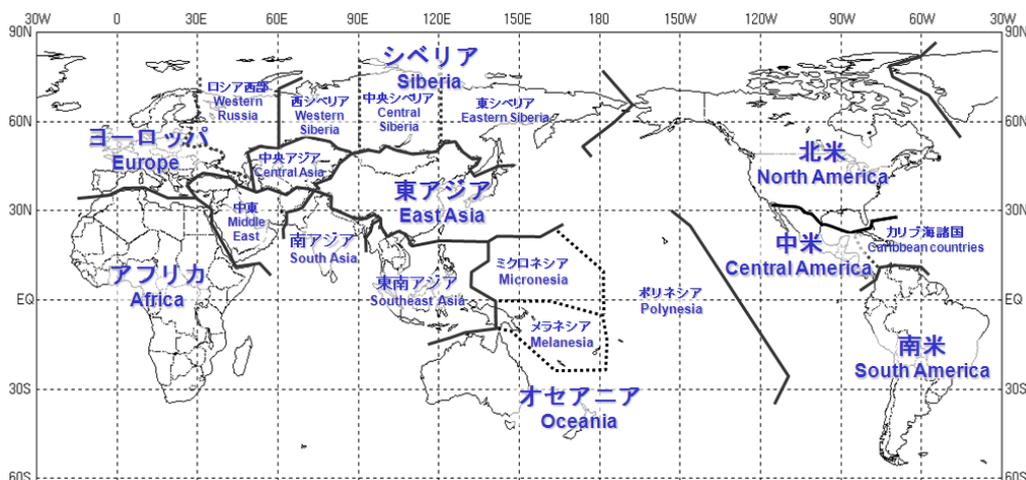
EM-DAT: The OFDA/CRED International Disaster Database - www.emdat.be - Université Catholique de Louvain - Brussels - Belgium (米国国際開発庁海外災害援助局とルーベンカトリック大学災害疫学研究所 (ベルギー) の災害データベース)

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、過去30年間に発生しなかったような値が観測された場合に「異常気象」としている。気温と降水量について、異常高温・異常低温及び異常多雨・異常少雨を次のように定義している。
異常高温・異常低温：月平均気温の平年差が平年値統計期間 (1981～2010年) の標準偏差の1.83倍以上となった場合に異常高 (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る (最小値を下回る) 場合に異常多 (少) 雨とする。

1.3.4 分布図

年平均気温規格化平年差階級分布図 (第2.2.3図) では、年平均気温の平年差を年平均気温の標準偏差で割った値を緯度5度×経度5度格子ごとに平均し、階級で表示する。年降水量平年比階級分布図 (第2.2.4図) では、年降水量の平年比を緯度5度×経度5度格子ごとに平均し、階級で表示する。異常高温・異常低温出現頻度分布図 (第



第1.3.1図 世界の地域区分と主な地域名

2.2.5 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8個未満の格子は表示しない。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(財)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・高緯度の大気循環場の特徴についてまとめる。

中・高緯度の大気循環で主に注目するのは、大規模な大気の流れのパターン、ジェット気流、ブロッキング(ジェット気流が南北に大きく蛇行あるいは分流し、その状態が長時間続く現象)、テレコネクション(遠く離れた地域の気象要素、例えば500hPa高度偏差が同時期に同じあるいは逆の符号となるような変動)、北極振動(AO;大規模な気圧(高度)偏差パターンの一つで、北極域と中緯度域で逆符号となるほぼ同心円状の偏差パターン)、移動性高低気圧の活動度、準定常ロスビー波(地球が球体で回転していることにより発生する

波;ロスビー波の解説は、例えば前田と佐藤(2007)を参照)の波束(エネルギー)伝播等である。本書では、Takaya and Nakamura(2001)の波の活動度フラックスをロスビー波束の伝播の解析に利用する。また、異常気象などの天候の偏りの背景となっている熱帯の対流活動や海面水温の変動(例えばエルニーニョ・南方振動(ENSO))等による中・高緯度大気への影響等の解析を行う。

1.4.2 熱帯の循環と対流活動

第2.4節では、主に季節ごとの中・高緯度の熱帯の大気循環場や対流活動(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/m²)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)なっているので注意が必要である。

流線関数(第2.4.5図など)は

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

(ϕ :流線関数、 u_{ϕ} 、 v_{ϕ} :風の回転成分)

により定義され、風の回転成分は流線関数の等値線に平行で風下に向かって左手に小さい値を見て吹き、その速さは流線関数の勾配に等しい(等値線の混んでいるところほど風が強い)という性質がある。流線関数の平年偏差は平年と比べた高気圧性循環あるいは低気圧性循環の強さを表しており、平年の循環が高気圧性循環なのか低気圧性循

環なので意味が異なる。例えば、平年の循環が高気圧性循環のところでは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。

$$\text{div} \mathbf{V}_\chi = \nabla^2 \chi$$

(χ : 速度ポテンシャル、 \mathbf{V}_χ : 発散風)

速度ポテンシャルの値が負で絶対値が大きいくほど、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、熱帯域での速度ポテンシャルの上層発散（収束）、下層収束（発散）域は、大規模な対流活動の活発な（不活発な）領域に概ね対応している。MJ0 の振動は、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)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。

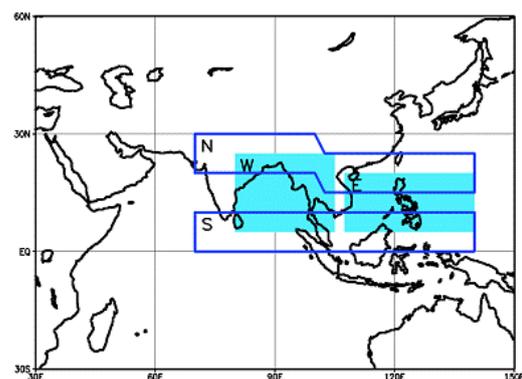
また、夏のアジアモンスーンの活動状況を示す指数(Summer Asian Monsoon OLR Index: SAMOI)を、第 2.7.1 表に掲載する。夏(6~8月)の OLR を(5°S~35°N, 60°E~150°E)の領域で主成分分析して、第 1.4.1 図に示す東西あるいは南北方向にシーソー的な変動をするパターンを抽出し、その結果から、全体の活動度を示す SAMOI(A)、北偏度を示す SAMOI(N)、西偏度を示す SAMOI(W)を定義している。

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

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

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

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。アジアモンスーンの活動が活発(SAMOI(A)が正)なときは、北日本を中心に高温になりやすいなど、日本の天候との間に統計的な関係が見られる。例えば、北日本夏平均気温と SAMOI(A)の夏平均値の相関係数は 0.78(計算期間 1979~2006 年)である。詳細は気象庁(1997)を参照のこと。



第 1.4.1 図 夏のアジアモンスーン OLR 指数(SAMOI)の領域

1.5 海況(関連項目: 第 2.5 節)

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

ごとにまとめた年間の特徴を記述する。

海面水温平年偏差図（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（ $1^{\circ} \times 1^{\circ}$ ）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)から計算した半旬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, 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, 1997: 気候系監視報告平成 7 年 6 月号.
- 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. 2012 年気候系のまとめ

2.1 日本の天候

2012 年の日本の天候の主な特徴は以下のとおりである。

- 沖縄・奄美では、年降水量がかなり多く、年間日照時間がかなり少なかった。年平均気温は全国的に平年並だった。
- 北日本から西日本にかけて寒冬となり、日本海側では「平成 18 年豪雪」に次ぐ積雪となった。
- 梅雨前線や台風等の影響により西日本太平洋側と沖縄・奄美ではたびたび大雨となって夏の降水量がかなり多くなった。また、「平成 24 年 7 月九州北部豪雨」が発生した。
- 8 月下旬から 9 月前半にかけて、北日本から東日本にかけて記録的な高温となった。

2.1.1 年平均気温の経年変化

都市化の影響の少ない全国 17 地点で平均した 2012 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 +0.06℃で、統計を開始した 1898 年以降で 20 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 1.15℃（統計期間：1898～2012 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

北日本から西日本にかけては、春の前半まで低温傾向、春の後半から秋の前半まで高温傾向、秋の後半から初冬まで低温傾向と季節のメリハリがはっきりとした気温変化となり、沖縄・奄美では年の前半が高温傾向、年の後半が低温傾向となった（第 2.1.2 図）。このため、年平均気温は全国的に平年並だった。西日本や沖縄・奄美では夏に降水量が多く、北日本や東日本では春や秋に降水量が多かったことから、年降水量は全国的に平年を上回った所が多かった。沖縄・奄美では、一時期を除いて平年より晴れの日が少なく、年間日照時間はかなり少なかった（第 2.1.1 表、第 2.1.3. 図）。

2.1.3 季節別の天候の特徴

(1) 冬（2011 年 12 月～2012 年 2 月、第 2.1.4 図(a)）

○北日本から西日本にかけて、3 か月連続して低温の寒冬となり、日本海側では「平成 18 年豪雪」に次ぐ積雪となった。

○沖縄・奄美での冬の日照時間は 1946 年以降最も少なかった。

冬型の気圧配置が強く寒気の影響を受けやすかったため、北日本から西日本にかけて 3 か月連続して月平均気温が低く、寒冬となった。日本海側ではたびたび大雪となり、ここ 10 年間では 2005/2006 年冬の「平成 18 年豪雪」に次ぐ積雪となった。また、全国のアメダスを含む 17 地点では、年最深積雪の大きい方からの 1 位を更新した。沖縄・奄美では寒気や気圧の谷の影響により曇りの日が多く、冬の日照時間は 1946 年以降で最も少なかった。

平均気温：北日本、東日本、西日本で低く、沖縄・奄美では平年並だった。

降水量：東・西日本日本海側で多く、北日本と東・西日本太平洋側及び沖縄・奄美では平年並だった。

日照時間：東・西日本日本海側と沖縄・奄美でかなり少なく、北日本日本海側、東・西日本太平洋側で少なかった。北日本太平洋側では多かった。

(2) 春（2012 年 3～5 月、第 2.1.4 図(b)）

○北日本太平洋側では、日照時間がかなり少なく、降水量が多かった。

○急速に発達した低気圧（4 月）と竜巻（5 月）により大きな被害がもたらされた。

北日本から西日本にかけては、概ね天気は数日の周期で変わったが、たびたび偏西風の蛇行が大きくなり上空に寒気が流れ込んだ。3 月後半は冬型の気圧配置になる日が多く北日本を中心に気温が平年を下回った。4 月上旬には急速に発達しながら日本海を進んだ低気圧の影響により各地で大荒れの天気となって広い範囲で記録的な暴風が観

測されたほか、5月上旬には動きの遅い低気圧の影響で北・東日本太平洋側で記録的な大雨となった。また、東日本を中心にたびたび大気の状態が不安定となり、5月6日には関東地方などで竜巻が発生し、大きな被害をもたらした。沖縄・奄美では、5月中旬になると前線の影響により曇りや雨の日が多くなり、梅雨入りとなった。

平均気温：北日本、東日本、西日本で平年並、沖縄・奄美で高かった。

降水量：北・東日本太平洋側で多く、北・東日本日本海側と沖縄・奄美では平年並だった。一方、西日本では少なかった。

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

(3) 夏(2012年6～8月、第2.1.4図(c))

○北日本から西日本では7月下旬や8月後半を中心に晴れて暑い日となり、暑夏となった。

○西日本では多雨となり、「平成24年7月九州北部豪雨」が発生するなど、たびたび大雨となった。

○沖縄・奄美では、降水量がかなり多く、日照時間がかなり少なかった。

太平洋高気圧が日本の東海上で強く、本州付近に張り出したため、夏の気温は北日本から西日本で高かった。一方、6～7月はオホーツク海高気圧がしばしば現れたため、北・東日本太平洋側では、気温が平年を大幅に下回った日もあった。梅雨前線が西日本付近に停滞したことや台風及び太平洋高気圧の縁を回って南から暖かく湿った空気が流入した影響で、西日本と沖縄・奄美では降水量が多く日照時間が少なかった。台風の接近数が多かった沖縄・奄美では、夏の降水量が1946年以降最も多い値を更新した。梅雨前線の活動も活発で、7月11～14日にかけて九州北部地方で記録的な大雨となり甚大な災害が発生した(「平成24年7月九州北部豪雨」)ほか、西日本ではたびたび大雨に見舞われた。

平均気温：北日本、東日本、西日本で高く、沖縄・

奄美では平年並だった。

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

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

(4) 秋(2012年9～11月、第2.1.4図(d))

○北日本では9月にこれまでの記録を大幅に更新する高温になるなど、秋の平均気温の最も高い値を更新した。

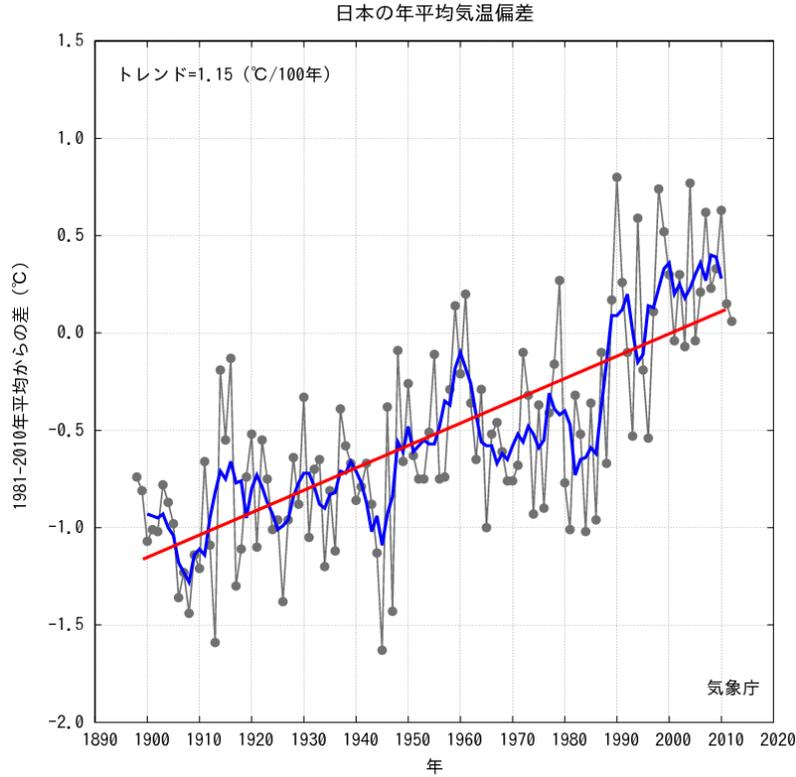
○東日本太平洋側では、秋の日照時間の最も多い値を更新した。

9月は、東海上から勢力の強い太平洋高気圧が北・東日本に張り出したため、北・東日本を中心に晴れて気温の高い状態が続いた。9月の月平均気温は、北日本で1946年以降のこれまでの記録を大幅に上回る高温となり、北日本から西日本にかけての51地点で最も高い記録を更新した(第2.1.2表)。また、北・東日本の一部では7月下旬からの少雨の状態が続いた。10月後半以降、北日本と東日本日本海側では低気圧の影響を受けやすく、曇りや雨または雪の日が多くなる一方、東日本以西では10日程度の周期で寒気が流れ込んで気温の低い時期が現れた。沖縄・奄美では気温の低い状態が続いた。

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

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

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



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 1981～2010 年の平均値。

第 2.1.1 表 年平均気温、年降水量、年間日照時間の地域平均年差（比）と階級（2012 年）

	気温 平年差 °C (階級)	降水量 平年比 % (階級)	日照時間 平年比 % (階級)		気温 平年差 °C (階級)	降水量 平年比 % (階級)	日照時間 平年比 % (階級)
北日本	0.2 (0)	107 (+) 日 109 (+) 太 105 (0)	99 (0) 日 101 (+) 太 98 (-)	北海道	0.2 (0)	114 (+) 日 114 (+) 才 114 (+) 太 113 (+)	95 (-) 日 99 (0) 才 89 (-)* 太 94 (-)*
				東北	0.2 (0)	98 (0) 日 103 (0) 太 94 (0)	104 (+) 日 107 (+) 太 103 (+)
東日本	0.0 (0)	104 (0) 日 107 (+) 太 104 (0)	106 (+) 日 108 (+)* 太 105 (+)	関東甲信	0.1 (0)	101 (0)	106 (+)
				北陸	0.0 (0)	107 (+)	108 (+)*
				東海	0.0 (0)	107 (0)	103 (+)
西日本	-0.1 (0)	111 (+) 日 107 (+) 太 114 (+)	96 (-) 日 96 (-) 太 96 (-)	近畿	-0.1 (0)	116 (+) 日 113 (+)* 太 117 (+)	100 (0) 日 101 (0) 太 99 (-)
				中国	0.0 (0)	94 (0) 陰 93 (0) 陽 95 (-)	99 (0) 陰 100 (0) 陽 97 (-)
				四国	-0.2 (0)	112 (+)	94 (-)
				九州北部	-0.2 (0)	111 (+)	93 (-)*
				九州南部 ・奄美	-0.3 (-) 本 -0.3 (-) 奄 -0.2 (-)	129 (+)* 本 123 (+)* 奄 158 (+)*	92 (-)* 本 93 (-) 奄 90 (-)*
沖縄・奄美	-0.1 (0)	124 (+)*	90 (-)*	沖縄	0.0 (0)	111 (+)	89 (-)*

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

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

更新日:2013.01.03

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（2012 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	
	最高	最低	最大	最小	最大	最小
1 月	0	0	1	1	1	3
2 月	0	0	0	0	0	1
3 月	0	0	5	0	0	2、1 タイ
4 月	0	0	0	0	0	0
5 月	0	0	3	5	0	0
6 月	0	0	4	1	0	4
7 月	0	0	1	0	0	0
8 月	0	0	3	1	5	1
9 月	51、2 タイ 北～西日本	0	0	0	4	0
10 月	3、1 タイ	0	0	0	0	0
11 月	0	0	3、1 タイ	0	0	2
12 月	0	0	5	0	0	1

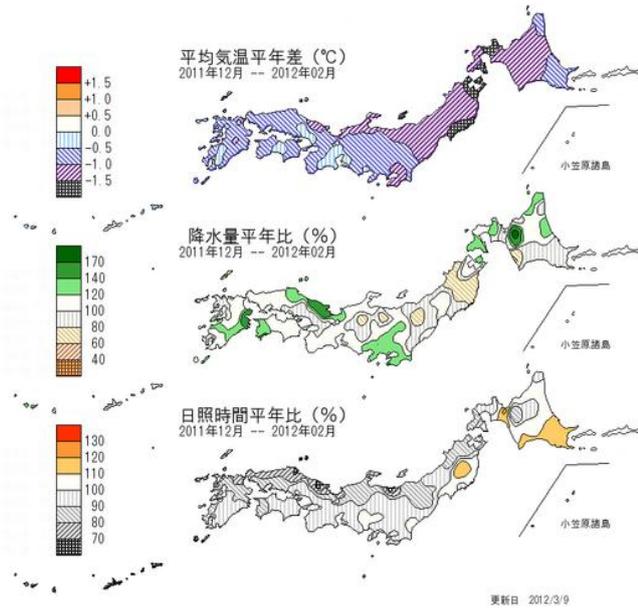
第 2.1.3 表 梅雨入り・梅雨明けの時期（2012 年）

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 13 日ごろ(+)	5 月 9 日ごろ	6 月 23 日ごろ(0)	6 月 23 日ごろ	115%(+)
奄 美	5 月 13 日ごろ(0)	5 月 11 日ごろ	6 月 29 日ごろ(0)	6 月 29 日ごろ	159%(+)*
九州南部	5 月 30 日ごろ(0)	5 月 31 日ごろ	7 月 23 日ごろ(+)	7 月 14 日ごろ	168%(+)*
九州北部	5 月 30 日ごろ(-)	6 月 5 日ごろ	7 月 23 日ごろ(+)	7 月 19 日ごろ	138%(+)
四 国	6 月 2 日ごろ(0)	6 月 5 日ごろ	7 月 17 日ごろ(0)	7 月 18 日ごろ	141%(+)*
中 国	6 月 8 日ごろ(0)	6 月 7 日ごろ	7 月 17 日ごろ(-)	7 月 21 日ごろ	93%(0)
近 畿	6 月 8 日ごろ(0)	6 月 7 日ごろ	7 月 16 日ごろ(-)	7 月 21 日ごろ	126%(+)
東 海	6 月 8 日ごろ(0)	6 月 8 日ごろ	7 月 23 日ごろ(0)	7 月 21 日ごろ	102%(0)
関東甲信	6 月 9 日ごろ(0)	6 月 8 日ごろ	7 月 25 日ごろ(+)	7 月 21 日ごろ	100%(0)
北 陸	6 月 9 日ごろ(0)	6 月 12 日ごろ	7 月 26 日ごろ(0)	7 月 24 日ごろ	84%(-)
東北南部	6 月 9 日ごろ(0)	6 月 12 日ごろ	7 月 26 日ごろ(0)	7 月 25 日ごろ	86%(-)
東北北部	6 月 9 日ごろ(-)	6 月 14 日ごろ	7 月 26 日ごろ(0)	7 月 28 日ごろ	86%(-)

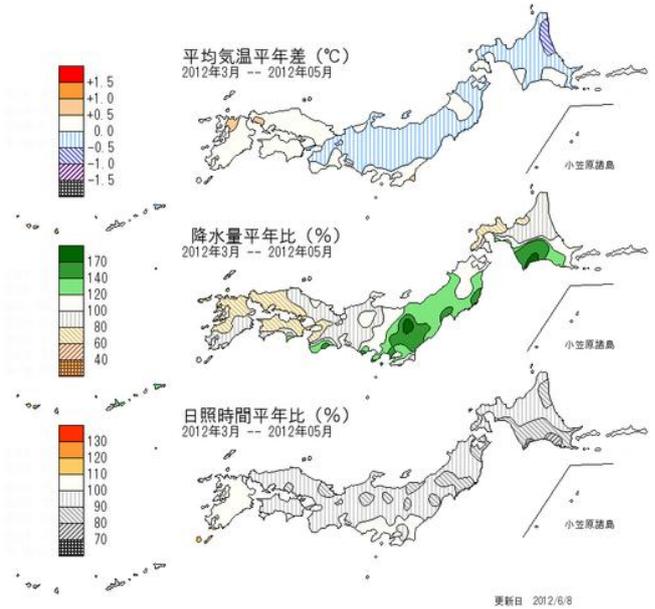
(注1) 梅雨の入り・明けには平均的に 5 日間程度の遷移期間があり、その遷移期間の概ね中目をもって「〇〇日ごろ」と表現した。記号の意味は、(+)*: かなり遅い、(+): 遅い、(0): 平年並、(-): 早い、(-)*: かなり早い、の階級区分を表す。

(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。

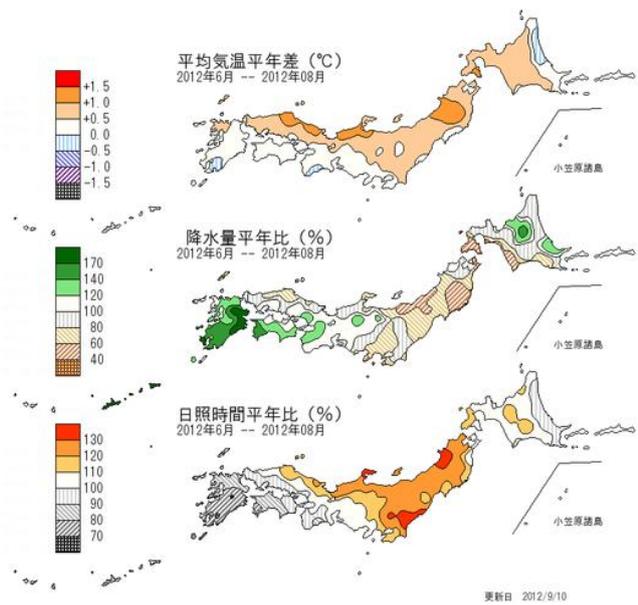
(a) 冬 (12~2月)



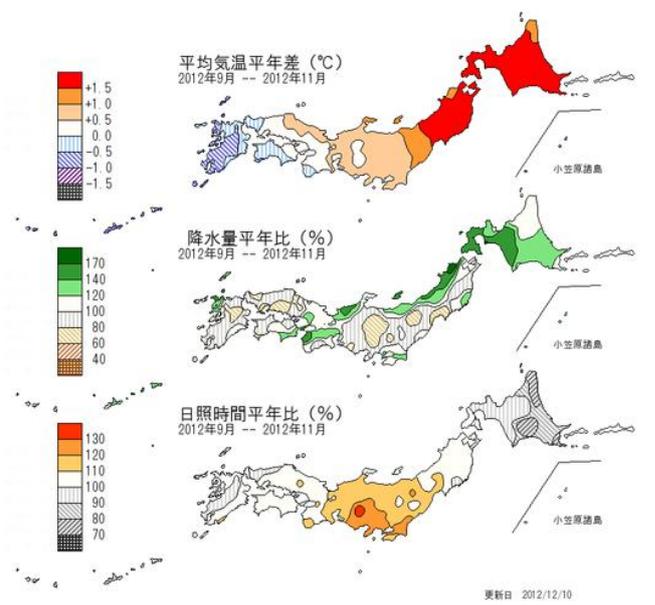
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.1.4 図 2012 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 (2011 年 12 月~2012 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

2012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 $+0.14 \pm 0.12^{\circ}\text{C}$ で、1891年の統計開始以降、8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 0.68°C （統計期間：1891～2012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、シベリア北部、ヨーロッパ南東部、中東、米国、南米中部、オーストラリア南西部などで平年より高く、中国北東部～カザフスタン東部、アラスカなどで平年より低くなった（第2.2.3図）。ロシア西部、ヨーロッパ南東部、アラビア半島、米国東部～中部、オーストラリア西部で異常高温となる月が多く、中国北部～カザフスタンとアラスカで異常低温となる月が多かった（第2.2.5図）。

年降水量は、東シベリア～中国北部、東シナ海周辺、パキスタン、ヨーロッパ北部、アフリカ西部、オーストラリア東部などで平年より多く、アラビア半島、アフリカ北西部、米国中部～南部、ブラジル北東部、オーストラリア中部などで平年より少なかった（第2.2.4図）。オーストラリア東部では異常多雨となる月が多く、ヨーロッパ南部、米国中部、ブラジル北東部は異常少雨となる月が多かった（第2.2.6図）。

2012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（ただし、冬季は2011年12月～2012年2月）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。異常気象・気象災害の概況は以下のとおり。

（1）フィリピンの台風（12月）

フィリピンではミンダナオ島を通過した台

風第24号の影響により、1000人以上が死亡したと伝えられた。

（2）パキスタンの多雨（9月）

パキスタンでは8月下旬～9月前半に大雨となり、9月は異常多雨となった。パキスタンのジャコババードでは9月の月降水量が479mm（平年比8259%）だった。8月下旬以降の大雨や洪水により570人以上が死亡したと伝えられた。

（3）東アジア北部～アフリカ北西部の低温（1～2月、12月）

東アジア北部～アフリカ北西部では、1～2月にかけて異常低温となった。また、12月も東アジア北部から中央アジアで異常低温となった。1～2月の寒波の影響で、ウクライナで130人以上、ポーランドで80人以上、ルーマニアで80人以上が死亡したと伝えられた。カザフスタンのアスタナでは2月の月平均気温が -20.6°C （平年差 -7.4°C ）、ルーマニアのブカレストでは2月の月平均気温が -6.5°C （平年差 -7.1°C ）、中国チーリン（吉林省）のチャンチュン（長春）では12月の月平均気温が -16.7°C （平年差 -5.1°C ）となった。

（4）カザフスタン西部～ロシア西部の高温（4～5月、10月）

カザフスタン西部からロシア西部では、4～5月と10月に異常高温となった。ロシア西部のアストラハニでは、4～5月の2か月平均気温が 19.1°C （平年差 $+4.8^{\circ}\text{C}$ ）だった。

（5）英国及びその周辺の多雨（4、6、12月）

英国では、4月及び6月の月降水量が1910年以降で最も多かった（英国気象局）。英国南西部のカンボーンでは4月の月降水量が160mm（平年比216%）、6月の月降水量が142mm（平年比247%）、フランスのナントでは12月

の月降水量が 164mm（平年比 169%）だった。

（6）地中海周辺～アラビア半島の高温（6～11月）・少雨（6、8、12月）

地中海周辺からアラビア半島で異常高温（6～11月）、ヨーロッパ南部で異常少雨（6、8、12月）だった。トルコのアンタリヤでは、6～11月の6か月平均気温が 25.7℃（平年差+2.1℃）、ブルガリアのソフィアでは、6月の月降水量が 8mm（平年比 11%）、フランスのバステリアでは、12月の月降水量が 10mm（平年比 9%）だった。

（7）米国東部～中部の高温（3～7月）・少雨（5～9月、11月）

米国東部から中部で異常高温（3～7月）、米国中部で異常少雨（5～9月、11月）となった。米国ミズーリ州コロンビアでは、3～7月の5か月平均気温が 21.2℃（平年差+4.1℃）、米国ネブラスカ州のノースプラットでは5～9月の5か月間降水量が 90mm（平年比 27%）となった。米国本土の3月及び7月の月平均気温は 1895年以降で最も高くなった（米国海洋大気庁）。また、高温・少雨による大きな農業被害が伝えられた。

（8）米国東部・カリブ海諸国のハリケーン（10月）

ハリケーン「サンディ」の影響により米国東部では 120人以上が死亡したと伝えられた。また、ハイチなどカリブ海諸国でも合わせて 80人以上が死亡したと伝えられた。

（9）アラスカの低温（1月、3月）

アラスカでは平年より気温が低くなることが多く、特に1月と3月は異常低温となった。米国アラスカ州のコールドベイでは、1月の月平均気温が-7.6℃（平年差-5.6℃）、3月の月平均気温が-6.5℃（平年差-5.5℃）となった。

（10）ブラジル北東部の少雨（3～4月）

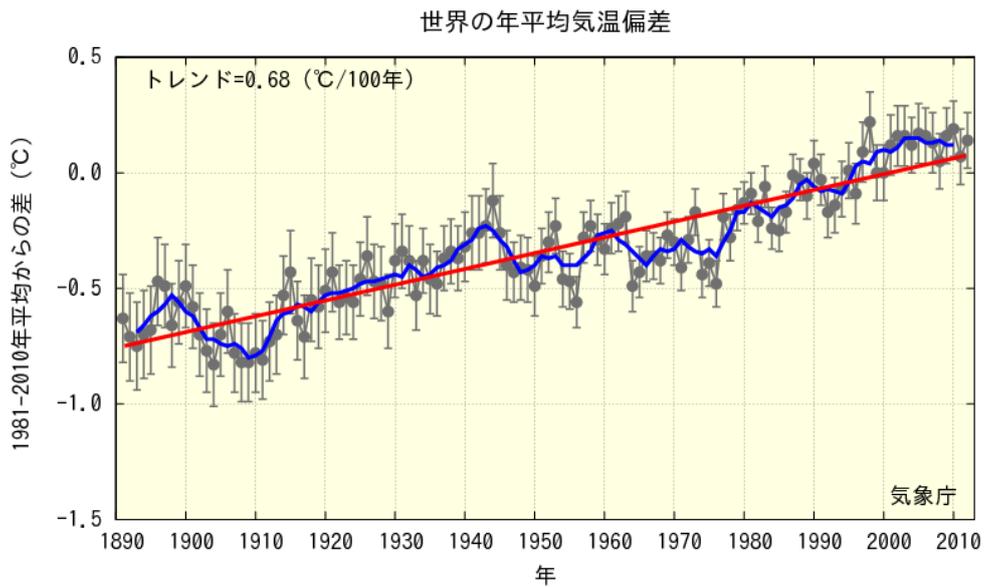
ブラジル北東部のパトスでは、3～4月の2か月間降水量が 29mm（平年比 9%）となった。

（11）オーストラリア東部の多雨（3月）

オーストラリア東部では、1～3月にかけて平年よりも降水量が多く、3月は異常多雨となった。オーストラリア東部のウォガウォガでは、3月の月降水量が 208mm（平年比 437%）となった。

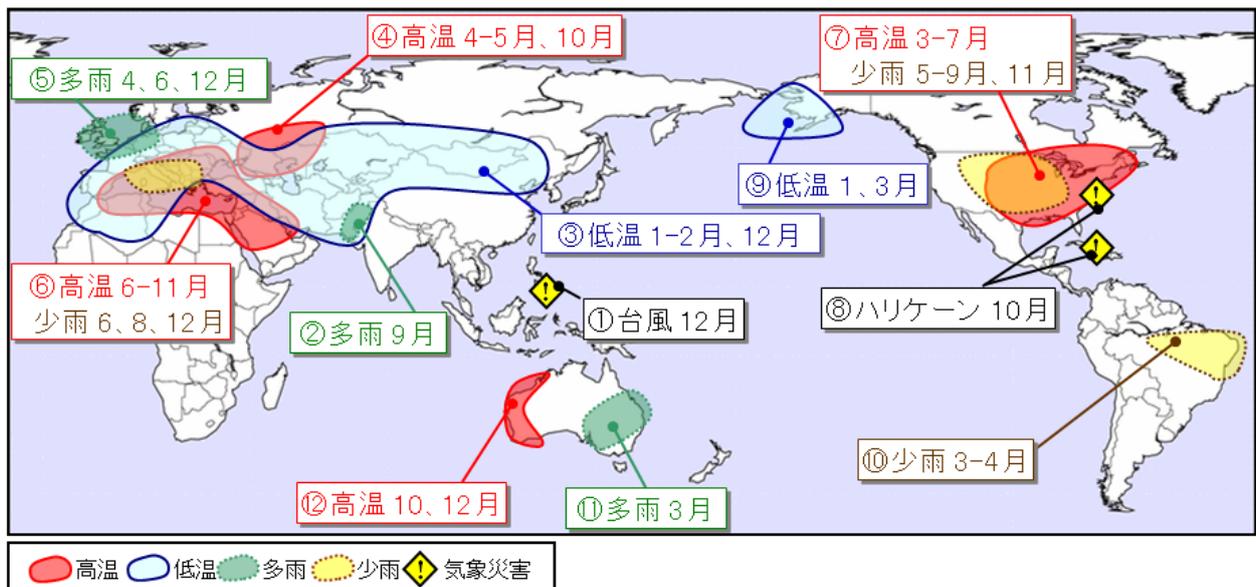
（12）オーストラリア西部の高温（10、12月）

オーストラリア西部では、10月と12月に異常高温となった。オーストラリア西部のジェラルトンでは、10月の月平均気温が 19.9℃（平年差+2.2℃）、12月の月平均気温が 25.3℃（平年差+2.8℃）となった。



