

## 2010 年夏季のロシアブロッキングのメカニズムと予測可能性

藤井 晶（京大・院理）・黒田 友二（気象研）・向川 均（京大・防災研）

### 1. はじめに

2010 年 6 月下旬から 8 月中旬にかけて、東ヨーロッパ・ロシア西部を中心にブロッキングが発生し、各地に異常高温をもたらした（図 1）。1 か月以上にわたり持続したこのブロッキングは、これまで夏季にユーラシア西部で発生したブロッキングの中では持続期間が最も長く、また、ブロッキング強度（熱帯大気への張り出し）も過去最大を記録した。このような顕著な特徴を持った事例であったため、その発生・持続要因や予測可能性に関して既に次のような研究結果が発表されている。

Dole *et al.* (2011) は、2010 年の外部強制力（海面水温、北極海・海氷面積、温室効果ガス濃度）が、同年夏季のブロッキングの発生や熱波の強さにどの程度影響していたのかをモデルシミュレーションにより調べ、ロシア西部の高気圧偏差や熱波の強さは、これら三つの境界条件によって強制されたのではなく、大気の内力学によって駆動されていたことを示した。しかしながら、Dole *et al.* (2011) は、論文では考慮していない大気と陸地面との相互作用の重要性、すなわち、ユーラシア西部での高温の持続

に伴って発生した干ばつが熱波をより一層強化した可能性があることを示唆している。また、海面水温とブロッキングの発生頻度との関連について、Schneider *et al.* (2012) は、1989 年～2010 年の再解析データを用いて統計的解析を行い、夏季にラニーニャ現象が発生した年には、30°E～60°E の経度帯でブロッキング発生頻度が有意に増加することを示し、2010 年夏季の長寿命ブロッキングがラニーニャ現象に伴う海面水温偏差の影響を受けた可能性があることを示唆している。

一方、2010 年夏季の長寿命ブロッキングの予測可能性について、Matsueda (2011) は、各国の気象機関の現業アンサンブル予報データを用いた解析を行った。その結果、2010 年夏季の事例は他のブロッキング事例に比べ予測可能性が高いが、8 月上旬のブロッキング持続期には 30°E～45°E の経度帯で予測可能性が悪化することを示した。この経度帯におけるブロッキングの予測可能性の悪化について、Matsueda (2011) は、ブロッキングのすぐ南西に位置するトラフの予測が困難であったことが原因であると示唆しているが、トラフがどのようにブロッキングの予測精度に影響を及ぼしたのかは明らかでない。また、これまでの研究では、2010 年夏季のブロッキングの発生や持続に寄与するメカニズムについても明らかにされていない。

そこで、本研究では、再解析データと予報データを用いて、2010 年 7 月～8 月にロシア西部で 1 か月以上持続したロシアブロッキングに注目し、その持続メカニズムの解明と予測可能性に関し詳細な解析を行う。先に述べたように、先行研究の中には、2010 年の海面水温偏差がブロッキングの発生・

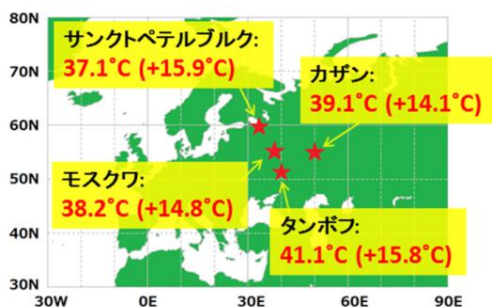


図 1 2010 年 6 月～8 月に観測された日最高気温の最高値。括弧内は平年差を表す。Barriopedro *et al.* (2011) を基に作成。

持続に寄与していたこと (Schneider *et al.*, 2012; 森ほか, 2012) や、熱帯の対流活動がブロッキングの形成に影響を及ぼしたこと (小寺ほか, 2012) などが示唆されているが、本研究では中高緯度大気内部変動の観点から本事例を解析する。

## 2. 使用データ及び解析手法

### 2.1 使用データ

本研究では三つのデータを使用した。まず、2010 年夏季の大気循環場の特徴を捉えるために、JRA-25/JCDAS 再解析データ (Onogi *et al.*, 2007) を 2010 年 5 月から 2010 年 9 月の期間で使用した。このデータは 6 時間毎 (00, 06, 12, 18UTC) に、1000hPa から 0.4hPa までの 23 層の等圧面で、緯度経度 1.25 度間隔の格子点上で与えられる。

次に、予測可能性を評価するために使用した、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データと、気象研究所/気象庁統一大気大循環モデルによるハインドキャスト予報実験データについて説明する。

気象庁現業 1 か月アンサンブル予報は、毎週水曜日と木曜日の 12UTC を初期時刻として、数値予報モデル (GSM0803C) を用いて実施された。モデルの水平解像度は T159 で、鉛直層数は 0.4hPa までの 24 層である。予報初期値は気象庁全球客観解析データ (GANAL) で与えられ、海面水温は時間変化する気候値と初期時刻における偏差を固定して与えた場で規定される。アンサンブルメンバーは 24 個の摂動ランと摂動を含まない 1 個のコントロールランで構成される。初期擾乱は Breeding of Growing Mode (BGM) 法を用いて生成され、南緯 20 度以北の全層で与えられる。予報期間は 816 時間 (34 日間) で、出力は 6 時間毎に、1000hPa から 1hPa までの 22 層の等圧面上で、緯度経度 2.5 度間隔の格子点上で与えられる。

気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データは週 2 回しか実施されないため、予測可能性の時間変動を解析するのは困難である。そのため、気象研究所/気象庁統一大気大循環モデル (MRI/JMA-AGCM GSM0305) を用いて、2010 年 6 月 1 日 00UTC から 2010 年 8 月 15 日 18UTC までの期間について、6 時間毎 (00, 06, 12, 18UTC) の初期時刻から 948 時間 (39.5 日間) のハインドキャスト予報実験を行った。このモデルの水平解像度は TL95 で、鉛直層数は 0.4hPa までの 40 層 (気圧—シグマハイブリッド鉛直座標) である (Kuroda, 2010)。初期値は GANAL で与えられ、初期摂動は含まない (コントロールランのみ)。海面水温は、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報と同様に与えている。予測結果は、1000hPa から 0.5hPa までの 24 層の等圧面上で、経度 1.875 度毎のガウス緯度上において 6 時間間隔で出力されるが、ここでは、緯度経度 2.5 度間隔の格子点上に水平内挿したデータについて解析を行った。また、Kuroda (2010) に従い、ある初期時刻の直前の 5 日間に実施した 20 個の予報ランを用いてアンサンブルメンバーを構成して使用した。このアンサンブル手法は Lagged Average Forecasting (LAF) 法と呼ばれる。

過去のブロッキングに関する研究で、ブロッキングの形成・持続には、周期約 10 日以上の変動成分と、総観規模擾乱で代表される高周波変動成分との相互作用が重要であることが示されているので (Nakamura *et al.*, 1997)、本研究でも同様に、循環偏差場を低周波変動成分と高周波変動成分とに分離して解析を行った。すなわち、6 時間毎に与えられる再解析データと予報データのそれぞれについて、ランチョス低周波フィルターを適用して低周波変動成分を抽出し、高周波変動成分は元の偏差場から低周波変動成分を差し引いた残差として定義した。ここで用いたランチョス低周波

フィルターのカットオフ周期は 8 日である（データウィンドウ幅は 16 日）。なお、予報データの予報初期の期間に上記のランチョス低周波フィルターを施す場合、予報初期時刻以前の期間のデータも必要となるが、その期間については、再解析データを用いてフィルタリングを行った。

気候値は、1979 年 1 月から 2006 年 12 月までの日々の平均値に対し、60 日をカットオフ周期とするランチョス低周波フィルターを施した値を使用した。偏差場は元のデータから気候値を差し引いた残差として定義した。

## 2.2 解析手法

### 2.2.1 ブロッキングの検出

本研究では、Tibaldi and Molteni (1990) を参考に、500hPa 高度場の南北勾配を用いてブロッキングの検出を行った。この検出手法は、各経度において 60°N 付近を中心とする 500hPa 高度場の南北勾配に関する二つのインデックス

$$GHGS = \frac{Z500(\varphi_0) - Z500(\varphi_S)}{\varphi_0 - \varphi_S} \quad (1)$$

$$GHGN = \frac{Z500(\varphi_N) - Z500(\varphi_0)}{\varphi_N - \varphi_0} \quad (2)$$

$$\left( \begin{array}{l} \varphi_N = 80.0^\circ\text{N} \pm \Delta \\ \varphi_0 = 60.0^\circ\text{N} \pm \Delta \\ \varphi_S = 40.0^\circ\text{N} \pm \Delta \\ \Delta \text{ は緯度間隔で, } \Delta = 0^\circ, 2.5^\circ, 5.0^\circ \end{array} \right)$$

をそれぞれの  $\Delta$  について求め、少なくとも一つの  $\Delta$  に対し、

$$\begin{aligned} GHGS > 0 \quad \text{かつ} \\ GHGN < -5.0 (\text{m/緯度}) \end{aligned} \quad (3)$$

