

3 特定事例の解析

3.1 2013/2014 年冬の北米寒波について

3.1.1 はじめに

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

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

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

3.1.2 天候の特徴

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

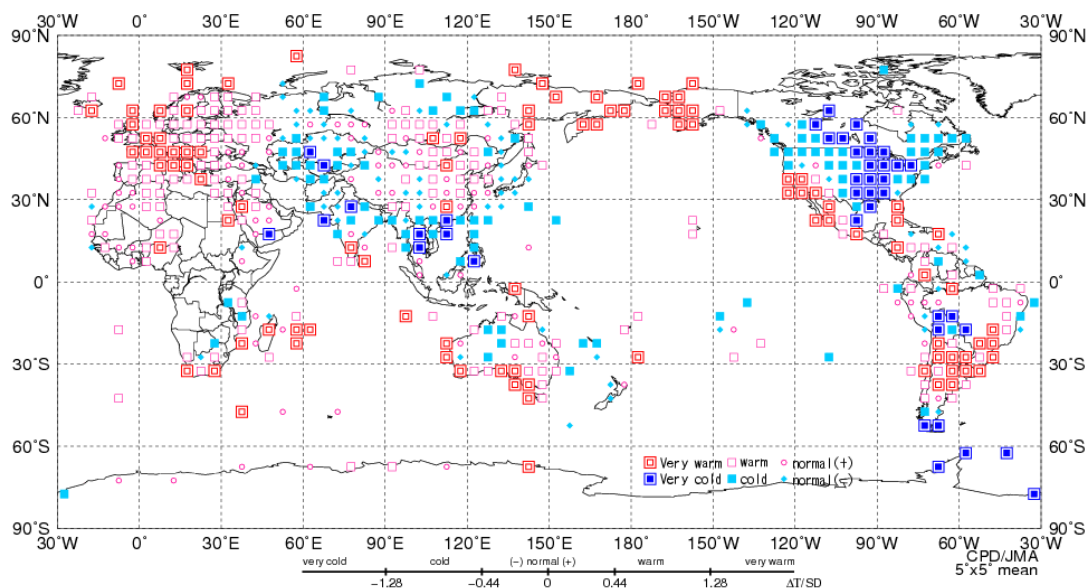
北米大陸が寒波に見舞われた様子を、旬平均気温平年差の推移で見ると (第 3.1.2 図)、平年より 6°C 以上低い領域が、12 月上旬は北米西部に、12 月中・下旬はカナダ北部～東部に、1 月上旬はカナダ中部～米国中西部に、1 月下旬は米国中西部～南部に、2 月上旬はカナダ南西部～米国南部に、2 月中旬は北米北西部に、2 月下旬はカナダ西部～米国中西部に分布した。

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

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

1

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



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

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

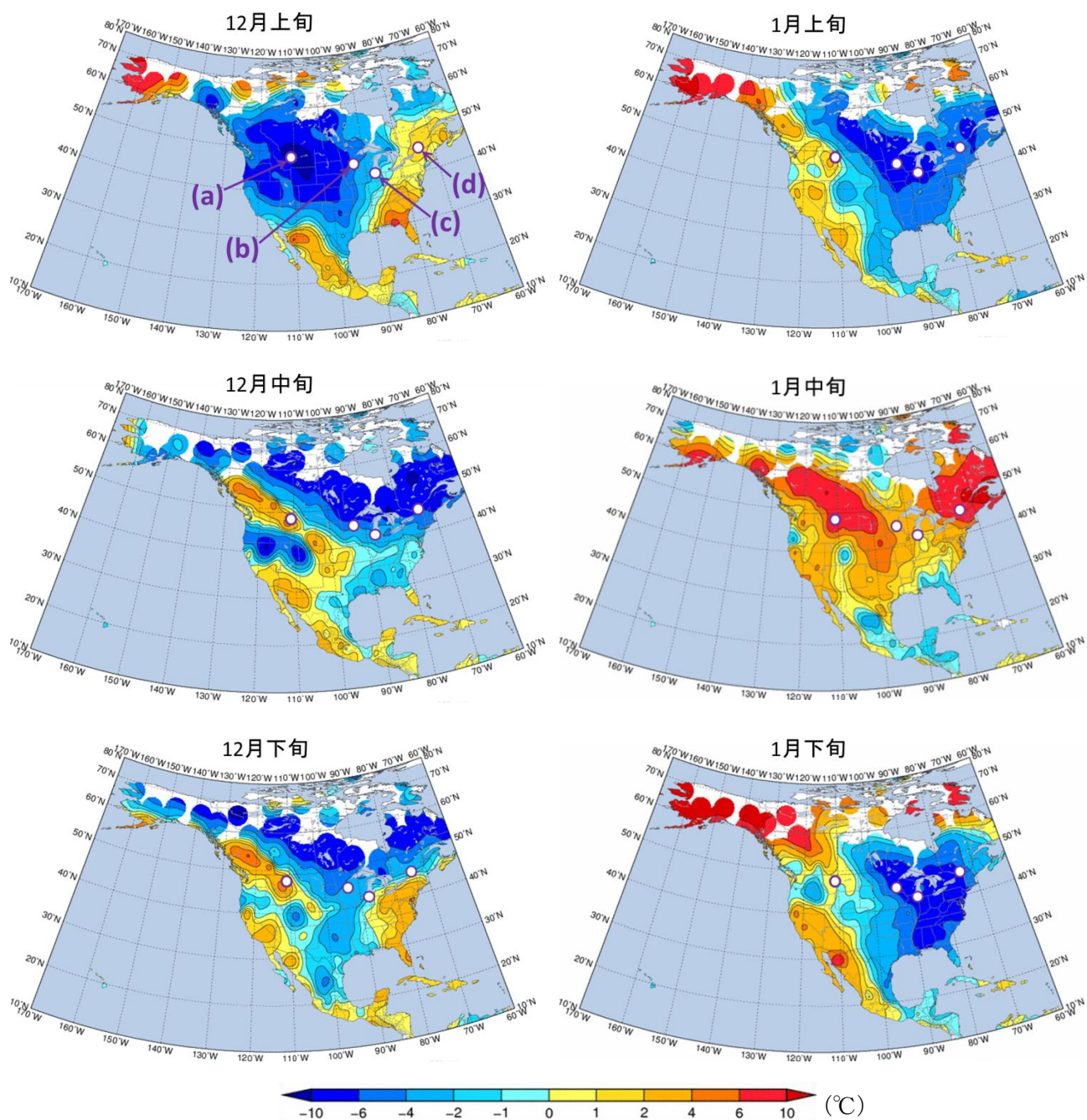
3.1.3 2013/2014 年冬の気象・海洋循環場の特徴

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

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

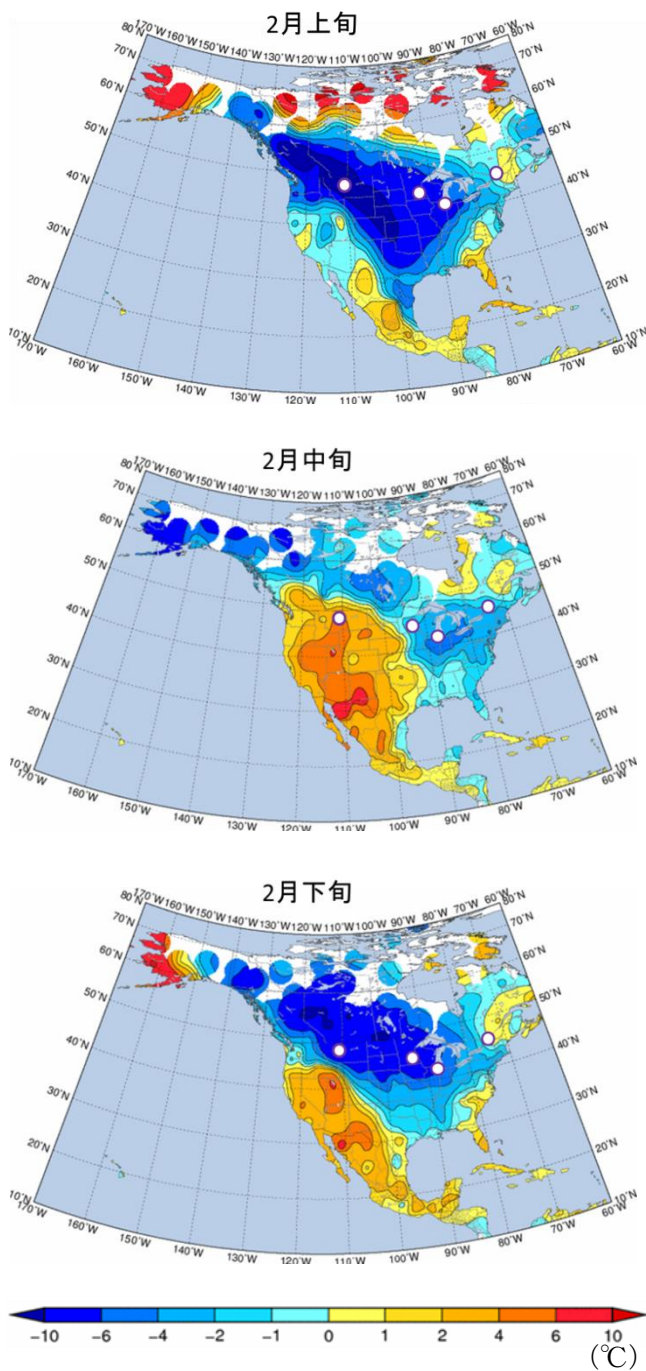
北米中・東部では北からの寒気が流入しやすい状態となった（同図(c)）。対流圏下層における水平寒気移流をみると、北米中部では水平風年平均偏差（第 3.1.6 図(a)）、東部では気温年平均偏差（同図(b)）が、それぞれ北米中部と東部の低温（第 3.1.5 図(d)）に寄与したと考えられる。