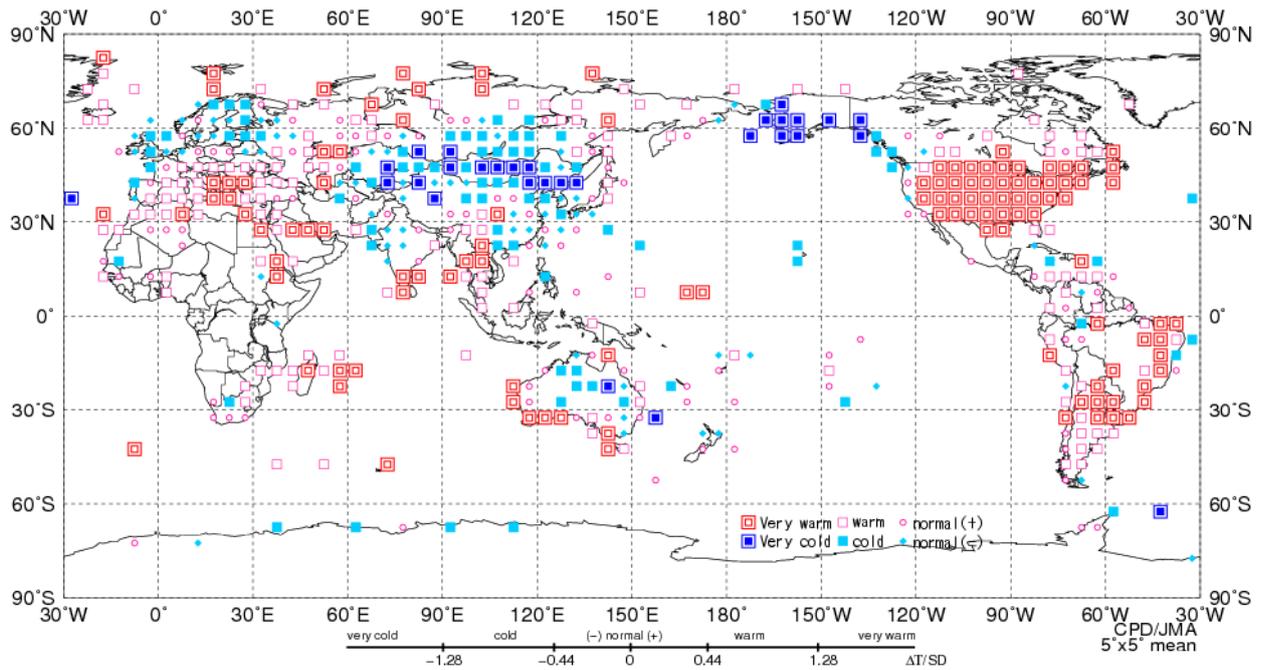
第 2.2.1 図 世界の年平均気温偏差の経年変化

灰色丸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。



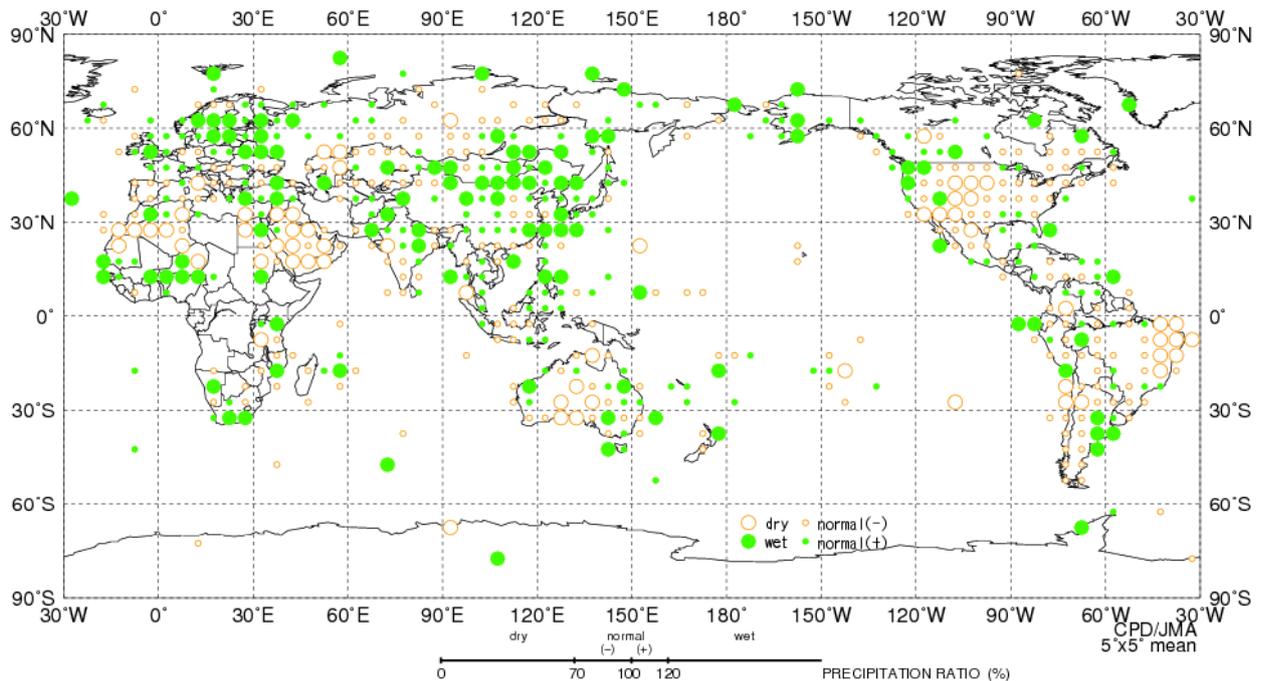
第 2.2.2 図 世界の主な異常気象・気象災害（2012 年）

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。



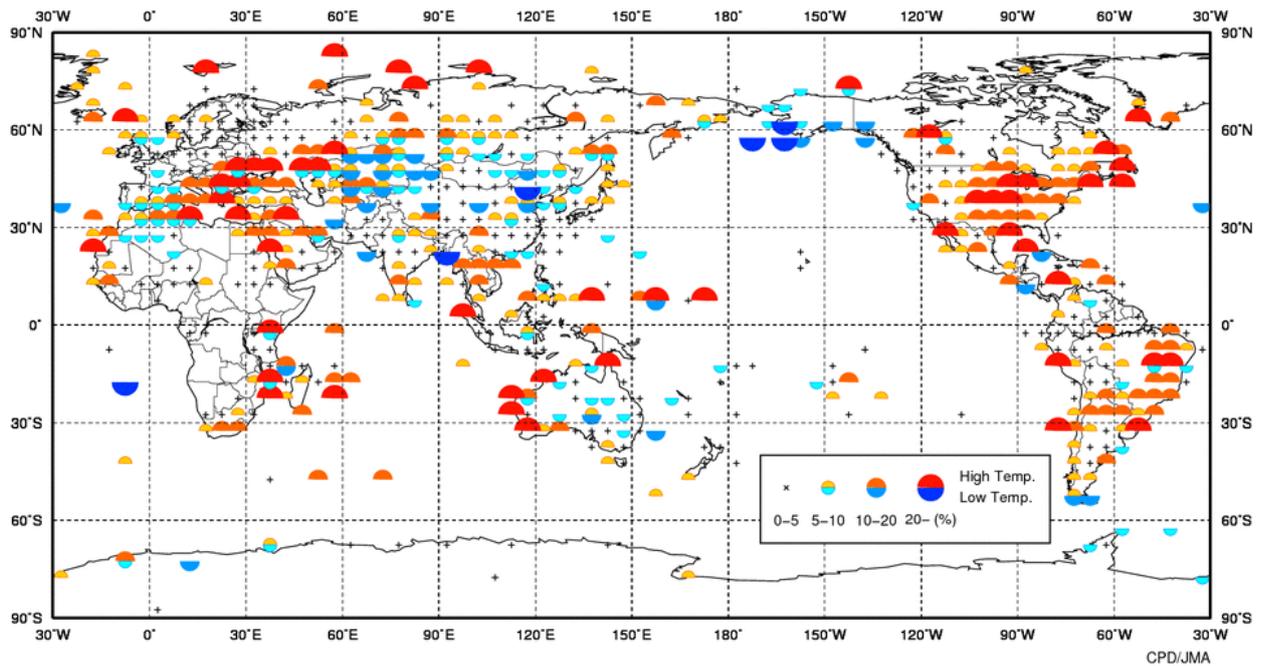
第 2.2.3 図 年平均気温規格化平年差階級分布図 (2012 年)

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



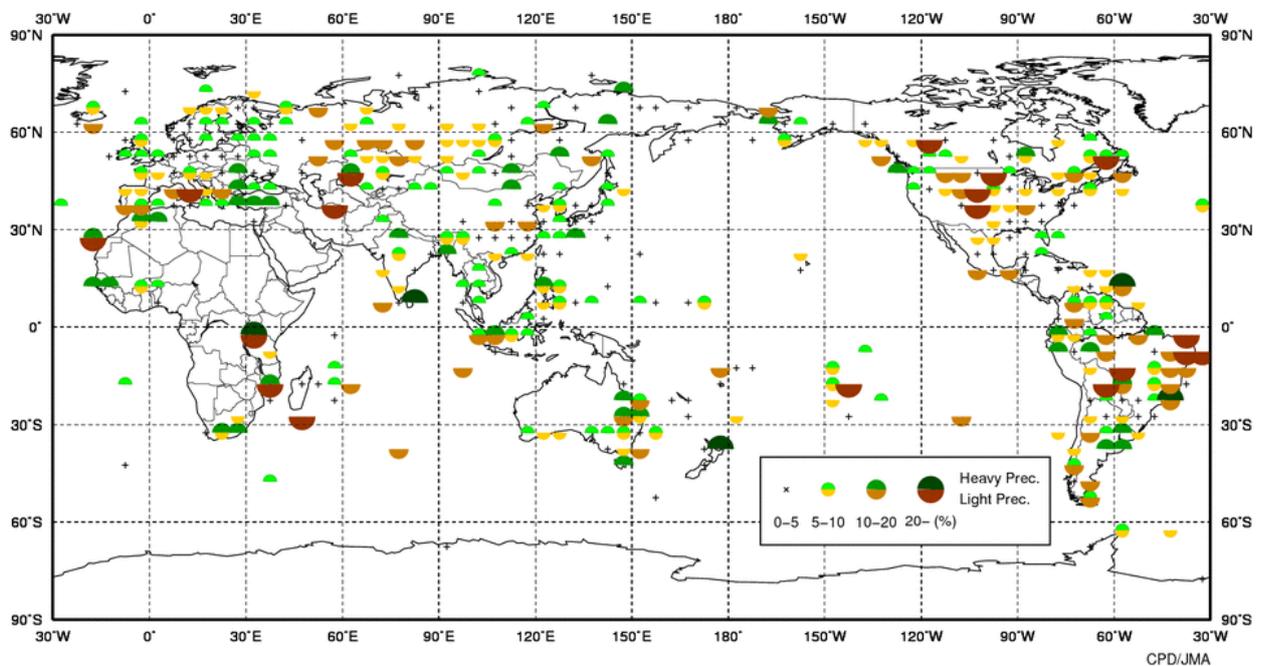
第 2.2.4 図 年降水量平年比階級分布図 (2012 年)

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 2.2.5 図 異常高温・異常低温出現頻度分布図（2012 年）

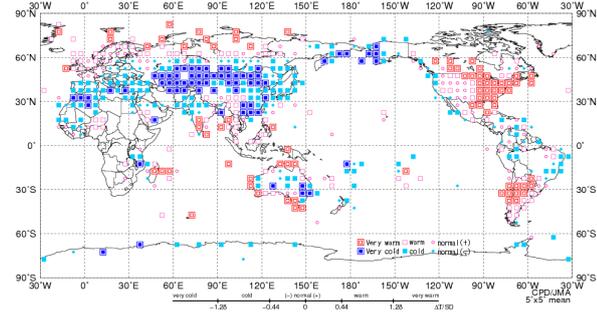
緯度 5 度×経度 5 度ごとに各観測地点を対象に、その年の各月の月平均気温が異常高温・異常低温となったのべ回数を数え、それをのべ観測データ数で割って出現頻度を算出した。異常高温・異常低温の出現頻度の平年値は約 3%であり、便宜的に出現頻度が 10%以上であれば「平年より多い」と判断する。ただし、観測地点数や観測データ数が少ない領域については計算していない。



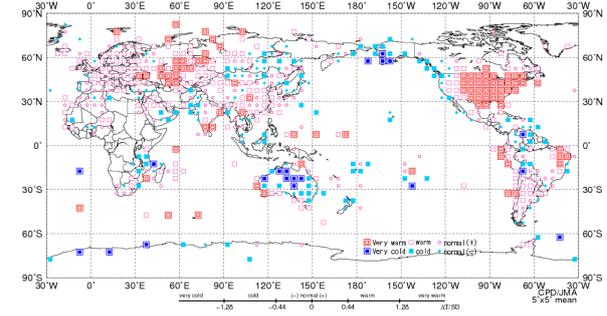
第 2.2.6 図 異常多雨・異常少雨出現頻度分布図（2012 年）

第 2.2.5 図と同様。ただし、月降水量の異常多雨・異常少雨の出現頻度。

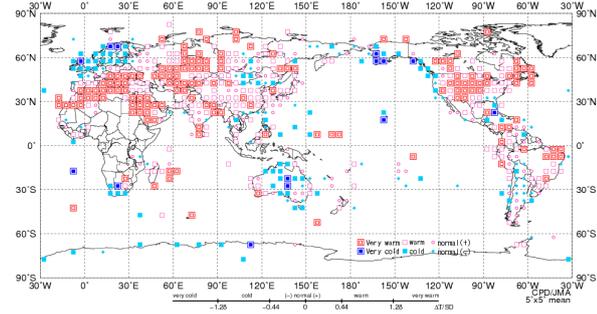
(a) 冬 (12~2月)



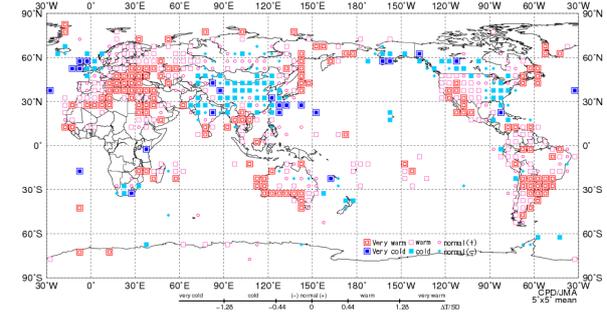
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



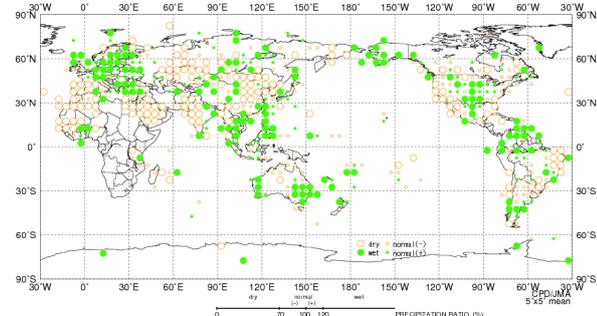
(d) 秋 (9~11月)



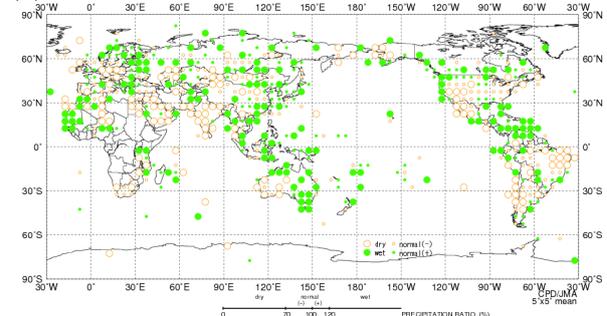
第 2.2.7 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の平均気温規格化平年差階級分布図 (2012 年)

(a) 冬 (2011 年 12 月~2012 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。3 か月平均気温の平年差を標準偏差で割って求めた値 (規格化偏差) を、緯度 5 度×経度 5 度の領域ごとに平均し、6 つの階級に分けて記号で表示する。それぞれの階級のしきい値は ± 1.28 、 ± 0.44 、0。ただし、観測地点数や観測データ数が十分でない領域については計算していない。

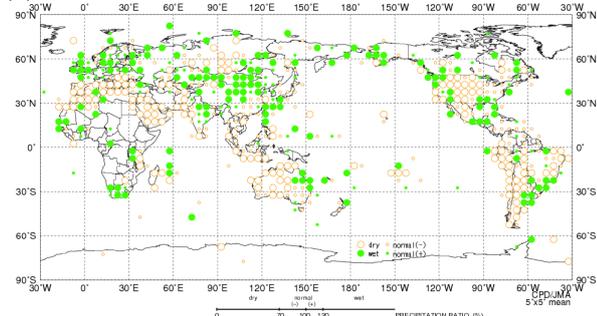
(a) 冬 (12~2月)



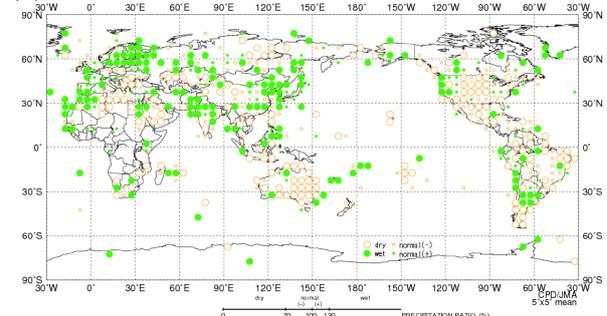
(b) 春 (3~5月)



(c) 夏 (6~8月)



(d) 秋 (9~11月)



第 2.2.8 図 季節別 (冬、春、夏、秋) の合計降水量平年比階級分布図 (2012 年)

(a) 冬 (2011 年 12 月~2012 年 2 月)、(b) 春 (3~5 月)、(c) 夏 (6~8 月)、(d) 秋 (9~11 月)。3 か月合計降水量の平年比を、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。

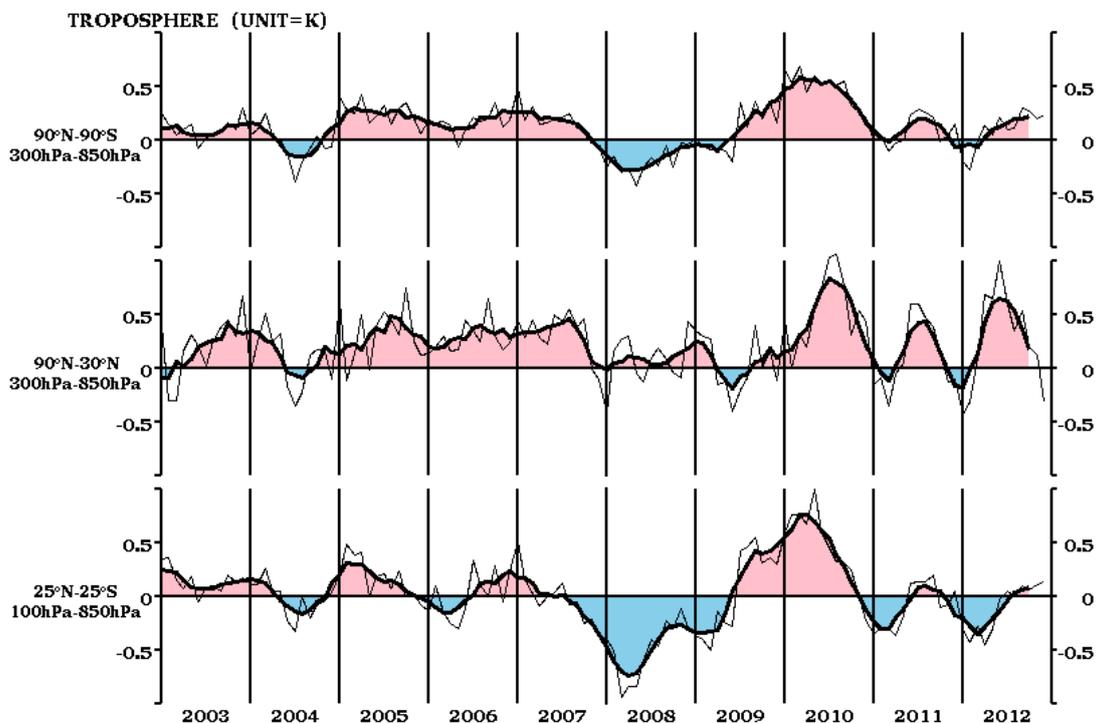
2.3 中・高緯度の大気循環

2011/2012 年冬は、シベリア高気圧の勢力が平年と比べて強く、ユーラシア大陸の中緯度帯は広い範囲で低温となった。春から夏にかけては、北半球中・高緯度対流圏の気温が平年より高い値で推移した。米国では、偏西風が北に蛇行したことに対応して暖かい高気圧に覆われ、広い範囲で顕著な高温・少雨となった。夏は太平洋高気圧の本州付近への張り出しが強く、北・東日本を中心に厳しい残暑となった。

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、ラニーニャ現象の傾向となった2011年秋から低温偏差となり、2012年春まで持続した。エルニーニョ現象の傾向となった夏以降は上昇傾向を示し、秋には正偏差に転じた。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4～6月は顕著な高温偏差となった。夏以降は低下傾向となり、12月には低温偏差となった。全球平均した層厚換算温度（上段）は、冬は概ね低温、夏から秋は高温偏差となった。



第2.3.1図 対流圏の帯状平均層厚換算温度平年偏差の時系列（2003年1月～2012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。

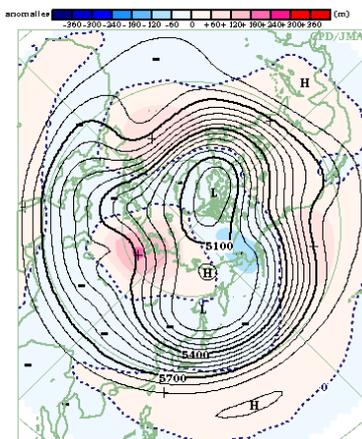
2.3.2 冬（2011年12月～2012年2月）

500hPa 高度（第 2.3.2 図）では、大西洋からユーラシア大陸にかけて波列パターンが季節を通して見られ、西シベリアでは顕著な正偏差、中央アジアから日本付近にかけては広く負偏差となった。

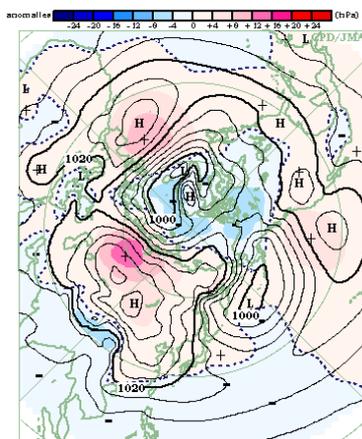
海面気圧（第 2.3.3 図）を見ると、シベリア高気圧は西シベリアを中心に平年と比べて顕著に強く、1 月後半から 2 月前半にかけて勢力が最も強まった（第 2.3.6 図）。アリューシャン低気圧は東側で平年よりやや弱かった。

対流圏下層の気温（第 2.3.4 図）は、東半球側の中緯度帯では概ね平年より低く、中央アジアから東アジアにかけて顕著な低温偏差となった（冬のユーラシア大陸の低温については第 3.1 節を参照）。一方、西シベリアとアラスカを除く北米では高温偏差となった。

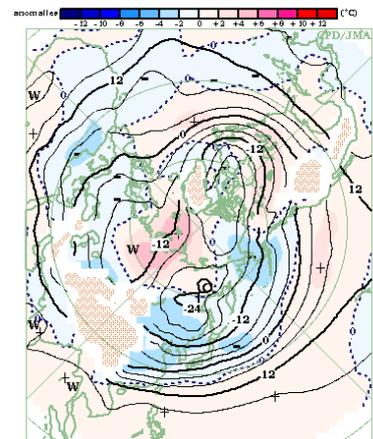
対流圏上層の偏西風（第 2.3.5 図）は、大西洋からユーラシア大陸南部で平年より強かった。ユーラシア大陸上では寒帯前線ジェット気流の南北蛇行が顕著だった。



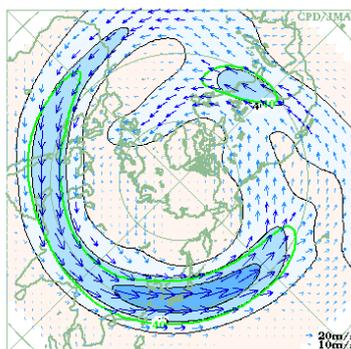
第2.3.2図 3か月平均500hPa高度・平年偏差（2011年12月～2012年2月）等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。



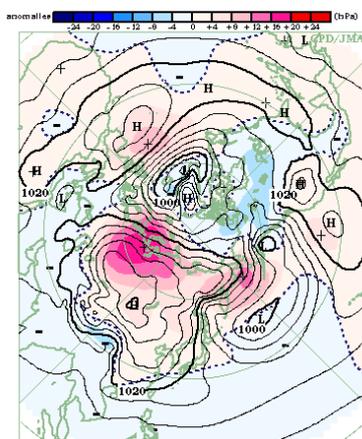
第2.3.3図 3か月平均海面気圧・平年偏差（2011年12月～2012年2月）等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は平年偏差を表す。



第2.3.4図 3か月平均850hPa気温・平年偏差（2011年12月～2012年2月）等値線は850hPa 気温を表し、間隔は4℃。陰影域は平年偏差を表す。波状の陰影域は標高が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（2011年12月～2012年2月）等値線の間隔は20m/s。緑線は平年値で間隔は40m/s。



第2.3.6図 月平均海面気圧・平年偏差（2012年1月）等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は平年偏差を表す。

2.3.3 春 (2012年3~5月)

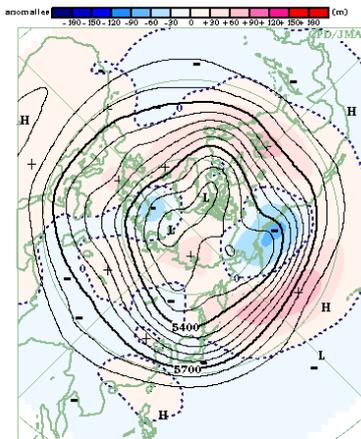
500hPa 高度 (第 2.3.7 図) を見ると、北太平洋から北米にかけて波列パターンが分布し、北米中・東部は顕著な正偏差となった。ユーラシア大陸上では、寒帯前線ジェット気流に沿って波列パターンが見られた。オホーツク海周辺では、4月中旬以降しばしばブロッキング高気圧が形成された (第 2.3.11 図)。

海面気圧 (第 2.3.8 図) は、北米やユーラシア大陸の広い範囲で負偏差となった。日本の北東海

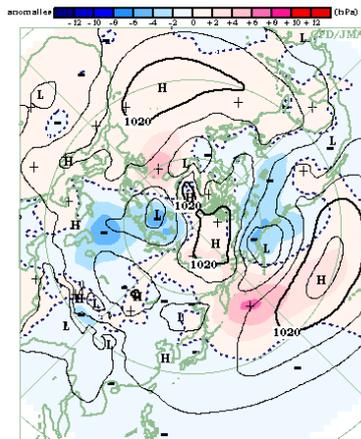
上は正偏差となった一方、日本の南海上は負偏差だった。

対流圏下層の気温 (第 2.3.9 図) は、北米では北西部を除いて広く高温偏差となり、米国中部から東部で顕著だった。ユーラシア大陸の西部から中央部は広く高温偏差となり、中央アジア付近で顕著だった。

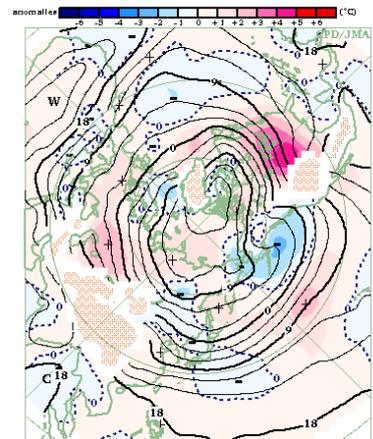
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.10 図) は、中東から日本付近にかけて平年より強く、米国付近では弱かった。



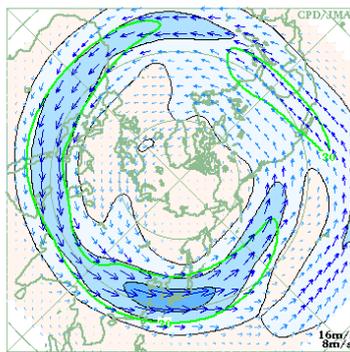
第2.3.7図 3か月平均500hPa高度・平年偏差 (2012年3~5月)
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。



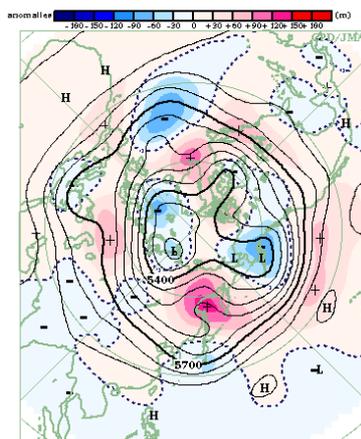
第2.3.8図 3か月平均海面気圧・平年偏差 (2012年3~5月)
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は平年偏差を表す。



第2.3.9図 3か月平均850hPa気温・平年偏差 (2012年3~5月)
等値線は850hPa気温を表し、間隔は3°C。陰影域は平年偏差を表す。波状の陰影域は標高が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 (2012年3~5月)
等値線の間隔は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 (2012年5月)
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。

2.3.4 夏（2012年6～8月）

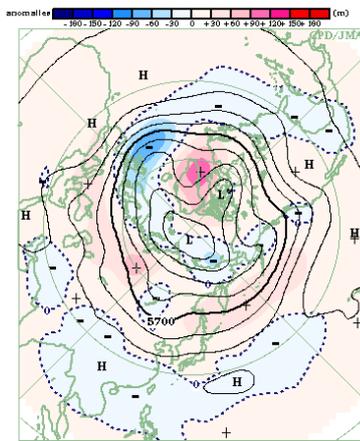
500hPa 高度（第 2.3.12 図）を見ると、グリーンランド周辺で正偏差、英国付近で負偏差が明瞭だった。中緯度帯では大西洋を除いて広く正偏差となり、ヨーロッパ南部、西シベリア、太平洋北部で顕著だった。

海面気圧（第 2.3.13 図）を見ると、グリーンランドは高気圧、シベリア沖の北極海は低気圧となった。ユーラシア大陸南部から日本の南海上にかけては負偏差だった。太平洋高気圧の本州付近へ

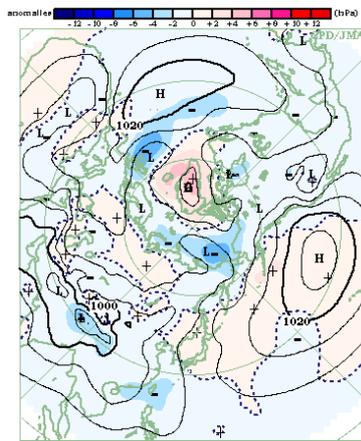
の張り出しは平年より強く、8月後半に顕著だった（第 2.3.16 図）（北・東日本の残暑については、第 3.2 節を参照）。

対流圏下層の気温（第 2.3.14 図）は、ヨーロッパ北西部を除くユーラシア大陸と北米で広く高温偏差となり、米国中央部で顕著だった（米国における夏の高温・少雨については、第 3.3 節を参照）。

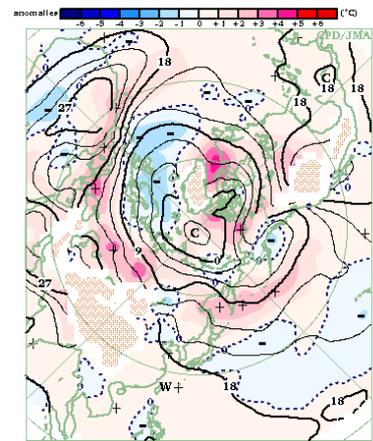
対流圏上層の偏西風（第 2.3.15 図）は、ヨーロッパで平年より強く、北米中部では平年と比べて北偏した。



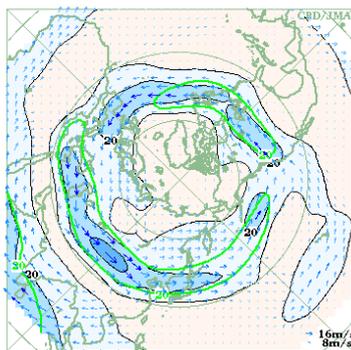
第 2.3.12 図 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差（2012年6～8月）
等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。



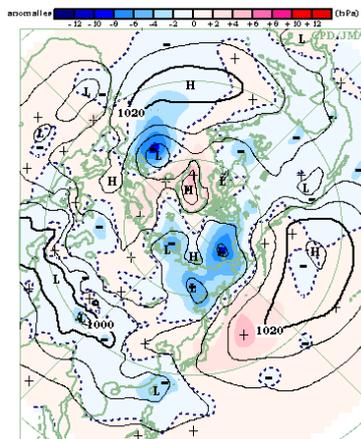
第 2.3.13 図 3 か月平均海面気圧・平年偏差（2012年6～8月）
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は平年偏差を表す。



第 2.3.14 図 3 か月平均 850hPa 気温・平年偏差（2012年6～8月）
等値線は850hPa 気温を表し、間隔は3°C。陰影域は平年偏差を表す。波状の陰影域は標高が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（2012年6～8月）
等値線の間隔は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（2012年8月）
等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は平年偏差を表す。

2.3.5 秋 (2012年9~11月)

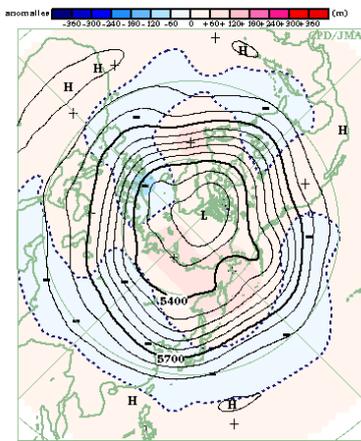
500hPa 高度 (第 2.3.17 図) を見ると、シベリアからベーリング海付近にかけては、10・11 月 (第 2.3.21 図) を中心にブロッキング高気圧がたびたび形成されたため、顕著な正偏差となった。一方、中央アジアから日本の南東海上にかけては東西に広く負偏差となった。北米東部から黒海付近にかけては波列パターンが見られた。