の条件を満たした場合に、ブロッキングが発生したと判断した。Matsueda (2011) は 2010 年夏季のブロッキングを検出する際に、低周波フィルターを施していない高度

場についてこれらのインデックスを定義したが、本研究では、ブロッキングが大気の長周期変動であることを考慮し、500hPa 高度場の低周波変動成分を用いてブロッキングの発生を定義した。

ブロッキング強度  $I$  は、National Weather Service (NWS) の Climate Prediction Center と同様に、各  $\Delta$  に対して式(1)により与えられる  $GHGS$  での最大の値  $GHGS_{\max}$  で定義した。すなわち、ブロッキングが発生した経度では  $I = GHGS_{\max}$ 、ブロッキングが発生していない経度では  $I = 0$  となる。

### 2.2.2 渦度収支解析

本節では、ブロッキングの持続要因を調べるために実施した渦度収支解析 (Cash and Lee, 2000; Mori and Watanabe, 2008) について説明する。

気圧座標系におけるプリミティブ方程式系での渦度方程式を用いると、等圧面高度場偏差の低周波変動成分  $Z_L$  の時間変化は、

$$\frac{\partial Z_L}{\partial t} = \frac{f_0}{g} \sum_{i=1}^7 \xi_i + R \quad (4)$$

で記述される。ただし、 $f_0$  は緯度 55 度におけるコリオリパラメータ、 $g$  は重力加速度、 $R$  は残差（渦度の鉛直移流項、傾斜項、摩擦消散項を含む）で、 $\xi_i$  ( $i=1, \dots, 7$ ) は、

$$\begin{aligned} \xi_1 &= \nabla^{-2}(-\beta v_L) \\ \xi_2 &= \nabla^{-2}(-[\bar{V}] \cdot \nabla \zeta_L - V_L \cdot \nabla [\bar{\zeta}]) \\ \xi_3 &= \nabla^{-2}(-\bar{V}^* \cdot \nabla \zeta_L - V_L \cdot \nabla \bar{\zeta}^*) \\ \xi_4 &= \nabla^{-2}\{-(f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot V_L - \zeta_L \nabla \cdot \bar{V}\} \\ \xi_5 &= \nabla^{-2}\{-\nabla \cdot (V_L \zeta_L)_L\} \\ \xi_6 &= \nabla^{-2}\{-\nabla \cdot (V_H \zeta_H)_L\} \\ \xi_7 &= \nabla^{-2}\{-\nabla \cdot (V_L \zeta_H)_L - \nabla \cdot (V_H \zeta_L)_L\} \end{aligned}$$

である。ここで、 $V = (u, v)$  は水平速度ベクトル、 $\zeta$  は相対渦度で、 $\bar{X}$  は日々の気候値（ $X$  は任意の物理量）を表し、 $X_L$  及び  $X_H$  はそれぞれ偏差場の低周波変動成分及び高

周波変動成分を表す。また、 $[X]$ は $X$ の東西平均場、 $X^*$ は $[X]$ からのずれ成分、 $f$ は緯度変化するコリオリパラメータ、 $\nabla=(\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ は水平微分演算子である。

各渦度収支項の物理的意味は次の通りである。まず、 $\xi_1$ は低周波変動成分の南北風による惑星渦度の移流、 $\xi_2$ は気候場の東西一様成分と偏差場の低周波変動成分との相互作用、 $\xi_3$ は気候場の東西非一様成分と偏差場の低周波変動成分との相互作用を表し、以下ではこれら三つの項の和 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$ を渦度の水平移流項と呼ぶ。 $\xi_4$ は発散項で、偏差場の低周波変動成分と気候場の収束・発散による渦度生成を表す。以下では $\sum_{i=1}^4 \xi_i$ を線形項と呼ぶ。 $\xi_5$ は低周波変動成分同士の相互作用（ロスビー波束伝播に伴う渦度フラックスの収束に対応）、 $\xi_6$ は高周波変動成分同士の相互作用（総観規模擾乱に伴う渦度フラックスの収束に対応）、 $\xi_7$ は低周波変動成分と高周波変動成分との相互作用を表し、以下では $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ を非線形項と呼ぶ。また、鉛直流による寄与（渦度の鉛直移流項及び傾斜項）は、Cash and Lee (2000)と同様に、摩擦消散項とともに残差 $R$ に含めて扱う。図2に示すように、ロシアブロッキングの中心付近において、残差 $R$ は他の項に比べて小さいことが確認できる。

### 2.2.3 予測可能性の評価

前述のMRI/JMA-AGCMによるハインドキャスト予報実験データを用いて構成したメンバー数20のアンサンブル予報でのブロッキングの予測精度の評価方法について説明する。本研究では、予測精度を定量的に評価するために、以下で定義されるブライア・スコア

$$\text{Brier score} = \frac{1}{N_x} \sum_{n=1}^{N_x} (p_n - a_n)^2 \quad (5)$$

を使用した。ただし、再解析データでブロッキングの発生が確認された領域（すなわち、 $a_n=1$ の領域）における予測精度を調べるために、 $N_x$ は各時刻に実際にブロッキングが発生した領域（ $a_n=1$ ）の経度方向の格子点数で定義した。また、 $n$ は各時刻に $a_n=1$ を満たす経度方向の格子点、 $p_n$ はメンバー数20のアンサンブル予報データから求めた経度 $n$ におけるブロッキング発生確率（Matsueda, 2011）で、

$$p_n = \frac{M}{20} \quad (6)$$

と定義した。式(6)で、 $M$ はブロッキングの発生を予測したアンサンブルメンバーの数を表す。本研究では、式(5)より、実際にブロッキングが発生した領域内だけでブラ

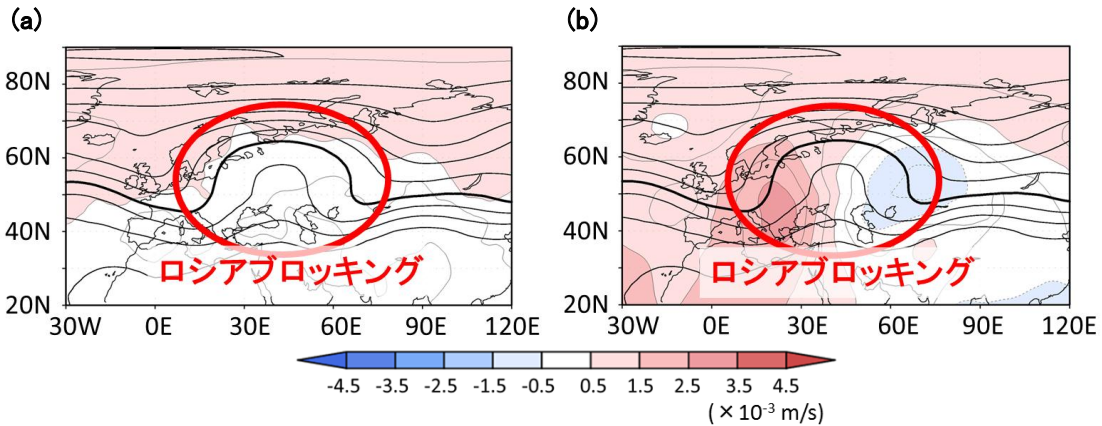


図2 250hPaにおける (a) 残差と (b) 発散項 $\xi_4$ の空間分布(色塗り)。ただし、夏後半(7月16日00UTC~8月15日18UTC)の1か月平均値。暖色(寒色)は高気圧性(低気圧性)偏差が生成される領域を表す。等値線は同期間で平均した250hPa高度場(低周波変動成分)を示す(等値線間隔は100m, 太線は10700m)。

イア・スコアを評価しているため、評価に用いた経度方向の格子点数  $N_x$  は時間的に一定でないことに注意する。また、式(5)で  $N_x \geq 3$  を満たす場合、つまり、ブロッキング発生領域が経度方向に 5 度以上の広がりを持つ場合についてのみ予測精度を評価した。

ブライア・スコアは、値が 0 に近いほど予測精度が良く、1 に近いほど予測精度が悪いことを意味する。

### 3. 結果

#### 3.1 ブロッキング発生領域の時間発展

2010 年 6 月～8 月に発生したブロッキングの経度－時間発展を図 3a に示す。図に示した値は、低周波フィルター（カットオフ周期は 8 日）を施した 500hPa 高度場について求めたブロッキング強度  $I$  である。図 3a から、2010 年夏季のブロッキングは次の三つのブロッキング、すなわち、6 月中旬の北大西洋ブロッキング（10°W 付近）、6 月下旬～7 月下旬のヨーロッパブロッキング（30°E 付近）、7 月下旬～8 月中旬のロシアブロッキング（50°E 付近）の三つのブロッキングが連続的に発生した事例であること