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



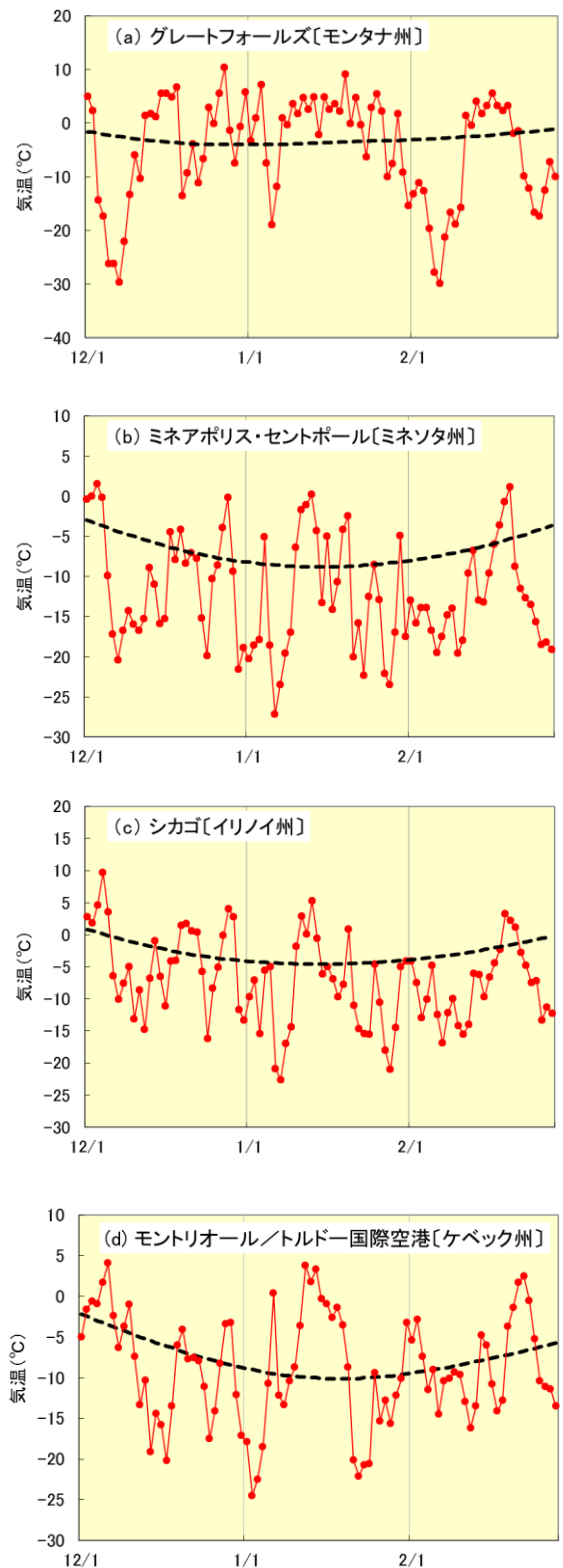
第 3.1.2 図 旬別の平均気温年差の分布

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



第 3.1.2 図 旬別の平均気温年差の分布 (続き)

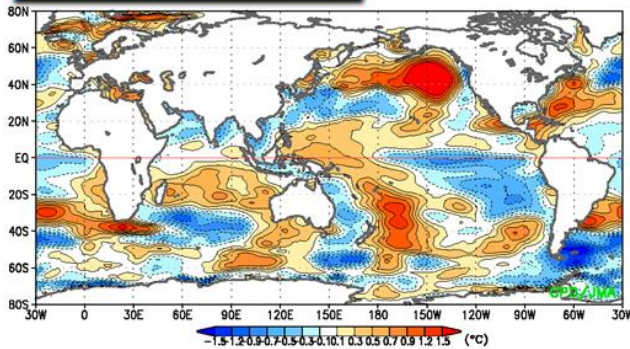
2014 年 2 月。各図の白丸は、グレートフォールズ、ミネアポリス・セントポール、シカゴ、モントリオール／トルドー国際空港の位置を示す (前頁の 12 月上旬の図を参照)。平年値は 1981~2010 年の平均値。



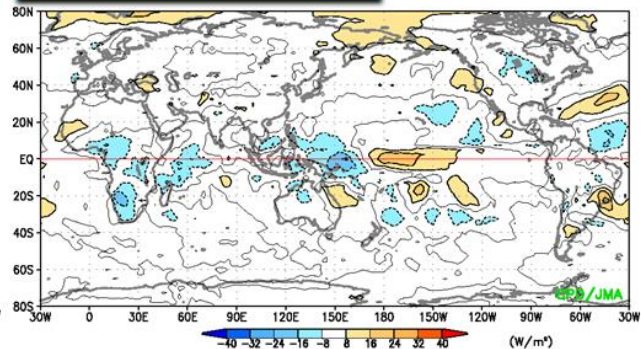
第 3.1.3 図 日平均気温及び平年値の推移 (2013 年 12 月 1 日~2014 年 2 月 28 日)