海面気圧 (第 2.3.18 図) は、シベリアを除くユ

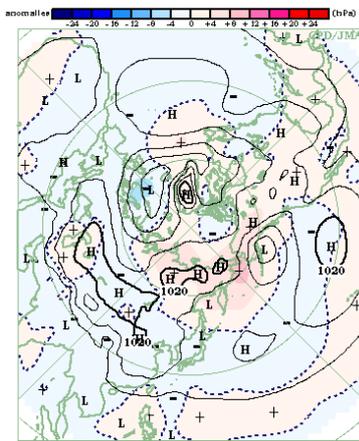
ーラシア大陸から日本の東海上にかけて広く負偏差となった。シベリアからベーリング海付近にかけては顕著な正偏差となった。

対流圏下層の気温 (第 2.3.19 図) は、東アジア、米国東部で低温偏差、ヨーロッパ東部、ロシア、米国西・中部、カナダ東部で高温偏差となった。

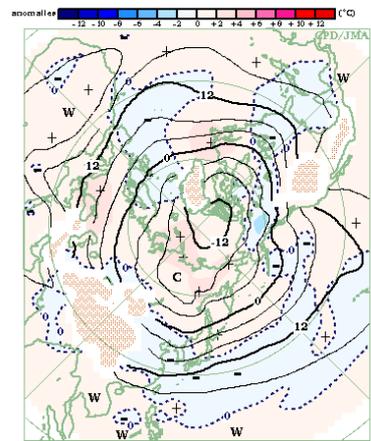
対流圏上層の偏西風 (第 2.3.20 図) は、中東から日本の東海上にかけて平年の位置に比べて南偏傾向が明瞭だった。



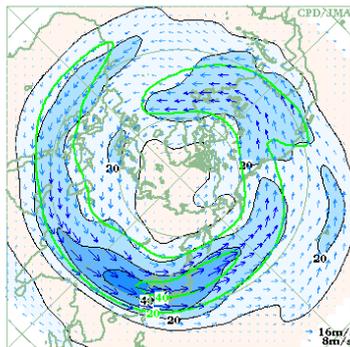
第 2.3.17 図 3 か月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2012年9~11月) 等値線は500hPa高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。



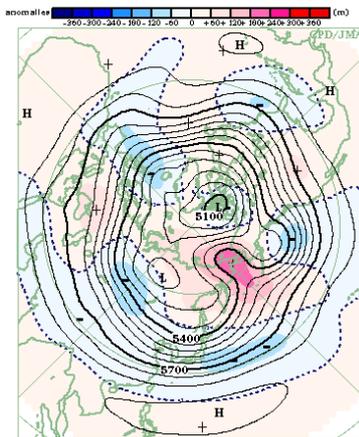
第 2.3.18 図 3 か月平均海面気圧・平年偏差 (2012年9~11月) 等値線は海面気圧を表し、間隔は4hPa。陰影域は平年偏差を表す。



第 2.3.19 図 3 か月平均 850hPa 気温・平年偏差 (2012年9~11月) 等値線は850hPa 気温を表し、間隔は4℃。陰影域は平年偏差を表す。波状の陰影域は標高が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 (2012年9~11月) 等値線の間隔は10m/s。緑線は平年値で間隔は20m/s。



第 2.3.21 図 月平均 500hPa 高度・平年偏差 (2012年11月) 等値線は500hPa 高度を表し、間隔は60m。陰影域は平年偏差を表す。

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 2011 年秋から 2011/2012 年冬にかけてラニーニャ現象の傾向を示し、冬から春にかけての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。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。秋は太平洋西部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。

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 2012 年の推移を示す。

OLR 指数は、夏頃まではフィリピン付近

(OLR-PH)、インドネシア付近(OLR-MC)ともに概ね正の値(対流活動が平年より活発)で推移した。10月以降は、フィリピン付近では負の値(同不活発)に転じた。日付変更線付近(OLR-DL)は冬頃までは負の値を示し、それ以降は概ね平年に近い値で推移した。

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)、下層(U850-CP)で負の値(東風偏差)が2010年夏から2012年春まで持続した。太平洋西部の下層(U850-WP)では負の値が2010年夏以降続いている。

南方振動指数(SOI)は、2010年4月から2012年3月まで正の値(貿易風が平年より強い)が持続したが、4月から8月は概ね小さな負の値(同弱い)、秋は小さな正の値となった。

第2.4.1表 熱帯の大気及び海洋の監視指数(2011年12月~2012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
2011年12月	2.2	-2.4	2.2	0.6	0.9	-1.2	-1.7	2.2	-1.9	-1.0	0.4
2012年1月	0.9	-0.7	1.5	-0.1	0.7	-1.3	-1.8	1.3	-0.9	-0.7	1.6
2012年2月	0.3	0.3	1.3	0.9	0.2	-1.4	-0.5	0.6	-1.3	-0.1	2.5
2012年3月	0.5	-1.9	-0.8	2.3	1.7	-0.8	-0.4	1.8	-1.1	-0.8	-0.2
2012年4月	-0.2	0.9	0.4	-0.1	-0.1	-0.1	0.5	1.0	-0.1	-0.6	0.6
2012年5月	-0.1	0.0	-0.1	0.8	1.2	0.0	-1.0	1.0	-0.8	-0.8	0.4
2012年6月	-0.7	0.5	-0.4	1.3	0.2	-0.3	-1.1	0.9	-0.6	0.6	1.0
2012年7月	0.0	-0.6	-0.6	1.2	1.1	1.0	-0.9	0.5	-0.7	-0.6	0.3
2012年8月	-0.2	0.6	0.3	0.8	0.2	-0.3	-0.7	-1.4	-0.4	0.3	-0.2
2012年9月	0.3	-0.2	0.3	1.0	0.2	0.5	-0.6	0.8	-0.2	-0.7	-0.7
2012年10月	0.5	-0.2	0.6	-0.2	-0.4	0.1	0.5	-0.3	-0.1	0.3	0.4
2012年11月	0.4	0.2	0.9	-1.7	0.0	-0.2	-0.8	0.0	-0.4	-0.5	-0.2
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
定義領域/観測点	TAHITI-DARWIN	12.5°S 130°E	17.5°S 150°W	20-10°N 110-140°E	5°N-5°S 110-135°E	5°N-5°S 170°E-170°W	5°N-5°S 80-100°E	5°N-5°S 180-125°W	5°N-5°S 160°E-175°W	5°N-5°S 170-135°W	5°N-5°S 130-100°W
	海面水温及び平年偏差(°C)										
	IOBW		NINO.WEST		NINO.4		NINO.3		NINO.1+2		
2011年12月	28.26	0.40	29.42	0.40	27.4	-1.1	24.3	-0.9	22.1	-0.8	
2012年1月	28.04	0.22	29.04	0.50	27.1	-1.2	25.1	-0.5	24.2	-0.3	
2012年2月	28.11	0.08	28.86	0.54	27.2	-0.9	26.2	-0.2	26.3	0.3	
2012年3月	28.45	-0.14	28.80	0.34	27.6	-0.6	27.0	-0.1	26.2	-0.2	
2012年4月	29.15	0.10	29.19	0.27	28.2	-0.3	27.5	0.0	26.2	0.7	
2012年5月	29.03	0.17	29.75	0.40	28.5	-0.3	27.2	0.1	25.1	0.8	
2012年6月	28.11	0.09	29.54	0.05	28.7	-0.1	27.0	0.5	24.0	1.1	
2012年7月	27.43	0.17	29.51	0.13	28.8	0.0	26.5	0.8	22.3	0.5	
2012年8月	27.27	0.37	29.31	0.05	29.0	0.3	25.8	0.7	21.2	0.3	
2012年9月	27.32	0.24	29.46	0.09	29.0	0.3	25.2	0.3	21.0	0.4	
2012年10月	27.83	0.32	29.40	-0.06	29.1	0.4	24.9	-0.1	20.7	-0.3	
2012年11月	28.10	0.31	29.53	0.14	29.0	0.4	25.2	0.2	21.3	-0.4	
2012年12月	28.25	0.39	29.33	0.31	28.7	0.2	25.0	-0.2	22.4	-0.5	
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		

2.4.2 冬 (2011年12月~2012年2月)

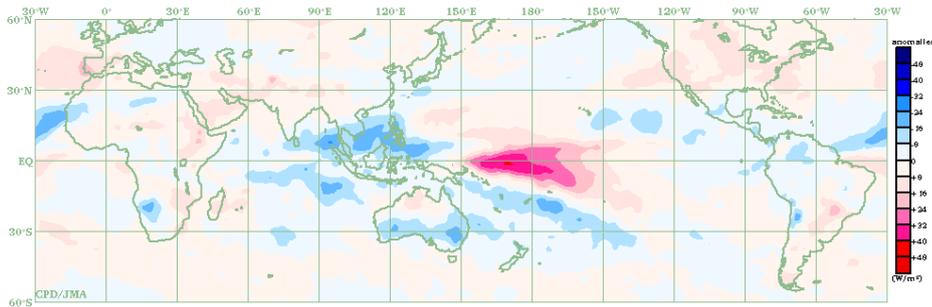
東部太平洋赤道域の海面水温はラニーニャ現象の傾向を示し、対流活動や大気循環にはラニーニャ現象時の特徴が見られた。

熱帯の対流活動 (第2.4.4図) は、インド洋東部からフィリピン付近、南米北部から北大西洋にかけて平年より活発、赤道域の日付変更線付近で不活発だった。

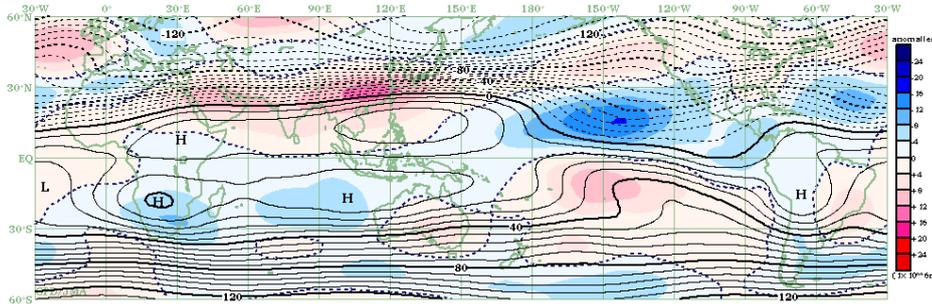
対流圏上層 (第2.4.5図) では、インド洋で高気圧性循環偏差、太平洋中部から東部で低気圧性循環偏差となった。中国南部では高気圧性循環偏

差が分布した。12月はアジア南部で高気圧性循環偏差が明瞭だった (第2.4.7図)。対流圏下層 (第2.4.6図) では、インド洋で低気圧性循環偏差、太平洋西部から中部で高気圧性循環偏差だった。赤道域では、インド洋で西風偏差、太平洋西部から中部では東風偏差が持続し、東西循環 (ウォーカー循環) は平年より強かった (第2.4.3図)。

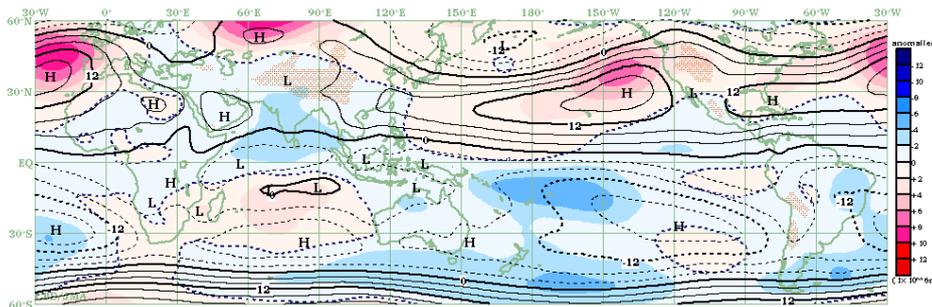
赤道季節内振動 (MJO) に伴う対流活発な位相の東進は2月に明瞭で、大西洋からインド洋を東進した (第2.4.2図)。



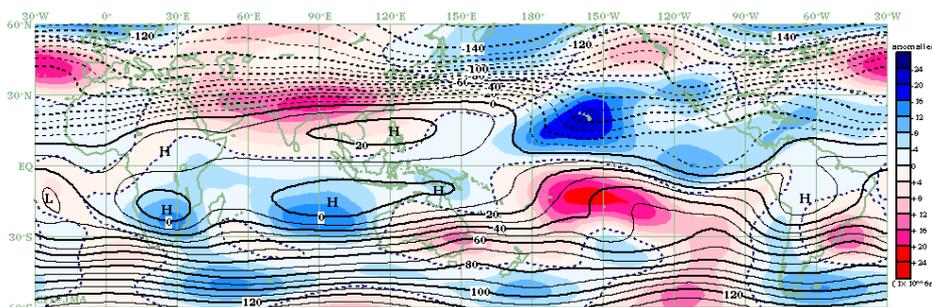
第2.4.4図 3か月平均外向き長波放射量 (OLR) 平年偏差 (2011年12月~2012年2月) 熱帯域では、負偏差 (寒色) 域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差 (暖色) 域は平年より不活発と推定される。



第2.4.5図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2011年12月~2012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2.4.6図 3か月平均850hPa流線関数・平年偏差 (2011年12月~2012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 (2011年12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（2012年3～5月）

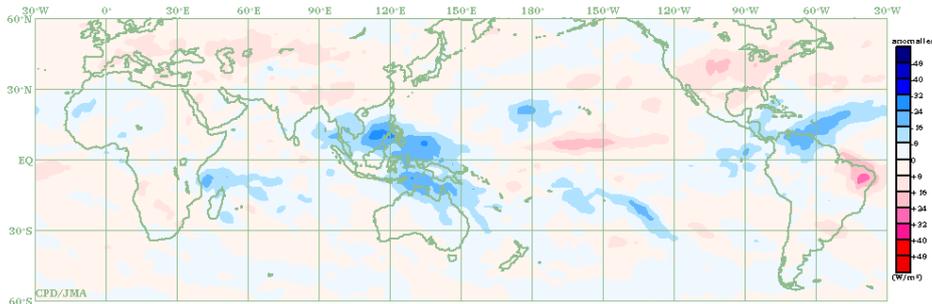
対流活動や大気循環には冬に引き続いてラニーニャ現象時の特徴が見られた。

熱帯の対流活動（第2.4.8図）は、インドシナ半島からインドネシア付近、南米北部付近で平年より活発、太平洋中部、ブラジル北東部で不活発だった。特に3月（第2.4.11図）はインドネシアからフィリピン付近で対流活動が非常に活発となった。

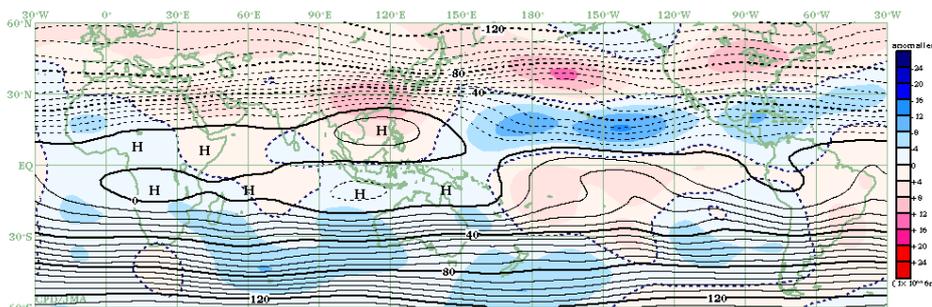
対流圏上層（第2.4.9図）では、季節を通して

北太平洋中部から北大西洋熱帯域にかけて東西に広く低気圧性循環偏差が分布した。中国南部では明瞭な高気圧性循環偏差が見られた。対流圏下層（第2.4.10図）では、北インド洋から北太平洋西部で低気圧性循環偏差だった。太平洋西部から中部の赤道域では冬に引き続いて東風偏差が卓越した（第2.4.3図）。

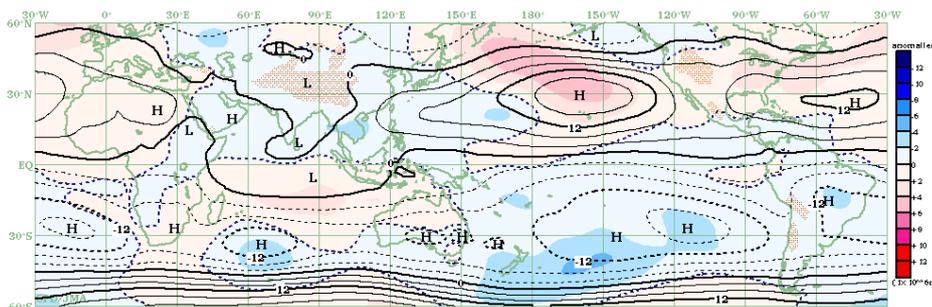
赤道季節内振動(MJO)は3月から4月中旬にかけて東進が明瞭だった（第2.4.2図）。



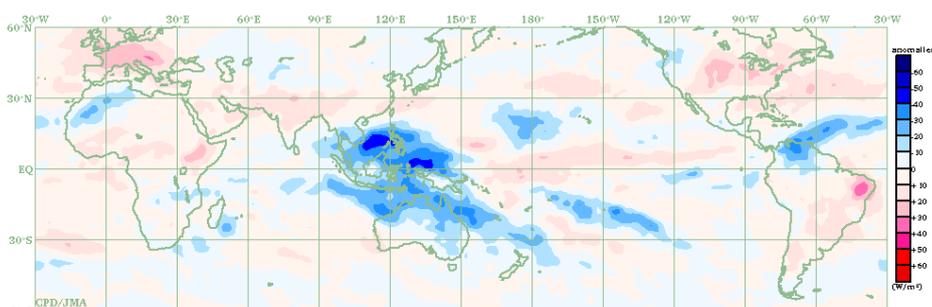
第2.4.8図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2012年3～5月)
熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。



第2.4.9図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2012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 (2012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 (2012年3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。

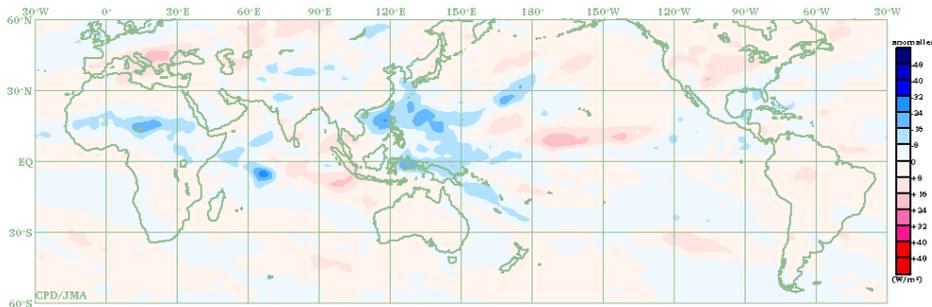
2.4.4 夏 (2012年6~8月)

熱帯の対流活動(第2.4.12図)は西部太平洋赤道域、南シナ海北部からフィリピンの東海上、インド洋西部、アフリカで平年より活発、太平洋中部の熱帯収束帯(ITCZ)、インド洋東部で不活発だった。

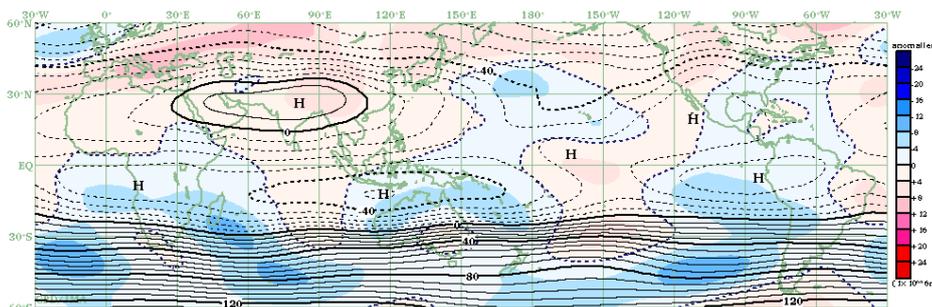
対流圏上層(第2.4.13図)では、チベット高気圧は東側で平年より強く、北太平洋中央部のトラフは平年より深かった。対流圏下層(第2.4.14図)では、北西太平洋のモンスーントラフは平年

より深かった。6月(第2.4.15図)は、モンスーントラフが明瞭で、アジアモンスーンに伴う循環は東側で平年より強かった。北太平洋の高気圧性循環は平年より強かった。太平洋西部から中部の赤道域では、東風偏差と西風偏差が周期的に現れた(第2.4.3図)。

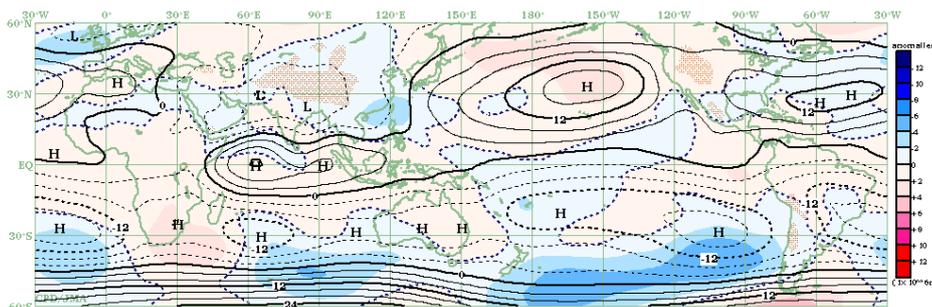
赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は季節を通して明瞭で、40~50日周期で東進した(第2.4.2図)。



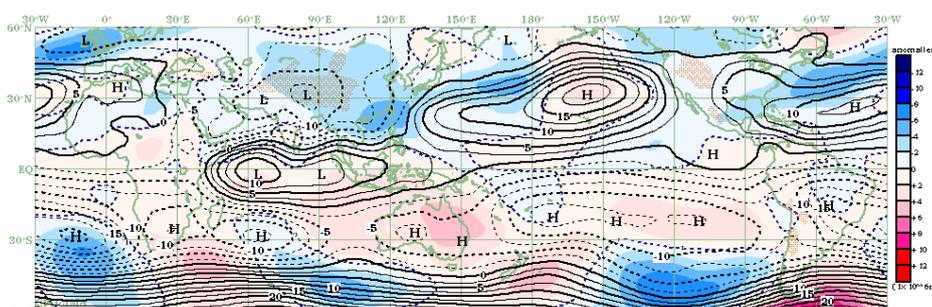
第2.4.12図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差(2012年6~8月)
熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。



第2.4.13図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差(2012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(2012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(2012年6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。

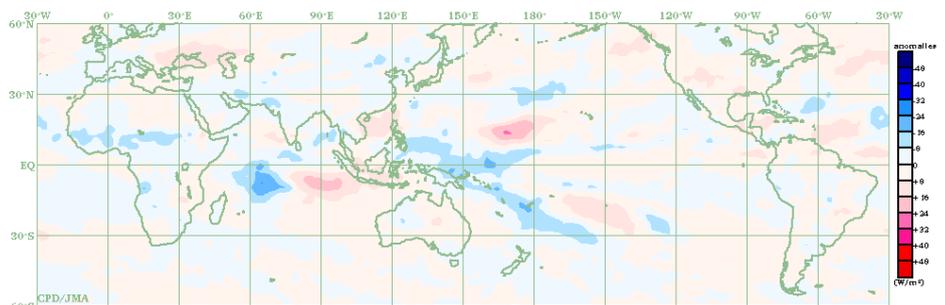
2.4.5 秋 (2012年9~11月)

熱帯の対流活動(第2.4.16図)は、インド洋西部、西部太平洋赤道域、南太平洋収束帯(SPCZ)、アフリカで平年より活発、南インド洋東部、南シナ海で不活発だった。

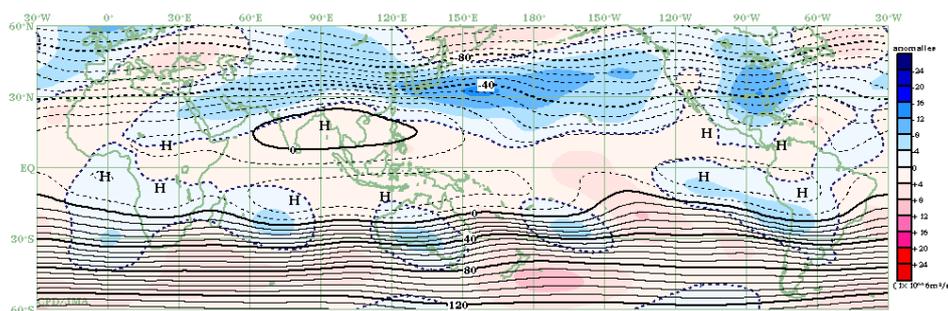
対流圏上層(第2.4.17図)では、北インド洋からフィリピン付近の高気圧性循環が平年より強かった。この高気圧性循環は11月(第2.4.19図)に特に強まり、フィリピン付近では平年と比べて赤道寄りだった。20°N~40°N付近は東西に広く低

気圧性循環偏差となった。対流圏下層(第2.4.18図)では、太平洋の亜熱帯高気圧は北太平洋東部と南太平洋で平年より強かった。フィリピン付近は高気圧性循環偏差だった。太平洋西部の赤道域では10月から11月にかけて東風偏差となった(第2.4.3図)。

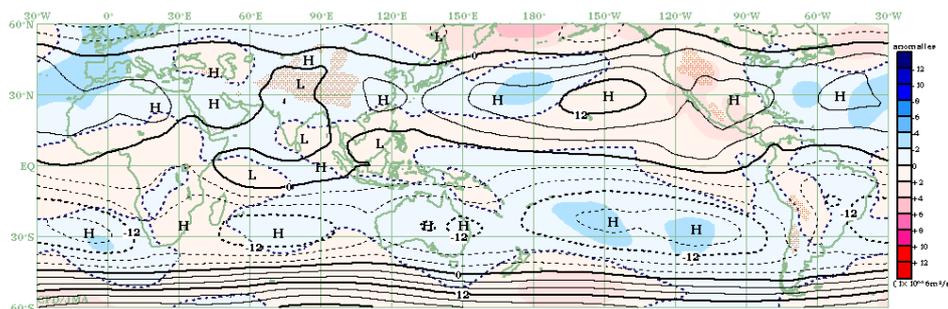
赤道季節内振動(MJO)に伴う対流活発な位相は、10月から11月前半にかけて東進が明瞭だった(第2.4.2図)。



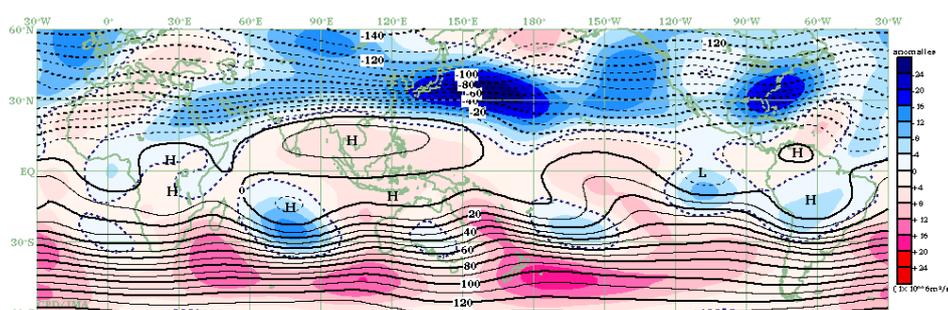
第2.4.16図 3か月平均外向き長波放射量(OLR) 平年偏差 (2012年9~11月)
熱帯域では、負偏差(寒色)域は積雲対流活動が平年より活発で、正偏差(暖色)域は平年より不活発と推定される。



第2.4.17図 3か月平均200hPa流線関数・平年偏差 (2012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 (2012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200hPa流線関数・平年偏差 (2012年11月)
等値線は実況値を表し、間隔は $10 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。陰影は平年偏差を表し、北半球(南半球)では、暖色は高気圧(低気圧)性循環偏差、寒色は低気圧(高気圧)性循環偏差を示す。

2.4.6 台風

2012年の台風の発生数は25個(平年値25.6個)で平年並となった(第2.4.2表)。月別に見ると、6月に4個(平年値1.7個)、9月が3個(平年値4.8個)であった以外に目立った偏りはなかった。

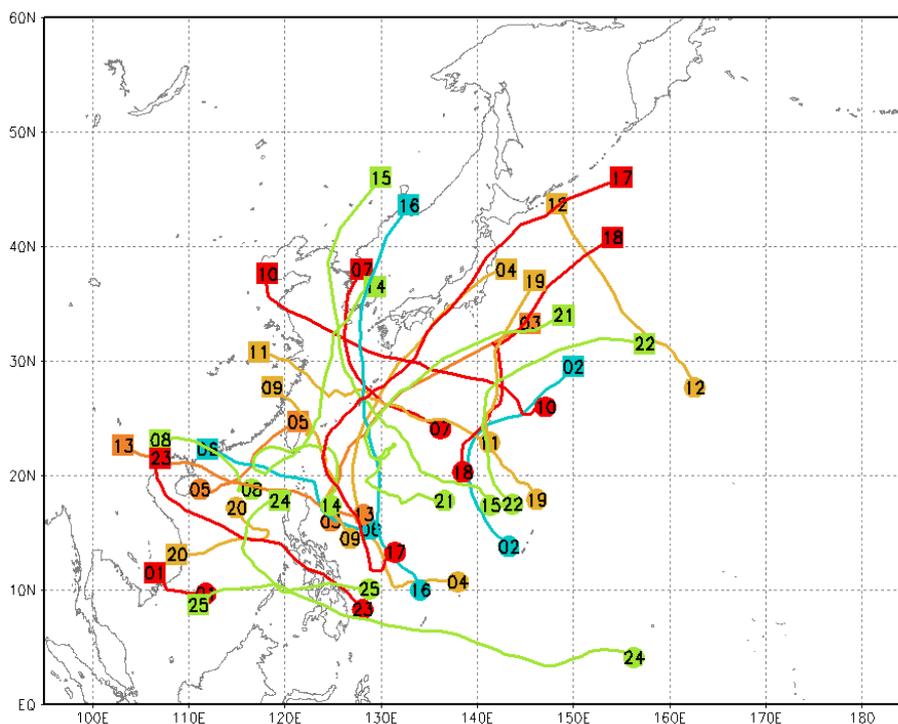
一方、台風の接近数は1951年以降で4番目に多い17個(平年値11.4個)となった。これは、沖縄・奄美及び伊豆諸島・小笠原諸島への接近数がそれぞれ12個(平年値7.6個)、9個(平年値5.4個)と多かったためであり、本土への接近数は平年並の6個(平年値5.5個)だった。接近した台風のうち、第15号、第16号、第17号は、3個連続して非常に強い勢力を保ったまま沖縄本島周辺を通過した。

日本に上陸した台風は第4号及び第17号の2個(平年値2.7個)だった(第2.4.20図)。

第2.4.2表 2012年の台風一覧

番号	呼名	台風期間(UTC)	階級 ¹⁾	最大風速(knots) ²⁾
T1201	PAKHAR	3/29 - 4/1	TS	40
T1202	SANVU	5/22 - 5/27	STS	60
T1203	MAWAR	6/1 - 6/6	TY	75
T1204	GUCHOL	6/13 - 6/19	TY	100
T1205	TALIM	6/17 - 6/20	STS	50
T1206	DOKSURI	6/26 - 6/29	TS	40
T1207	KHANUN	7/16 - 7/18	STS	50
T1208	VICENTE	7/21 - 7/24	TY	80
T1209	SAOLA	7/28 - 8/3	TY	70
T1210	DAMREY	7/28 - 8/3	TY	70
T1211	HAIKUI	8/3 - 8/9	TY	65
T1212	KIROGI	8/6 - 8/10	STS	50
T1213	KAI-TAK	8/13 - 8/18	TY	65
T1214	TEMBIN	8/19 - 8/30	TY	80
T1215	BOLAVEN	8/20 - 8/29	TY	100
T1216	SANBA	9/11 - 9/17	TY	110
T1217	JELAWAT	9/20 - 10/1	TY	110
T1218	EWINIAR	9/24 - 9/29	STS	50
T1219	MALIKSI	10/1 - 10/4	STS	50
T1220	GAEMI	10/1 - 10/6	STS	50
T1221	PRAPIROON	10/7 - 10/19	TY	90
T1222	MARIA	10/14 - 10/18	STS	50
T1223	SON-TINH	10/23 - 10/29	TY	85
T1224	BOPHA	11/26 - 12/9	TY	100
T1225	WUKONG	12/25 - 12/28	TS	40

- 1) 最大風速による階級
 TS: tropical storm
 STS: severe tropical storm
 TY: typhoon
- 2) 10分間平均した値



第2.4.20図 2012年の台風経路図

経路の両端の●と■は台風(第1号～第25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

エルニーニョ監視海域の海面水温が基準値（前年までの30年平均値）より低い傾向（基準値との差の5か月移動平均が -0.5°C 以下）が2011年秋から2011/2012年冬にかけて続いたが、持続期間が短かったため、ラニーニャ現象とはならなかった。その後、2012年夏に同海域の海面水温が基準値より高い状態となったが、この状態も秋には解消し、エルニーニョ現象にはならなかった。