が分かる。この時間発展の特徴は Matsueda (2011) で示された結果でもよく捉えられている。また、本研究では図 3a に基づきそれぞれのブロッキングの開始・終息時刻を決定した。まず、30°E～70°E の経度帯におけるブロッキング強度  $I$  の領域平均値  $\bar{I}$  を求め（図 3b）、初めて  $\bar{I} > 0$  を満たした時刻をブロッキング開始時刻とした。そして、再び  $\bar{I} = 0$  となる直前の時刻をブロッキング終息時刻と定義した。その結果、ヨーロッパ・ロシアブロッキング開始時刻は 7 月 5 日 18UTC、終息時刻は 8 月 12 日 12UTC と決定できた。また、ロシア西部でブロッキングが発生した時期を、 $\bar{I}$  が極小となる時刻（7 月 20 日 18UTC）からブロッキング終息時刻（8 月 12 日 12UTC）までと定義した。以下では、特に、この期間に注目してロシアブロッキングの持続メカニズムと予測可能性について調べた。

#### 3.2 予測可能性の時間変動

本節では、ハインドキャスト予報実験データの解析結果に基づき、2010 年夏季のブロッキング事例の予測可能性について議論する。なお、以下では、6 時間毎に実施された摂動を含まないコントロールランに対

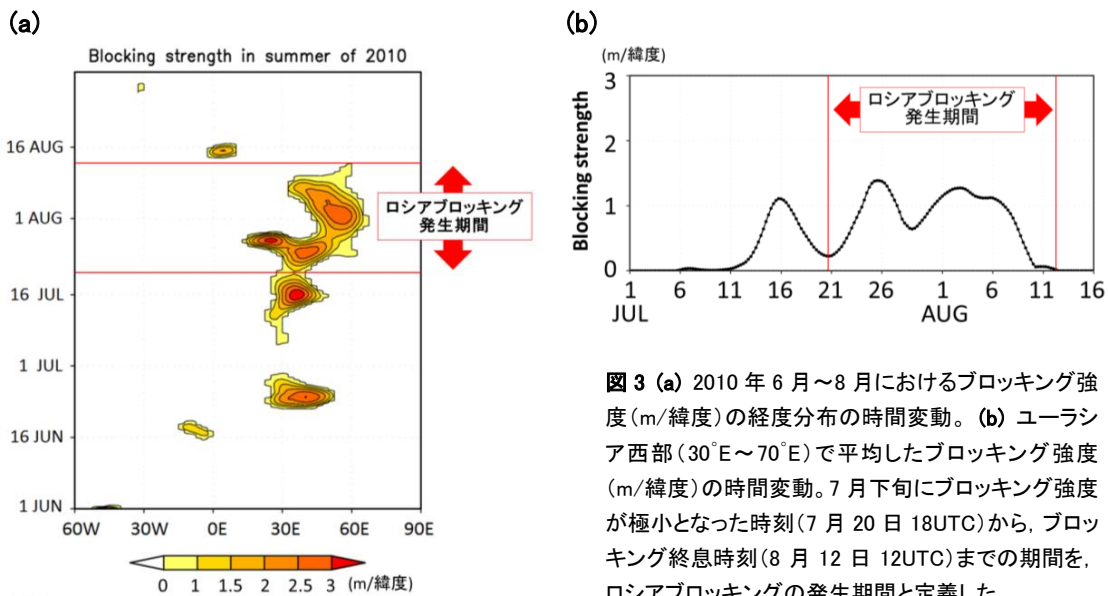


図 3 (a) 2010 年 6 月～8 月におけるブロッキング強度 (m/緯度) の経度分布の時間変動。(b) ユーラシア西部 (30°E～70°E) で平均したブロッキング強度 (m/緯度) の時間変動。7 月下旬にブロッキング強度が極小となった時刻 (7 月 20 日 18UTC) から、ブロッキング終息時刻 (8 月 12 日 12UTC) までの期間を、ロシアブロッキングの発生期間と定義した。

して LAF 法を適用し、メンバー数 20 のアンサンブル予報としてハインドキャスト予報実験データを取り扱った (Kuroda, 2010)。

図 4 に、120 時間予報におけるブロッキング発生確率を示す。ブロッキング発生確率は式(6)で定義した。この結果から、本事例ではブロッキングの発生を予測しやすい時期と予測しにくい時期とが明瞭に分かれていることが読み取れる。まず、ブロッキングの発生を予測しやすい時期は、6 月中旬の北大西洋ブロッキング形成期 (6 月 15 日頃)、6 月下旬のヨーロッパブロッキング開始期 (6 月 23 日頃)、7 月上旬の持続期 (7 月 5 日頃及び 7 月 15 日頃)、7 月 25 日頃のロシアブロッキングへの遷移開始後の期間、そして、8 月 6 日頃の持続期 (45°E~60°E の領域) である。特に、北大西洋ブロッキングに関しては、168 時間予報でも 75% 以上の高い確率でブロッキングの発生を予測できていた (図は省略)。一方、ブロッキング発生予測が困難な時期で注目すべきは、7 月 11 日及び 21 日頃のヨーロッパブロッキング持続期、7 月 28 日頃のロシアブロッキング持続期である。特に、7 月 21 日頃のブロッキング発生確率は 72 時間予報でさえ 50% 未満であった (図は省略)。また、Matsueda (2011) でも指摘されたように、8 月上旬のロシアブロッキングの西側領域 (30°E~45°E) におけるブロッキング発生確率は、その東側領域 (45°E~60°E) よりも低く、ロシアブロッキングの西側領域の予測精度が悪いことが分かる。

次に、2010 年夏季のブロッキング発生の予測精度の時間変動について調べた。そのために、式(5)で定義されるブライア・スコアを用い、解析値でブロッキングが発生した領域で予測値の発生確率を定量的に評価した (ただし、ブロッキング領域が経度方向に 5 度以上の広がりを持った場合にのみ評価した)。その結果を図 5 に示す。ロシアブロッキング発生期間 (7 月 20 日 18UTC

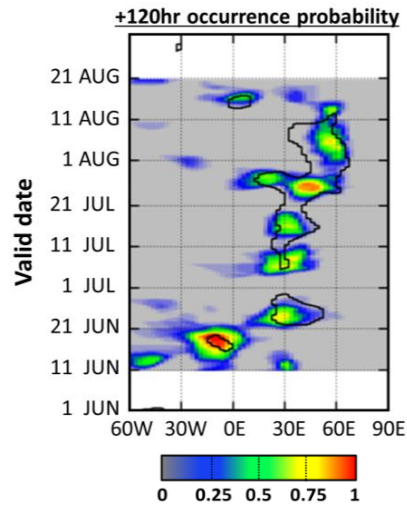


図 4 2010 年 6 月~8 月のブロッキング発生の予報確率(色塗り)。120 時間予報の結果を示す。横軸は経度、縦軸は予報日。黒線は、再解析データでブロッキングの発生が検出された領域(図 3a)を表す。

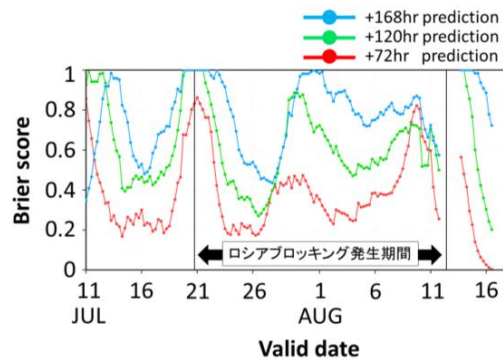


図 5 ハインドキャスト予報実験におけるブロッキングの予測精度の時間変動。予測精度は式(5)で定義されたブライア・スコアによって評価した。横軸は予報日(7 月 11 日 00UTC~8 月 18 日 00UTC)、縦軸はブライア・スコア。赤色は 72 時間予報、緑色は 120 時間予報、青色は 168 時間予報。

~8 月 12 日 12UTC) に注目すると、ロシアブロッキングへの遷移前 (7 月 21 日頃) 及び遷移後 (7 月 28 日頃) の持続期と、ブロッキング終息期 (8 月 9 日頃) に、特に 3 日予報の予測精度が悪化していることが分かる。一方、遷移開始直後の 7 月 26 日頃では、ブロッキングの予測精度は非常に良い。

以上の結果から、2010 年夏季の事例の予

測可能性について、次のような特徴が挙げられる。まず、形成期（6月15日、6月23日、7月5日頃）におけるブロッキング領域の予測可能性は、持続期（7月11日、7月21日、7月28日頃）と比較して予測可能性が高いことが示された。一般に、ブロッキング形成期には予報誤差が増大し、一旦ブロッキングが形成されると予測誤差は減少する傾向にあることがこれまでの研究で示唆されているが（Tibaldi and Molteni, 1990; Kimoto *et al.*, 1992）、2010年夏季の事例における予測可能性の変動は過去の事例とは異なっている。ただし、ロシアブロッキングへの遷移開始直後（7月26日頃）の持続期に予測精度が向上することは先行研究の結果と整合的である。

次節では、7月末の予測精度悪化の要因を詳細に調べるために、気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いた解析を行った。