赤実線が日平均気温、黒破線が平年値 (1981~2010 年の平均値)。

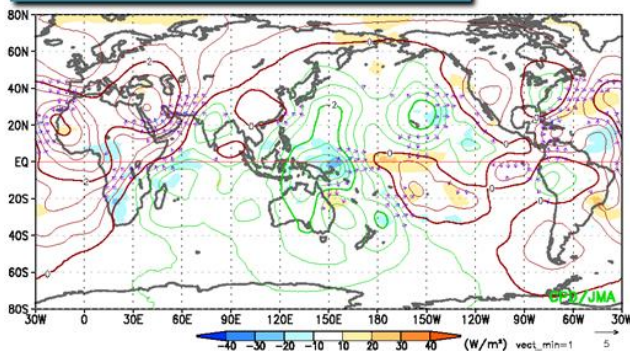
(a) SST anomalies



(b) OLR anomalies



(c) χ_{200} , OLR anomalies



第 3.1.4 図 2013/2014 年冬平均の海況、対流活動、大気循環

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

3.1.4 熱帯の対流活動による北半球の循環場への影響

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

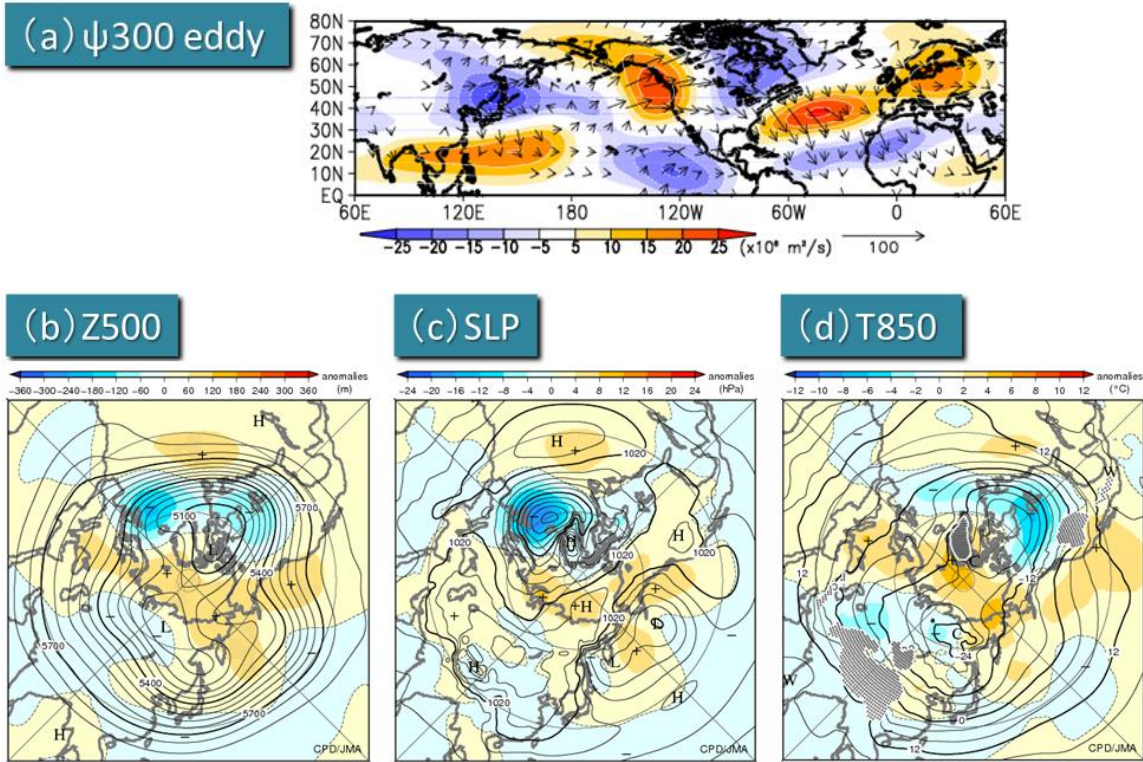
3.1.5 1月後半の低温イベントの事例解析

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

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

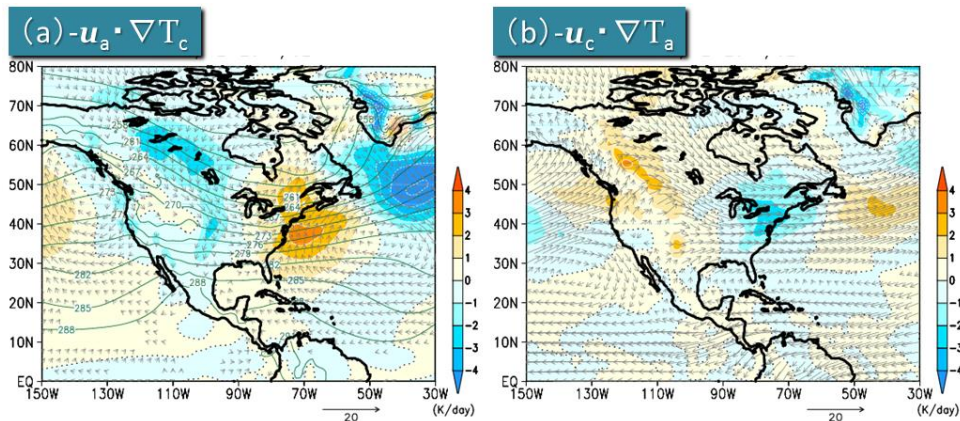
かけての波束伝播が明瞭になるとともに（同図(b)と(c)の下段)、鉛直伝播もみられた（同図(b)と(c)の上段）。ベーリング海付近で上方伝播したプラネタリー波は、下部成層圏で反射してカナダ付近で下方

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



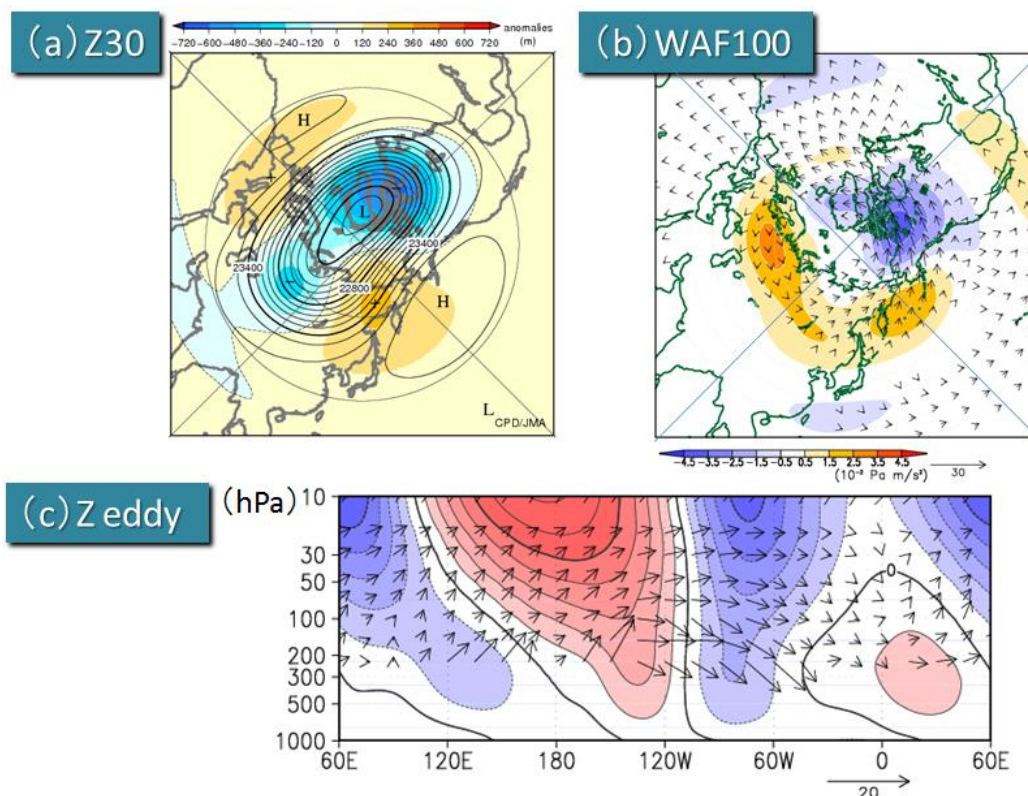
第 3.1.5 図 2013/2014 年冬平均の北半球中高緯度の大気循環

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



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

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



第 3.1.7 図 2013/2014 年冬平均の (a) 30hPa 高度及び年偏差、(b) 100hPa の Plumb (1985) の波の活動度フラックスの水平成分 (矢印; 単位: m^2/s^2) と鉛直成分 (陰影; 単位: $\text{Pa} \cdot \text{m}/\text{s}^2$) と (c) $40^\circ\text{N} \sim 80^\circ\text{N}$ で平均した高度の帯状平均からの差 (等値線、陰影; 100m 間隔) 及び波の活動度フラックス (矢印) の経度-高度断面図
 (a) 等値線間隔は 120m。波の活動度フラックスの単位は、水平成分は m^2/s^2 、鉛直成分は $\text{Pa} \cdot \text{m}/\text{s}^2$ 。(b) 正の値 (暖色) は上方伝播を、負の値 (寒色) は下方伝播を示す。年偏差は 1981~2010 年平均値。

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

このような循環場の特徴は、この冬の期間におけ

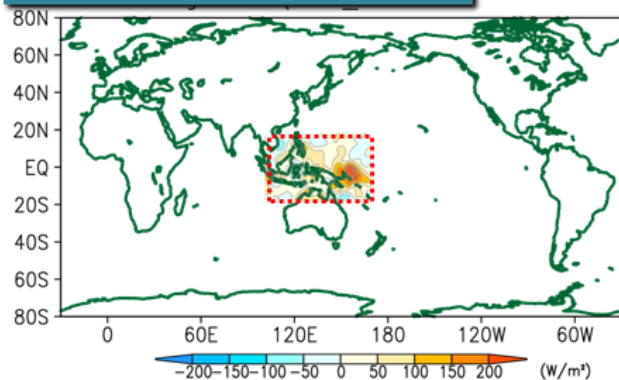
る他の事例でもみられた。以上の結果より、対流圏-成層圏相互作用が北米中・東部における寒波と関連した可能性が考えられる。

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

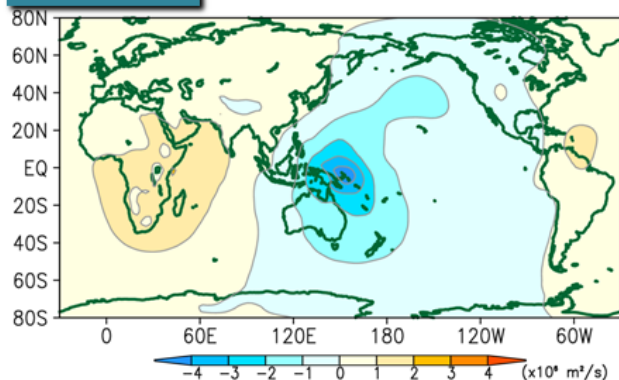
$$K_s^2 = \frac{|\nabla_H Q|}{|U|} - \frac{f_0^2}{4N^2 H_0^2} \left(1 - 4H_0 N \frac{dN^{-1}}{dz} + 4H_0^2 N \frac{d^2 N^{-1}}{dz^2} \right)$$