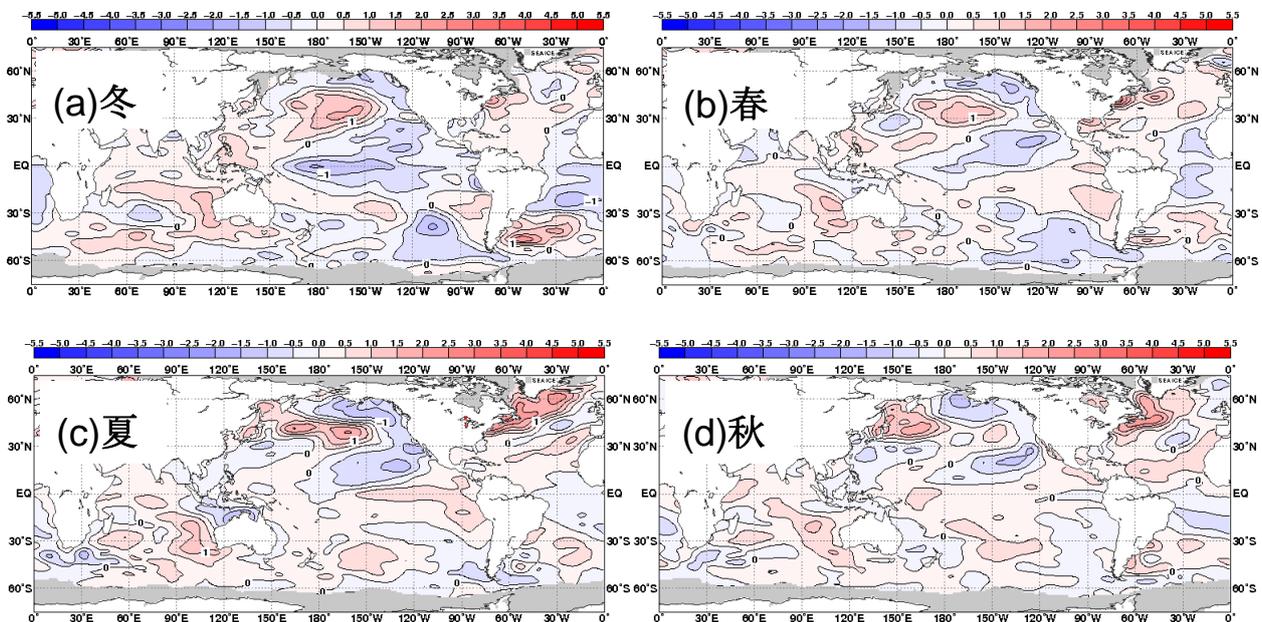
太平洋赤道域の海面水温は、2011/2012年冬に、中部から東部にかけて負偏差だった（第2.5.1図(a)）。春には、中部から東部の負偏差は弱まり（第2.5.1図(b)）、夏には、中部から東部まで正偏差となったが（第2.5.1図(c)）、秋には、正偏差は不明瞭となり、東部で弱い負偏差となった（第2.5.1図(d)）。

エルニーニョ監視海域の海面水温（月別値）の基準値との差は、2011年11月の -1.1°C から2012年8月に $+0.8^{\circ}\text{C}$ まで上昇した後、下降に転じ、9月以降は $-0.2\sim+0.3^{\circ}\text{C}$ 程度であった（第2.5.2図）。一方、南方振動指数は2011年12月の $+2.2$ から

2012年6月に -0.7 まで下降した後、7月以降は $-0.5\sim+0.5$ 程度であった（第2.5.2図）。

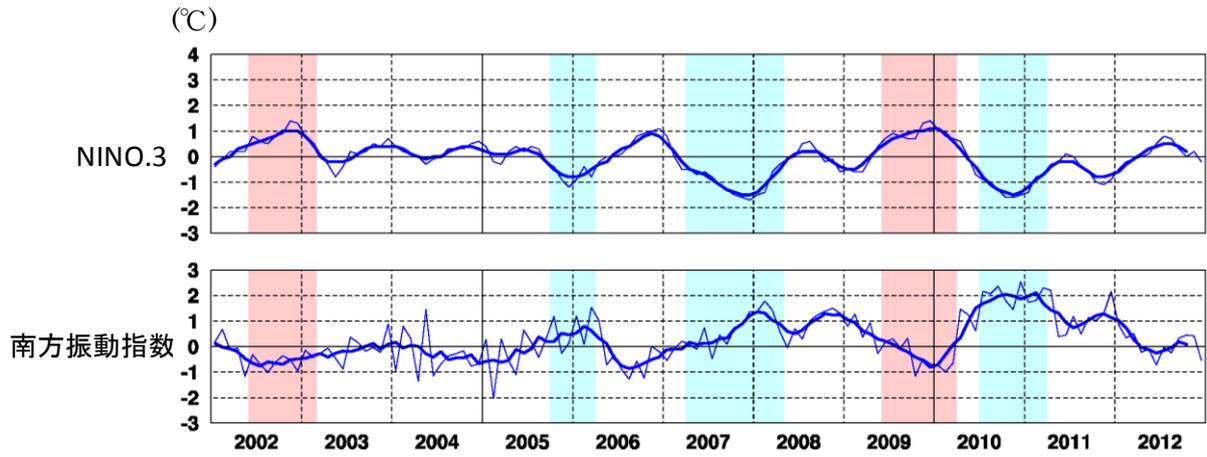
太平洋赤道域の海面水温・表層貯熱量の時間変化を見ると（第2.5.3図）、冬の後半から春にかけて、西部にあった海洋表層の暖水が東進し、それに伴って東部の海面水温の負偏差が弱まった。春の後半から夏にかけて、西部にあった海洋表層の暖水が東進し、東部で海面水温の正偏差が強まった。

その他の海域で目立った特徴は以下のとおりである。太平洋では、北太平洋中央部で正偏差、北太平洋東部で負偏差となる太平洋十年規模振動(PDO)の偏差パターンが、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、最近北太平洋中央部で正偏差となる負のPDOパターンが持続している。インド洋では、オーストラリア西岸付近で一年を通じて顕著な正偏差となった。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。南大西洋熱帯域では、一年を通じて顕著な負偏差であった（第2.5.1図）。

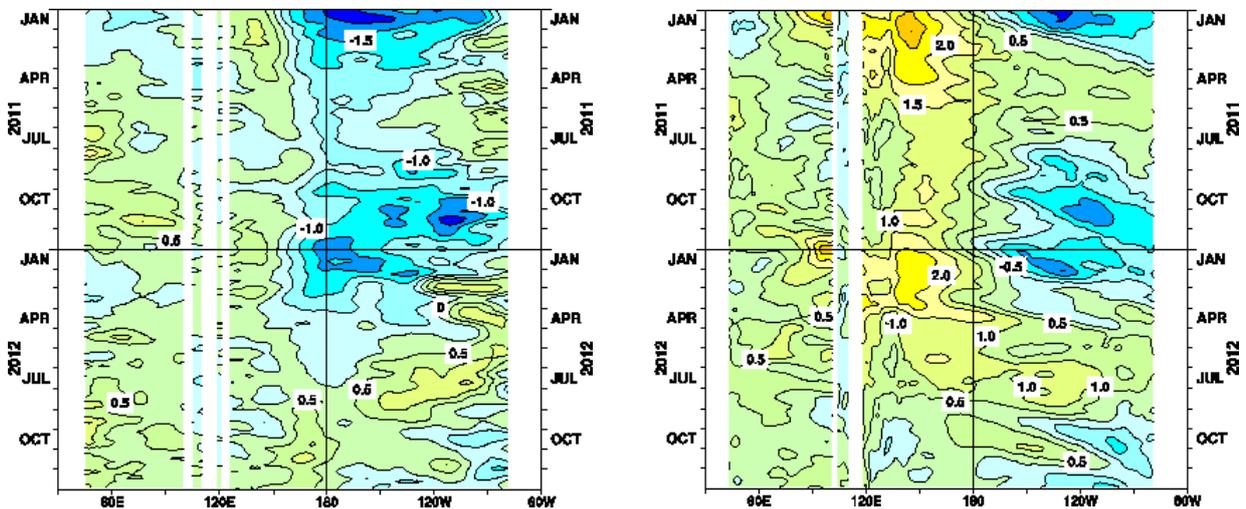


第2.5.1図 季節平均海面水温平年偏差図（2012年）

(a)冬（2011年12月～2012年2月）、(b)春（3～5月）、(c)夏（6～8月）、(d)秋（9～11月）。等値線の間隔は 0.5°C 。灰色の陰影は海氷域を表す。



第 2.5.2 図 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。



第 2.5.3 図 2011 年 1 月～2012 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

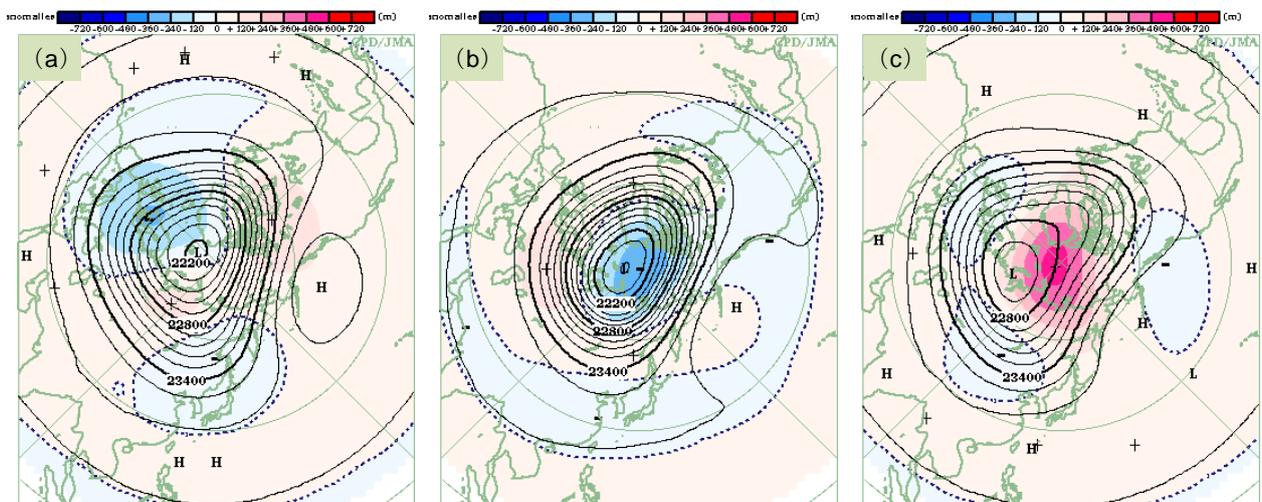
2011/2012 年冬季の北半球成層圏では、極うずは平年よりやや弱かったものの、期間を通して概ね極付近に位置した。成層圏突然昇温は、小規模突然昇温が1月中旬に発生したのみで、2010/2011 年冬季に続いて大規模突然昇温は発生しなかった。本節では、1月中旬の小規模突然昇温を含む、成層圏の大気循環場の特徴について述べる。また、成層圏と対流圏を行き来した惑星波（プラネタリー波）の波束が対流圏のブロッキング高気圧の強化に寄与したとみられる1月中旬の事例についても併せて報告する。

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年にベルリン自由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す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℃以上の昇温が見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)。

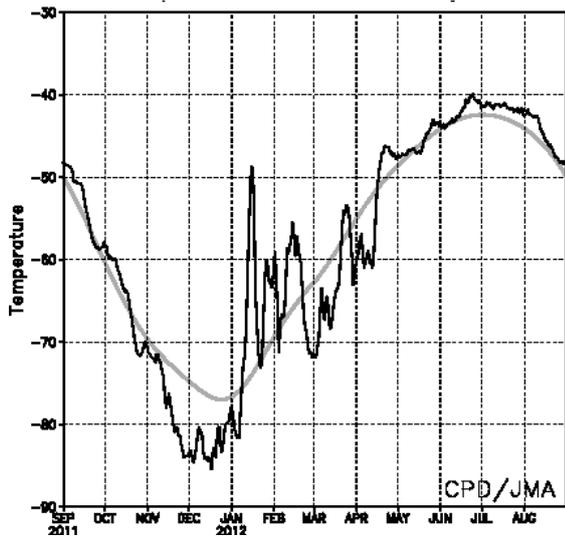
2.6.1 北半球成層圏の循環場の推移

はじめに、冬(12~2月)平均の30hPa高度分布を第2.6.1図(a)に示す。極うずの中心は極付近に位置し、極付近では大きな偏差は見られないが、ヨーロッパ北部付近で負偏差、カナダ北部で正偏差となっている。2008/2009年(図略)、2009/2010年冬(第2.6.1図(c))は大規模突然昇温が発生し、極付近に明瞭な正偏差が現れた。2010/2011年冬(第2.6.1図(b))は、大規模突然昇温が発生せず、極うずが平年より強かった。2011/2012年冬の極うずは2010/2011年冬と比べても強くなかった。

次に、成層圏の循環場の冬期間の推移について述べる。北極上空30hPaの気温(第2.6.2図)は、11月後半から1月はじめにかけては平年より低い状態が続いた。これに対応して、12月の極うずは平年より強かった(第2.6.3図(a))。1月になると極うずが弱まり(第2.6.3図(b))、北米西岸には明瞭な高気圧が分布した。北極上空の気温は1月中旬に急上昇し、小規模突然昇温が発生した(次項で詳述)。しかし、気温は数日で平年に近い値まで低下した。2月の極うずは1月と同様に平年より弱かった(第2.6.3図(c))。2月以降、北極上空の気温は変動を繰り返しながら推移し、突然昇温が発生することなく4月下旬に北半球成層圏の高緯度は冬の循環(西風)から夏の循環(東風)に変わった(図略)。



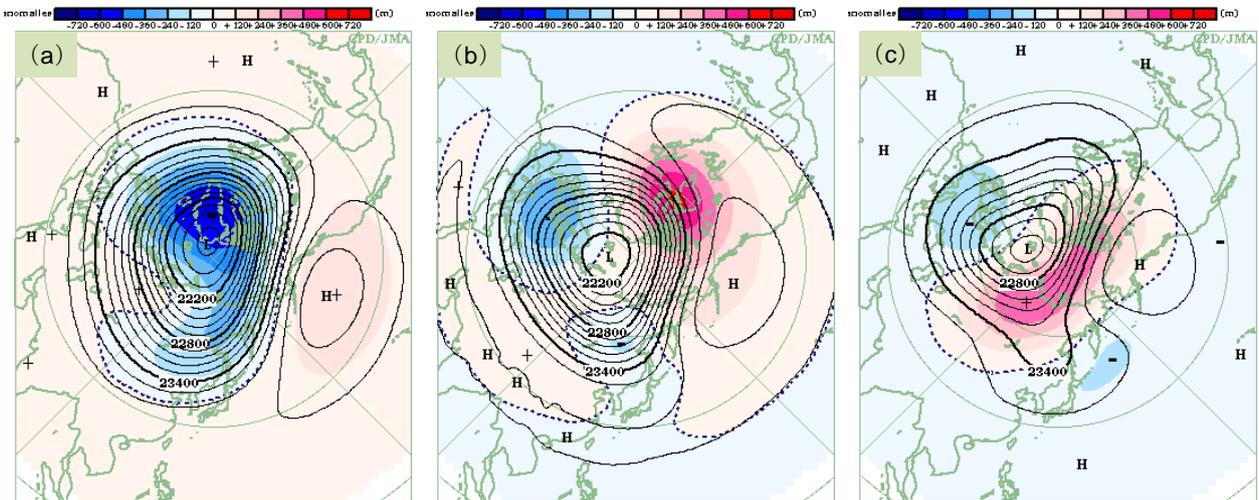
第2.6.1図 冬(12~2月)平均30hPa高度(等値線)及び平年偏差(陰影)(単位:m)
(a)2011/2012年、(b)2010/2011年、(c)2009/2010年。等値線間隔は120m。



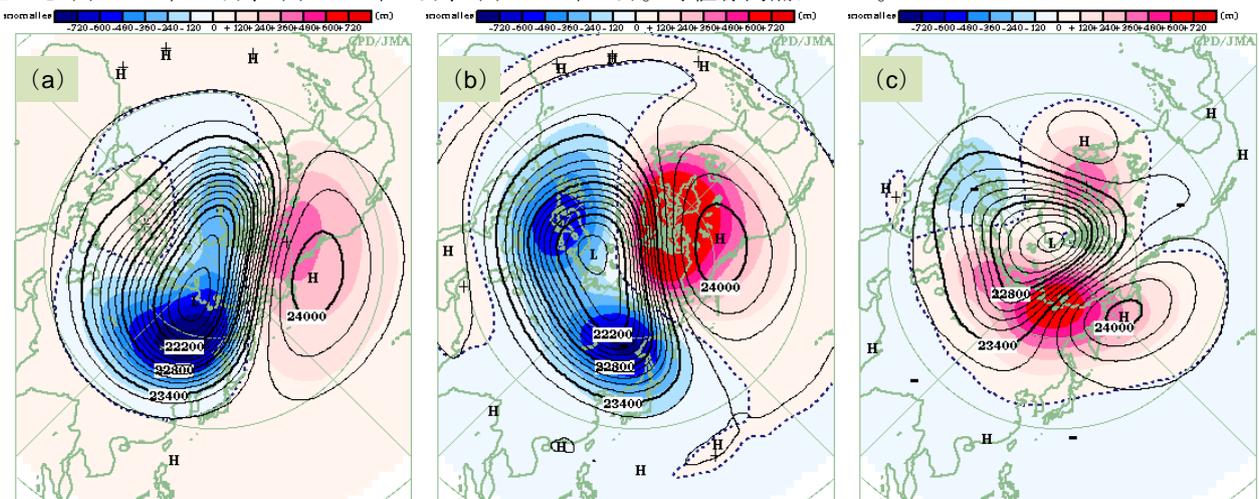
第 2.6.2 図 30hPa 高度における北極の気温の時系列
(2011 年 9 月～2012 年 8 月) (単位 : °C)
黒線は実況値、灰色線は平年値を示す。

2.6.2 1 月中旬の小規模昇温

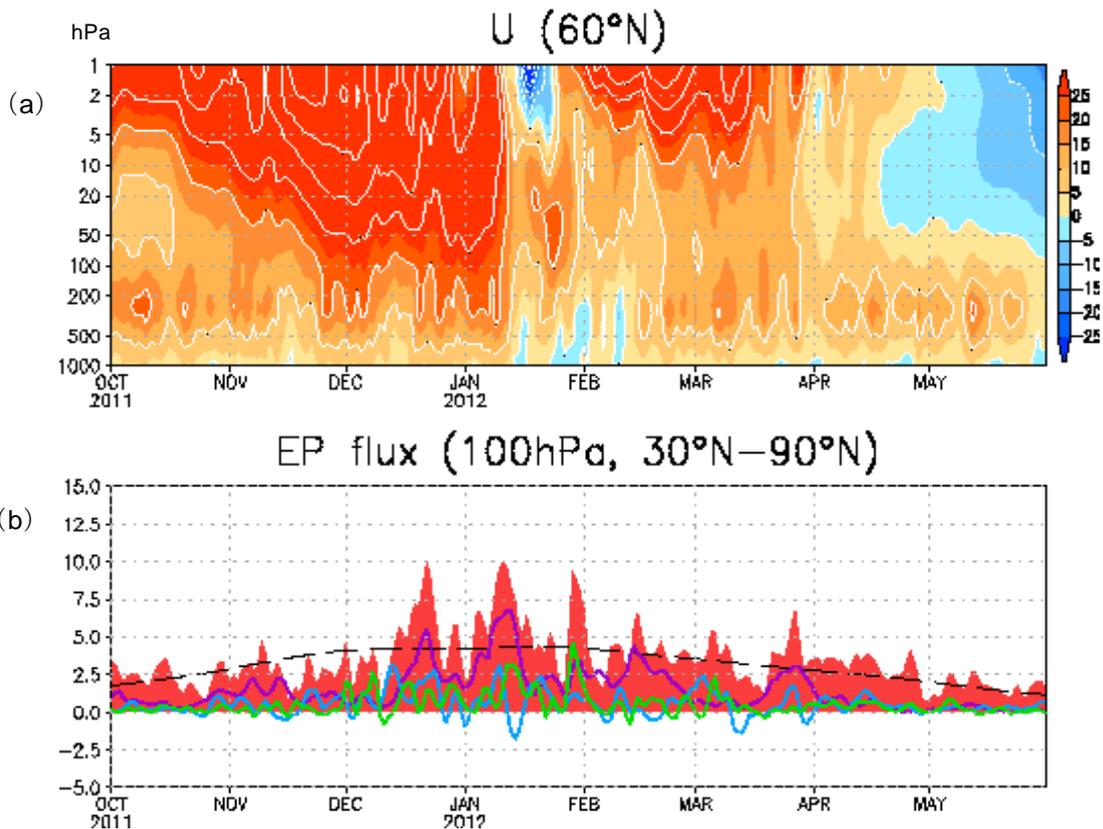
第 2.6.4 図は、1 月中旬に発生した突然昇温現象の前後の期間における 30hPa 高度の推移である。12 月中旬までは極うずは平年より強く、これに対応して北極上空の気温も平年より低かったが、12 月下旬になると極うずが弱まり、北太平洋東部には高気圧が発生した (第 2.6.4 図(a))。対流圏界面付近における Eliassen-Palm (EP) フラックス (Palmer 1982) の鉛直成分は、この時期に主に波数 1 成分の値が増加しており (第 2.6.5 図(b))、対流圏からの惑星波の波束伝播があったことがわかる。



第 2.6.3 図 月平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影) (単位 : m)
左から (a)2011 年 12 月、(b)2012 年 1 月、(c)2012 年 2 月。等値線間隔は 120m。



第 2.6.4 図 半月平均 30hPa 高度 (等値線) 及び平年偏差 (陰影) (単位 : m)
(a)2011 年 12 月 22～26 日、(b)2012 年 1 月 11～15 日、(c)2012 年 1 月 26～30 日。等値線間隔は 120m。



第 2.6.5 図 (a) 60°N における帯状平均東西風の時間-高度断面図 (単位: m/s) 及び (b) 100hPa 気圧面における 30°N~90°N 平均 EP フラックス鉛直成分の時系列 (単位: m^2/s^2) (2011 年 10 月~2012 年 5 月) (下段) の紫線、水色線、緑線はそれぞれ東西波数 1, 2, 3 の惑星波に伴う EP フラックス、点線は平年値を示す。

この高気圧は 1 月上旬に一旦弱まったが、1 月中旬に再び上層への波束伝播が見られ、カナダ西部付近で高気圧が発達し (第 2.6.4 図 (b))、突然昇温をもたらされた。このときの対流圏から成層圏への波束伝播の様子を、Plumb (1985) を用いて詳しく見ると (第 2.6.6 図 (a) と (b)、第 2.6.7 図 (a))、対流圏のオホーツク海付近のトラフから上方へ伝播した波束のほか、西シベリア付近のリッジから上方に射出され、成層圏に伝播した波束があった。これらが突然昇温に対応した高気圧の形成に寄与したとみられる。成層圏高緯度域の極夜ジェットは弱まったが、10hPa 面より下層では東風に反転するまでには至らず (第 2.6.5 図 (a))、小規模昇温にとどまった。カナダ西部付近の高気圧は数日で弱まり、極付近の気温も平年に近い値まで低下した。

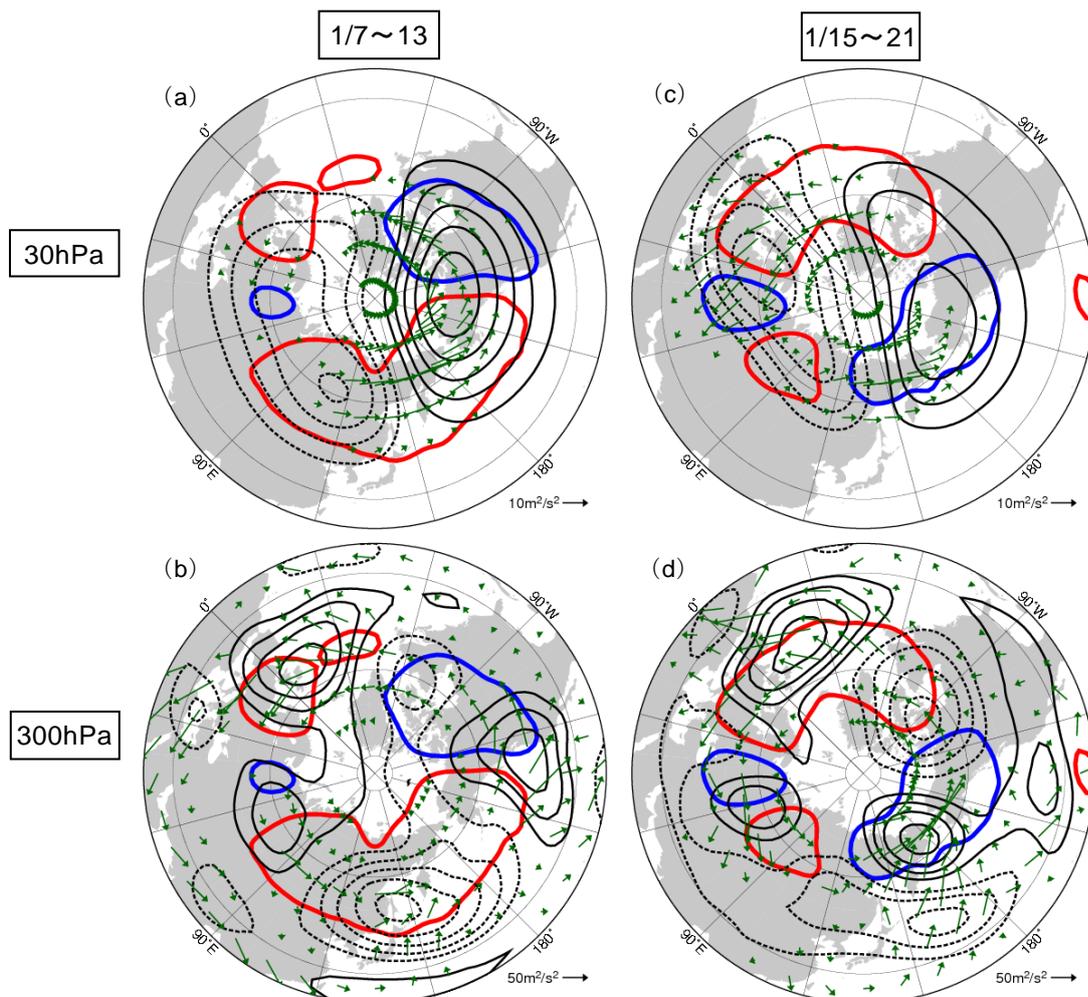
その後、1 月末には EP フラックスの鉛直成分の増加に伴い、アリューシャン付近で高気圧の発達

が見られ (第 2.6.4 図 (c))、極付近の気温も上昇したが、突然昇温には至らなかった。

2.6.3 1 月中旬のブロッキング高気圧に対する成層圏の影響

1 月中旬頃、対流圏上層ではベーリング海付近にブロッキング高気圧が形成された。このブロッキング高気圧はその後、ユーラシア大陸上を西進し、中央アジアからヨーロッパに顕著な低温をもたらしたユーラシア大陸北部の強勢な高気圧の形成の一因となった。このブロッキング高気圧の形成時期における対流圏と成層圏の間の波束伝播の様子を第 2.6.6 図 ((c) 30hPa、(d) 300hPa) 及び第 2.6.7 図 (b) に示す。これを見ると、波束がヨーロッパ方面から対流圏と成層圏を行き来しながら東に伝播し、太平洋に到達しており、ブロッキング高気圧の形成に寄与したと考えられる。

Nishii and Nakamura (2005) は、南半球対流圏の



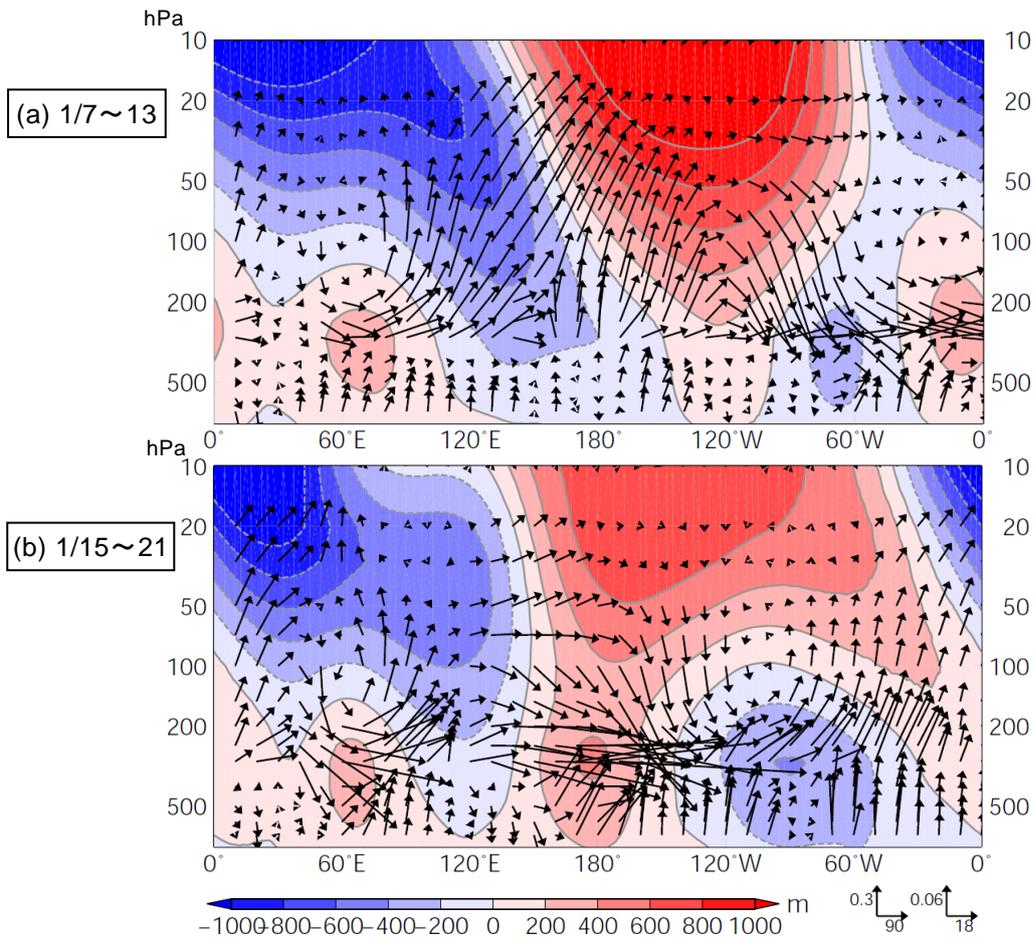
第 2.6.6 図 (a)、(b)2012 年 1 月 7～13 日及び(c)、(d) 1 月 15～21 日平均場における Plumb (1985) の波の活動度フラックスと高度の帯状平均からの差

(a)と(c)は 30hPa 面、(b)と(d)は 300hPa 面を示す。矢印は各気圧面での波の活動度フラックスの水平成分を表し、赤(青)等値線は 100hPa 面における鉛直成分が上(下)向きで、大きさが $0.03\text{Pa} \cdot \text{m/s}^2$ を超える領域を示す。黒等値線は各気圧面の 7 日平均高度の帯状平均からの差(等値線間隔は(a)と(c)では 200m、(b)と(d)では 100m。点線は負の値。0m 線は省略)。

寒帯前線ジェット気流と成層圏の極夜ジェット気流の間を行き来しながら伝播するロスビー波束が対流圏のトラフやブロッキング高気圧の発達や維持に寄与した事例を報告しており、今回の事例と特徴がよく似ている。なお、今回のベーリング海付近でのブロッキング高気圧の形成には、対流圏の亜熱帯ジェット気流に沿った波束伝播も寄与したとみられる(図略)。

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.
- 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.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- WMO, 1978: Abridged Report of Commission for Atmospheric Sciences seventh session item 9.4, *WMO Rep.*, **509**, 35-36.