### 3.3 7月末におけるブロッキングの予測と関連する循環場の解析

前節のハインドキャスト予報実験データの解析結果から、7月末はブロッキング発生の予測精度が比較的悪い時期であることが示された（図4及び図5）。本節では、7月21日12UTCを初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ（メンバー数25）を用い、250hPa高度場偏差の低周波変動成分の予測値に注目してずれ回帰分析（Mukougawa, 2005）を実施することにより、予測精度が悪化する7月末におけるロシア上空の高度場の予測と関連する循環場について解析を行った。

このずれ回帰分析では、key day を7月28日12UTC（予報7日目）と定め、key day におけるロシア域（32.5°E～62.5°E, 50°N～70°N）の高度場予測値と、それ以前の時刻における高度場予測値との回帰を求めた。ロシア域を上記の領域で定義した理由は次

節で述べる。

図6に、key day の48時間前（7月26日12UTC）の高度場予測値に対するずれ回帰分析の結果を示す。図6bから、key day におけるロシア域の高度場予測値は、その48時間前のイタリア上空の高度場予測値（図6a中のL）と有意水準95%以上で統計的に有意に負の相関を持つことが分かる（Student-t テストにより検定した）。すなわち、予測されたイタリア上空の低気圧性偏差が大きいほど、その2日後に予測されたロシア域の高気圧性偏差は大きくなる傾向にある。また、回帰場で見られる偏差（図6b中のL'）の中心はアンサンブル平均予測場で見られる低気圧（図6a中のL）の中心よりもやや東に位置することが分かる。さらに、その偏差の水平分布から、低気圧性偏差Lが北西－南東方向に引き伸ばされるとき、ロシア域でのブロッキングが発達する傾向となることが分かる。

ただし、回帰場で見られる偏差L'との負相関は、key day の4日前（7月24日12UTC）から2日前（7月26日12UTC）までの期間でのみ統計的に有意である。さらに、図6bで示されるように、より上流側の北大西洋域での高度場偏差とロシア域の高度場偏差との相関は有意でない。これらの相関関係の特徴はkey day を2～3日前後に変更しても同様である。このように、7月末のロシアブロッキング領域での高度場予測値が有意に関連するのは、その予測時間の4日前までのイタリア上空の高度場予測値であったため、ロシアブロッキングが予測可能な期間は、この時期に極端に短くなったと考えられる。

上記のずれ回帰分析で示されたイタリア上空のトラフの強化は、トラフ軸を北西－南東方向に傾斜させることにより、トラフ軸からその北東側に位置するロシア西部のブロッキング高気圧へ向かうロスビー波の波活動度フラックスを増大させ、ロシアブ

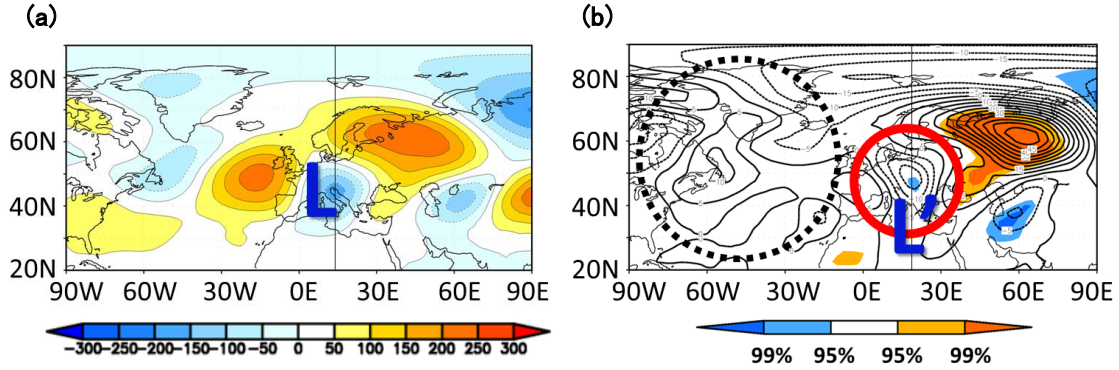


図6 key day(2010年7月28日12UTC)におけるロシア域(32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N)での250hPa予測高度場(低周波変動成分)の平均値と、その48時間前(2010年7月26日12UTC)の250hPa予測高度場(低周波変動成分)との回帰分析。2010年7月21日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ(メンバー数25)を用いた。(a)7月26日12UTCにおけるアンサンブル平均予測高度場。(b)回帰場(等値線;等値線間隔は5m)。Student-tテストにより求めた相関係数の統計的有意性が95%以上の領域に色塗りした。寒色(暖色)は負(正)の相関を表す。

ロッキングを強化していたと考えられる。実際に、再解析データを解析した結果、ロシアブロッキングのすぐ上流側で発達するトラフの軸は7月24日~7月27日頃に北西-南東方向へ傾斜し、このトラフからロシアブロッキングに向かう波活動度フラックスが増大する様子が確認できた(図は省略)。

以上のように、2010年夏季のブロッキング事例の予測可能性に関して Matsueda (2011) が指摘した、ブロッキングのすぐ南西に位置するトラフとブロッキングの予測精度との関連性は、本研究で実施したずれ回帰分析によって、より定量的に実証することができた。

### 3.4 渦度収支解析

前節では、アンサンブル予報データの統計的解析から、ブロッキングのすぐ南西に位置するトラフ(以下、L1と呼ぶ)の発達とロシアブロッキングの強化とが有意に関連していることが示されたが、どのようなメカニズムにより両者が関連したのかは明らかにされていない。そこで本節では、この点も含め、ブロッキングの持続に寄与し

た力学的要因を渦度収支解析(Cash and Lee, 2000; Mori and Watanabe, 2008)により調べ、さらにその結果を予測可能性と関連付けて議論する。

まず、JRA-25/JCDAS データを用いて実施した渦度収支解析の結果を示す。本研究では、式(4)に基づき、高度場偏差の低周波変動成分の時間変化 $\partial Z_L / \partial t$ に寄与する渦度収支項に注目して解析を行った。

図7bに、ロシア域(32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N)における $\partial Z_L / \partial t$ の時間変動を示す。ただし、高度場変化傾向 $A_0 \equiv \partial Z_L / \partial t$ 及び渦度収支項 $A_i \equiv \xi_i$ ( $i=1, \dots, 7$ )は、ロシアブロッキング発生期間(図3b)で平均した250hPa高度場偏差パターン $B(x, y)$ (図7a)に $A_i$ ( $i=0, \dots, 7$ )を射影した値、

$$P_i = \frac{\iint A_i(x, y) B(x, y) \cos \phi dx dy}{\iint \cos \phi dx dy} \quad (7)$$

を用いて評価した。式(7)の積分領域は、図7aの矩形領域(32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N)である。また、式(7)により、ロシア域でのブロッキングに相当する250hPa高度場偏差パターンを効果的に強化する渦度収支項の寄与 $P_i$ ( $i=0, \dots, 7$ )が抽出できる。

本研究では、図 7b で示された  $\partial Z_L / \partial t$  の符号によって、ロシアブロッキング発生期間を次の四つの期間に区分した。

期間①: 7月 21 日 00UTC ~ 7月 29 日 06UTC

期間②: 7月 29 日 12UTC ~ 8月 2 日 12UTC

期間③: 8月 2 日 18UTC ~ 8月 7 日 18UTC

期間④: 8月 8 日 00UTC ~ 8月 12 日 12UTC

ここで、 $\partial Z_L / \partial t > 0$  である期間①及び③を発達期、 $\partial Z_L / \partial t < 0$  である期間②及び④と衰退期として、各期間で支配的な力学的メカニズムについて解析した。

まず、ロシアブロッキング発生期間における各渦度収支項の時間変動を図 8 に示す。ここでは発達期（期間①及び③）に注目して議論する。図 8a から、期間①と期間③では発散項  $\xi_4$  が、ロシア域での高気圧性偏差を促進する最も主要な項であり、移流項  $\sum_{i=1}^3 \xi_i$  と非線形項  $\sum_{i=5}^7 \xi_i$  は、逆に高気圧性偏差を減少させる作用を持つことが分かる。従って、ロシアブロッキングの発達はいずれの期間も発散項  $\xi_4$  によってもたらされている。ただし、期間①の後半（7月 27 日 ~ 7月 29 日）では、高気圧性偏差の促進に対する非線形項の寄与も増大している。

次に、ロシア域の高気圧性偏差の形成を

促進した主要因である渦度生成項  $\xi_4$  について詳しく調べる。 $\xi_4$  は、

$$\xi_4 = \nabla^{-2} \{ -(f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot \mathbf{V}_L - \zeta_L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}} \} \quad (8)$$

のように二つの項から成り、式(8)の第 1 項、第 2 項は、それぞれ循環偏差場の低周波変動成分と、気候場の発散・収束による渦度生成を意味する。 $\xi_4$  の第 1 項及び第 2 項の時間変動を図 8b に示す。ただし、式(7)によりロシア域の高気圧性偏差（図 7a）に射影した値の変動である。この結果から、期間①と期間③では  $\xi_4$  で支配的な項が異なることが分かる。すなわち、期間①（7 月下旬）では  $\xi_4$  の第 1 項、期間③（8 月上旬）では  $\xi_4$  の第 2 項による高気圧形成がそれぞれ支配的である。