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

(a) Diabatic heating rate



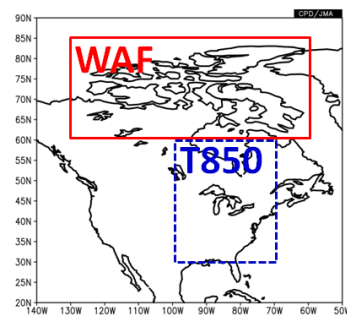
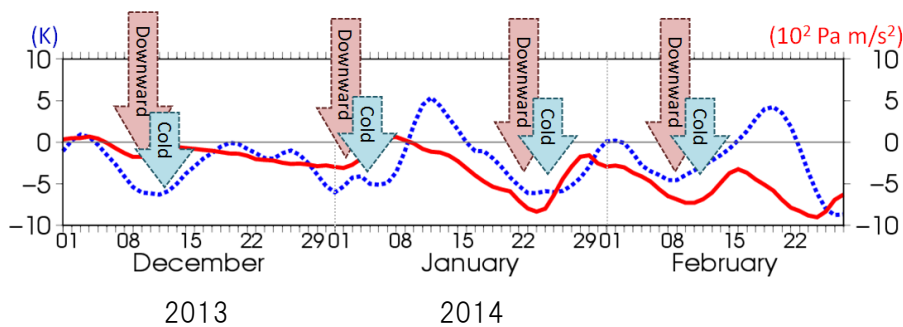
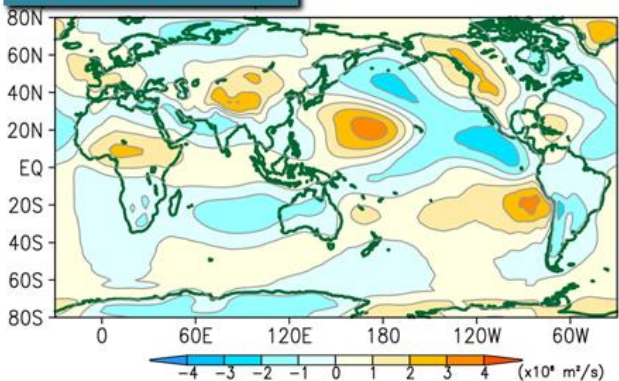
(b) χ_{200}



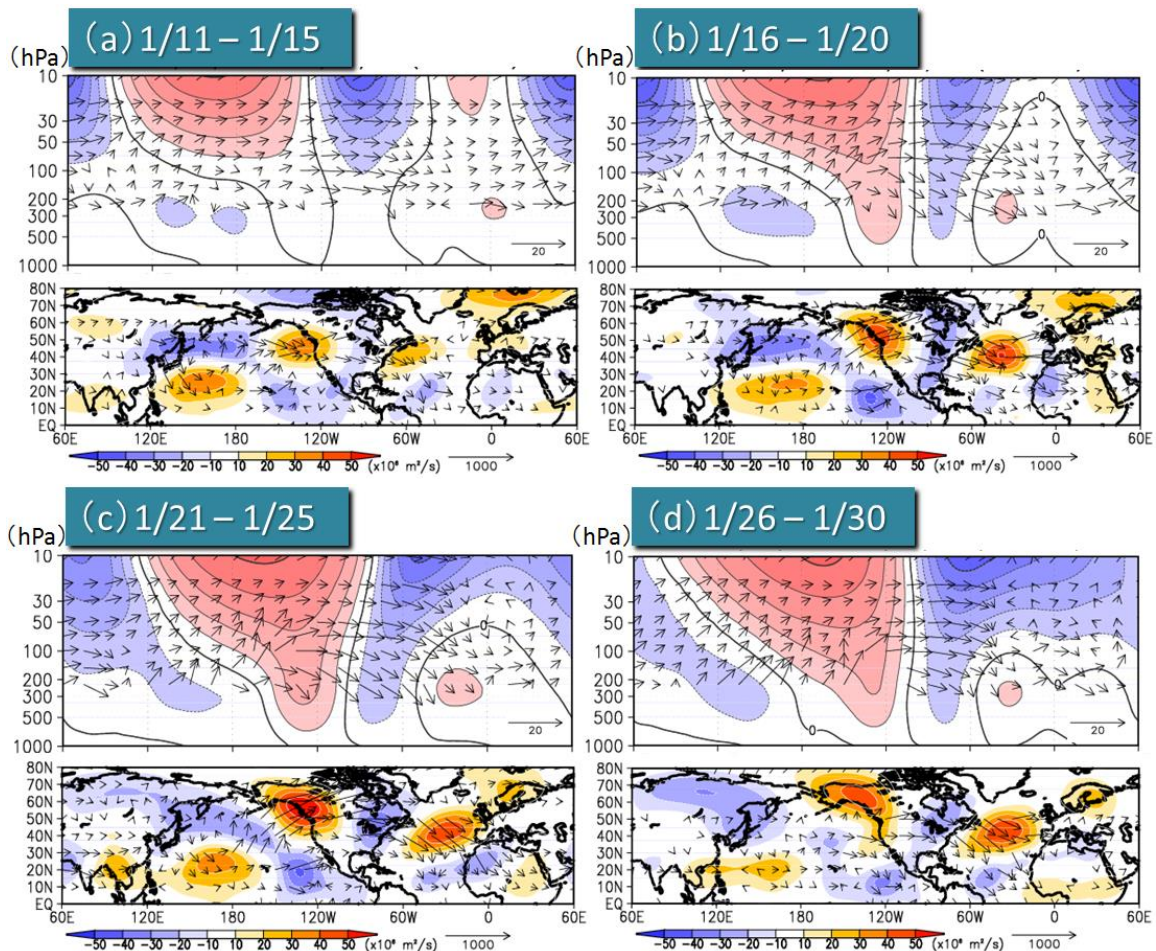
第 3.1.8 図 線形傾圧モデル (LBM) による海洋大陸から西部太平洋熱帯域にかけての非断熱加熱年平均偏差に対する定常応答

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

(c) ψ_{300} eddy



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



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

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

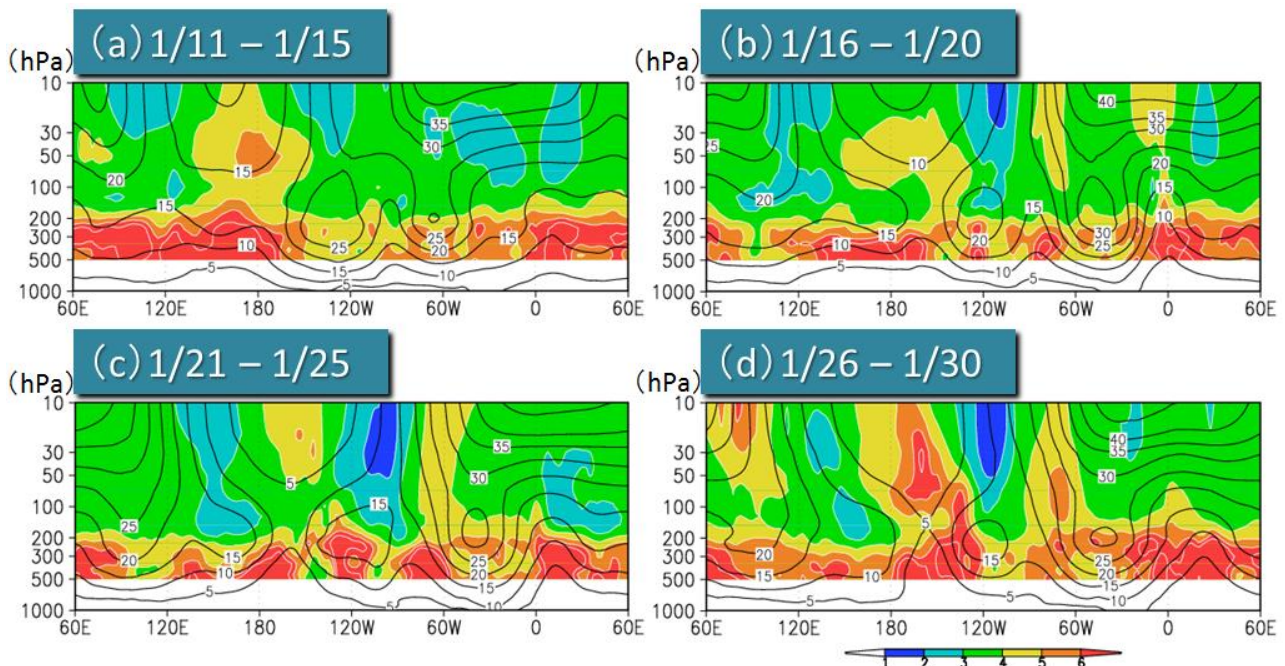
3.1.6 まとめ

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

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

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

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



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

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

参考文献

- Karoly, D. J., 1983: Rossby wave propagation in a barotropic atmosphere. *Dyn. Atmos. Oceans*, **7**, 111-125.
- Kodera, K., H. Mukougawa, and S. Itoh, 2008: Tropospheric impact of reflected planetary waves from the stratosphere. *Geophys. Res. Lett.*, **35**, L1806, doi:10.1029/2008GL034575.
- , and —, and A. Fujii, 2013: Influence of the vertical and zonal propagation of stratospheric planetary waves on tropospheric blockings. *J. Geophys. Res.*, **118**, 8333-8345.
- Nishii, K., and H. Nakamura, 2004: Lower-stratospheric Rossby wave trains in the Southern Hemisphere: A

- case-study for late winter of 1997. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 325-345.
- Perlwitz, J., and N. Harnik, 2003: Observational evidence of a stratospheric influence on the troposphere by planetary wave reflection. *J. Climate*, **16**, 3011-3026.
- Plumb, R. A., 1985: On the three-dimensional propagation of stationary waves. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 217-229.
- Watanabe, M. and M. Kimoto, 2000: Atmospheric-ocean thermal coupling in North Atlantic: A positive feedback. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **126**, 3343-3369.