第 2.6.7 図 (a) 2012 年 1 月 7～13 日及び (b) 1 月 15～21 日平均場における $60^{\circ}\text{N}\sim 65^{\circ}\text{N}$ で平均した高度の帯状平均場からの差 (陰影; 単位 m) 及び Plumb (1985) の波の活動度フラックス (矢印) の鉛直-経度断面図
 波の活動度フラックスのスケールを図の右下に示す (左: $750\sim 300\text{hPa}$ 、右: $250\sim 10\text{hPa}$; 単位 水平成分 m^2/s^2 、鉛直成分 $\text{Pa}\cdot\text{m}/\text{s}^2$)。上層 ($250\sim 10\text{hPa}$) の矢印のスケールは下層 ($750\sim 300\text{hPa}$) の 5 倍であることに注意。

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、夏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。なお、災害による被害情報は、各国の政府機関が発表した情報に基づく。

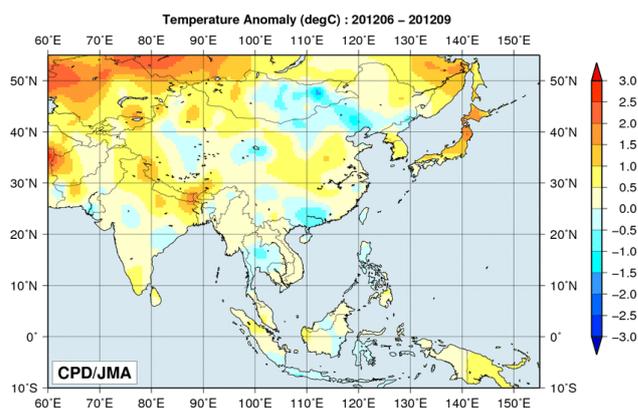
2.7.1 気温と降水量

CLIMAT 報に基づく6～9月の4か月平均気温は、北・東日本、中国中部、モンゴル西部からインド北東部で平年より0.5℃以上高く、中国北東部からモンゴル東部、中国南部で平年より0.5℃以上低かった(第2.7.1図)。

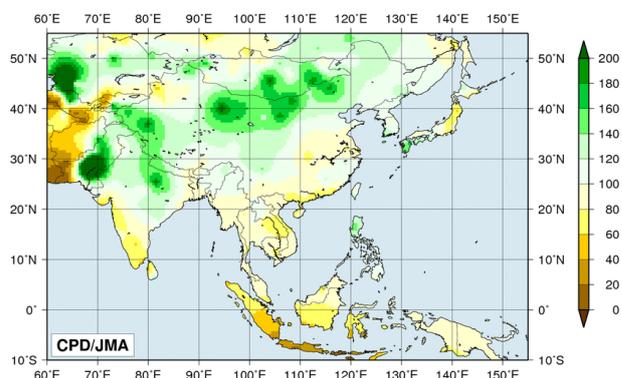
同時期の4か月降水量は、パキスタン南部で平年の200%以上となり、ジャワ島及びその周辺では平年の60%以下だった(第2.7.2図)。こうした状況は外向き長波放射量(OLR)平年偏差分布(第2.7.3図)から推定される積雲対流活動の状況(詳細は第2.7.3項を参照)とおおよそ一致している。

異常多雨は、6月と7月にモンゴル及びその周辺と9月にパキスタンで見られた。一方、異常少雨は6月にインド西部、8月にインドネシア西部で見られた(図省略)。

6月にバングラデシュ及びインド北部のアッサム州で、大雨によりそれぞれ130人以上、120人以上が死亡したと伝えられた。フィリピンでは、8月に台風と活発なモンスーン活動の影響により、少なくとも100人が死亡したと伝えられた。また、パキスタンでは8月下旬以降の大雨により、570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(°C)(2012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(%) (2012年6～9月)
データについては、第1.3.2項を参照。

2.7.2 台風

6～9月の4か月で台風は16個発生し(第2.4.2表)、発生数は平年の16.0個と同じだった。そのうち、8個は東シナ海を通過し、中国から朝鮮半島、日本に接近又は上陸し、5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。

中国とフィリピンでは、台風第9号により合わせて70人以上が死亡し、台風第13号によりフィリピンとベトナムで35人以上が死亡したと伝えられた。

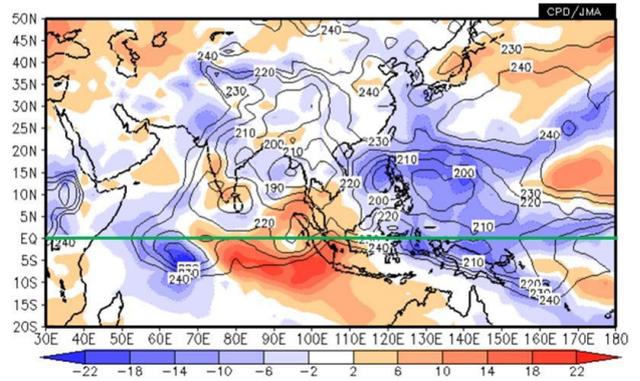
2.7.3 対流活動と大気循環

夏季モンスーン期における対流活動（第2.7.3図）は、インド洋西部、パキスタン、インド北部、ベンガル湾、南シナ海、及び西部太平洋熱帯域で平年より活発だった。一方、インド西・南部、インド洋東部からインドネシア西部にかけては、対流活動が平年より不活発だった。夏季アジアモンスーン OLR 指数（第2.7.1表）を見ると、アジアモンスーン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8月と10月以外は平年より活発であり、特に、フィリピン付近は季節を通じて活発傾向となった（第2.7.4図）。アジアモンスーンに伴う対流活動活発域は、平年の位置と比べて北偏及び東偏傾向だった（第2.7.1表）。8月中頃に西部インド洋赤道域で活発化した対流活動域がインド付近を北上し、9月はじめ頃にパキスタンに到達する様子が見られた（第2.7.5図）。

第2.7.1表 夏季アジアモンスーンOLR指数（2012年5～10月）

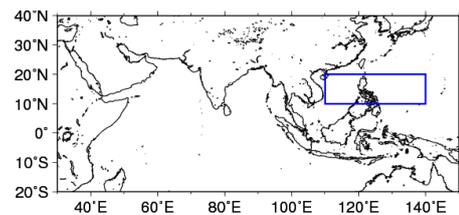
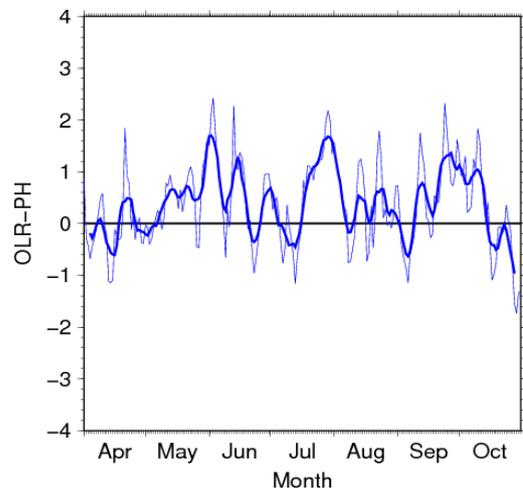
SAMOI (A)の正（負）の値はベンガル湾からフィリピン付近の対流活動が平年より活発（不活発）であることを示す。SAMOI (N)の正（負）の値は対流活発域の位置が平年と比べて北（南）偏したことを、SAMOI (W)の正（負）の値は西（東）偏したことを示す。SAMOIの詳細は第1.4.3項を参照。

	夏のアジアモンスーンOLR指数 Summer Asian Monsoon OLR Index (SAMOI)		
	SAMOI (A): 活動度	SAMOI (N): 北偏度	SAMOI (W): 西偏度
2012年5月	0.7	-0.9	-0.8
2012年6月	0.7	1.2	-1.5
2012年7月	1.0	0.3	-1.4
2012年8月	-0.1	1.5	-1.0
2012年9月	1.5	0.2	0.1
2012年10月	-0.8	-1.2	-1.1



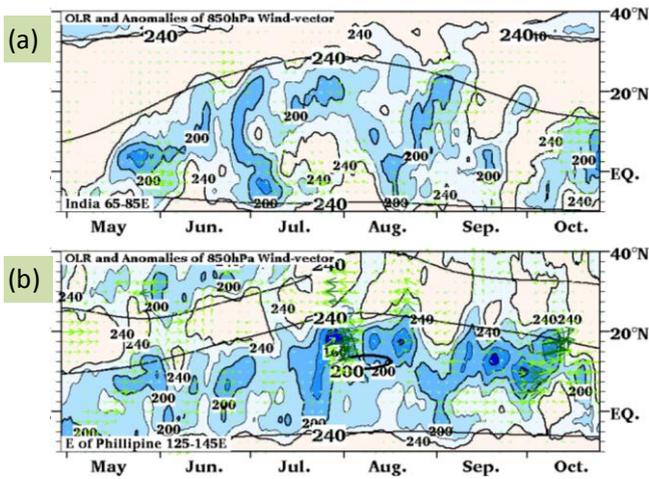
第2.7.3図 4か月平均外向き長波放射(OLR)・平年偏差（2012年6～9月）

等値線は実況値を表し、間隔は10W/m²。陰影域は平年偏差を表し、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。



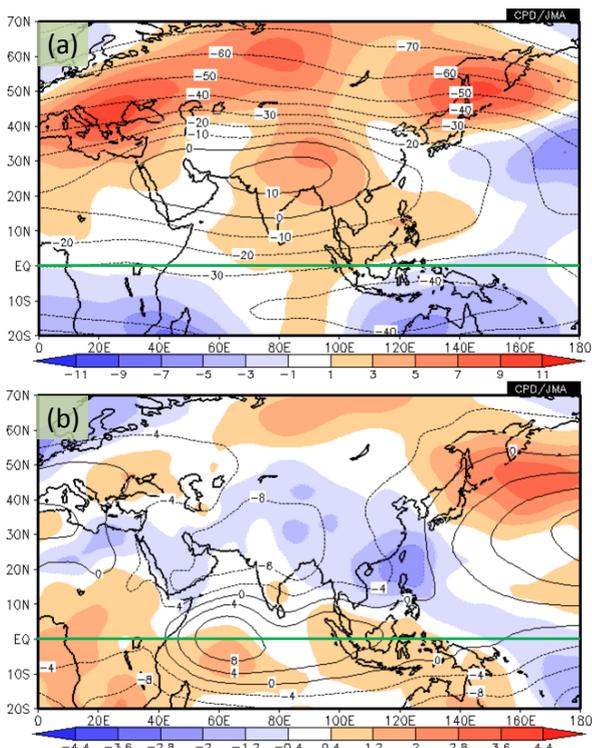
第2.7.4図 フィリピン付近の OLR 指数 (OLR-PH) の推移（2012年4～10月）

OLR-PHは、フィリピン付近（10°N～20°N，110°E～140°E：下図の青線で囲まれた領域）で平均した OLR 平年差の符号を反転させ、標準偏差で規格化した値。正（負）の値は平年と比べて対流活動が活発（不活発）であることを示す。上図の細い青線は日平均値、太い青線は7日移動平均値を表す。



第2.7.5図 7日移動平均した外向き長波放射量(OLR)及び850hPa風ベクトル平年差の緯度・時間断面図(2012年5~10月)

(a)はインド付近(65°E~85°E平均)、(b)はフィリピン東方海上(125°E~145°E平均)。陰影域はOLRを表し、単位は W/m^2 。黒実線はOLR平年値を表し、間隔は $40 W/m^2$ ($240W/m^2$ 以下を描画)。矢印は風ベクトルを示す。



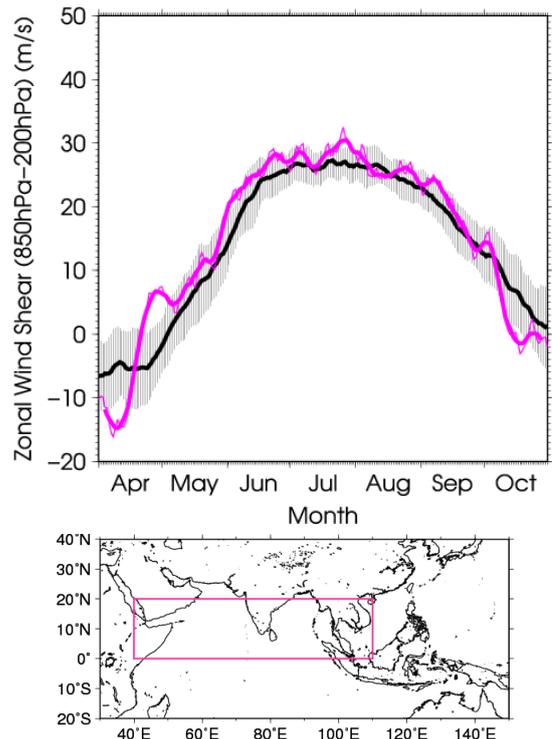
第2.7.6図 4か月平均流線関数・平年偏差(2012年6~9月)

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

対流圏上層では、チベット高気圧は中心付近で平年より強かった(第2.7.6図(a))。対流圏下層では、南シナ海からフィリピン付近にかけてのモンスーントラフは明瞭で、ベンガル湾からフィリピン付近にかけての西風は平年より強かった(第2.7.6図(b))。北インド洋及びアジア南部における鉛直東風シアは平年より強かった(第2.7.7図)。これらの大気循環偏差の特徴は、モンスーンに伴う大規模な循環が平年と比べて強かったことを示している。太平洋高気圧は日本の東海上で平年より強く(第2.7.6図(b))、日本に暑夏をもたらした(詳細は第3.2節を参照)。

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2.7.7図 東西風鉛直シア指数の推移(2012年4~10月)

この指数は、北インド洋及びアジア南部(赤道~20°N, 40°E~110°E: 下図のピンク線で囲まれた領域)で平均した850hPa東西風速から200hPa東西風速を引いた値(Webster and Yang 1992)。上図の細か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。

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、2012年の年最小海氷域面積は、1979年以降で最小となった（第2.8.1図）。北極海の家氷の変動は、放射収支や大気と海洋の間の熱のやり取りの変化を通して、気候に影響を与えることが指摘されており（本田ほか 2007）、その監視はますます重要性を増してきている。この節では、2012年の北極域の家氷の状況を、大気循環の特徴と合わせて記述する。

2.8.1 北極域の家氷域面積の経過

2012年の北極域の家氷域面積（第2.8.2図）は、3月5日に年最大値（1548万km²）となり、年最大値としてはほぼ平年並だった。その後、海氷域面積は5月末まではほぼ平年並のペースで減少したが、6月上旬に急速に減少し、6月中旬以降は過去最小かそれに近い海氷域面積で推移した。例年は8月に入ると海氷域面積の減少速度が鈍るが、2012年は8月を通じて急速な減少が続いた。海氷域面積は、8月19日にはこれまでの最小だった2007年の記録（431万km²）を下回り、9月15日に観測史上最小の336万km²となった（第2.8.1図、第2.8.3図）。

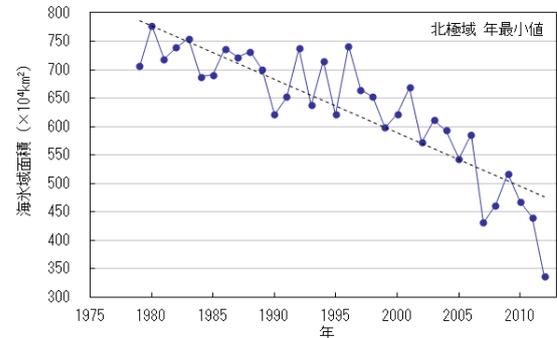
2.8.2 融解期の北極域の大気循環

2012年夏季の対流圏下層（925hPa気圧面）における気温は、ポーフォート海やカナダ多島海では平年より高く経過し、海氷が融解しやすい状況だったとみられる（第2.8.4図）。また、8月上旬に北極海中央部で発達した低気圧の影響で海氷の融解が速まり、海氷の著しい減少に寄与した可能性が考えられる。

北極域の家氷域面積は長期的に減少しており、IPCC（気候変動に関する政府間パネル）第4次評価報告書では地球温暖化との関連を指摘しているが、2012年夏季の顕著な海氷減少は、長期的な海氷域面積の減少傾向に加え、海氷域面積を減少させる気象条件が重なった結果と考えられる。

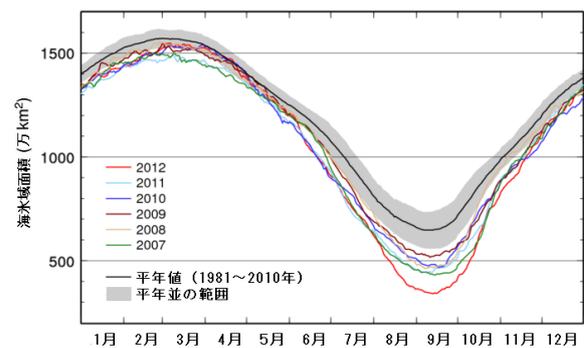
参考文献

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家氷域面積異常. 2005/06年日本の寒冬・豪雪, 気象研究ノート, **216**, 201-208.



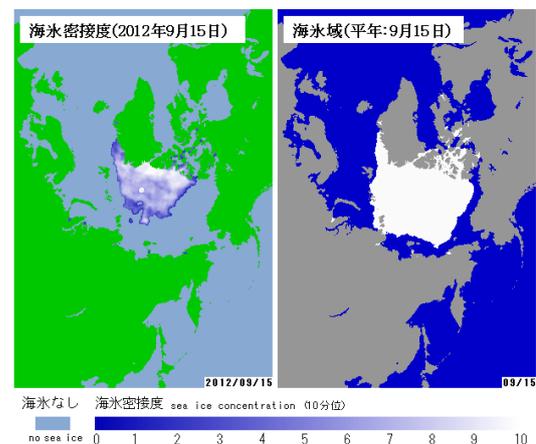
第2.8.1図 北極域の家氷域面積の年最小値の経年変化（1979～2012年）

青色の折れ線は北極域年最小値の家氷域面積の経年変化を示す。点線は変化傾向。

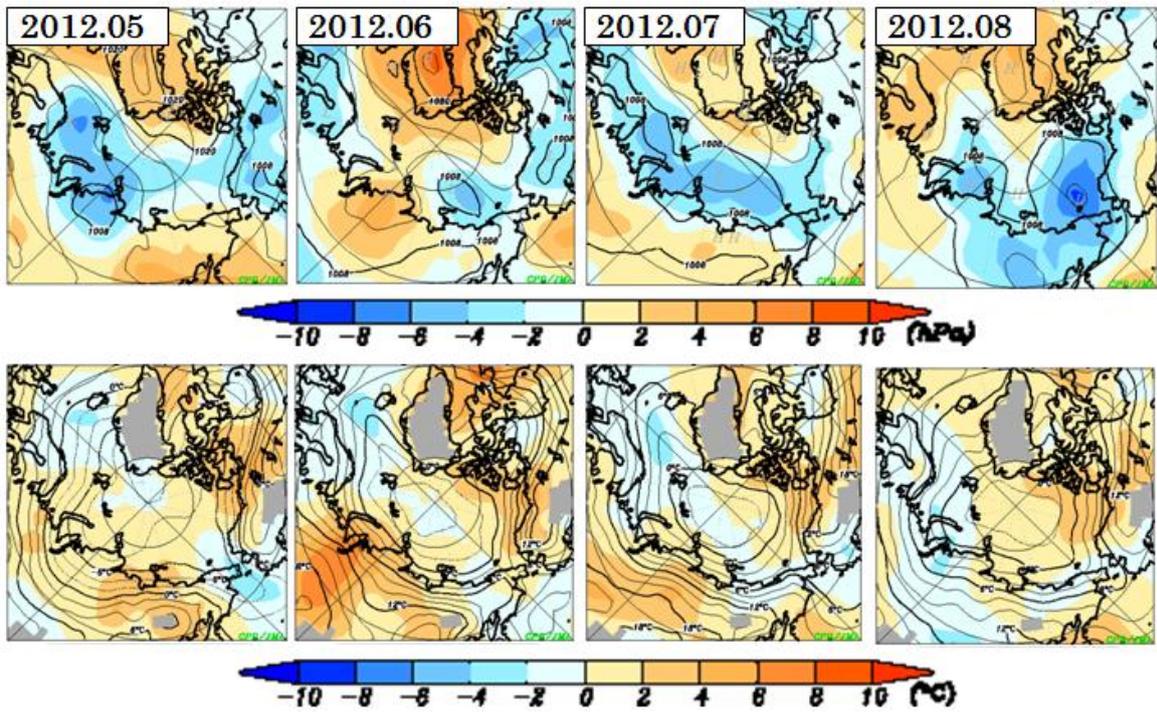


第2.8.2図 北極域の家氷域面積の推移（2007年以降の各年と平年値）

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2.8.3図 2012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）の家氷域（右）



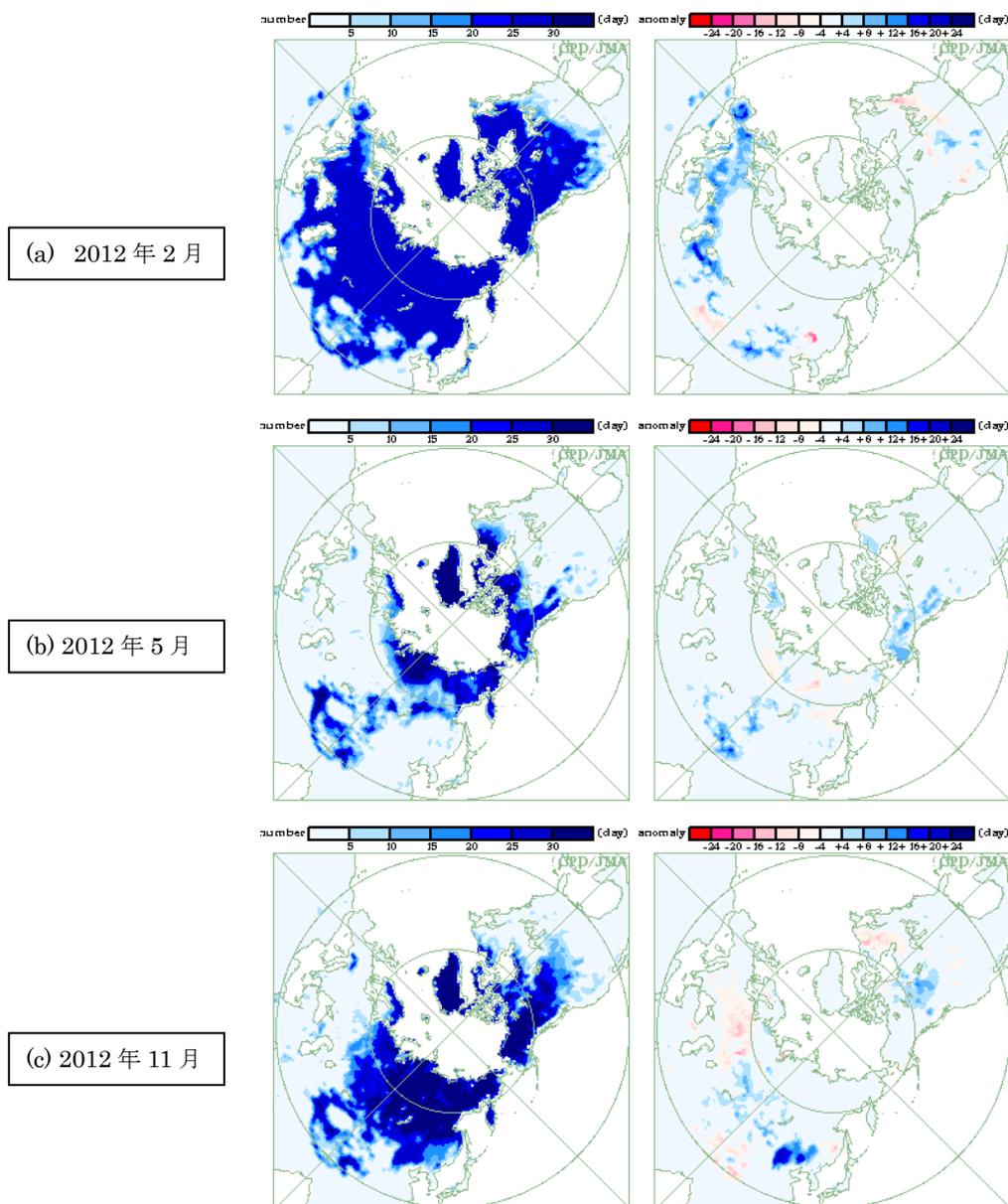
第 2.8.4 図 北極域における月平均地上気圧（上）及び 925hPa 気温（下）（2012 年 5～8 月の各月平均）
 上段の等値線は海面気圧を表し、間隔は 4hPa。下段の等値線は 925hPa 気温を表し、間隔は 2°C。陰影域はそれぞれの平
 年偏差を表す。左から順に 2012 年 5 月から 8 月までの各月平均を示す。

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、結果として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 2012年の特徴

冬（2011年12月～2012年2月）の積雪日数は、中央アジアや中国北部で平年より多かった。また、2月は顕著な寒波に見舞われたヨーロッパから中央アジアの広い範囲で平年を上回った（第2.9.1図(a)）。3月もユーラシア大陸の広い範囲で平年より多く、5月はチベット高原やモンゴル、北米北西部で平年より多かった（同図(b)）。11月はユーラシア大陸東部（特に中国北東部）とカナダ中部で多く、ロシア西部とカナダ東部で少なかった（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）

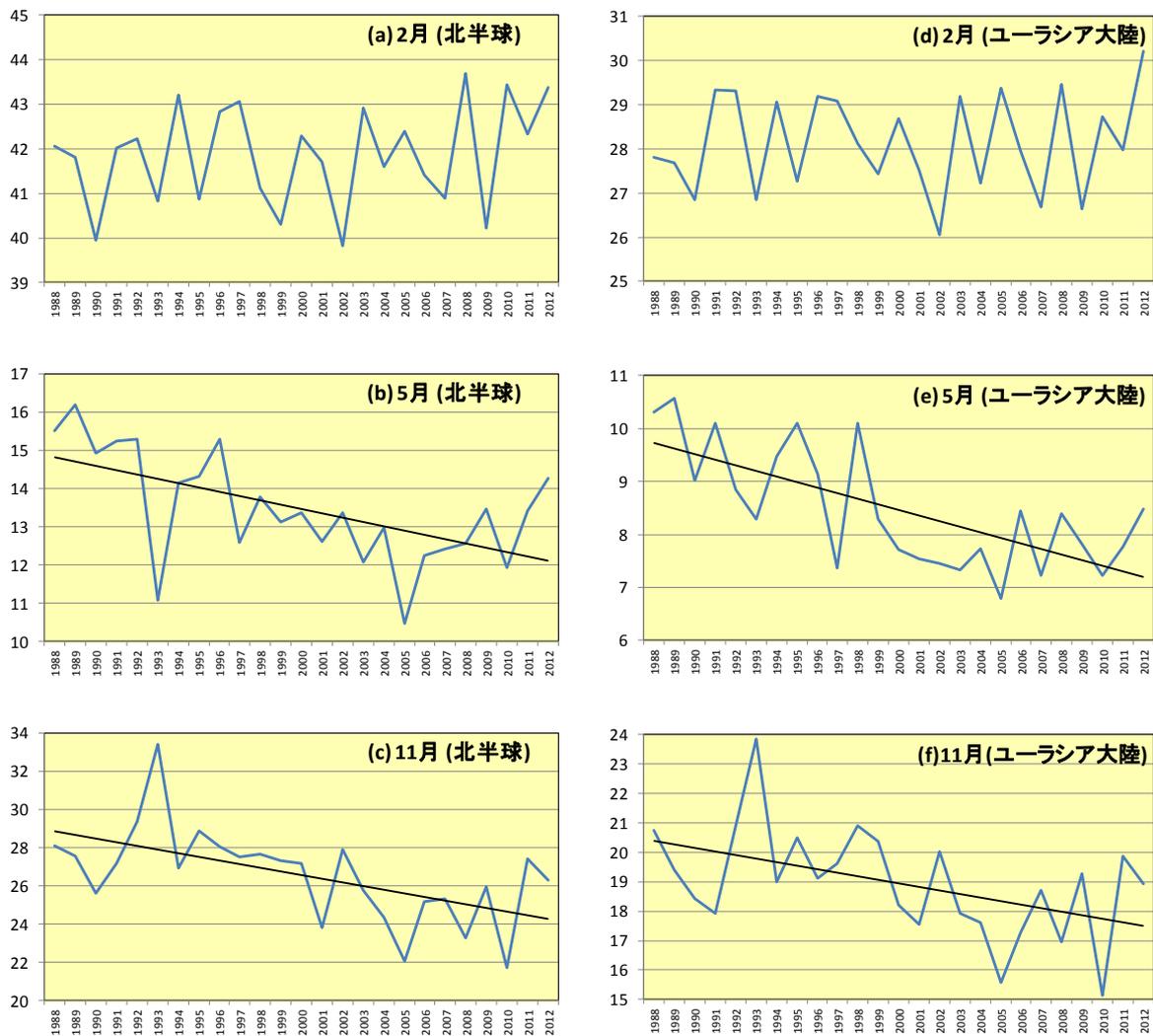
(a) 2012年2月、(b) 5月、(c) 11月。積雪日数は、米国国防省気象衛星(DMSP)に搭載されたマイクロ波放射計(SSM/I・SSMIS)の観測値を用いて、気象庁が開発した手法により解析した値。平年値は1989～2010年平均値。

2.9.2 長期変動

過去 25 年間 (1988~2012 年) における、北半球とユーラシア大陸の積雪域面積の経年変動 (紙面の都合上、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、4・5月や10~12月に減少傾向がある一方、1~3月には統計的に有意な傾向は見られない。ユーラシア大陸の2012年2月の積雪面積は1988年以降では最も大きかった。



第 2.9.2 図 北半球 (30°N 以北; 左) 及びユーラシア大陸 (30°N~80°N, 0°~180°E; 右) の積雪域面積 (10⁶km²) の経年変動 (1988~2012 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

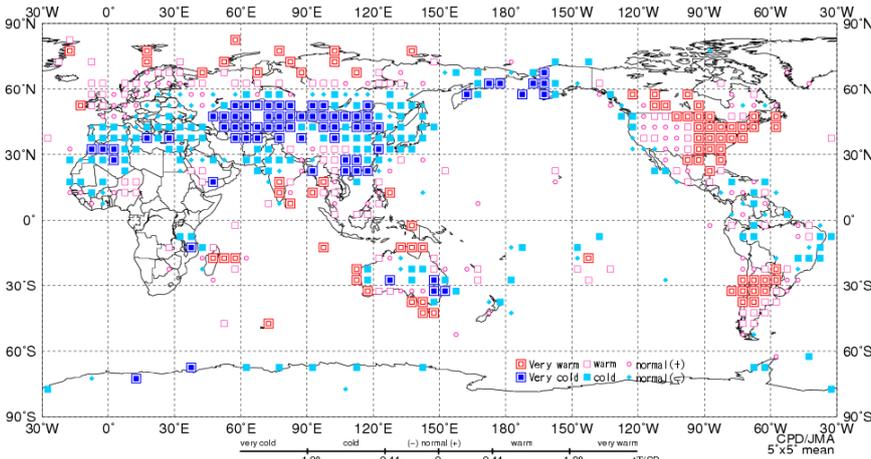
3.1 2011/2012 年冬のユーラシア大陸の顕著な寒波

2011/2012 年冬（2011 年 12 月～2012 年 2 月）は、ユーラシア大陸の中緯度域の広い範囲で低温となった。気象庁の異常気象分析検討会ではこの低温をもたらした大気循環について分析を行い、

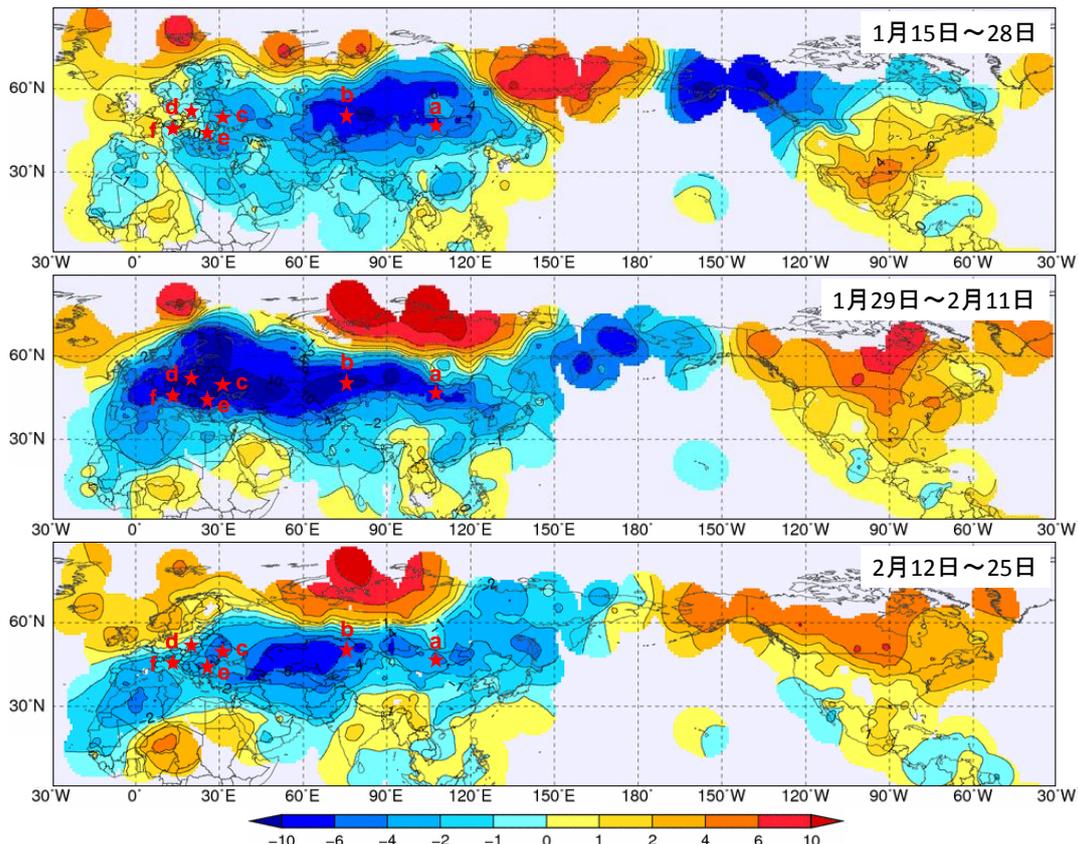
その要因に関する見解を発表した。本節では分析検討会の分析結果を中心に、この事例の詳細について述べる。

3.1.1 天候の特徴

2011/2012 年冬は北アフリカやユーラシア大陸中緯度域の広い範囲（ヨーロッパ東部、中央・東



第 3.1.1 図 2011/2012 年冬平均気温規格化偏差階級分布
3 か月平均気温の平年差を標準偏差で規格化した値を緯度・経度 5 度格子で平均し、階級別に表す。



第 3.1.2 図 2012 年 1 月 15 日から 2 月 25 日の 2 週ごとの気温平年差 (°C)

各国からの通報データによる。図中の星印(a～f)は以下の地点(国名)の位置を示す。

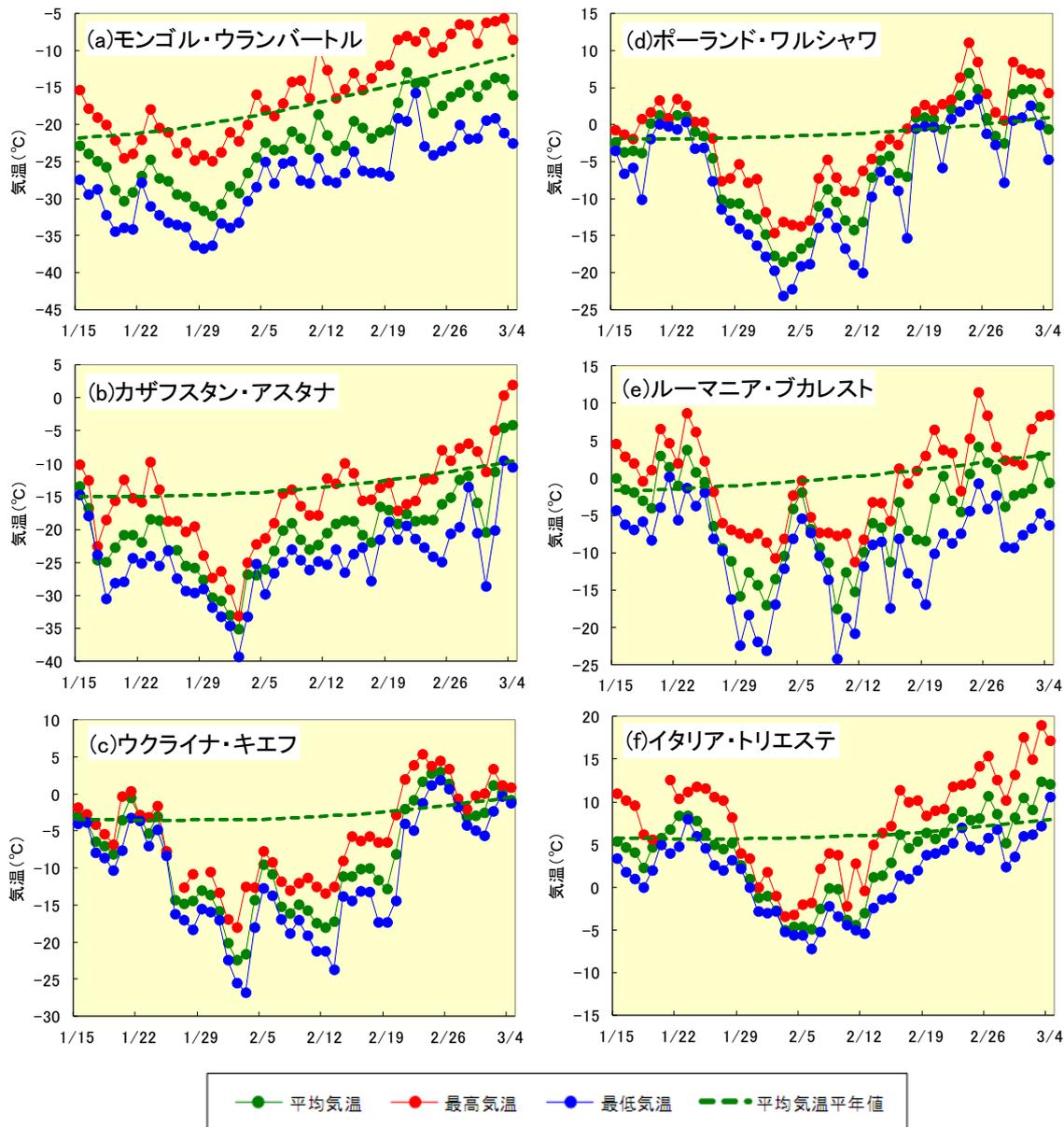
a:ウランバートル(モンゴル)、b:アスタナ(カザフスタン)、c:キエフ(ウクライナ)、d:ワルシャワ(ポーランド)、e:ブカレスト(ルーマニア)、f:トリエステ(イタリア)