### 3.4.1 期間①で支配的な持続メカニズム

図 9a に、250hPa における  $\xi_4$  の第 1 項の空間分布（ただし、期間①で時間平均した値）を示す。この図から、 $\xi_4$  の第 1 項は、ロシア域のほぼ全体で高気圧性偏差を生成する効果を持つことが分かる（大きさは約  $10^{-3} \text{ m/s} \approx 100 \text{ m/day}$ ）。表 1 に示すように、気候場の相対渦度  $\bar{\zeta}$  は惑星渦度  $f$  よりも一般には 1 桁小さく、 $(f + \bar{\zeta}) \approx f$  が成り立つ

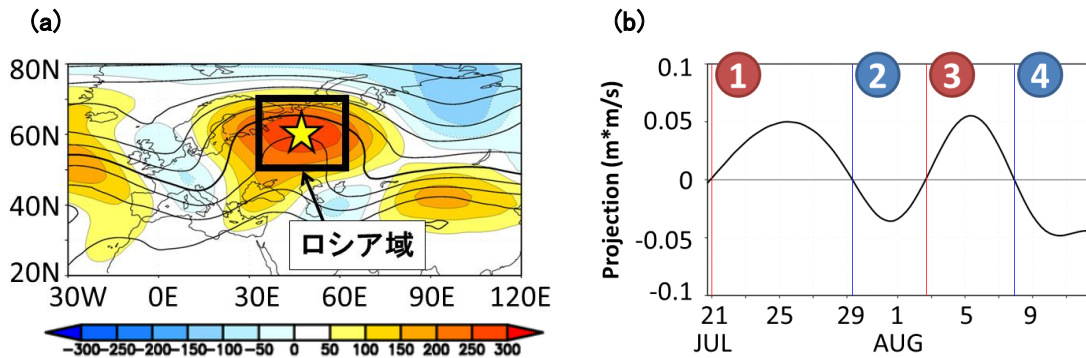


図 7 (a) ロシアブロッキング発生期間(7月 20 日 18UTC ~ 8月 12 日 12UTC)で平均した 250hPa 高度場(等値線; 等値線間隔は 100m, 太線は 10700m)と高度場偏差(色塗り)。図中の☆は高気圧偏差の極大点  $(x_0, y_0) = (47.5^\circ \text{E}, 60^\circ \text{N})$  を表し、ロシア域  $(32.5^\circ \text{E} \sim 62.5^\circ \text{E}, 50^\circ \text{N} \sim 70^\circ \text{N})$  は点  $(x_0, y_0)$  を中心として経度方向に  $\pm 15$  度、緯度方向に  $\pm 10$  度の領域で定義した。(b) 250hPa におけるロシア域の高度場変化傾向  $\partial Z_L / \partial t$  の時間変動。ただし、式(7)を用いて、図 7a で示されたロシア域の平均高度場偏差に射影した値を示す。期間①及び③をロシアブロッキング発達期、期間②及び④をロシアブロッキング衰退期と定義した。

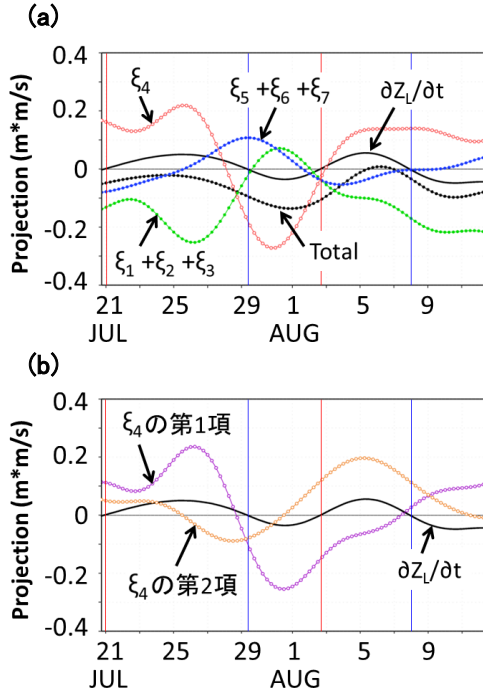


図 8 250hPa におけるロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N) での渦度収支バランス。(a) 高度場変化傾向  $\partial Z_L / \partial t$ , 全収支項  $\sum_{i=1}^7 \xi_i$ , 移流項  $\sum_{i=1}^3 \xi_i$ , 発散項  $\xi_4$ , 非線形項  $\sum_{i=5}^7 \xi_i$  の時間変動。(b) 高度場変化傾向  $\partial Z_L / \partial t$ , 発散項  $\xi_4$  の第 1 項, 第 2 項の時間変動。ただし, 各項は式(7)により, ロシア域の平均高度場偏差 (図 7a) に射影した値を示す。

と考えられるため, 北半球 ( $f > 0$ ) では,  $\xi_4$  の第 1 項は低周波変動成分による水平発散 ( $\nabla \cdot \vec{V}_L > 0$ ) が存在する場合に高気圧性偏差を生成する効果を持つ。また, 準地衡方程式系において, 偏西風中に存在する短波長の定在波に伴う渦度バランスを考慮すると, 定在波に伴う水平発散は, 帯状風に伴う相対渦度移流  $\xi_2$  とバランスする必要がある。このため, 対流圏上層では, 高気圧性偏差の下流側 (上流側) で水平収束 (水平発散) に伴う低気圧性 (高気圧性) 偏差形成傾向が, 帯状風による定在波の東進傾向を相殺する。このように, 帯状風中に存在する定在波では, この水平発散に伴う高度場偏差形成傾向と, 定在波に伴う高度場偏差自体とは関連しないため, 定在波に伴

表 1 発散項  $R$  が高気圧性高度場偏差を生成する条件。

|                                                 | $f + \bar{\zeta}$ | $\nabla \cdot \vec{V}_L$ | 寄与   |
|-------------------------------------------------|-------------------|--------------------------|------|
| 第1項 $-(f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot \vec{V}_L$ | +                 | 発散                       | 高気圧性 |
|                                                 | $\zeta_L$         | $\nabla \cdot \vec{V}$   | 寄与   |
| 第2項 $-\zeta_L \nabla \cdot \vec{V}$             | 高気圧               | 収束                       | 高気圧性 |
|                                                 | 低気圧               | 発散                       |      |

う水平発散はそれ自身の増幅には寄与しない。実際, Cash and Lee (2000) は, 過去のブロッキングの解析から, 渦度生成項  $\xi_4$  は渦度の水平移流に伴うブロッキングの東進を抑制する役割を持つことを示している。

しかしながら, 2010 年 7 月下旬のブロッキング発達期には,  $\xi_4$  の第 1 項は広範囲で高気圧性偏差を生成する効果を持ち (図 9a), この時期のブロッキング強化の主要因となっていた。これは, 上述したように, 北半球では  $(f + \bar{\zeta}) \approx f > 0$  であるため,  $\xi_4$  の第 1 項が広範囲にわたり高気圧性偏差を生成するためには, ブロッキングの下流側での発散がより大きな値を持つことが必要と考えられる。実際に, 2010 年 7 月 23 日~7 月 26 日では, イタリア上空のトラフ L1 の発達に伴い, その下流 (図 9b の緑色で囲んだ領域) で  $\nabla \cdot \vec{V}_L$  は大きな正の値となっていた (図 10)。

以上の再解析データを用いた解析結果から, 期間①におけるブロッキングの発達には, ブロッキングの上流側で水平発散が大きくなったことが重要であることが示唆された。以下では, この水平発散の増大とブロッキングの発達との関係を定量的に明らかにするため, 気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データを用いた解析を行った。この解析では, 7 月 21 日 12UTC を予報初期時刻とするアンサンブル予報データ (メンバー数 25) を用いて回帰分析を実施した。

その結果, まず, 7 月下旬のブロッキングの上流側における  $\nabla \cdot \vec{V}_L$  の予測値は, 同時刻のイタリア上空のトラフ L1 (10°E~25°E,