3.2 2014年8月の日本の不順な天候

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

3.2.1 天候の特徴

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

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

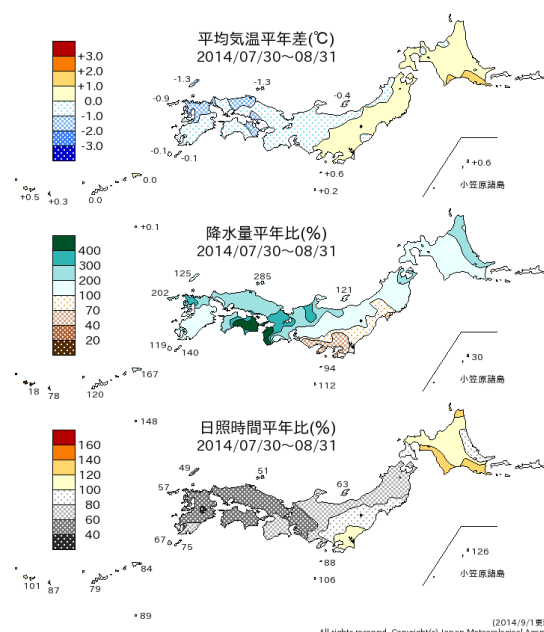
²

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

3.2.2 7月30日～8月上旬の状況

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

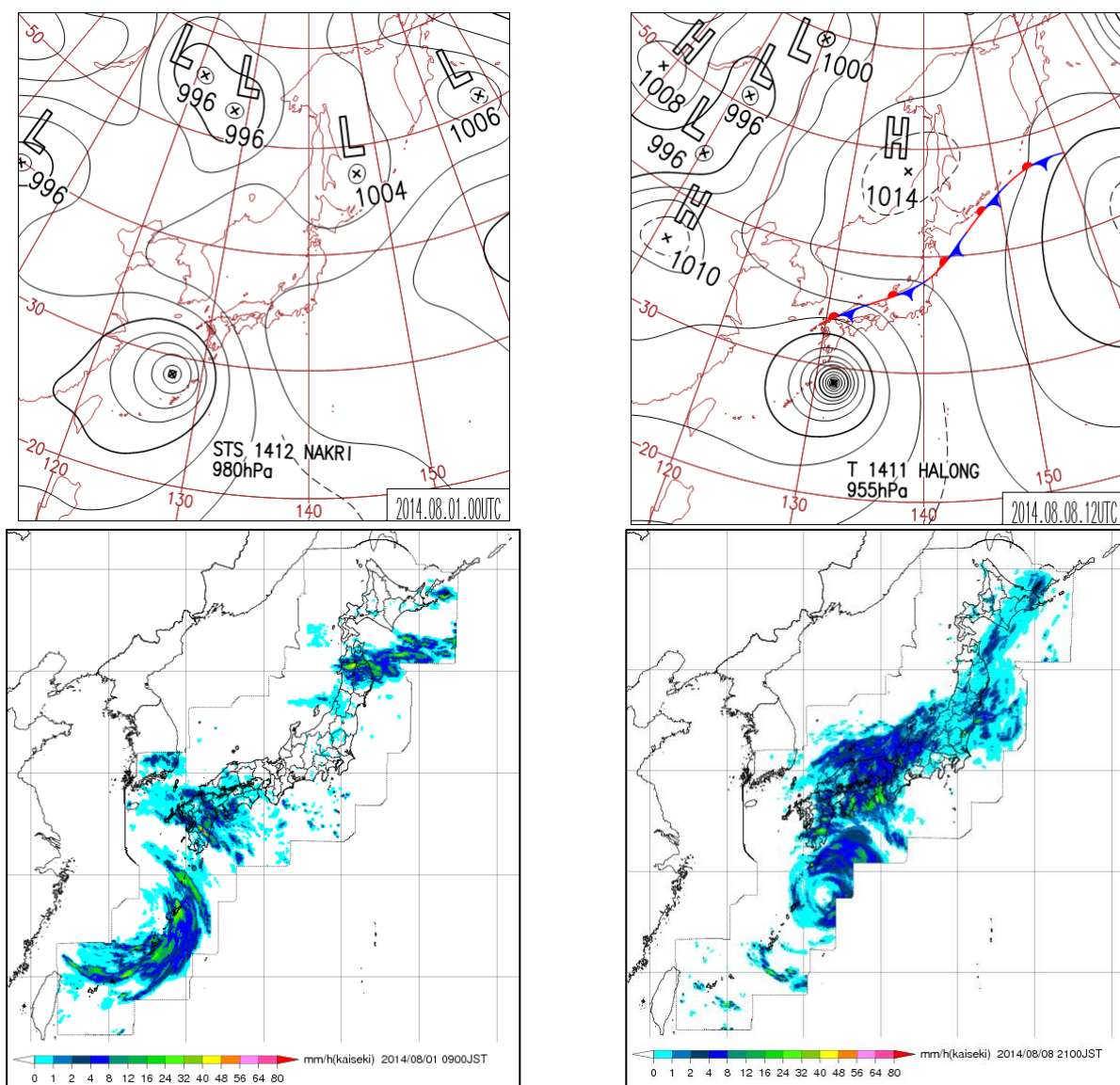
7月29日にフィリピンの東で発生した台風第12号は、31日から8月1日にかけて沖縄本島に接近、東シナ海を北上後、3日には黄海で熱帯低気圧に変わった。この時期、上空の偏西風は平年の位置よりも北偏し北海道の北を流れており、台風の移動速度が遅かったことから、進路の東側に入った西日本太平洋側を中心に、長時間にわたって湿っ



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

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

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



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

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

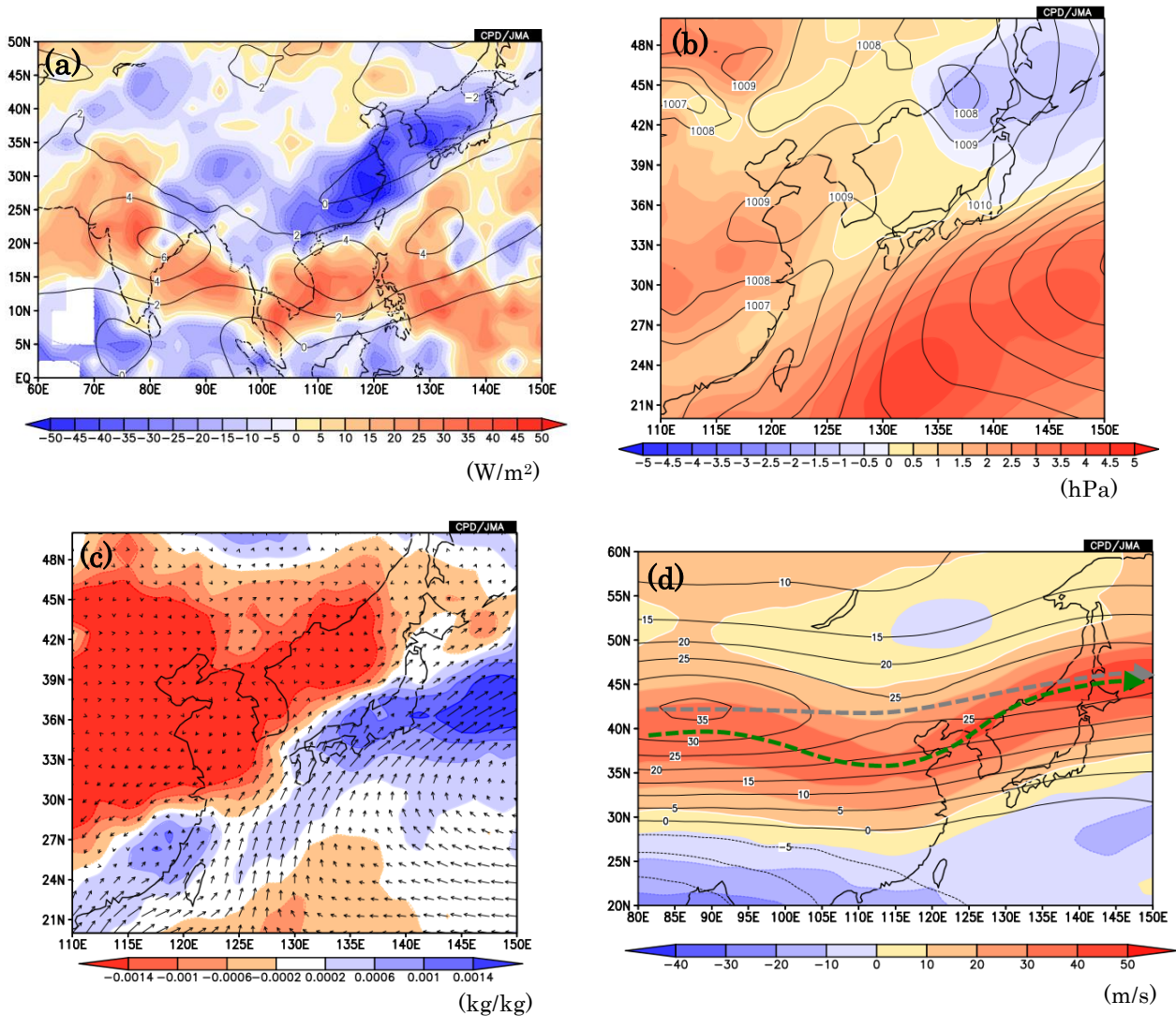
台風第11号は7月29日にグアム島の東の海上で発生し、西進後、8月4日には北に向きを変えて9日にかけて日本の南海上を進み、10日には四国に上陸した。この台風も第12号と同様に遅い速度で南海上を北上したため、日本付近は長時間にわたって湿った空気が流れ込みやすい状態が続き、日本海から北日本にかけて停滞した前線の影響も