アジア)で低温あるいはかなりの低温となった(第3.1.1図)。一方、ユーラシア大陸の高緯度域は東シベリア東部を除いて概ね高温となった。

平年差 -4°C 以下の領域が1月半ば以降に東アジア北部～中央アジアで、1月下旬以降にヨーロッパ西部やアフリカ北部で見られた(第3.1.2図)。

各地の経過を見ると、モンゴルのウランバートル(第3.1.3図(a))やカザフスタンのアスタナ(同図(b))では、1月半ばに気温が低下し始め、2月下旬まで平年と比べて低い状態が続いた。アスタ

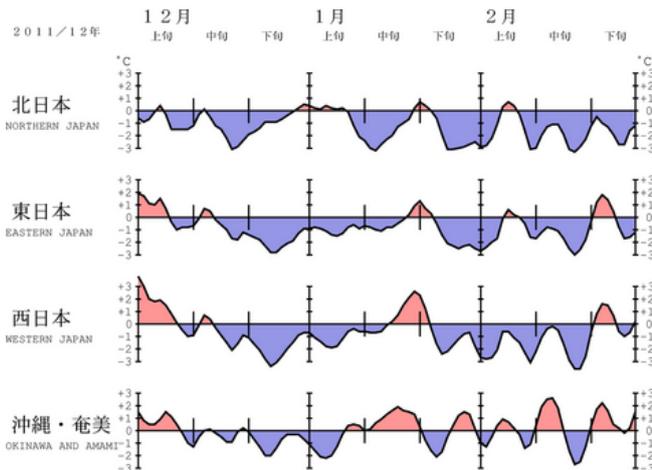
ナでは2月2日に日平均気温が -35°C (平年差約 -21°C)を下回った。ウクライナのキエフ(同図(c))やポーランドのワルシャワ(同図(d))などでは1月下旬から気温が低下し、2月中旬～下旬まで平年より低い状態が続いた。ワルシャワでは2月3日に日平均気温が -18°C (平年差約 -17°C)を下回った。この寒波の影響により、ウクライナでは130人以上、ルーマニアやポーランドでは80人以上が死亡したと伝えられた(各国政府、災害データベース(EM-DAT))。



第3.1.3図 各地点での気温の経過

2012年1月15日～3月4日の気温。実線は観測値、点線は平均気温の平年値(単位： $^{\circ}\text{C}$)。各国からの通報データによる。

日本では、北・東・西日本の冬平均気温が低温となり、期間を通して低温が持続したため、12～2月の各月の平均気温も低温となった（第3.1.4図）。3地域そろって冬平均気温が低温となったのは2005/2006年冬以来、3か月連続で低温となったのは1985/1986年冬以来である。また、日本海側の地域を中心に積雪が多く、多くのアメダス地点で冬の最深積雪の記録を更新するなど、1990年代以降では「平成18年豪雪」の2005/2006年冬に次ぐ水準の積雪となった。

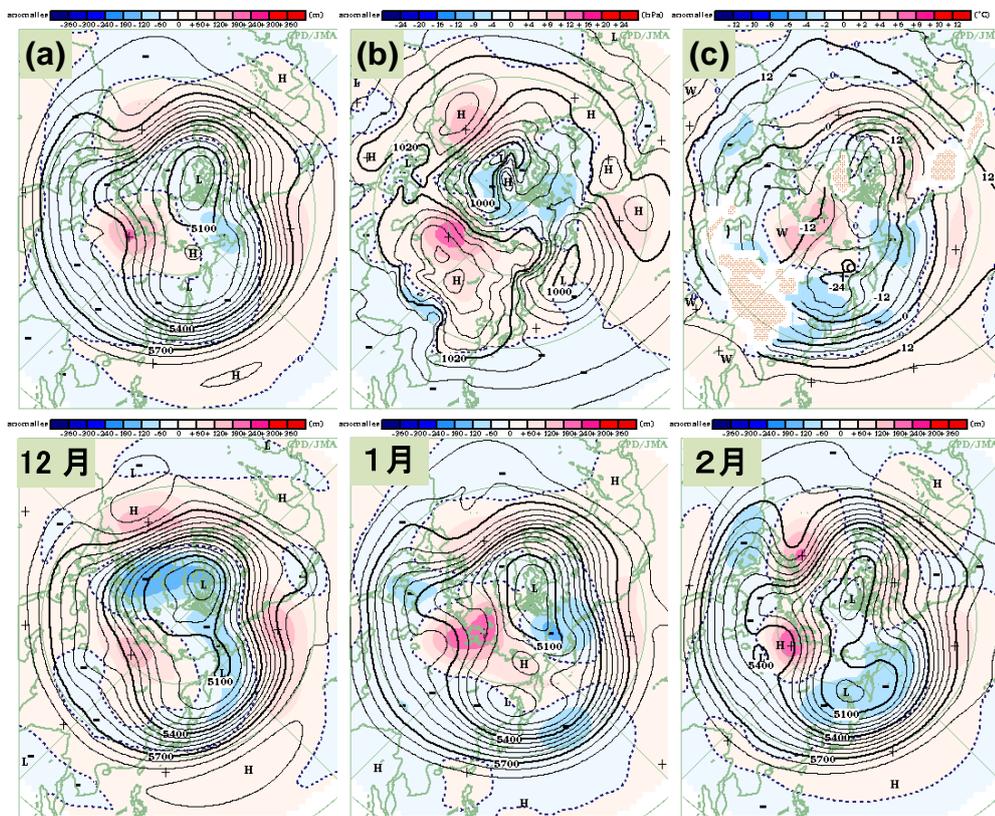


第3.1.4図 地域平均気温年差の5日移動平均時系列（2011年12月～2012年2月）

3.1.2 低温をもたらした大気循環場の特徴

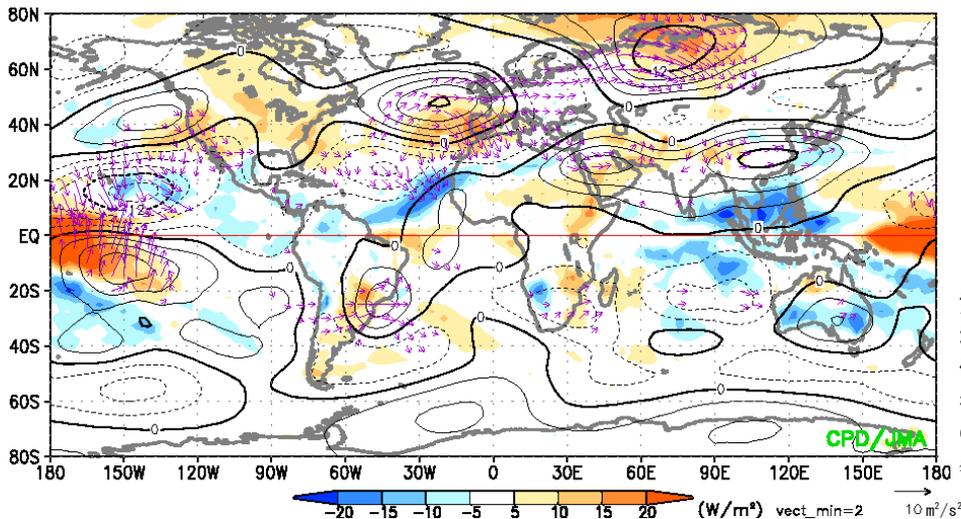
2011/2012年冬平均500hPa高度場（第3.1.5図(a)）は、北大西洋からユーラシア大陸にかけての波列パターンが明瞭で、西シベリアで正偏差、アジア北東部で負偏差となっており、寒帯前線ジェット気流が大きく蛇行した。このパターンは冬の期間を通して持続した（第3.1.6図）。200hPa波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)の分布を見ると、北大西洋から寒帯前線ジェット気流に沿った東向き準定常ロスビー波束の伝播が明瞭だった（第3.1.7図）。

海面気圧（第3.1.5図(b)）はユーラシア大陸北部で広く正偏差となり、西シベリアで顕著だった。シベリア高気圧は広く発達し、1979/1980年冬以降では最も強い水準となった（第3.1.8図）。この冬のシベリア高気圧と西シベリア上層のリッジの変動はよく対応していた(Takaya and Nakamura 2005a; 2005b)（第3.1.9図）。シベリア高気圧の勢力が平年より強かったため、東アジアでは冬のモンスーン循環による寒気移流が強かった。



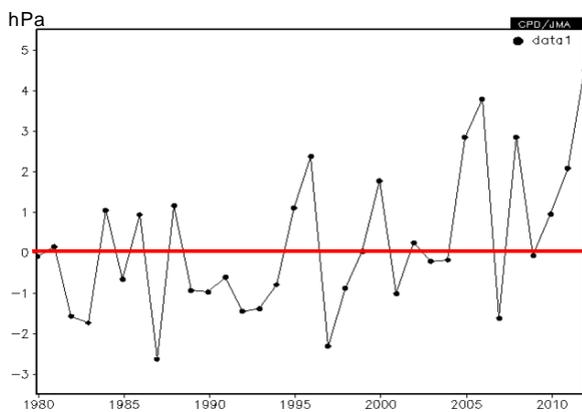
第3.1.5図 2011/2012年冬平均(a)500hPa高度、(b)海面気圧、及び(c)850hPa気温
陰影は平年偏差。等値線間隔は、(a)60m、(b)4hPa、(c)4℃。(c)の波状の陰影域は標高が1,600m以上の領域を示す。

第3.1.6図 月平均500hPa高度（等値線）及び平年偏差（陰影）
左から2011年12月、2012年1月、及び2012年2月。等値線間隔は60m。

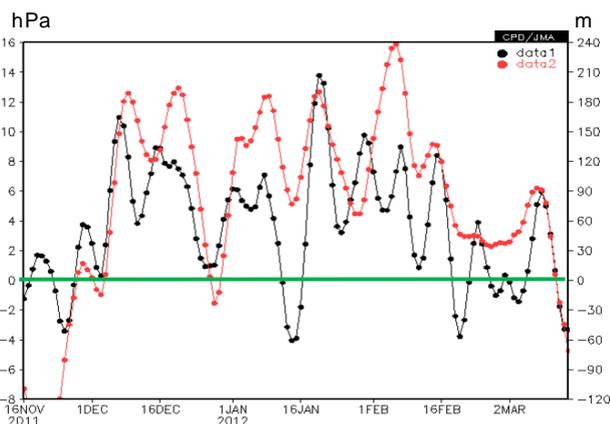


第 3.1.7 図 2011/2012 年冬平均 200hPa 流線関数年平均偏差(等値線)、外向き長波放射(OLR)年平均偏差(陰影)、及び 200hPa 波の活動度フラックス(矢印)

等値線間隔は $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。



第 3.1.8 図 シベリア高気圧の中心付近 ($40^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ 、 $80^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$) の領域平均冬平均海面気圧年平均偏差の経年変化 (1979/1980~2011/2012 年の各年の 12~2 月平均値)

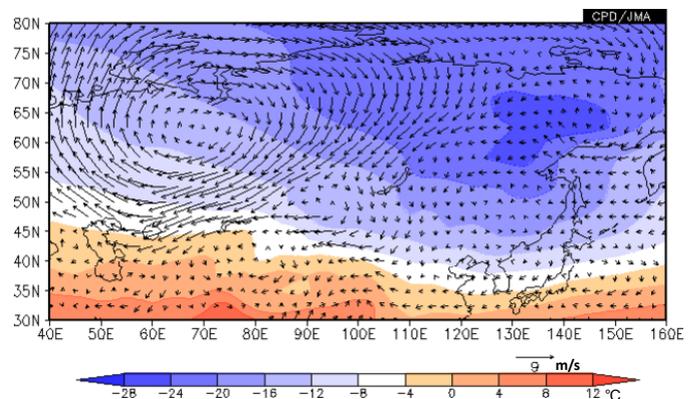


第 3.1.9 図 シベリア高気圧の中心付近 ($40^\circ\text{N} \sim 60^\circ\text{N}$ 、 $80^\circ\text{E} \sim 120^\circ\text{E}$) の領域平均海面気圧年平均偏差 (黒線、左軸) 及び西シベリア ($50^\circ\text{N} \sim 70^\circ\text{N}$ 、 $60^\circ\text{E} \sim 90^\circ\text{E}$) の 500hPa 高度年平均偏差 (赤線、右軸) の推移 (2011 年 11 月 16 日~2012 年 3 月 15 日)

5 日移動平均をかけた値。2011 年 12 月 1 日~2012 年 2 月 29 日の期間における両者の相関係数は 0.60 (信頼度水準 95%で有意)。

850hPa 気温 (第 3.1.5 図(c)) はユーラシア大陸の中緯度帯で低温偏差となり、特に中央・東アジアで顕著だった。西シベリアに中心を持つ下層の高気圧性循環偏差の南東側では、北東から南西に等温線を横切るような流れとなった。このため、中央アジアやモンゴルではシベリアの寒気が流入し (第 3.1.10 図)、これらの地域では顕著な低温となった。また、強い寒気移流はシベリア高気圧の強化にも寄与したと考えられる。

対流圏上層では、中国南部 (高気圧性循環偏差) から日本の北東 (低気圧性循環偏差) にかけて準定常ロスビー波東伝播が見られ、日本付近では、亜熱帯ジェット気流が南に蛇行し、北風偏差の場となった (第 3.1.7 図)。これに対応して、上空の寒気が日本にしばしば流入し、低温をもたらしたほか、日本海側では大雪となった。

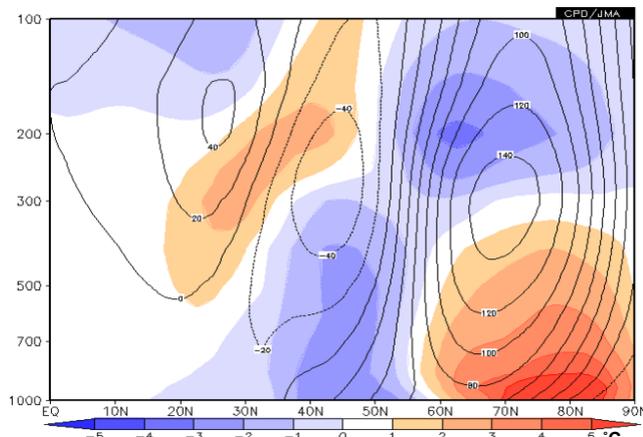


第 3.1.10 図 2011/2012 年冬平均 850hPa 風ベクトル年平均偏差 (矢印) 及び 850hPa 気温年平均値 (陰影)

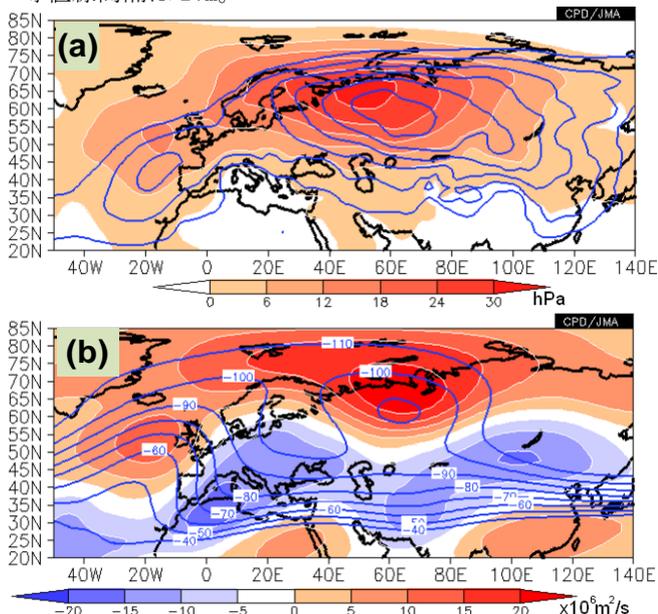
第 3.1.11 図はユーラシア大陸中部～東部の経度帯で平均した気温と高度の緯度-高度断面である。中緯度帯の気温は対流圏全体にわたって低温で、高度は上層で平年より低く、下層で高かった。

ここまでは冬平均場の特徴について述べた。前項で述べたとおり、東アジア北部では1月半ば以降、ヨーロッパ東部では1月下旬以降、特に顕著な低温となったことから、次にこの期間に注目した解析結果を述べる。

1月後半から2月前半にかけては、シベリア高気圧の勢力が特に強まり、西への拡大も明瞭だった



第 3.1.11 図 50°E～120°E で平均した 2011/2012 年冬平均高度平年偏差（等値線）及び気温平年偏差（陰影）の緯度-高度断面図
等値線間隔は 20m。



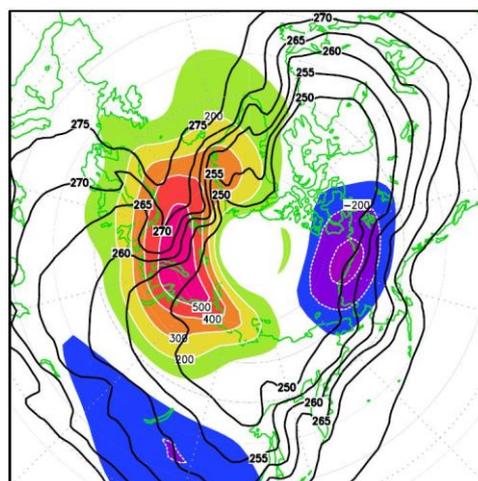
第 3.1.12 図 30 日平均（2012 年 1 月 16 日～2 月 14 日）(a) 海面気圧、(b) 300hPa 流線関数
陰影は平年偏差。等値線は (a) 1020hPa 以上を 5hPa 間隔で、(b) $-40 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 以下を $10 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 間隔で表示。

た（第 3.1.12 図 (a)）。対流圏上層では、西シベリアで明瞭なブロッキング高気圧が発達し、そこから大西洋にかけては東西に幅の広い高気圧性循環偏差が分布した（同図 (b)）。

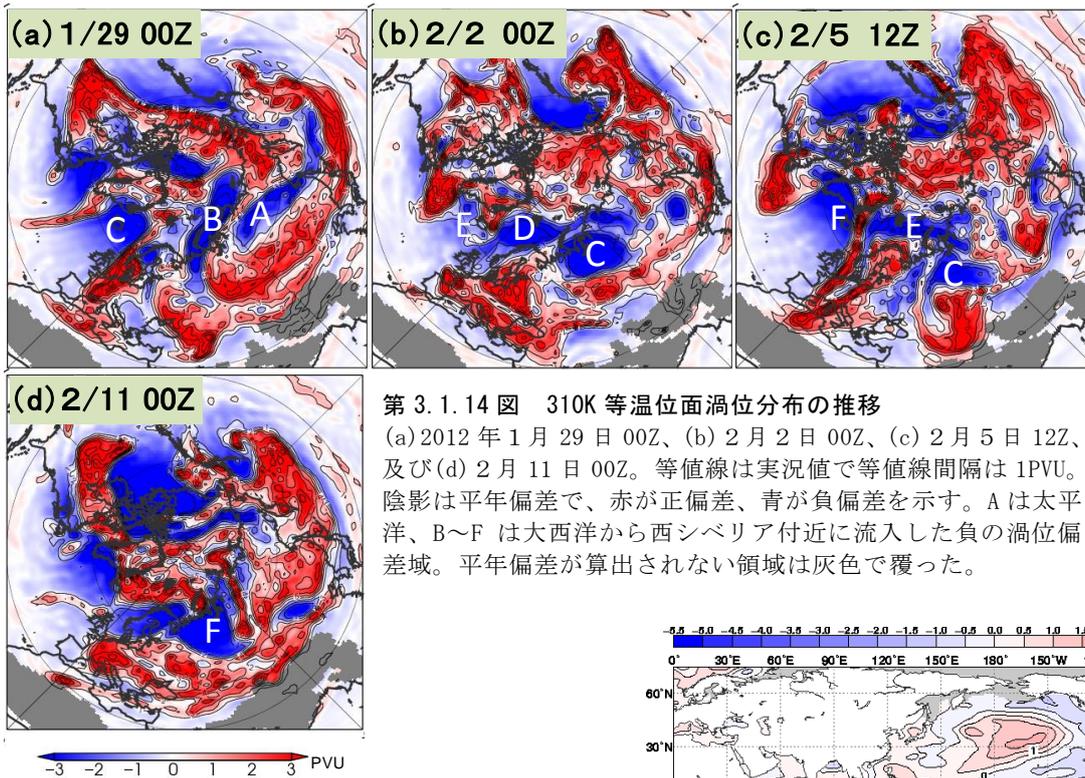
西シベリアのブロッキング高気圧が下層に与えた影響を評価するため、シベリア高気圧が最も強まった数日前にあたる 1 月 29 日の 300hPa 面における準地衡流近似の渦位 (Potential Vorticity: PV) 偏差を与えた PV インバージョン解析 (Hoskins et al. 1985) を行った。その結果、実況とはやや位置がずれるものの、上空の負の PV 偏差が西シベリア付近の下層に高気圧を誘起することが確認された（第 3.1.13 図）。

次に、310K 等温位面（高緯度帯では概ね 300hPa 付近に対応）における 6 時間ごとの PV 分布の推移から西シベリアのブロッキング高気圧の発達の様子を調べたところ（第 3.1.14 図）、北大西洋中緯度帯で切離した負の PV 偏差域が、ヨーロッパ北部・西シベリアの沿岸域（第 3.1.12 図 (b) の東西に伸びた高気圧性循環偏差域に対応）を經由して西シベリアに流入する様子が度々見られた。

したがって、顕著な低温となった 1 月後半から 2 月前半にかけての優勢なシベリア高気圧の発達や維持には、大西洋からの負の PV 偏差の断続的な供給が大きく寄与していたと考えられる。



第 3.1.13 図 PV インバージョン解析の結果
2012 年 1 月 29 日の 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（陰影）。陰影の間隔は 100m。等値線は 1000hPa 気温の平年値で、250～275K の範囲を 5K 間隔で表示。



第 3.1.14 図 310K 等温位面渦位分布の推移

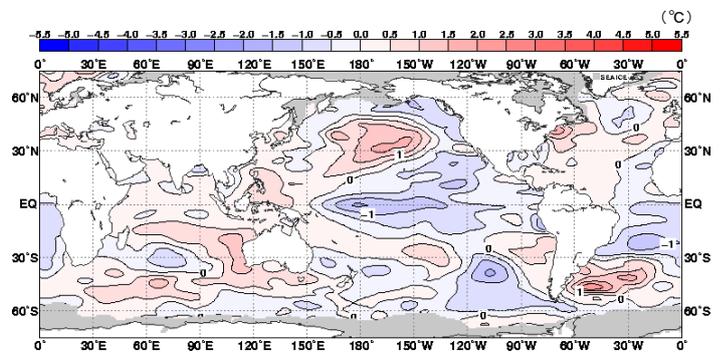
(a) 2012 年 1 月 29 日 00Z、(b) 2 月 2 日 00Z、(c) 2 月 5 日 12Z、及び (d) 2 月 11 日 00Z。等値線は実況値で等値線間隔は 1PVU。陰影は平年偏差で、赤が正偏差、青が負偏差を示す。A は太平洋、B~F は大西洋から西シベリア付近に流入した負の渦位偏差域。平年偏差が算出されない領域は灰色で覆った。

3.1.3 低温をもたらした主な要因

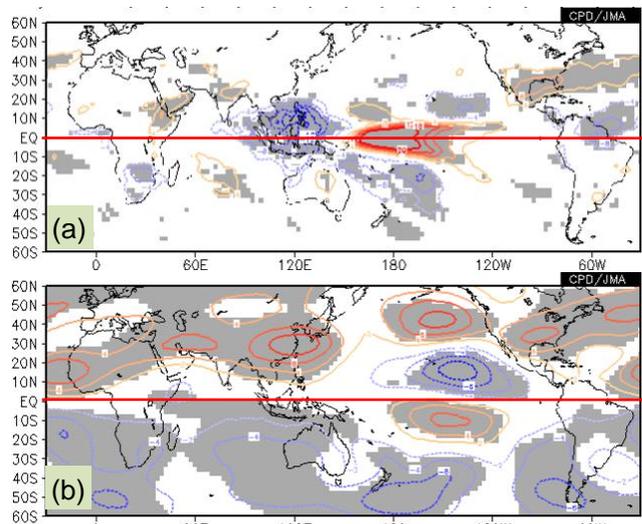
(1) 亜熱帯ジェット気流の日本付近での南への蛇行

2011/2012 年冬の太平洋における海面水温の偏差パターンはラニーニャ現象の傾向¹を示し (第 3.1.15 図)、対流活動は季節を通して海洋大陸 (インドネシア多島海) 付近で活発だった (第 3.1.7 図)。この活発な対流活動は中国南部の対流圏上層で高気圧性循環偏差をもたらしたと考えられる (Gill 1980)。これらはラニーニャ現象時に現れやすい特徴的な偏差パターンであるため (第 3.1.16 図)、日本付近に寒気をもたらした亜熱帯ジェット気流の南への蛇行にはラニーニャ現象の傾向が影響したと考えられる。

¹ 気象庁では、エルニーニョ監視海域 (5°S~5°N, 150°W~90°W) の海面水温の基準値 (前年までの 30 年間の各月の平均値) との差の 5 か月移動平均値が 6 か月以上続けて -0.5°C 以下となった場合をラニーニャ現象と定義している。今回の現象は継続期間が 5 か月 (2011 年 9 月~2012 年 1 月) だったことから、定義上はラニーニャ現象としては記録に残らない。



第 3.1.15 図 2011/2012 年冬平均海面水温平年偏差



第 3.1.16 図 冬平均 (a) 外向き長波放射 (OLR) 平年偏差、及び (b) 200hPa 流線関数平年偏差のラニーニャ年の合成図

合成図は、1984/1985、1988/1989、1995/1996、1998/1999、1999/2000、2005/2006、及び 2007/2008 年の各年の 12~2 月平均値を平均することで求めた。等値線は、(a) -20~20W/m² の範囲を 4W/m² 間隔で表示、(b) 3 × 10⁶m²/s 間隔で表示。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 95% で有意であることを示す。

(2) ユーラシア大陸における寒帯前線ジェット気流の顕著な蛇行

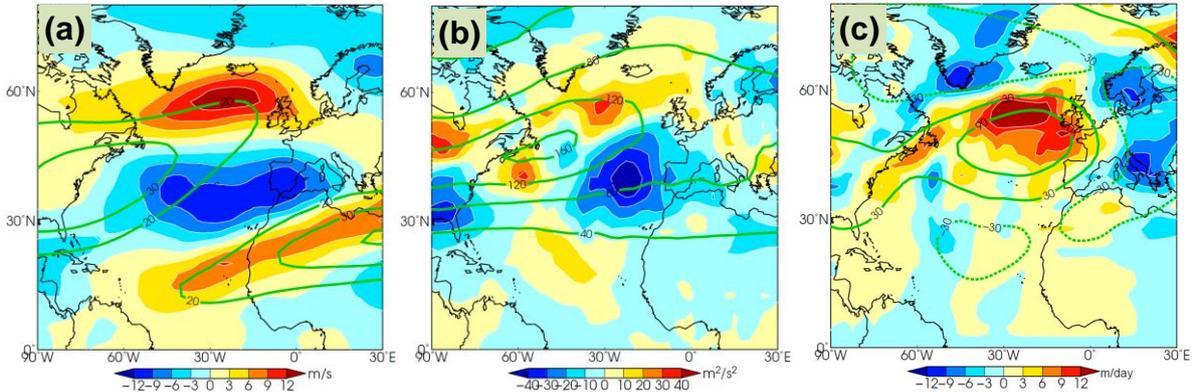
シベリア高気圧の強化と北西への伸張に寄与した、ユーラシア大陸上の寒帯前線ジェット気流に沿った波列パターンは、主に北大西洋に起源をたどることができる。北大西洋の上層では、亜熱帯域に低気圧性循環偏差、中緯度域に高気圧性循環偏差が分布した(第3.1.7図)。

この冬、北大西洋では寒帯前線ジェット気流の平年の位置に対する北偏傾向が顕著で(第3.1.17図(a))、対応してストームトラックの位置も平年と比べて北側に位置した(同図(b))。高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う300hPa高度の変化率の平年偏差を見ると(第3.1.17図(c))、中緯度域の高気圧偏差が位置する領域で高

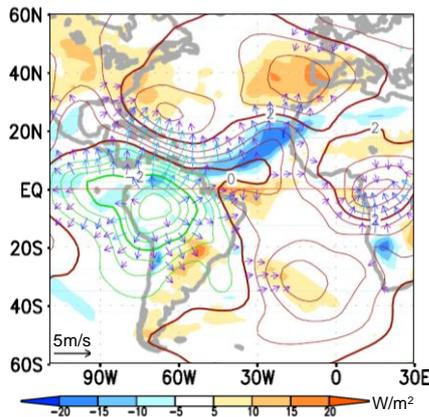
周波擾乱が高度を上げる傾向を示しており、平年より北偏したストームトラックの活動が高気圧性循環偏差の維持に寄与したことが推測される。

過去のラニーニャ現象時は、北太平洋東部から北大西洋にかけての中緯度帯は帯状に高気圧性循環偏差が分布し、また、米国の西海上、米国南東部、及びヨーロッパの西海上の3つに偏差の中心が位置する傾向がある(第3.1.16図(b))。この冬の循環偏差は過去のラニーニャ現象時の典型的なパターンを示しており(第3.1.7図)、北大西洋中緯度帯の高気圧性循環偏差には、ラニーニャ現象の傾向が影響した可能性がある。

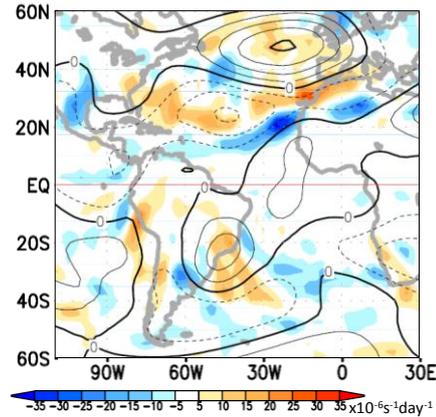
南米北部から北大西洋熱帯域では、活発な対流活動に対応して、対流圏上層に顕著な発散偏差が見られた(第3.1.18図)。この領域の北側では北



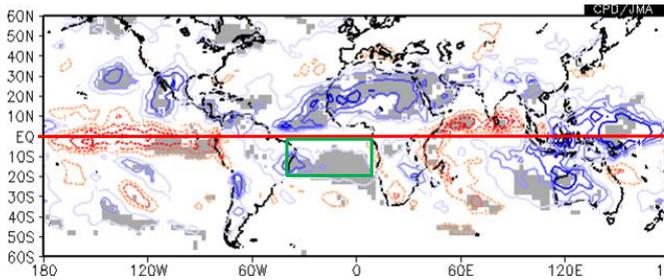
第3.1.17図 2011/2012年冬平均(a)300hPa東西風速平年偏差、(b)300hPa高周波擾乱の運動エネルギー平年偏差、及び(c)高周波擾乱による渦度フラックスの収束発散に伴う300hPa高度変化率平年偏差
等値線は、(a)平年値を示し西風20m/s以上を10m/s間隔で表示、(b)平年値を示し40m²/s²間隔で表示、(c)300hPa高度偏差を示し間隔は60m。高周波擾乱成分は2～8日のバンドパスフィルターをかけて求めた。



第3.1.18図 2011/2012年冬平均200hPa速度ポテンシャル平年偏差(等値線)、200hPa発散風平年偏差(矢印)、及び外向き長波放射(OLR)平年偏差(陰影)
等値線間隔は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。

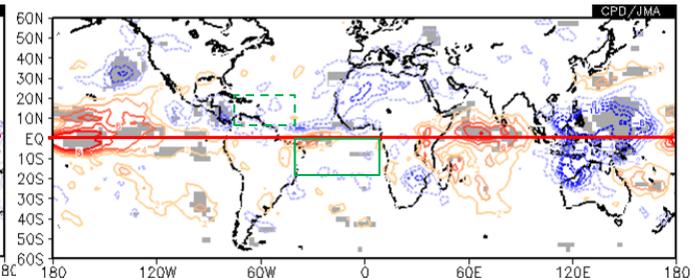


第3.1.19図 2011/2012年冬平均200hPaロスビー波ソース(陰影)及び200hPa流関数平年偏差(等値線)
等値線間隔は $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。