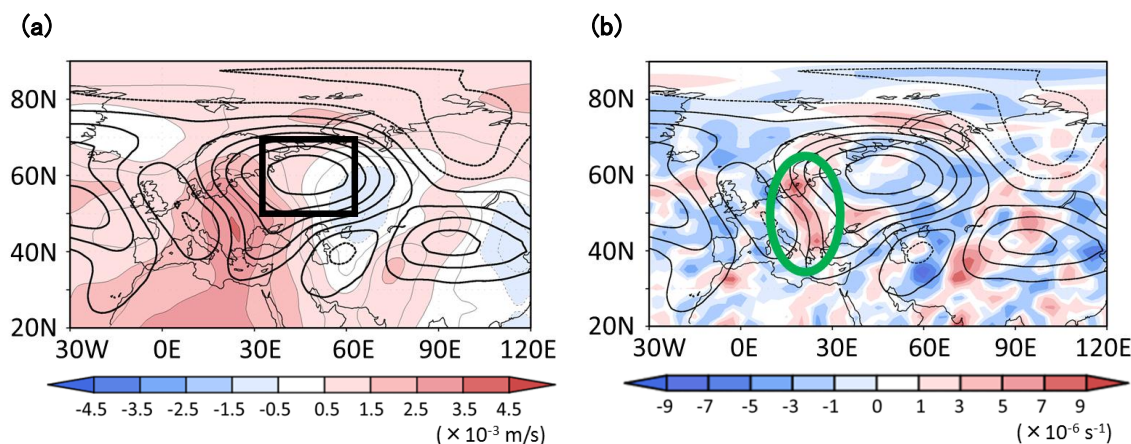


図9 (a) 250hPaにおける $\xi_1$ の第1項の空間分布(色塗り)。ただし、期間①(7月21日00UTC~7月29日06UTC)における時間平均値。暖色(寒色)は高気圧性(低気圧性)偏差が生成される領域を表す。等値線(等値線間隔は50m)はロシアブロッキング発生期間で平均した250hPa高度場偏差(図7a)を表す。(b) 250hPaにおける $\nabla \cdot \vec{V}_L$ の空間分布(色塗り)。ただし、期間①における時間平均値。暖色(寒色)は発散(収束)域を表す。等値線は図9aに同じ。

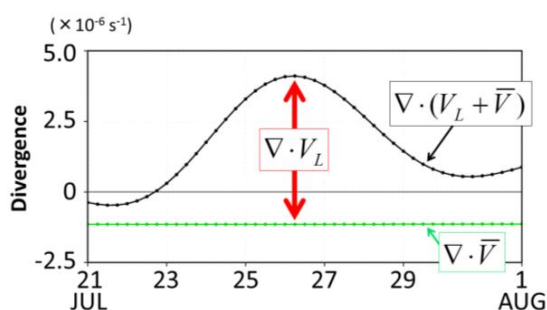


図10 250hPaにおける水平発散の時間変動。ただし、イタリア上空のトラフの下流域(20°E~30°E, 40°N~50°N)で領域平均した。黒色は2010年の解析値、緑色は気候値(1979年~2006年平均値)。

35°N~50°N) 付近での高度場偏予測値と有意に関連することが示された(図11)。すなわち、トラフ L1 の強い発達を予測したメンバーでは、トラフ L1 の下流域(ブロッキングの上流域)で同時刻に水平発散 $\nabla \cdot \vec{V}_L$ が有意に大きいことが示された。さらに、図12bから、トラフ L1 の下流域の水平発散 $\nabla \cdot \vec{V}_L$ が大きいメンバーでは、ロシアブロッキング域において高度場の時間変化傾向が有意に大きいことが示された(有意水準95%以上)。この回帰予測場(図12b)における $\partial Z_L / \partial t$ の大きさは、ロシアブロッキング域で約 $0.5 \times 10^{-4} \text{ m/s} \approx 5 \text{ m/day}$ で、アンサ

ンブル平均予測値(約5m/day)と同程度である(なお、同時刻の再解析データにおける $\partial Z_L / \partial t$ の値は約25m/day)。以上より、ブロッキングの上流側での水平発散の強さはブロッキングの発達と関連し、さらに、その水平発散の強さはイタリア上空のトラフ L1 の強さと有意に関連することが、定量的にも示された。

次に、ブロッキングの上流側での水平発散の強さと関連する物理的要因について、同じ気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いて解析を行った。対流圏上層での水平発散の強さは、対流圏内の鉛直流の大きさに関連し、鉛直流の大きさはその地点での非断熱加熱量、すなわち、降水量と関連する可能性が考えられるため、予測値を用いて降水量と水平発散との相関関係を解析した。

その結果、図13bに示すように、7月24日(予報3日目)に、トラフ L1 の下流側で発散 $\nabla \cdot \vec{V}_L$ を強く予測したメンバーでは、その領域での日積算降水量も大きい(両者の相関係数は0.824で、その統計的有意性は99%以上)ことが分かった。一方、トラフ L1 の強度(250hPa高度場偏差の低周波変動成分)はトラフ L1 の下流域での降水

量と有意（両者の相関係数は $-0.826$ で、その統計的有意性は99%以上）に関連していた（図13a）。すなわち、7月下旬におけるイタリア上空のトラフを強く予測したメンバーでは、そのトラフの下流域で降水量が

多く、その領域での対流圏上層の水平発散も強くなることが示された。従って、期間①（7月21日00UTC～7月29日06UTC）では、ブロッキングの上流側で、降水に伴う非断熱加熱によって強い上昇流が生じ、

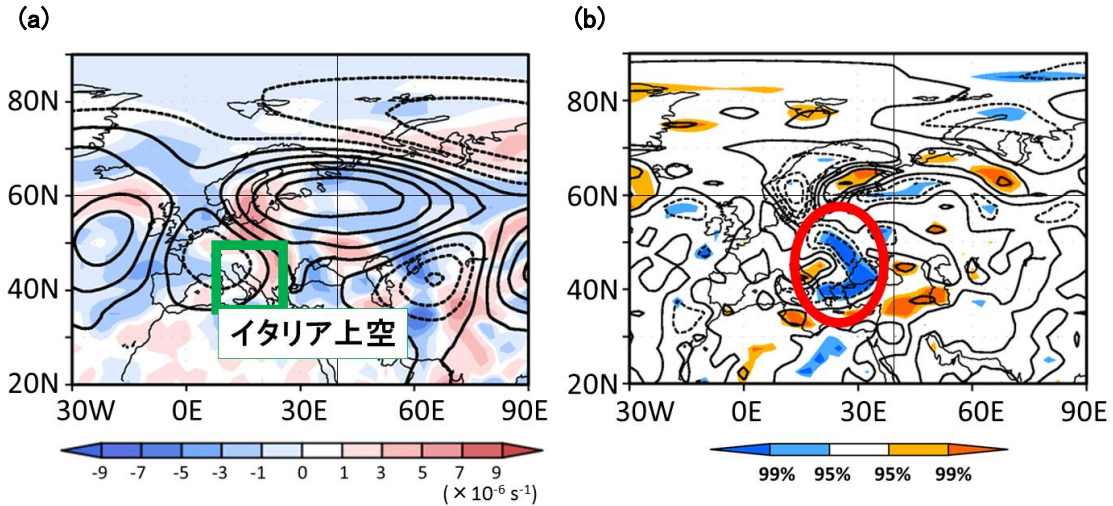


図11 2010年7月24日12UTCにおけるイタリア上空( $10^{\circ}\text{E}\sim 25^{\circ}\text{E}$ ,  $35^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ )で平均した高度場偏差と、同時刻における発散 $\nabla \cdot V_L$ との回帰分析。2010年7月21日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ(メンバー数25)を用いた。(a) 250hPaの $\nabla \cdot V_L$ (色塗り)と高度場偏差 $Z_L$ (等値線;等値線間隔は50m)のアンサンブル平均予測場。(b)  $\nabla \cdot V_L$ の回帰場(等値線;等値線間隔は $5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ )。Student-tテストにより求めた相関係数の統計的有意性が95%以上の領域に色塗りした。暖色(寒色)は正(負)の相関を示す。

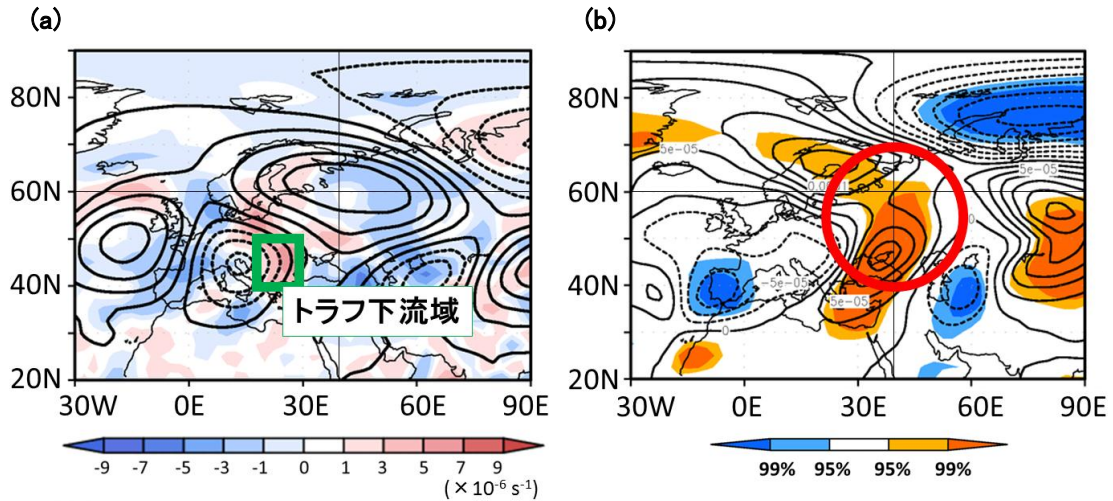


図12 2010年7月26日06UTCにおけるイタリア上空のトラフの下流域( $20^{\circ}\text{E}\sim 30^{\circ}\text{E}$ ,  $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$ )で平均した発散 $\nabla \cdot V_L$ と、同時刻における高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ との回帰分析。2010年7月21日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ(メンバー数25)を用いた。(a) 250hPaの $\nabla \cdot V_L$ (色塗り)と高度場偏差 $Z_L$ (等値線;等値線間隔は50m)のアンサンブル平均予測場。(b)  $\partial Z_L / \partial t$ の回帰場(等値線;等値線間隔は $2.5 \times 10^{-5} \text{ m/s}$ )。Student-tテストにより求めた相関係数の統計的有意性が95%以上の領域に色塗りした。暖色(寒色)は正(負)の相関を示す。