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

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

3.2.3 8月中旬の状況

台風第12号と台風第11号が相次いでフィリビ



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

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

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

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

3.2.4 8 月下旬の状況

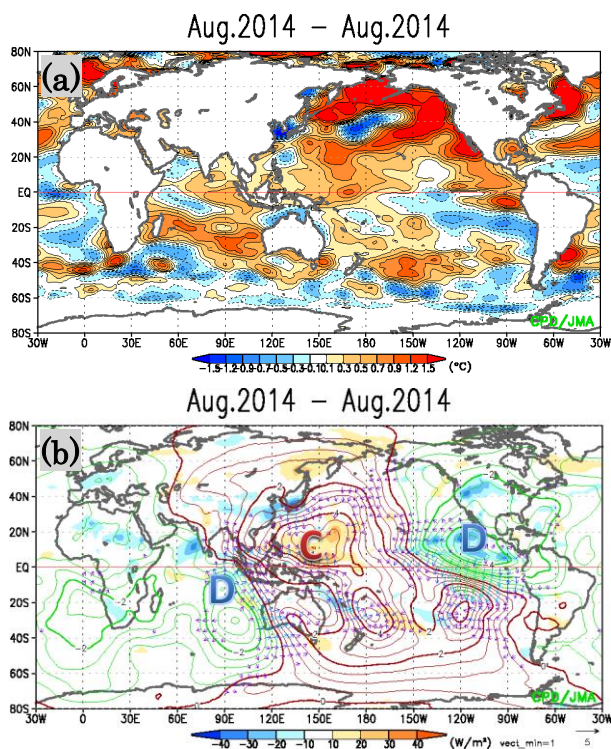
下旬に入ると偏西風の蛇行は小さくなったが、引き続き中国東部付近で南偏して流れ、黄海から日本海付近でトラフ、日本の南東でリッジとなる

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

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

3.2.5 全球の大気と海洋の状況

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



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

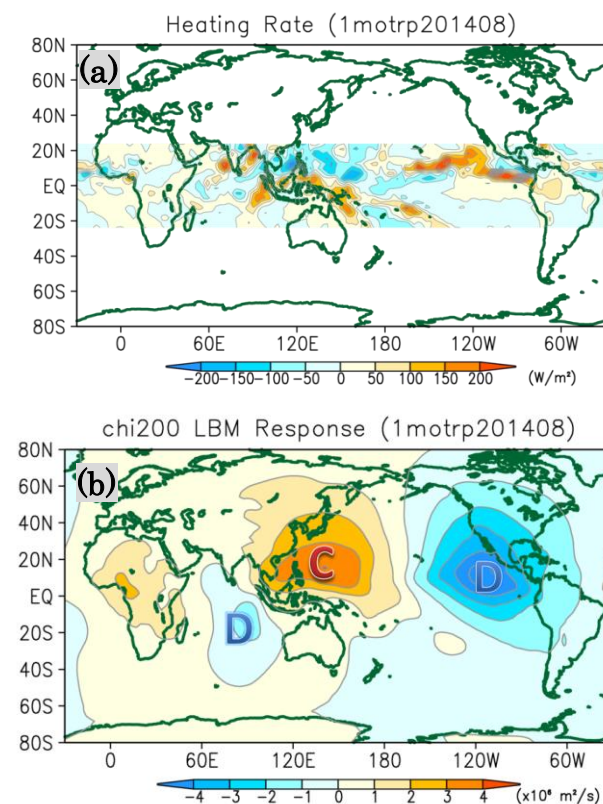
大文字アルファベットで示されたC及びDは、それぞれ収束偏差、発散偏差であることを示す。

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

3.2.6 熱帯域の加熱偏差に対する応答

前節で述べた熱帯域の対流活動偏差分布に対する大気循環の応答を確認するため、線形傾圧モデル (Linear Baroclinic Model: LBM, Watanabe and Kimoto 2000) を用いて行った再現実験の結果を示す。

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



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

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

帯域の中部から東部で正の加熱偏差、南シナ海から太平洋西部で負の加熱偏差となっている。この加熱偏差分布を与えたLBMによる200hPa速度ポテンシャルの応答を第3.2.5図(b)に示す。インド洋から太平洋にかけての大規模な上層発散・収束の偏差パターンは、実況で解析された分布(第3.2.4図(b))と整合している。

同様に、200hPa流線関数、850hPa流線関数におけるLBMの応答について、解析された実況と対比して第3.2.6図に示す。上層では、中国南部の高気圧性循環偏差、海洋大陸北部と東アジア東部の低気圧性循環偏差が実況と対応して再現されている。また、北太平洋中部ではミッドパシフィックトラフが平年と比べて顕著に浅い(高気圧性循環偏差)状況が解析されていたが、この特徴もLBMの応答として再現されている。下層の応答を見ると、南シナ海からフィリピン海北部にかけての高気圧性循環偏差、日本海周辺の低気圧性循環偏差、北太平洋では亜熱帯高気圧の循環が西部を除き広範囲で弱い特徴が実況と整合している。

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

3.2.7 アジアモンスーンと亜熱帯ジェット気流

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

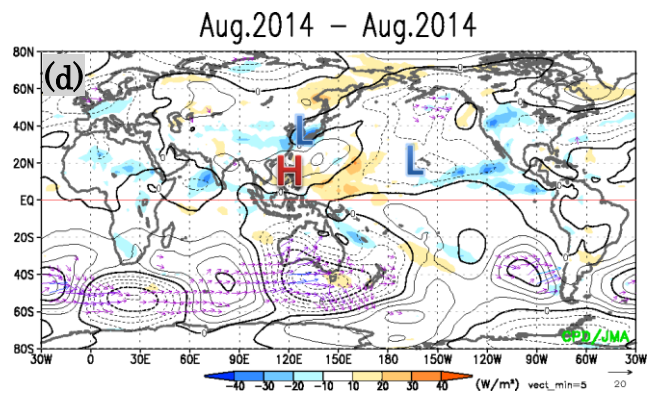
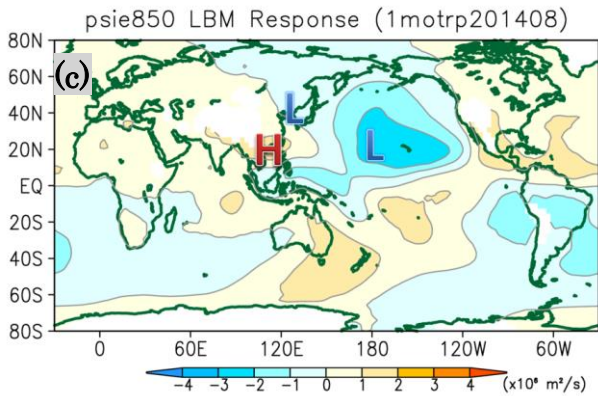
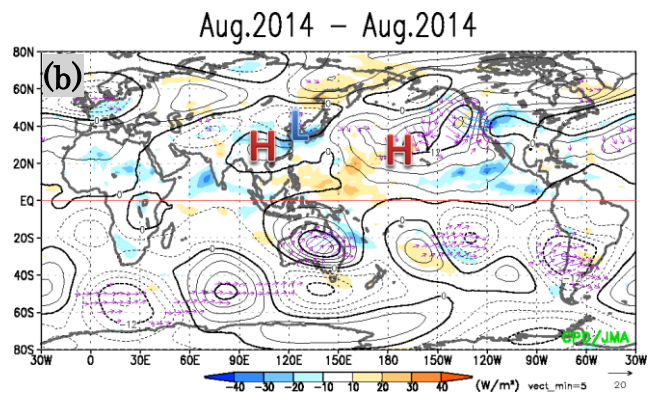
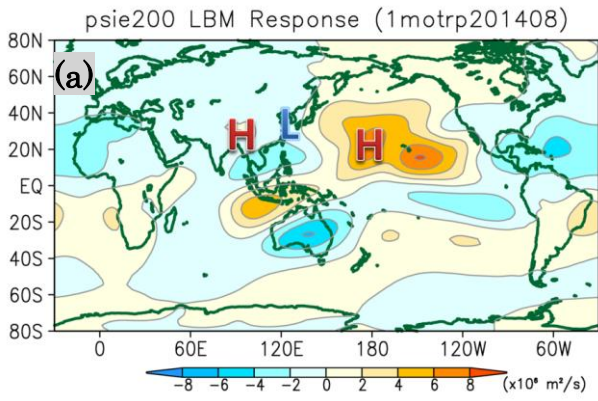
アジアモンスーンは、7月はほぼ月を通して平年より活発な状態が続いたが、8月になって急速に活動が低下し、月末まで不活発な状態が続いた。同様に、フィリピン周辺の対流活動は7月になら