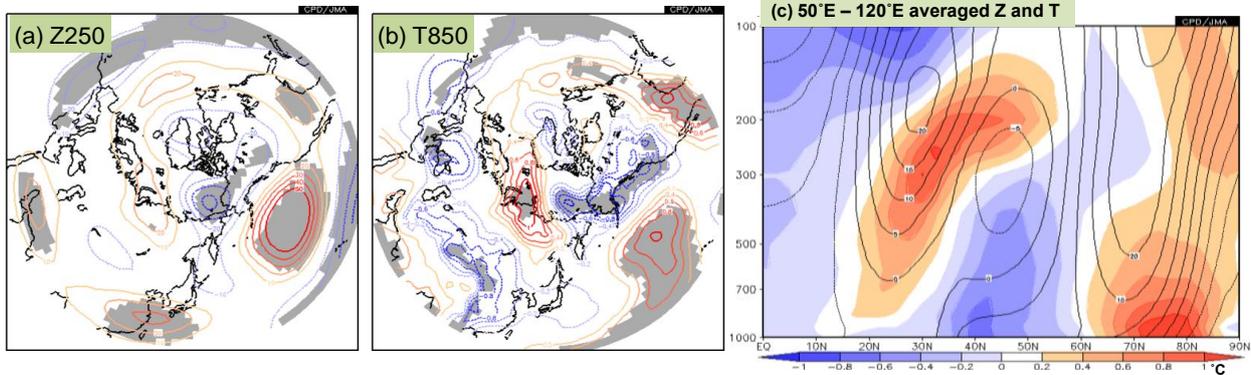
第 3.1.20 図 南大西洋熱帯域 (20°S~赤道、40°W~10°E) で領域平均した冬平均海面水温に対する冬平均外向き長波放射 (OLR) の回帰係数

統計期間は 1979/1980~2010/2011 年。等値線間隔は 1W/m² で、青実線が正の値、赤点線が負の値を示す。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 95% で有意であることを示す。



第 3.1.21 図 大西洋熱帯域の海面水温が北半球側西部 (緑点線で囲んだ領域: 5°N~20°N、75°W~40°W) で正偏差、南半球側 (緑実線で囲んだ領域: 20°S~赤道、40°W~10°E) で負偏差の年の冬平均外向き長波放射 (OLR) の合成図

合成年は、1979/1980、1980/1981、1995/1996、1996/1997、2001/2002、及び 2005/2006 年の各年の 12~2 月平均値を平均することで求めた。等値線間隔は 2W/m²。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 95% で有意であることを示す。



第 3.1.22 図 冬平均 (a) 250hPa 高度年偏差、(b) 850hPa 気温年偏差、(c) 50°E~120°E 平均ジオポテンシャル高度 (等値線) 及び気温 (陰影) 偏差のラニーニャ年の合成図

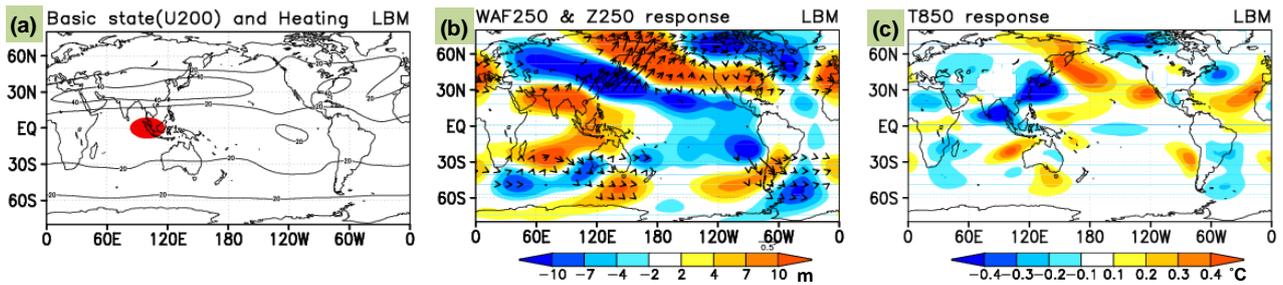
合成年は、1984/1985、1988/1989、1995/1996、1998/1999、1999/2000、2005/2006、及び 2007/2008 年の各年の 12~2 月平均値を平均することで求めた。等値線は、(a) -50~50m の範囲を 10m 間隔で表示、(b) -1~1°C の範囲を 0.2°C 間隔で表示、(c) 5m 間隔で表示。灰色の領域は t 検定により信頼度水準 90% で有意であることを示す。

向きの発散風偏差がカリブ海の東で収束した。ロスビー波ソース (Sardeshmukh and Hoskins 1988) を計算すると、この収束域は主に伸縮項の寄与により正の値 (正の渦度ソース) となった (第 3.1.19 図)。このことから、南米北部から北大西洋熱帯域における活発な対流活動が、北大西洋亜熱帯域上層の低気圧性循環偏差の生成に寄与したと考えられる。

南米北部から北大西洋熱帯域周辺の活発な対流活動は、過去のラニーニャ現象時にも見ることができる (第 3.1.16 図 (a))。一方、2011/2012 年冬の海面水温は北大西洋熱帯域の北西部で平年より高く、南大西洋熱帯域で顕著に低かった (第

3.1.15 図)。統計的には、南大西洋熱帯域の海面水温が低いとき (第 3.1.20 図)、あるいは北・南大西洋熱帯域でそれぞれ正・負の双極子的な偏差パターンを示すとき (第 3.1.21 図)、南米北部や大西洋熱帯域の対流活動が活発となる傾向がある。

以上のことから、ラニーニャ現象の傾向や大西洋熱帯域の SST 偏差が北大西洋における循環偏差に影響を及ぼし、結果としてユーラシア大陸上の波列パターンの起源になったと考えられる。



第 3.1.23 図 線形傾圧モデル(LBM)による海洋大陸付近の非断熱加熱偏差に対する定常応答

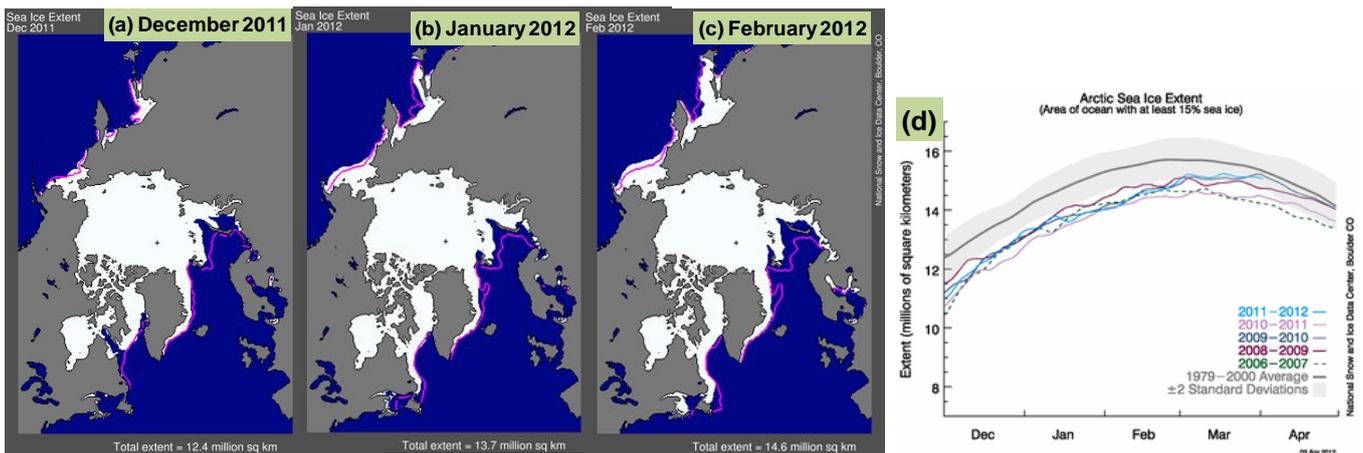
基本場として1月の1979~2004年平均値を使用。(a)赤の楕円は非断熱加熱偏差の領域、等値線は基本場の200hPa東西風分布(単位:m/s)を示す。(b)250hPa高度の定常応答。矢印は波の活動度フラックス(単位: m^2/s^2)。(c)850hPa気温の定常応答。(b)及び(c)の定常応答は基本場からの偏差(帯状平均を除去)を表示している。基本場を12月及び2月の平年値としたときも同様の応答が見れる(図略)。

(3) ユーラシア大陸の中緯度帯における低温

過去のラニーニャ現象時には、ユーラシア大陸の中緯度帯では対流圏の気温や対流圏上層の高度が平年より低くなる傾向が見られる(第3.1.22図)。この傾向は2011/2012年冬にも見られた(第3.1.5図、第3.1.11図)。線形傾圧モデル(Linear Baroclinic Model: LBM、Watanabe and Kimoto 2000)を用いて海洋大陸付近における非断熱加熱に対する定常応答を調べた結果、ユーラシア大陸の中緯度帯では下層の気温や対流圏上層の高度が負偏差を示し(第3.1.23図)、過去のラニーニャ現象時の特徴と一致した。このことから、ラニーニャ現象の傾向がユーラシア大陸の中緯度帯における低温に寄与した可能性がある。

(4) 北極海の海水

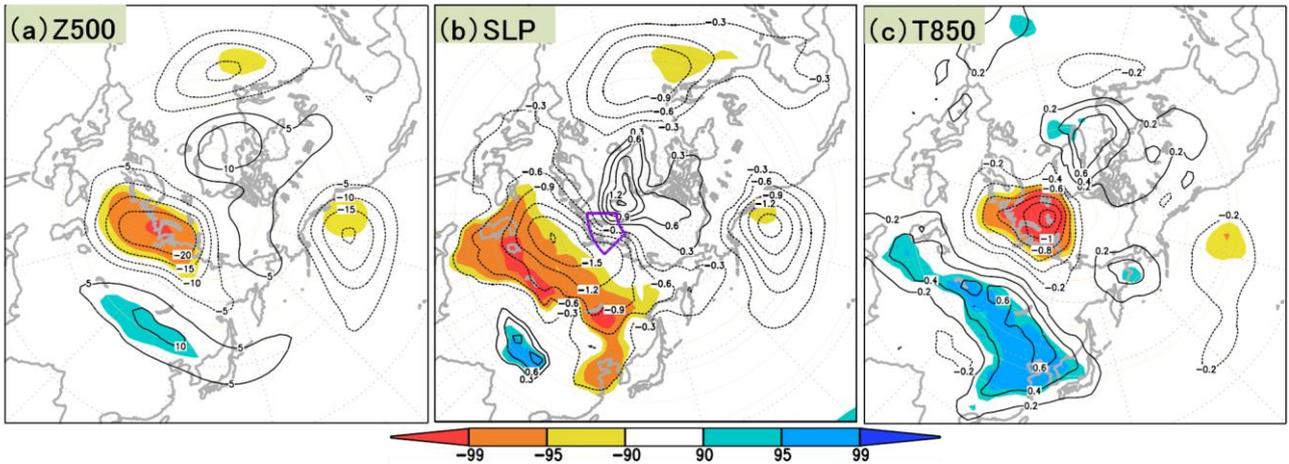
2011/2012年冬は、北極海、特にバレンツ海とカラ海付近の海水面積が1979~2000年平均に比べて極めて少ない状況で推移した(第3.1.24図)。これらの海域で海水面積が少ないときにユーラシア大陸上で統計的に現れやすい大気循環場のパターン(第3.1.25図)は、この冬の特徴とよく一致していた(第3.1.4図)。最近の研究(Honda et al. 2009; Inoue et al. 2012等)では、海水面積の減少がシベリア高気圧を発達させ、東アジア域に低温をもたらす傾向があることが指摘されている。バレンツ海やカラ海周辺の少ない海水がシベリア高気圧の強化に寄与した可能性がある。



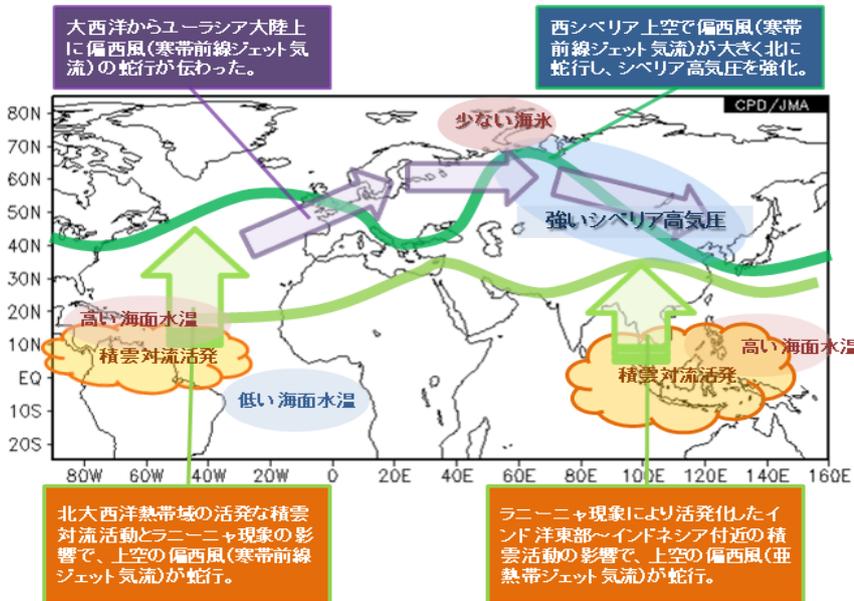
第 3.1.24 図 2011/2012年冬の北極海の海水分布と海水面積の推移

(a)2011年12月、(b)2012年1月、及び(c)2012年2月の海水分布。ピンク色の線は1979~2000年の中央値。黒の十字は北極点を示す。(d)海水面積の日ごとの推移。各線は、2011/2012年(水色)、2010/2011年(ピンク)、2009/2010年(青)、2008/2009年(紫)、2006/2007年(緑点線、過去最小値を記録した年)及び1979~2000年平均(灰色)の推移を示す。薄い灰色は±2標準偏差の範囲を示す。米国雪氷データセンター(NSIDC)ホームページ²から引用。

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



第 3.1.25 図 バレンツ海・カラ海 (70°N~80°N、45°E~90°E (b)の紫色の枠)) で領域平均した冬平均海水氷密度に対する冬平均 (a) 500hPa 高度、(b) 海面気圧、及び (c) 850hPa 気温の回帰係数
統計期間は 1979/1980~2010/2011 年。海水氷密度及び各気象要素のトレンドを除去した上で算出。等値線間隔は、(a) 5m、(b) 0.3hPa、(c) 0.2°C。陰影は t 検定により信頼水準 90%以上で有意となる領域を示す (負値：暖色、正値：寒色)。海水氷密度は COBE-SST のデータを利用。



第 3.1.26 図 2011/2012 年冬のユーラシア大陸の低温をもたらした主要因の模式図

3.1.4 まとめ

2011/2012 年冬は、中央・東アジアを中心にユーラシア大陸の中緯度帯では勢力の強いシベリア高気圧や頻繁な寒気の流入により低温となった。このような状況をもたらしたと考えられる主要因を第 3.1.26 図に示す。これらのメカニズムの詳細はまだ不明なところがあり、さらなる調査・研究が必要である。

参考文献

- Gill, A. E., 1980: Some simple solutions for heat-induced tropical circulation. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **106**, 447-462.
- 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

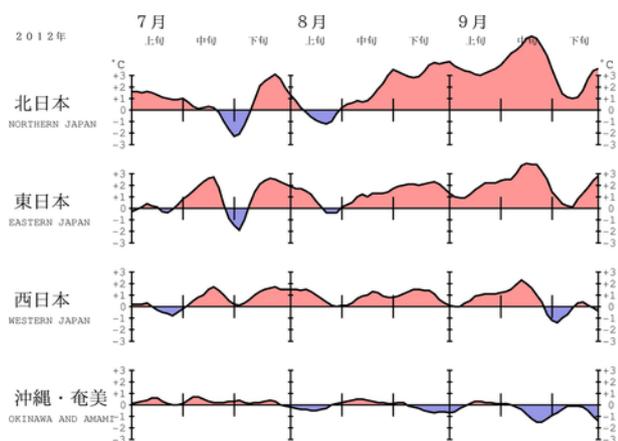
- Anomaly. *J. Climate*, **25**, 2561–2568.
- Sardeshmukh, P. D., and B. J. Hoskins, 1988: The generation of global rotational flow by steady idealized tropical divergence. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 1228–1251.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux 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 2012年の北・東日本の厳しい残暑

2012年夏季は、太平洋高気圧の勢力が日本の東海上で強く、本州付近に張り出したため、北日本から西日本では高温となった。高温のピークは、7月中旬、7月下旬中頃から8月上旬中頃、及び8月後半から9月中旬に見られた（第3.2.1図、第3.2.2図）。本節では、上記の3つの高温のピークのうち、北日本を中心に厳しい残暑となった8月後半から9月中旬における北・東日本の気温と大気循環の特徴について報告する。

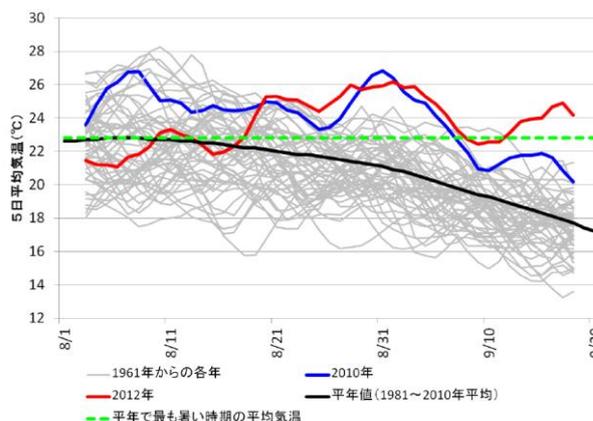
3.2.1 8月後半～9月中旬の気温

北日本と東日本では8月半ばから9月中旬にかけて晴れて暑い日が多く、気温のかなり高い状態が続いた（第3.2.1図）。札幌では、連日高温となり、日平均気温が平年の盛夏期の気温を上回る状態が続いた（第3.2.3図）。北日本の旬平均気温は、8月下旬から9月中旬までの3旬続けて、統計を



第3.2.1図 地域平均気温平年差の5日移動平均時系列（2012年7～9月）

開始した1961年以降で第1位となり、東日本の旬平均気温は、8月下旬と9月上旬は第2位、9月中旬は第1位（2011年とタイ記録）だった（第3.2.1表）。

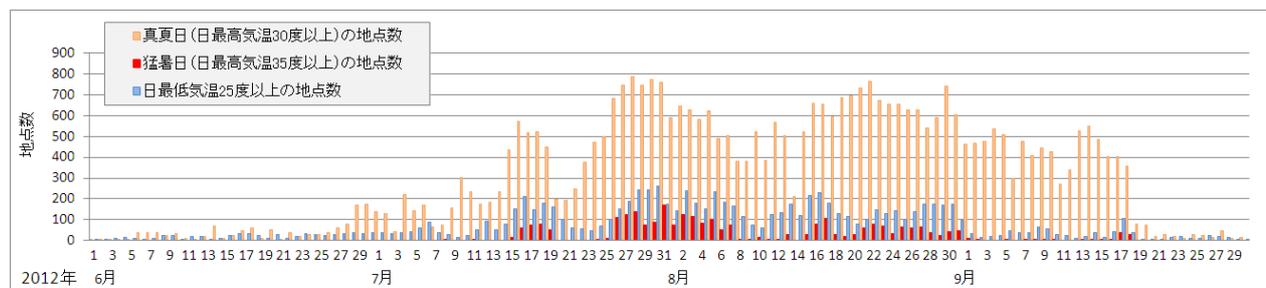


第3.2.3図 1961年以降の各年の8月3日～9月18日における札幌の5日移動平均気温（°C）の推移
緑破線は、日平均気温平年値が最も高い日の値を示す。平年値は1981～2010年の平均値。青線は全国的に記録的な高温となった2010年の推移。

第3.2.1表 8月下旬～9月中旬の(上)北日本と(下)東日本の旬平均気温平年差の記録（°C）
統計開始年は1961年。赤字は2012年の記録を示す。括弧内の数字は西暦年を示す。

北日本	第1位	第2位	第3位
8月下旬	+3.5 (2012)	+3.1 (2010)	+1.9 (2000)
9月上旬	+3.3 (2012)	+3.1 (2010)	+2.5 (2011)
9月中旬	+5.5 (2012)	+2.0 (2000)	+1.8 (2007)

東日本	第1位	第2位	第3位
8月下旬	+2.7 (2010)	+2.1 (2012)	+1.7 (2000)
9月上旬	+2.9 (2010)	+1.5 (2012)	+1.5 (1961)
9月中旬	+3.1 (2012)	+3.1 (2011)	+2.3 (2003)



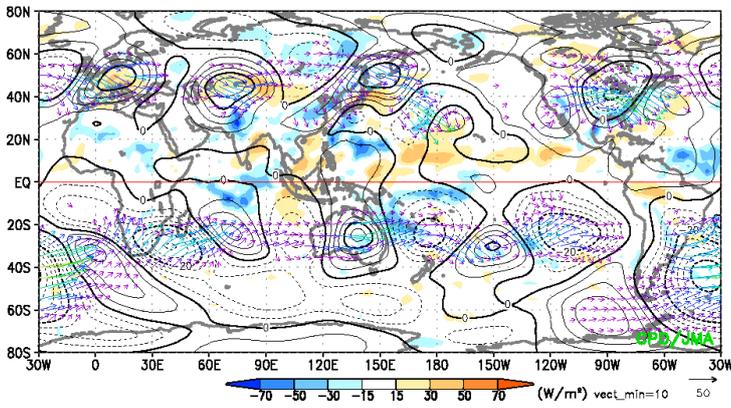
第3.2.2図 全国の猛暑日（赤色）、真夏日（橙色）、及び日最低気温25°C以上（青色）の地点数
アメダス地点も含む全921地点を対象とする。

3.2.2 8月後半の大気循環の特徴

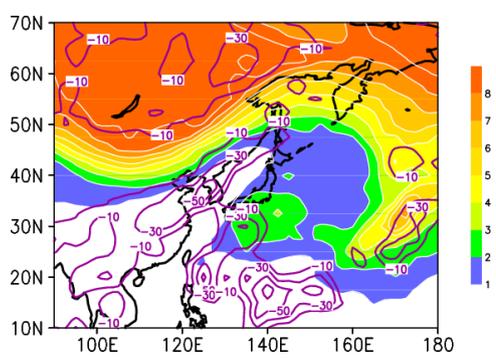
8月中旬から下旬はじめにかけて、ユーラシア大陸の40°N~60°N帯の対流圏上層では波列パターンが分布した(第3.2.4図(a))。この波列パターンは、準定常ロスビー波束の伝播に伴って発現したと考えられる。下旬には、ユーラシア大陸の波束伝播は次第に不明瞭になるが、東アジアでは南東向きの波束伝播が明瞭であり、日本の北で高気圧性循環偏差、日本の南東海上では低気圧性循環偏差となった(第3.2.4図(b))。対流圏上層の350K面等温位面渦位を見ると(第3.2.4図(c))、日本

付近では渦位の南北勾配が逆転しており、これはロスビー波が砕波していることを示している。ロスビー波の砕波と対応して南下した高渦位域が30°N帯で西進し、その南側で対流活動が活発化した。8月下旬は、対流圏下層においてフィリピンの北東海上における対流活発域と本州付近における高気圧性循環偏差が明瞭となった(第3.2.4図(d))。これは、Pacific-Japan(PJ)パターンと呼ばれる、夏季の日本付近に高温をもたらす偏差のパターン(Nitta 1987, Kosaka and Nakamura 2006)に対応している。

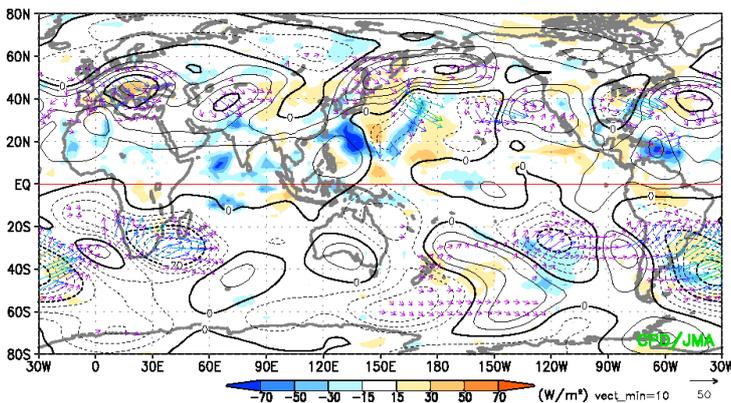
(a) 200hPa 流線関数平年差, 波活動度フラックス
2012.08.18 - 2012.08.22



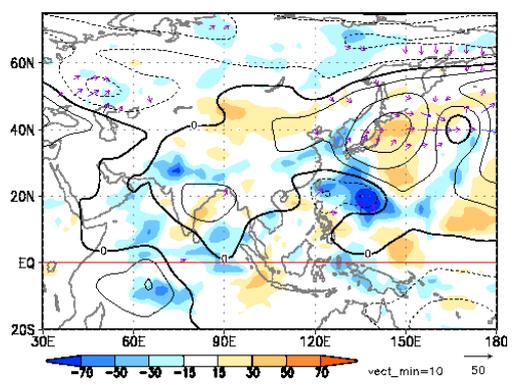
(c) 350K PV, OLR 平年差
2012/08/18 - 2012/08/22



(b) 200hPa 流線関数平年差, 波活動度フラックス
2012.08.21 - 2012.08.25



(d) 850hPa 流線関数平年差, 波活動度フラックス
2012.08.20 - 2012.08.24



第3.2.4図 8月後半の大気循環と対流活動

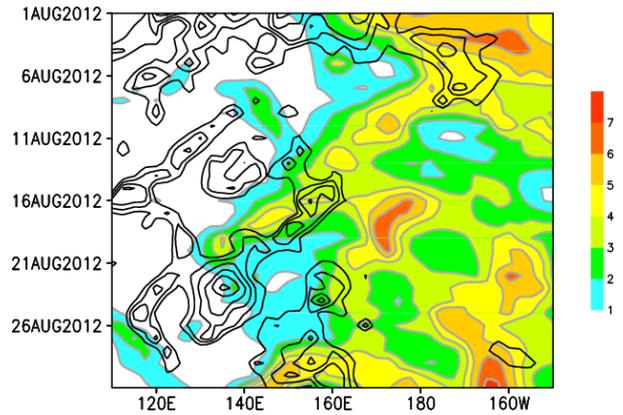
(a) 2012年8月18~22日平均の200hPa流線関数平年差(等値線、点線: 負の値、間隔: $5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)、OLR平年差(陰影、単位: W/m^2)、及び200hPa波の活動度フラックス(矢印、単位: m^2/s^2)の分布、(b) (a)と同じ、ただし同年8月21~25日平均、(c) 同年8月18~22日平均の350K等温位面渦位(陰影、単位: PVU)とOLR平年差(紫線、間隔: $20 \text{ W}/\text{m}^2$ 、負偏差のみ描画)、(d) (a)と同じ、ただし同年8月20~24日平均の850hPa流線関数平年差(間隔: $2.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$)と波の活動度フラックス(Takaya and Nakamura 2001)。

ここで、第 3.2.4 図(c)に示した高渦位域の西進と対流活発域の時間発展を見る(第 3.2.5 図)。8 月中旬後半に、160°E 付近から高渦位域が西進し、これに数日遅れて対流活発域が西進した。その後、8 月下旬前半にかけて、対流活発域は 130°E 付近まで西進し、PJ パターンの強化に寄与したと考えられる。高渦位域の侵入と対流活動の活発化との関連については、過去に報告されている。例えば、Sato et al. (2005)は、中緯度帯における対流圏上層の寒冷低気圧の南下と南鳥島付近の収束帯に着目し、寒冷低気圧と対応する高渦位域の南下が太平洋西部の熱帯・亜熱帯域における対流活発化と関連する可能性を示している。本事例で見られた高渦位域の西進と対流活発化は、彼らの示した結果と整合する。

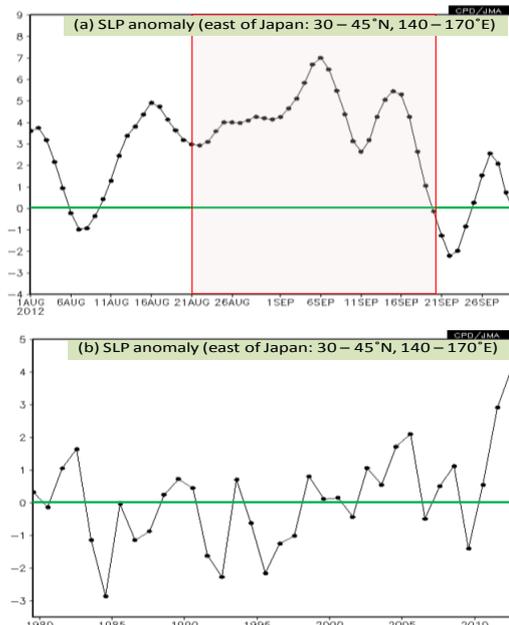
以上の解析結果より、ユーラシア大陸上におけるロスビー波の波束伝播が、日本付近におけるロスビー波の砕波を通して、PJ パターンの強化に寄与し、北・東日本を中心とする高温の一因となった可能性が示唆される。

3.2.3 8月下旬～9月中旬の大気循環の特徴

8月下旬から9月中旬にかけては、太平洋高気圧の勢力が日本の東海上で平年より強い状態が続いた(第 3.2.6 図、第 3.2.7 図(a))。この期間の日本の東海上における太平洋高気圧は、1979 年以降で最も強かった(第 3.2.7 図(b))。日本付近の対流圏上層では、ジェット気流が大きく北へ蛇行し(第 3.2.8 図)、これに対応して、北日本の北東海上を中心とする明瞭な高気圧性循環偏差が分布

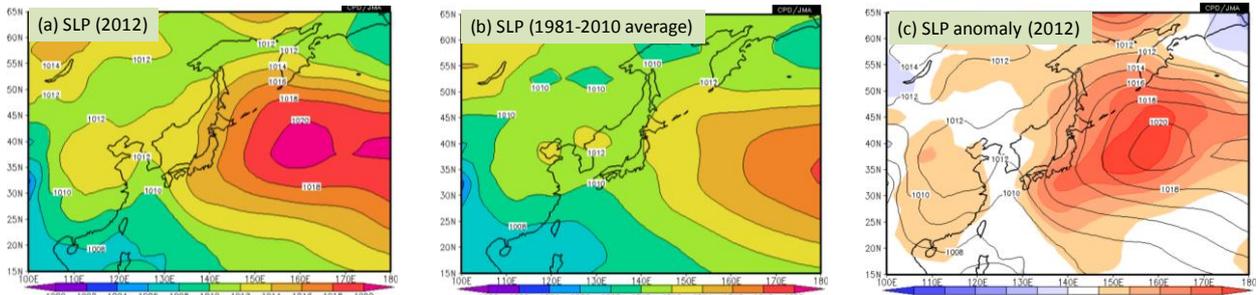


第 3.2.5 図 上層の渦位と対流活動の経度-時間断面
等値線は 15°N~25°N 平均 OLR 平年差 (単位: W/m^2 、負偏差のみ描画)、陰影は 25°N~35°N 平均 350K 等温面
渦位 (単位: PVU) を示す。等値線間隔は $20W/m^2$ 。



第 3.2.7 図 日本の東海上における太平洋高気圧の
(a)2012 年の推移と (b)経年変化

(a)日本の東海上(30°N~45°N、140°E~170°E)で領域平均した 5 日移動平均の海面気圧平年差 (単位: hPa) の推移。赤線で囲った期間は 2012 年 8 月 21 日~9 月 20 日を表す。(b)同領域で平均した 8 月 21 日~9 月 20 日平均の海面気圧平年差の経年変化 (1979~2012 年)。



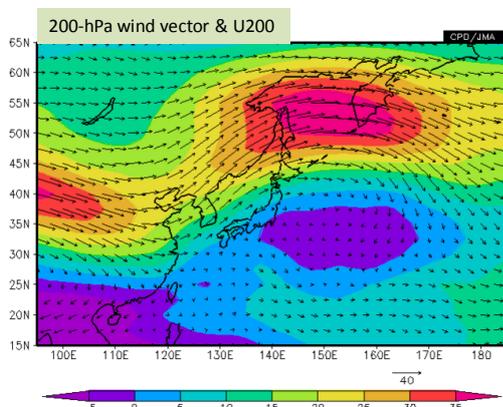
第 3.2.6 図 日本付近の海面気圧 (8 月 21 日~9 月 20 日平均)

(a)2012 年、(b)平年、(c)等値線は 2012 年、陰影は平年差 (単位: hPa)。等値線間隔は 2hPa。

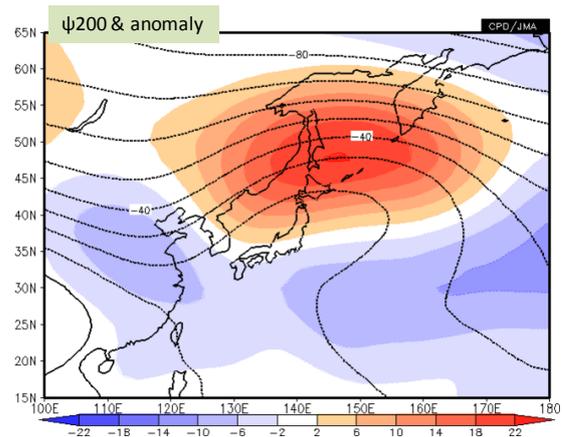
し(第3.2.9図)、顕著な負の渦位偏差が見られた(第3.2.10図)。日本の東海上の高気圧は上層に循環偏差の中心を持つ等価順圧構造の暖かい高気圧であり、高気圧の軸は対流圏下層から上層に向けてやや北に傾いていた(第3.2.11図)。日本の東海上の太平洋高気圧は、対流圏上層の負の渦位偏差に関連して強まったと考えられる(Hoskins et al. 1985)。

対流圏上層では、アジアジェット気流に沿って準定常ロスビー波束が東向きに伝播し、波列パターンが分布した(第3.2.12図)。夏季アジアモンスーンに伴う対流活動は、アラビア海、パキスタン、インド、及びベンガル湾で活発だった(第3.2.13図)。統計解析によると、8月下旬から9月中旬に上記の領域で対流活動が活発な場合、2012年と同様に(第3.2.12図)、アジアジェットに沿って波列パターンが現れ、日本の北は高気圧性循環偏差となる傾向がある(第3.2.14図)。この波列パターンはシルクロードパターン(Enomoto et al. 2003; Enomoto 2004; Kosaka et al. 2009)と類似している。統計解析及び先行研究の結果より、南アジア周辺における活発な対流活動が、アジアジェット気流に沿った準定常ロスビー波束の東向き伝播を通して日本付近の高気圧の発達に寄与した可能性が考えられる。