対流圏上層で大きな水平発散が発生して、その下流側でブロッキングを発達させたと考えられる。すなわち、7月下旬のブロッキングの発達にはその上流側での非断熱加熱過程が重要であることが示唆された。

7月末にブロッキングの予測精度が悪化したこと（図3及び図4）は、ブロッキングの発達に非断熱加熱過程が重要であったこととも関連している可能性がある。実際、7月21日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データの解析から、予報開始後すぐ（予報3日目）にイタリア上空のトラフL1の強度の予測にばらつきが生じ、それに伴い、トラフL1の下流域における降水強度と、その上空での水平発散の強さの予測に大きなばらつきが生じていた。この水平発散の予測の大きなばらつきが、ブロッキングの予測精度を悪化させたと考えられる。これは3.3節で実施したずれ回帰分析の結果（図6）と整合的である。

### 3.4.2 期間③で支配的な持続メカニズム

次に、8月上旬におけるロシアブロッキング発達期（期間③）に支配的な持続メカニズムについて議論する。図14aに、250hPaにおける $\xi_4$ の第2項 $\nabla^{-2}(-\zeta_L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}})$ の空間分布（ただし、期間③で時間平均した値）を示す。この図から、期間③における $\xi_4$ の第2項はユーラシア西部全域で正の高度場偏差を形成する傾向を持つことが分かる（大きさは約 $10^{-3} \text{ m/s} \approx 100 \text{ m/day}$ ）。

このように $\xi_4$ の第2項が正の高度場偏差を形成するのは、気候場の収束域（ $\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}} < 0$ ）に低周波変動成分の高気圧性渦度偏差（ $\zeta_L < 0$ ）が存在する場合、または、その逆の場合である（表1）。すなわち、気候場の水平発散域とブロッキング発生域の位置関係により、ブロッキングは発達あるいは減衰する。実際、図14bに示すように、夏季のユーラシア大陸上の気候場では、ギリシャ上空に収束域（以下、 $C_G$ と呼ぶ）が存在する。また、2010年7月25日頃から収束域 $C_G$ の上空に高気圧性偏差（以下、 $H_G$

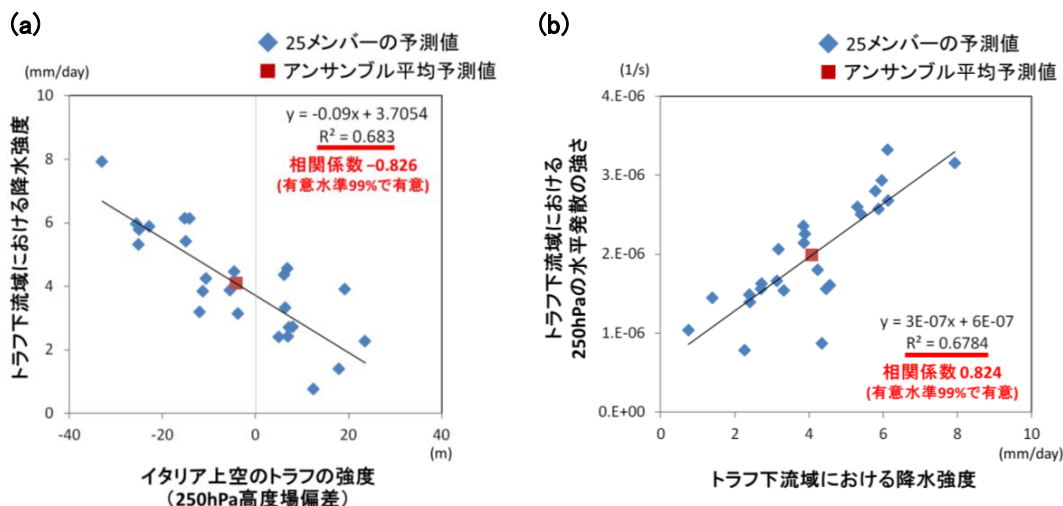


図13 (a) 2010年7月24日におけるイタリア上空（10°E～25°E, 35°N～50°N）のトラフ強度の予測値とその下流域（20°E～30°E, 40°N～50°N）における平均降水量の予測値との相関。ただし、2010年7月21日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ（メンバー数25）を用いて解析した。トラフ強度は領域平均した250hPa高度場偏差の低周波変動成分（日平均値）、平均降水量は24時間積算降水量の領域平均値で定義した。(b) 同時刻におけるトラフ下流域（20°E～30°E, 40°N～50°N）の平均降水量と、同じ領域で平均した250hPaでの水平発散との相関。用いた予報結果と、平均降水量の定義は図13aに同じ。

と呼ぶ)が形成し始める様子が確認できた。従って、期間③におけるロシアブロッキングの持続では、 $\xi_4$ の第2項の寄与が重要であったと考えられる。

8月上旬におけるロシアブロッキングの持続と $\xi_4$ の第2項 $\nabla^2(-\zeta_L \nabla \cdot \vec{V})$ との関連を定量的に明らかにするため、2010年7月28日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ(メンバー数は25)を用いて回帰分析を実施した。具体的には、図15a中の緑色の矩形で示したギリシャ上空の収束域 $C_G$ ( $10^\circ\text{E} \sim 35^\circ\text{E}$ ,  $30^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$ )における $\xi_4$ の第2項による渦度ソース $S_{42} \equiv -\zeta_L \nabla \cdot \vec{V}$ の予測値と、同時刻の高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ との関係を調べた。8月5日06UTC(再解析データで $\xi_4$ の第2項の寄与が極大となる時刻)についての回帰分析の結果を図15bに示す。

その結果、ギリシャ域 $C_G$ における渦度ソース $S_{42}$ の予測値とロシア北西部における高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ の予測値とは統計的に有意な負の相関関係を持つことが分かった(図15b)。すなわち、ギリシャ上空で生成する渦度が負で大きいほど、ロシア西部のブロッキング領域での高度場変化傾向は正で大きくなることを示された。なお、

ロシア北西部(白海付近)では、両者の相関係数の統計的有意性は99%以上であった。また、8月3日～8月6日の期間についても、同様の相関関係が得られた(図は省略)。図15bより、回帰予測場での $\partial Z_L / \partial t$ の大きさは、ブロッキングの中心付近で約 $10^{-4} \text{ m/s} \approx 10 \text{ m/day}$ であり、これはアンサンブル平均予測値(約 $10 \text{ m/day}$ )と同程度の大きさである(なお、解析値における $\partial Z_L / \partial t$ は約 $50 \text{ m/day}$ )。このように、期間③(8月2日18UTC～8月7日18UTC)におけるブロッキング領域の高度場変化傾向の予測値は、ギリシャ上空における $\xi_4$ の第2項による渦度ソース $S_{42} = -\zeta_L \nabla \cdot \vec{V}$ の予測値と有意に関連していることが示された。

次に、このギリシャ上空の高気圧性偏差 $H_G$ の形成・維持要因について議論する。そのために、式(7)をギリシャ域( $10^\circ\text{E} \sim 35^\circ\text{E}$ ,  $30^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$ )に適用して渦度収支バランスを解析した。その結果、高気圧 $H_G$ の形成期(7月26日～8月1日)においては $\xi_4$ の第1項と $\xi_5$ が重要であることが分かった。すなわち、ギリシャ上空の高気圧 $H_G$ は、前節で述べた7月下旬におけるブロッキングの発達と同様のメカニズムと、低周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束によって形