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

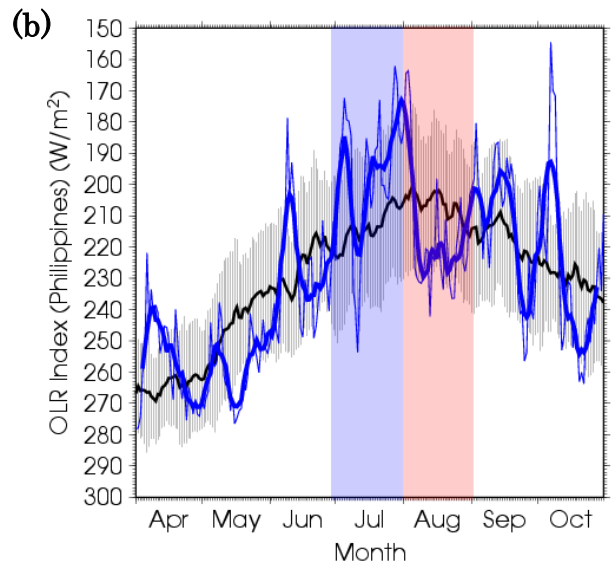
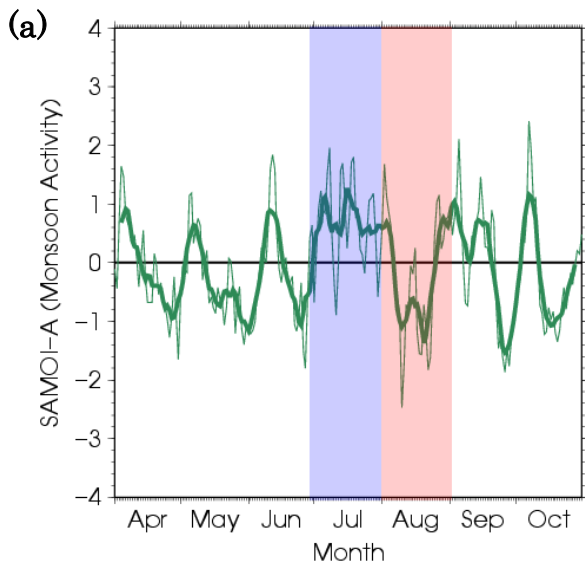
7月から8月にかけては、アジアモンスーンの活動に対応して亜熱帯ジェット気流が北偏(活発時)あるいは南偏(不活発時)する傾向がみられた(第3.2.8図)。また、過去の統計関係からは、アジアモンスーンが不活発なときには、東アジア周辺で亜熱帯ジェット気流が平年の位置より南偏・蛇行する傾向がみられる(第3.2.9図)。

このことから、8月に中国東部から日本海で亜熱帯ジェット気流が南偏・蛇行したことには、アジアモンスーンの不活発な状態が関連した可能性がある。

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

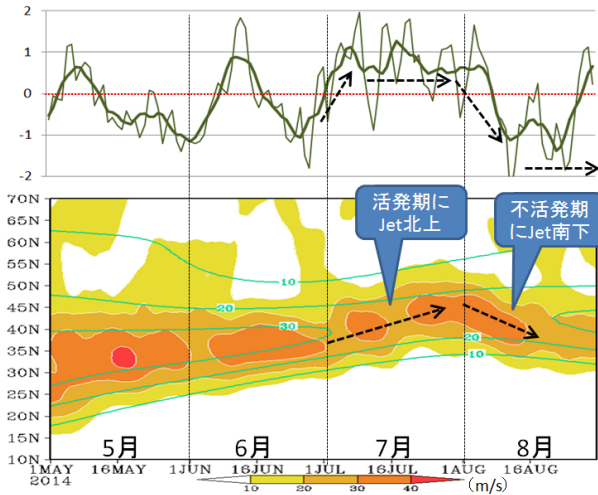


第 3.2.6 図 第 3.2.5 図 (a) の加熱偏差を与えた LBM 実験による (a) 200hPa 流線関数の応答と (c) 850hPa 流線関数の応答、及び、それぞれに対応する実況の (b) 200hPa 流線関数偏差と (d) 850hPa 流線関数偏差 (a) と (c) の偏差は帯状平均からのずれとして表示している。大文字アルファベットの H、L はそれぞれ高気圧性循環偏差、低気圧性循環偏差を示している。(b) の等値線間隔は太線 $12 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 、細線 $3 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$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



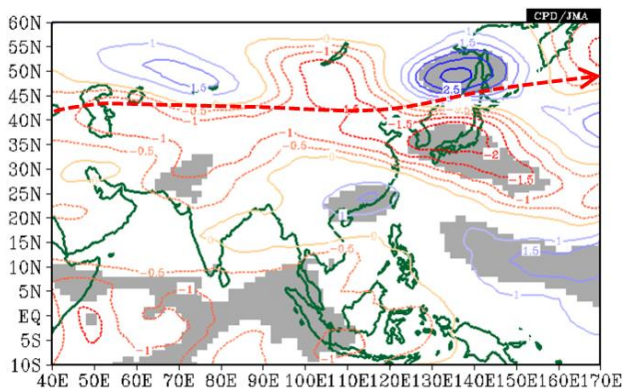
第 3.2.7 図 (a) SAMOI-A 及び (b) フィリピン周辺 ($10^\circ\text{N} \sim 20^\circ\text{N}$, $115^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{E}$) で平均した OLR の変動 (2014 年 4 月 ~ 10 月)

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



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

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



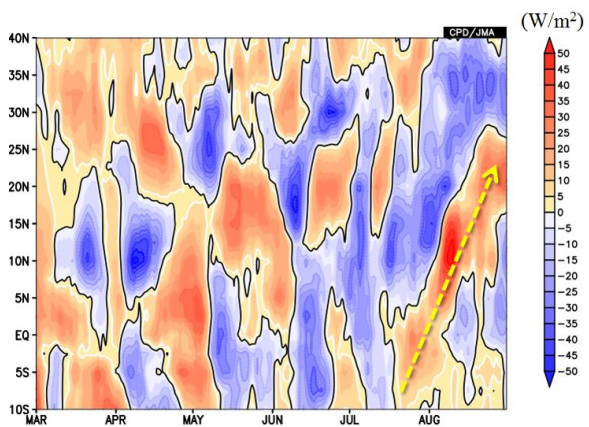
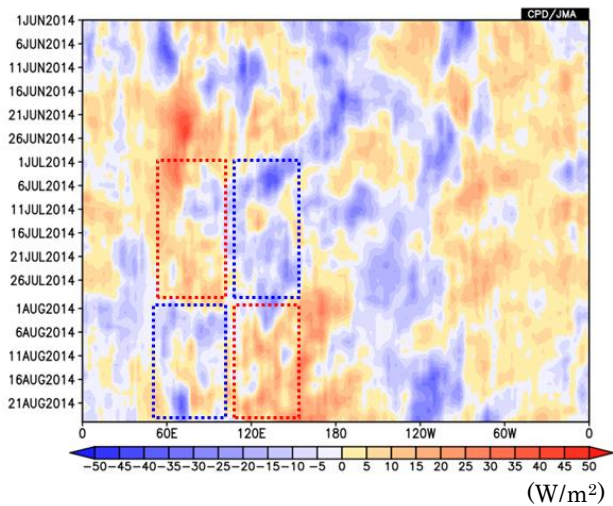
第 3.2.9 図 SAMOI-A に回帰した 200hPa 東西風 (8 月) 統計期間は 1979～2013 年。暖色系 (寒色系) の等値線は、アジアモンスーンが不活発なときに西風が強い (弱い) 傾向があることを示す。単位は m/s。信頼度水準 95% で有意な領域に灰色の陰影を施している。赤の太い破線は平年の亜熱帯ジェット気流の位置を表している。