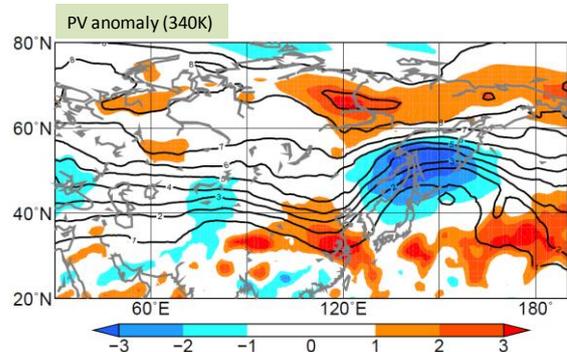
2012年8月下旬と9月中旬は、フィリピンの北東海上で対流活動が活発となった(第3.2.13図)。



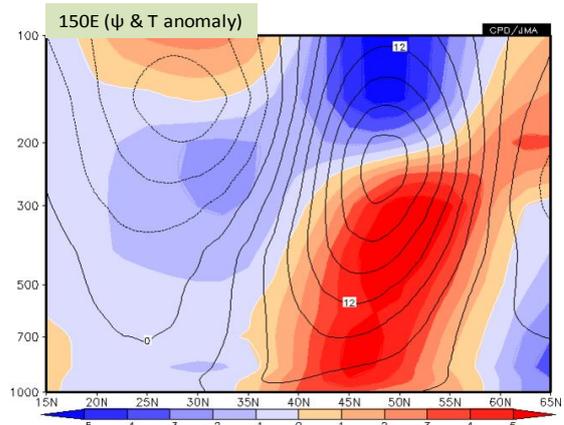
第3.2.8図 200hPa風ベクトル及び東西風速(2012年8月21日～9月20日平均)
矢印は風ベクトル(単位:m/s)、陰影は200hPa東西風速(単位:m/s)を表す。



第3.2.9図 200hPa流線関数及び平年差(2012年8月21日～9月20日平均)
等値線は流線関数を示し、間隔は $10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。赤(青)色は高(低)気圧性循環偏差を表す。



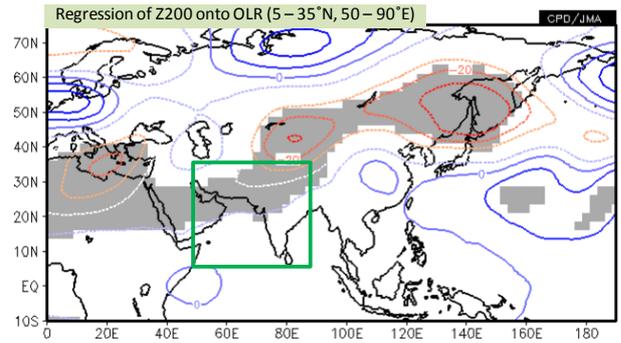
第3.2.10図 対流圏上層の渦位(2012年8月21日～9月20日平均)
等値線は340K等温位面渦位を示し、間隔は1PVU。陰影は規格化平年差。



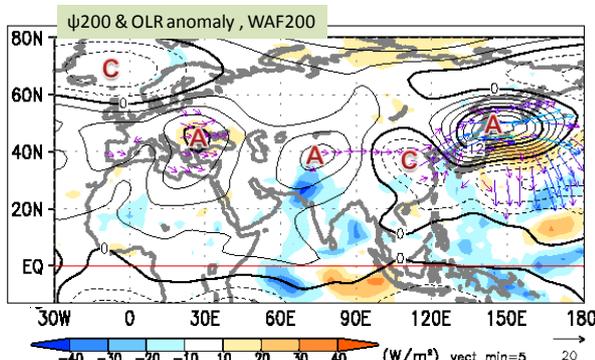
第3.2.11図 150Eに沿った流線関数平年差及び気温平年差(2012年8月21日～9月20日平均)
等値線は流線関数平年差を示し、間隔は $3 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。陰影は気温平年差を表す(単位:°C)。

また、この領域では台風が数個発生し、沖縄付近や南シナ海へ進んだ。統計解析によると、8月下旬から9月中旬は、フィリピンの北東海上の対流活動に関連して、フィリピンから日本、北太平洋にかけて波列パターンが現れる傾向がある（第3.2.15図）。このテレコネクションパターンは、第3.2.2項で述べたPJパターンに対応する（Nitta 1986；1987）。統計解析及び先行研究の結果から、フィリピンの北東海上の活発な対流活動や台風の発生が、北・東日本における太平洋高気圧の強化に寄与した可能性が示唆される。

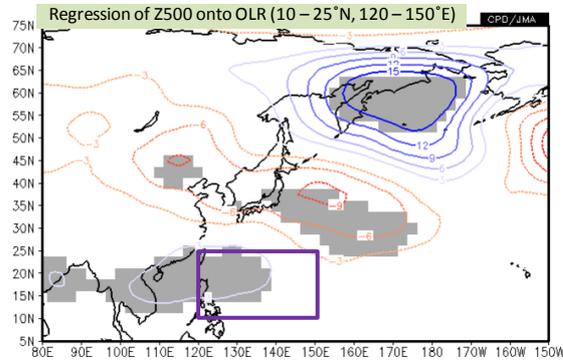
第3.2.16図は、北・東日本に厳しい残暑をもたらした大気循環の特徴と要因の概念図である。



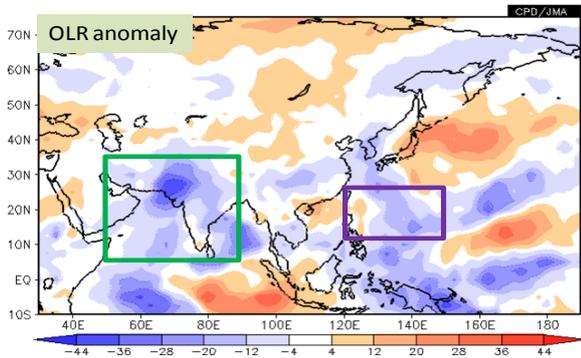
第3.2.14図 南アジアのOLRに回帰した200hPa高度（2012年8月21日～9月20日平均）
等値線は、南アジア（緑の矩形領域：5°N～35°N、50°E～90°E）で領域平均したOLRに回帰した200hPa高度を示し、間隔は5m。灰色陰影はt検定による信頼度水準95%で有意な領域。統計期間は1979～2011年。



第3.2.12図 200hPa 流線関数・波活動度フラックス及びOLRの平年差（2012年8月21日～9月20日平均）
等値線は流線関数平年差を示し、間隔は $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。“A”と“C”はそれぞれ高気圧性循環偏差と低気圧性循環偏差を表す。矢印は波活動度フラックス（単位： m^2/s^2 ）、陰影はOLR平年差（単位： W/m^2 ）を示す。



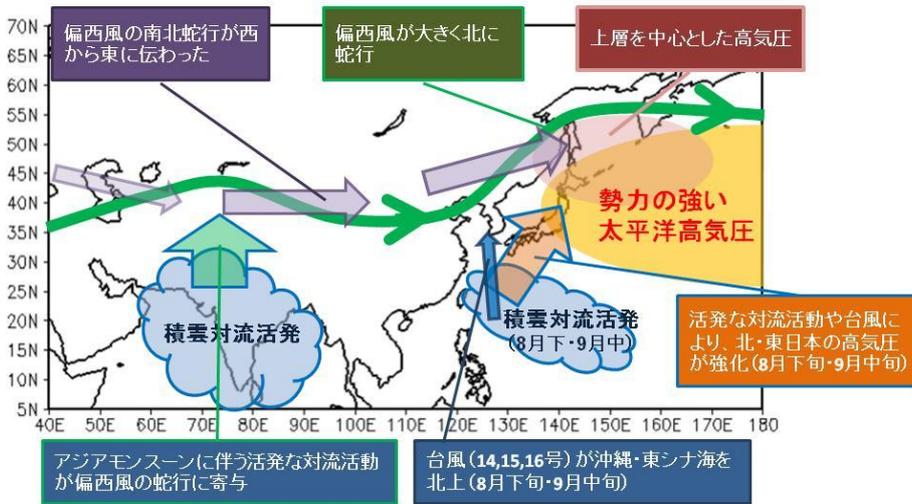
第3.2.15図 フィリピン北東海上のOLRに回帰した500hPa高度（2012年8月21日～9月20日平均）
等値線はフィリピン北東海上（紫の矩形領域：10°N～25°N、120°E～150°E）で領域平均したOLRに回帰した500hPa高度を示し、間隔は3m。灰色陰影はt検定による信頼度水準95%で有意な領域。統計期間は1979～2011年。



第3.2.13図 OLR平年差（2012年8月21日～9月20日平均、単位： W/m^2 ）

緑と紫の矩形領域は、それぞれ南アジア（5°N～35°N、50°E～90°E）とフィリピンの北東海上（10°N～25°N、120°E～150°E）の領域を表す。

平成24年8月下旬～9月中旬の大気の流れの模式図



第 3.2.16 図 2012 年 8 月下旬～9 月中旬の北日本・東日本における高温の要因の概念図

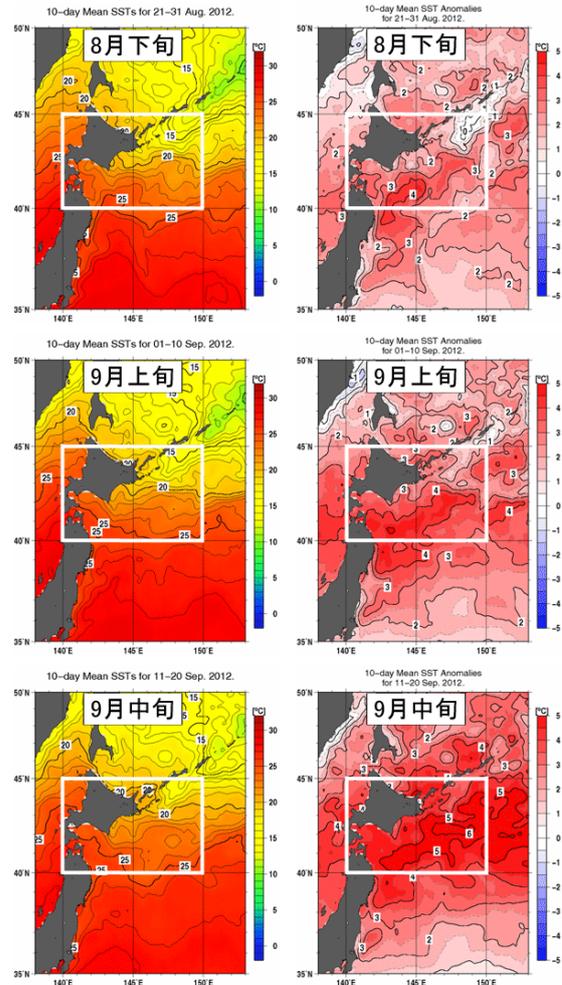
3.2.4 北海道周辺海域の海面水温

8 月下旬から 9 月中旬にかけて、北海道周辺海域の海面水温は平年と比べてかなり高かった（第 3.2.17 図）。北海道周辺海域（第 3.2.17 図に示した白枠）で平均した 2012 年 9 月中旬の海面水温は 22.5℃ で平年より 4.6℃ 高く、2010 年 8 月下旬の 21.4℃ を上回り、1985 年以降の全期間を通じた記録として最も高い旬平均海面水温となった。この海域の海面水温は季節的に 8 月から 9 月にかけて最も高くなるが、9 月上旬及び中旬の平均値は、2 旬続けて、これまでの旬ごとの記録を更新し、1985 年以降で最も高くなった（第 3.2.2 表、第 3.2.18 図）。

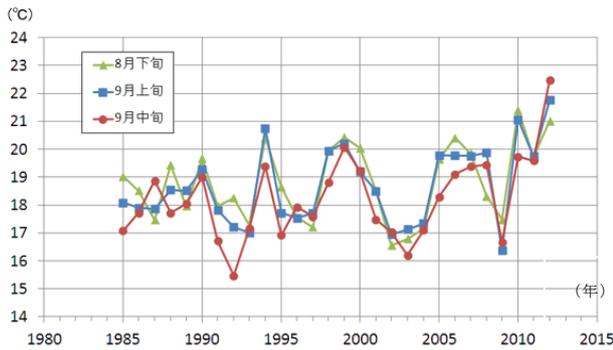
このような記録となった要因は、北日本に高温をもたらした太平洋高気圧に覆われた影響で、北海道周辺海域では風による下層の冷たい海水との混合が少なくなり、晴天下の日照を受けて深さ 10 数 m 前後までの海面付近を中心に熱が蓄積されたことが考えられる（第 3.2.19 図）。

第 3.2.2 表 9 月上旬と中旬の北海道周辺海域（第 3.2.17 図の白枠）の海面水温（単位：℃）の記録

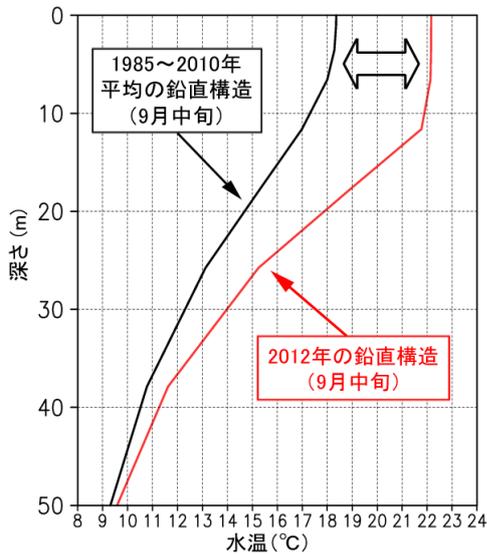
期間	海面水温 (旬平均)	平年差	これまでの記録
9 月上旬	21.8	+3.3	21.1 (2010 年)
9 月中旬	22.5	+4.6	20.1 (1999 年)



第 3.2.17 図 8 月下旬、9 月上旬及び 9 月中旬における旬平均海面水温（左列）と平年差（右列）単位は℃。白枠は北海道周辺海域の範囲（40°N～45°N、140°E～150°E）を表す。



第 3.2.18 図 北海道周辺海域（第 3.2.17 図の白枠）の旬平均海面水温の経年変化（1985～2012 年）
 緑線、青線及び赤線はそれぞれ 8 月下旬、9 月上旬及び 9 月中旬の値を示す。



第 3.2.19 図 北海道周辺海域（第 3.2.17 図の白枠）における海水温の鉛直構造
 北海道周辺海域における 2012 年 9 月中旬（赤線）と長期平均（黒線、1985～2010 年の平均値）の海水温の鉛直構造。海水温が平年より特に高い範囲（図中の⇔）は海面から 10 数 m に限られており、深さ 50m では長期平均との違いは小さい。

3.2.5 まとめ

2012 年の夏季は、日本の東海上で太平洋高気圧が非常に強まり、北・東日本で厳しい残暑となった。特に、北日本では 8 月下旬から 9 月中旬にかけて記録的な高温となった。本節で記述した高温の要因は、これまでの研究や統計解析の結果と整合するが、完全に説明するものではない。他の要因や詳細なメカニズムについては、さらなる調査・研究が必要である。

参考文献

Enomoto, T., B. J. Hoskins, and Y. Matsuda, 2003: The formation mechanism of the Bonin high in August, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **587**, 157-178.

Enomoto, T., 2004: Interannual variability of the Bonin high associated with the propagation of Rossby waves along the Asian jet. *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 1019-1034.

Hoskins, B., 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.

Kosaka, Y., and H. Nakamura, 2006: Structure and dynamics of the summertime Pacific-Japan teleconnection pattern. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **132**, 2009-2030.

Kosaka, Y., H. Nakamura, M. Watanabe, and M. Kimoto, 2009: Analysis on the dynamics of a wave-like teleconnection pattern along the summertime Asian jet based on a reanalysis dataset and climate model simulations. *J. Meteor. Soc. Japan*, **87**, 561-580.

Nitta, T., 1986: Long-term variations of cloud amount in the western Pacific region. *J. Meteor. Soc. Japan*, **64**, 373-390.

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

Sato, N., Sakamoto, K., Takahashi, M., 2005: An air mass with high potential vorticity preceding the formation of the Marcus Convergence Zone. *Geophys. Res. Lett.*, **32**, L17801. doi:10.1029/2005GL023572.

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.

3.3 2012年夏季の米国の高温・少雨

2012年夏季は、米国の広い範囲で高温・少雨となった。このため、大豆やトウモロコシの生産地帯である米国中西部のコーンベルトで生産量の大幅な減少が見込まれ、穀物価格が高騰した（農林水産省 2012年12月「米国の高温・乾燥と食料需給・価格の動向」¹⁾）。本節では、高温・少雨の状況と関連する大気循環の特徴を述べるとともに、要因の考察を行う。

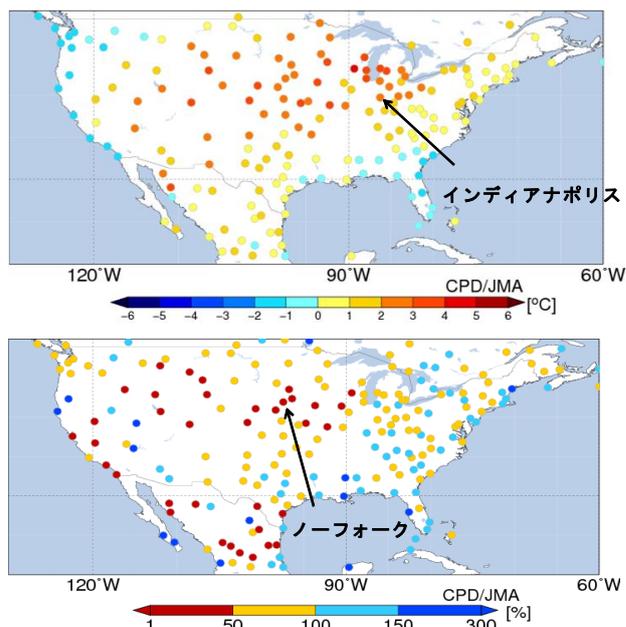
3.3.1 天候の特徴

米国では3月以降、西部を除く広い範囲で高温となる事が多く、5月には中西部で少雨となった。6月以降も広い範囲で高温・少雨が続き、6月下旬から7月上旬には中西部を中心にこの高温傾向が顕著となった。7月中旬以降は東部や南部でまとまった降水があり、8月には中西部の東側にも一時的に降水があったが、中西部の西側を中心に雨の少ない状態が9月まで続いた（第3.3.1図）。

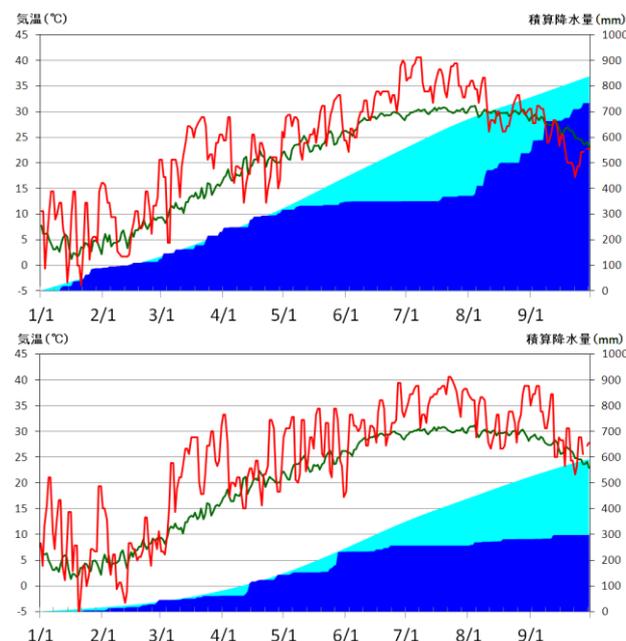
米国中西部インディアナ州のインディアナポリスでは6月下旬以降、日最高気温が40℃以上となった日も出現し、7月31日時点の1月1日以降の積算降水量は平年の約6割だった。中西部の西側に位置するネブラスカ州ノーフォークでも、インディアナポリスと同様に6月下旬から高温となったが、少雨の状態は9月まで続いた（第3.3.2図）。

この高温・少雨で干ばつが急速に進行し、7月24日時点の米国干ばつモニター(USDM)では、米国本土の63.9%が中程度(D1)～異常(D4)の干ばつとされ、過去13年間で最大の面積となった(第3.3.3図)。

コーンベルトでは、高温・乾燥の影響を受けたため、開花・受粉期のトウモロコシや大豆の作柄が著しく悪化し、生産量は大幅な減少の見通しとなったことから穀物の国際価格が高騰する要因となった。



第3.3.1図 米国中西部の高温・少雨の状況
2012年6月1日～7月10日の平均気温の平年差（上）
及び2012年6月1日～9月30日の降水量平年比（下）

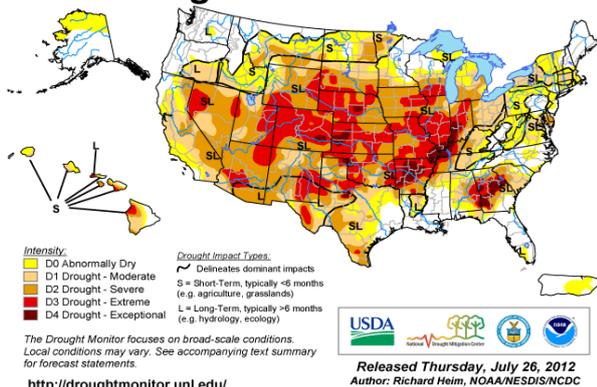


第3.3.2図 インディアナポリス（上）及びノーフォーク（下）の降水量と日最高気温

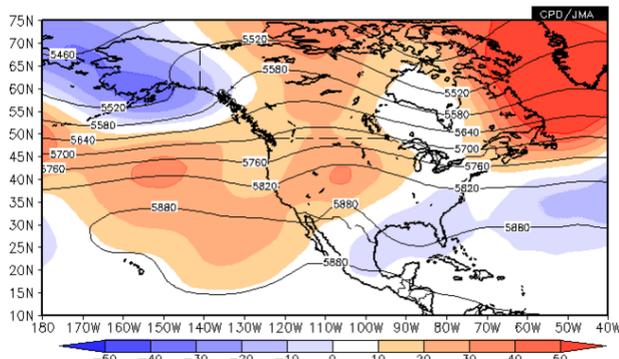
水色は1月1日～9月30日の積算降水量の平年値(mm)、青色は2012年1月1日～9月30日の積算降水量(mm)、緑線は日最高気温の過去20年間の平均値(℃)、赤線は2012年の日最高気温(℃)。

¹⁾ http://www.maff.go.jp/j/zyukyu/jki/j_rep/monthly/201207_1/pdf/2012_1227_usa_drought.pdf

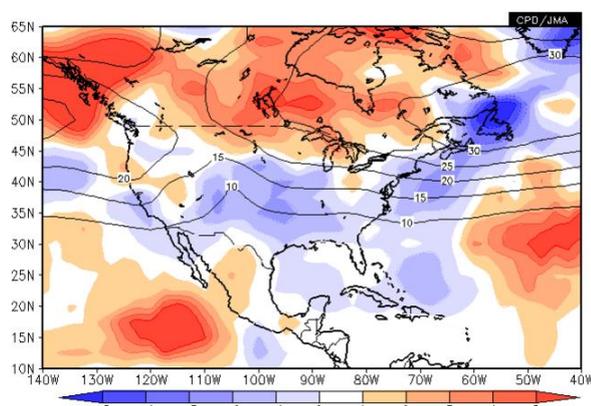
U.S. Drought Monitor July 24, 2012



第 3.3.3 図 米国の干ばつ状況 (2012 年 7 月 24 日時点)
米国は中部を中心に、広い範囲で中程度 (D1) 以上の干ばつとなった (橙色～濃赤色の領域)。米国干ばつ軽減センター (National Drought Mitigation Center) ウェブサイト²より引用。



第 3.3.4 図 500hPa 高度及び平年差 (2012 年 5～9 月平均)
等値線は 500hPa 高度を示し、間隔は 60m。陰影は平年差を表す。



第 3.3.5 図 500hPa 高周波擾乱の単位質量当たりの運動エネルギー—平年値及び平年差 (2012 年 5～9 月平均)
等値線は平年値 (m^2/s^2) を示す。陰影は平年差を表す。高周波擾乱は 2～8 日周期の成分。

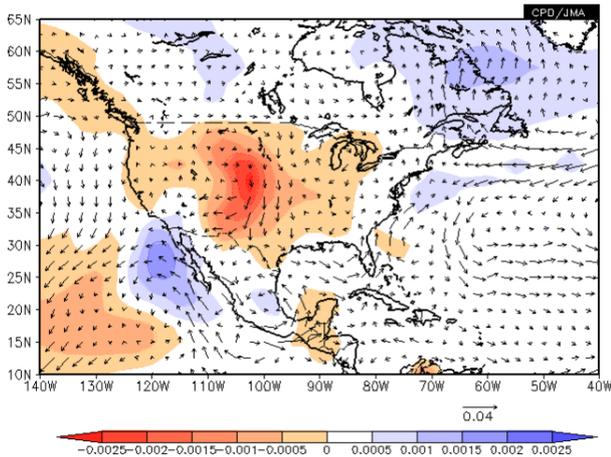
3.3.2 高温・少雨をもたらした大気の流れの特徴と要因

米国中央部を中心に少雨の状態が続いた 5～9 月の期間で平均した大気の流れの様子を見る。500hPa 高度は太平洋の中緯度帯から米国中央部にかけて帯状に正偏差となり、グレートプレーンズ (米国中央西側付近) には明瞭なリッジが分布した (第 3.3.4 図)。米国中央部付近ではジェット気流が北に蛇行し、高周波擾乱の活動は平年より弱かった (第 3.3.5 図)。対流圏下層では、この時期は大西洋に中心を持つ亜熱帯高気圧の西縁に沿ってメキシコ湾から米国中央部に水蒸気が流入するが、2012 年は流入が平年より少なく、大気は乾燥した (第 3.3.6 図)。これは、メキシコ湾東部からバハマ諸島付近で積雲対流活動が平年より活発だったことに対応して、メキシコ湾北東部付近を中心に低気圧性循環偏差が分布したことが関係したとみられる (第 3.3.7 図)。

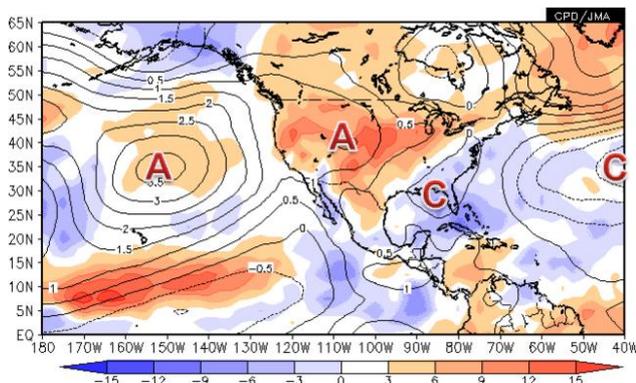
米国中西部を中心に高温・少雨が顕著だった 6 月～7 月上旬の米国付近の大気循環は、5～9 月平均の特徴をより明瞭に示すとともに、太平洋から北米にかけては定常ロスビー波束の伝播に伴う波列パターンが見られ、米国中央部は等価順圧構造の暖かい高気圧に覆われた。

2012 年 5～9 月の海面水温 (第 3.3.8 図) は、北太平洋では中央部で正偏差となり、これを取り囲むような形でアリューシャン近海から北米の西海上、ハワイ付近及び日付変更線付近の赤道域にかけて負偏差が分布した。このような偏差パターンは、北太平洋の海面水温の十年規模変動に現れる最も卓越したパターン (PDO: Pacific Decadal Oscillation (Mantua et al. 1997)) の負の位相に似ている。東部太平洋赤道域の海面水温は正偏差 (エルニーニョ現象の傾向) だったが、西部太平洋熱帯域の対流活動が平年より活発であり、赤道域下層は東風偏差傾向になるなど、大気側はエルニーニョ現象時に現れやすい偏差パターンとは反対の傾向だった。北大西洋の海面水温は熱帯域を含めて広く正偏差となった。

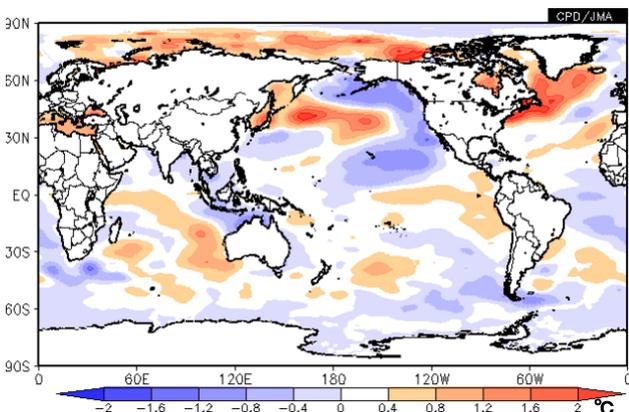
² <http://drought.unl.edu/>



第 3.3.6 図 925hPa 水蒸気フラックス平年差及び比湿平年差 (2012 年 5 ~ 9 月平均)
 矢印は水蒸気フラックス平年差 ($\text{kg}/\text{kg} \times \text{m}/\text{s}$) を示す。
 陰影は比湿平年差 (kg/kg) を表す。



第 3.3.7 図 850hPa 流線関数平年差及び外向き長波放射量 (OLR) 平年差 (2012 年 5 ~ 9 月平均)
 等値線は流線関数を示し、間隔は $0.5 \times 10^6 \text{m}^2/\text{s}$ 。"A"と
 "C"マークはそれぞれ高気圧性循環偏差と低気圧性循環偏差の中心を表す。陰影は OLR 平年差 (W/m^2) を表す。



第 3.3.8 図 海面水温平年差 (2012 年 5 ~ 9 月平均)

米国の夏季の少雨は北太平洋や北大西洋の海面水温変動と密接な関連があることが、様々な研究で指摘されている。例えば、Wang et al. (2010) は、大気モデルを使った海面水温の感度実験により、太平洋の海面水温が負の PDO とラニーニャ現象時に現れやすい熱帯の海面水温パターンするとき (以下、負の太平洋パターンと呼ぶ) や北大西洋の海面水温が高いとき、対流圏下層ではメキシコ湾を中心とする低気圧性循環偏差が形成され、メキシコ湾から米国中央部に流入する水蒸気量が少なくなり、少雨をもたらすことを示した。Schubert et al. (2009) は、複数の大気モデルを使った海面水温の感度実験により、負の太平洋パターンかつ北大西洋の海面水温が高い場合、米国中央部は高温・少雨傾向になることを指摘した。Ting and Wang (1997) や Barlow et al. (2001) は、過去の観測データを用いた統計解析により、負の PDO の海面水温偏差パターンの場合、米国中央部は少雨になりやすいことを示した。これらの研究で示された大気循環の特徴は 2012 年夏季の特徴と似ていた。

3.3.3 まとめ

2012 年の米国の夏季は、中央部を中心に高温・少雨となった。2011 年の夏季は南部を中心に高温・少雨だったことから、米国は 2 年続けて夏を中心に高温・少雨に見舞われたことになる。高温・少雨をもたらした大気循環の特徴が明瞭に現れた 6 月 ~ 7 月上旬の特徴を第 3.3.9 図に示す。これまでの様々な研究から、負の PDO に類似した北太平洋の海面水温と北大西洋の高い海面水温が高温・少雨に影響した可能性が示唆されるが、さらなる調査研究が必要である。

参考文献

Barlow, M., S. Nigam, and E. H. Berbery, 2001: ENSO, Pacific decadal variability, and U.S. summertime precipitation, drought, and stream flow. *J. Climate*, **14**, 2105-2128.

Mantua, N. J., S. R. Hare, Y. Zhang, J. M. Wallace, and R. C. Francis, 1997: A Pacific interdecadal climate oscillation with impacts on salmon

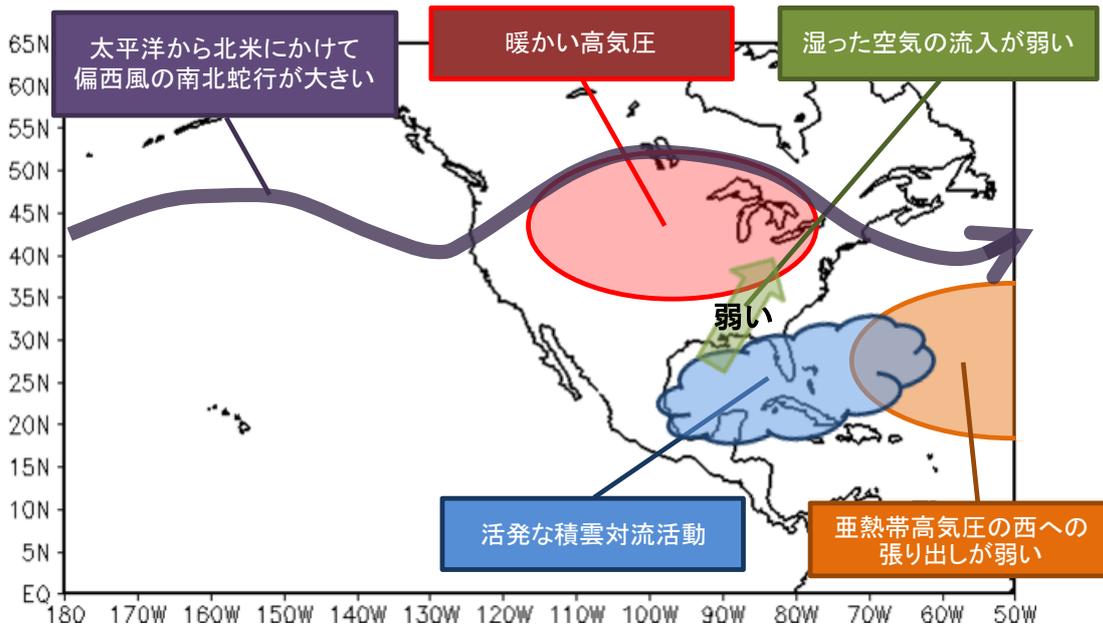
production. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **78**, 1069-1079.

Schubert, S., and Coauthors, 2009: A U.S. CLIVAR project to assess and compare the responses of global climate models to drought-related SST forcing patterns: Overview and results. *J. Climate*, **22**, 5251-5272.

Ting, M., and H. Wang, 1997: Summertime U.S. precipitation variability and its relation to

Pacific sea surface temperature. *J. Climate*, **10**, 1853-1873.

Wang, H., S. Schubert, M. Suarez, and R. Koster, 2010: The physical mechanisms by which the leading patterns of SST variability impact U.S. precipitation. *J. Climate*, **23**, 1815-1836.



第 3.3.9 図 2012 年 6 月～7 月上旬の平均的な大気の流れの特徴 (模式図)