3.2.8 夏季熱帯季節内振動

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

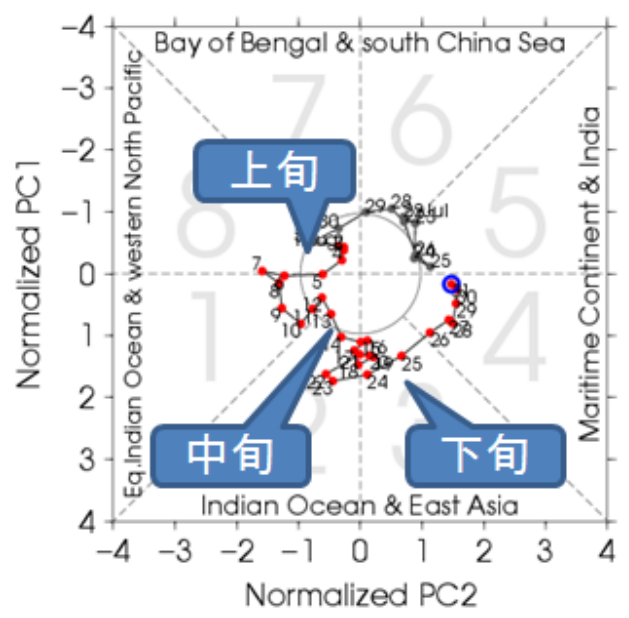
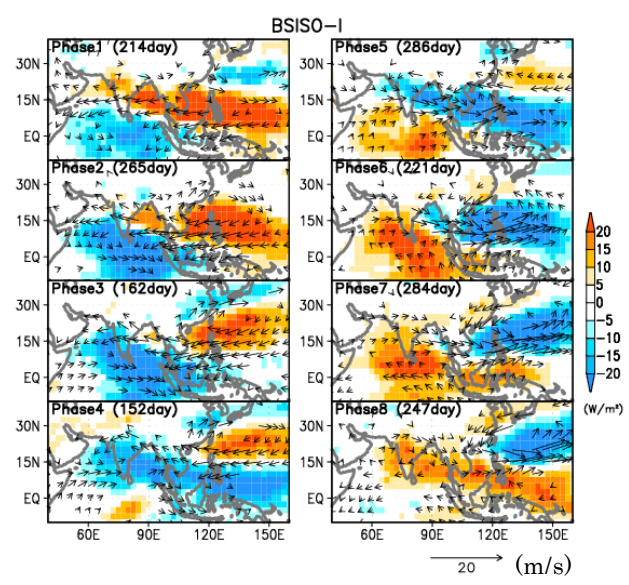
このような対流活発・不活発域の変動は、北半球夏季熱帯季節内振動 (BSISO) として知られる変動の各位相の典型的な特徴と一致していることがわかる。第 3.2.11 図は、Lee et al. (2013) に基づき、OLR 及び 850hPa 東西風の多変量経験的直交関数の第 1・第 2 主成分から合成した、BSISO における 8 つの特徴的な位相と、2014 年 7 月末から 8 月にかけての日ごとの実況に対して各主成分得点をプロットした位相ダイアグラムを示している。7 月下旬の対流活動はフィリピン付近で活発、インド洋では不活発で、Phase5 から Phase7 に対応している。8 月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

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



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

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



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

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

3.2.9 短時間強雨の長期変化傾向

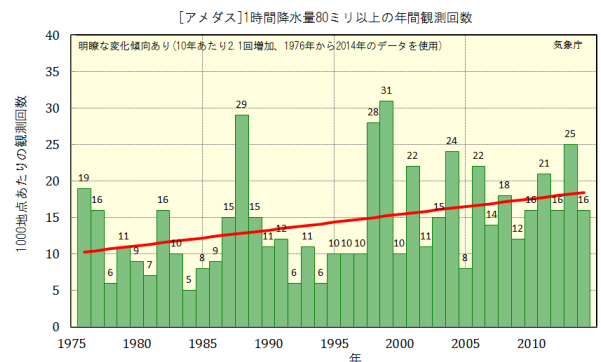
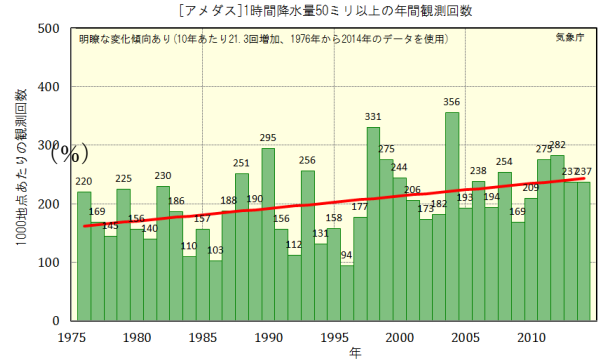
2014年8月は、広島市で1時間降水量が100mmを超える猛烈な雨が降るなど、短時間強雨に伴う被害が発生した。

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

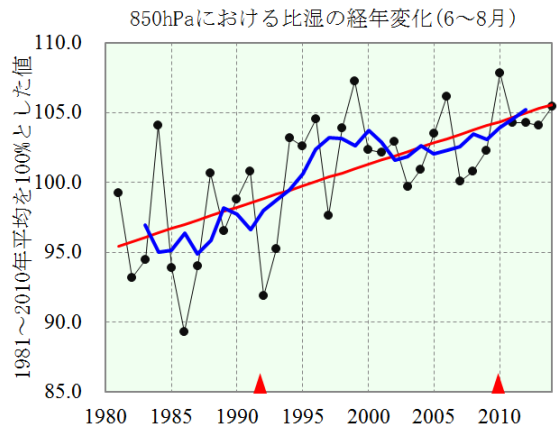
以上のことから、日本における短時間強雨の増加傾向には、地球温暖化が関連している可能性があるものの、観測期間がまだ40年程度と短いことから、因果関係についてより確実に評価するためには、今後さらにデータを蓄積する必要がある。

3.2.10 まとめ

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



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

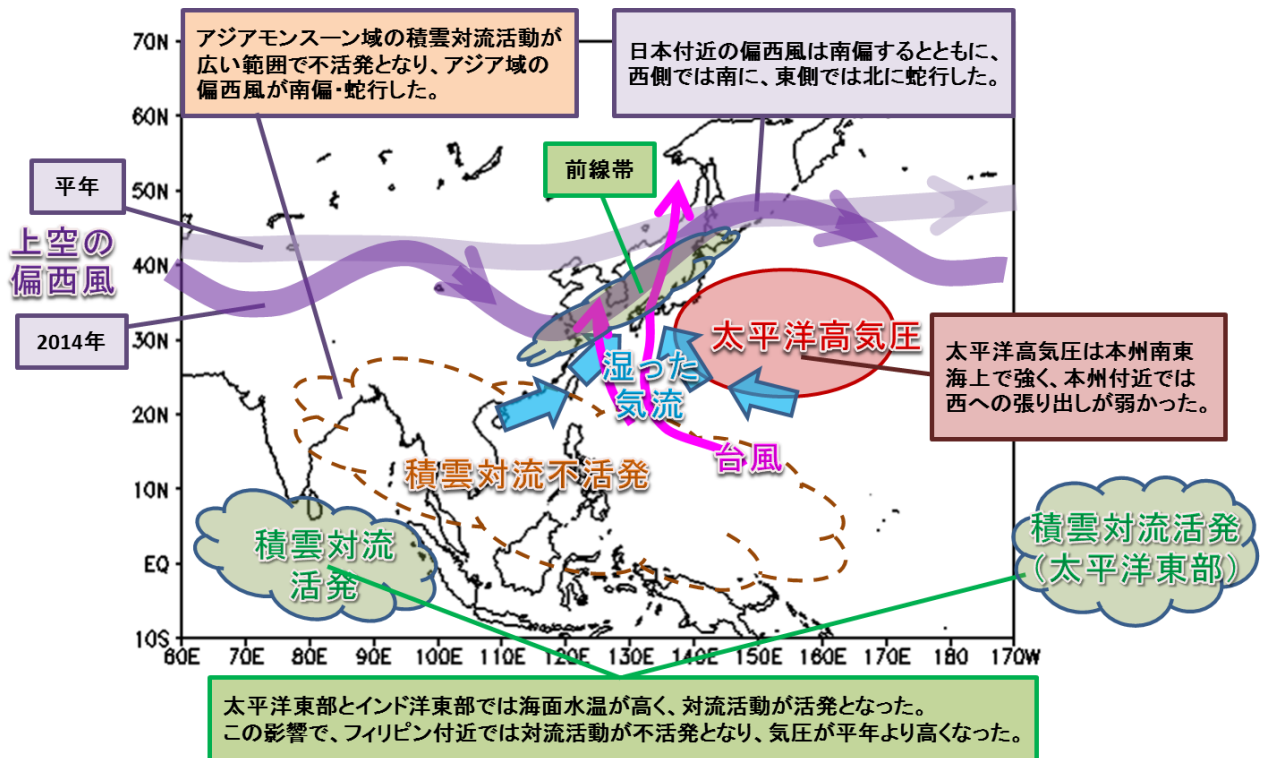


第3.2.13図 日本付近における対流圏下層の夏季（6～8月）の水蒸気量の経年変化（1981～2014年）850hPa 気圧面の比湿（空気1kgあたりに含まれる水蒸気量、1981～2010年平均を100%とした値で示す）の経年変化。ここでは、国内13高層気象観測地点（稚内、札幌、秋田、輪島、館野、八丈島、潮岬、福岡、鹿児島、名瀬、石垣島、南大東島、父島）の算術平均を用いた。細線（黒）は13高層観測地点の平均、太線（青）は5年移動平均、直線（赤）は期間にわたる変化傾向。赤三角は測器の変更のあった年を示す。

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

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

以上の結果を概念的に表した図を第 3.2.14 図に示す。



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

参考文献

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

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

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

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