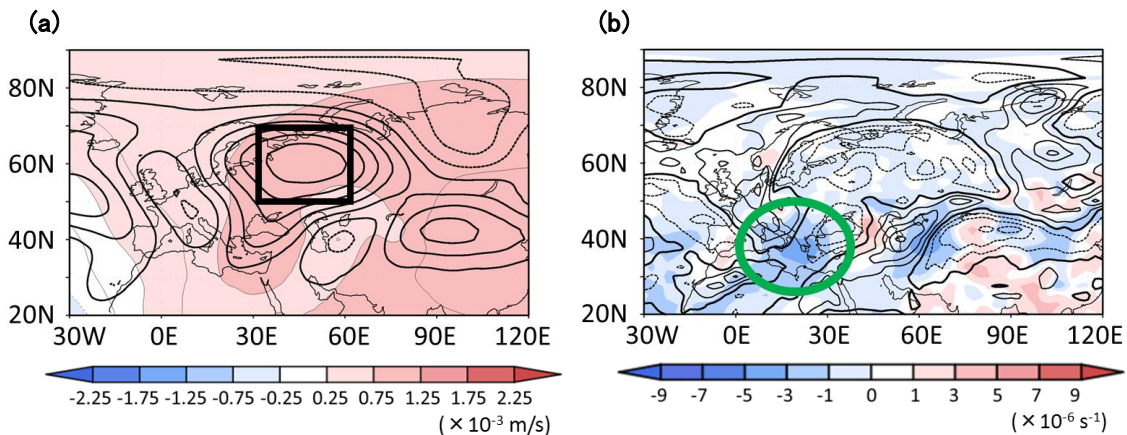


図14 (a) 期間③(8月2日18UTC～8月7日18UTC)で平均した250hPaにおける $\xi_4$ の第2項の空間分布(色塗り)。暖色(寒色)は高気圧性(低気圧性)偏差が生成される領域を表す。等値線(等値線間隔は50m)はロシアブロッキング発生期間で平均した250hPa高度場偏差(図7a)を表す。(b) 期間③で平均した250hPaにおける $\nabla \cdot \vec{V}$ (色塗り)と $\zeta_L$ (等値線;等値線間隔は $2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$ )。暖色(寒色)は発散(収束)域を表す。

成されたと考えられる。実際、図 12b より、トラフ L1 の下流側（図 12a 中の緑色の矩形で示した領域）における対流圏上層の水平発散が強いほど、ギリシャ域から黒海上空にかけて高気圧性偏差の生成が強化されることが分かる。また、250hPa における波活動度フラックス (Takaya and Nakamura, 2001) の解析から、トラフ L1 が強化（7 月 26 日頃）した後の 7 月 28 日頃に、トラフ L1 から射出する波活動度フラックスベクトルは、北東方向と東方向に分岐し、高気圧  $H_G$  が形成し始めることが確認できた（図 16）。以上の結果は、ギリシャ上空の高気圧  $H_G$  の形成に  $\xi_4$  の第 1 項と  $\xi_5$  の寄与が重要であったことと整合的である。

一方、8 月 1 日～8 月 6 日にギリシャ上空の高気圧性偏差  $H_G$  は衰退傾向にあるが（偏差減衰の主要因は基本流に伴う渦度の水平移流）、それに抗って高気圧性偏差を維持していたのは  $\xi_4$  であった（ $\xi_4$  の第 1 項、第 2 項ともに高気圧形成を促進する向きに作用した）。

この時期の高気圧  $H_G$  の維持の予測について、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データを用いて調べた結果、7 月 28 日 12UTC を予報初期時刻とするアンサンブルメンバーでは、ギリシャ域における高気圧偏差の大きさを比較的良く予測できていた。これは、予報初期時刻に十分発達したトラフ L1 と高気圧  $H_G$  が存在しているためであると考えられる。しかしながら、予報における高気圧  $H_G$  の維持要因については、より詳しい解析が必要である。

#### 4. まとめ

2010 年夏季にユーラシア西部では 1 か月以上の持続性を持った強いブロッキングが発生し、主にロシア西部を中心に顕著な高温をもたらした。このブロッキング事例は、6 月中旬に 10°W 付近で持続した北大西洋ブロッキング、6 月下旬～7 月下旬に 30°E 付近で持続したヨーロッパブロッキング、7 月下旬～8 月中旬に 50°E 付近で持続したロ

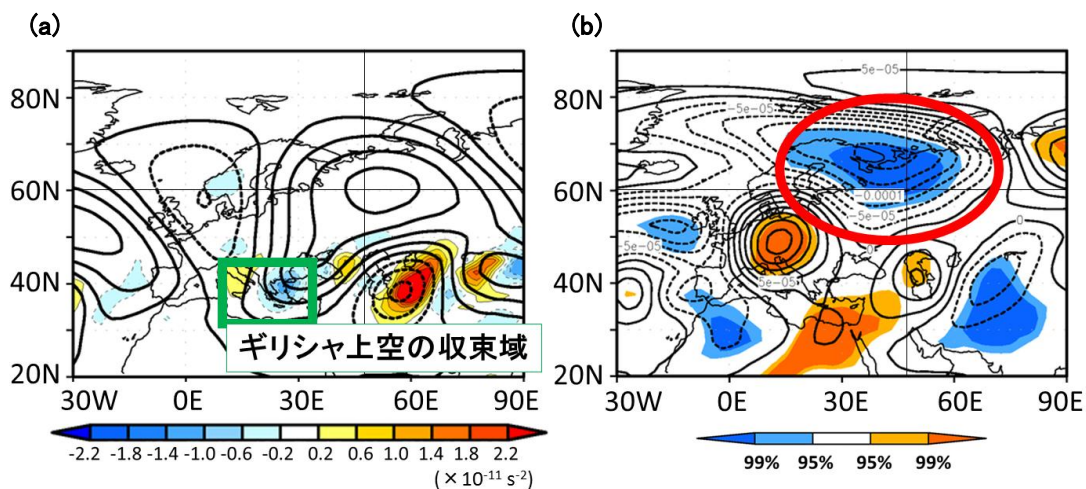


図 15 2010 年 8 月 5 日 06UTC におけるギリシャ域  $C_6$  (10°E～35°E, 30°N～45°N) で平均した 250hPa 等圧面での渦度ソース  $S_{42} \equiv -\zeta_L \nabla \cdot \vec{V}$  の値と、同時刻における高度場変化傾向  $\partial Z_L / \partial t$  との回帰分析。2010 年 7 月 28 日 12UTC を予報初期時刻とする気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ（メンバー数 25）を用いた。(a) 250hPa における渦度ソース  $S_{42}$ （色塗り）と高度場偏差  $Z_L$ （等値線；等値線間隔は 50m）のアンサンブル平均予測場。寒色（暖色）は高気圧性（低気圧性）渦度生成を表す。(b)  $\partial Z_L / \partial t$  の回帰場（等値線；等値線間隔は  $2.5 \times 10^{-5}$  m/s）。Student-t テストにより求めた相関係数の統計的有意性が 95%以上の領域に色塗られた。寒色（暖色）は負（正）の相関を示す。

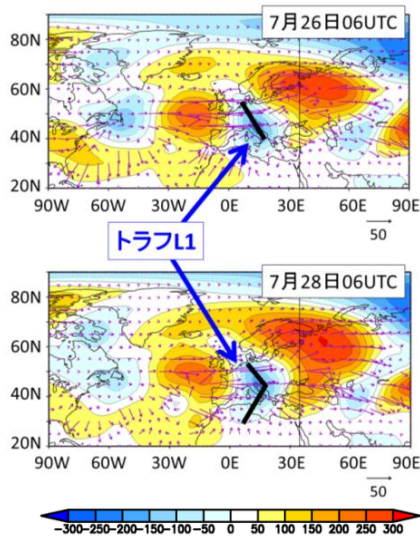


図 16 250hPa における高度場偏差の低周波変動成分(色塗り;単位は m)と波活動度フラックス(ベクトル;単位は  $\text{m}^2/\text{s}^2$ )。JRA-25/JCDAS データの解析結果。波活動度フラックスは Takaya and Nakamura (2001) に基づく。

シアブロッキングが連続して発生した事象と捉えることができる。本研究では、最も高度場偏差の大きかったロシアブロッキング(7月下旬～8月中旬)に着目し、その持続メカニズムと予測可能性を明らかにするために、JRA-25/JCDAS データ、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ、気象研究所/気象庁統一大気大循環モデルによるハインドキャスト予報実験データを用いて詳しく解析した。

まず、再解析データを用いて実施した渦度収支解析の結果から、7 月下旬におけるロシアブロッキングの発達期では、水平発散の低周波変動成分に伴う高気圧性渦度生成が重要であることが示された。この渦度生成は、7 月 24 日～7 月 27 日にブロッキングの南西(イタリア上空)でのトラフの強化に伴い、トラフ下流域の対流圏上層で低周波変動成分に伴う発散が増大したと関連していた。このことは、この時期のロシアブロッキングの発達には、その上流域において降水に伴う非断熱加熱により強化

された対流圏上層での水平発散が重要な役割を果たしていたことを示唆している。

また、ハインドキャスト予報実験データの解析から、7 月末にロシア域でブロッキングの予測精度が特に悪化することが示された。さらに、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データの解析から、同時期におけるロシア西部のブロッキング域での対流圏上層の予測高度場と、その 4 日前までのイタリア上空におけるトラフ域の予測高度場との負の相関は統計的に有意であるが、それより以前、あるいは、北大西洋域などのより上流域での予測高度場との相関は有意でないことが示された。従って、2010 年 7 月末にロシア域でのブロッキングの予測精度が悪化したのは、ブロッキングがイタリア上空でのトラフの急速な強化という直前の要因によって発達したためであったことが示唆される。なお、イタリア上空のトラフの強化要因とその予測可能性については今後検証する必要がある。

一方、8 月上旬のロシアブロッキングは、気候場の収束・発散場とブロッキングに伴う低周波変動成分との相互作用によって発達したことが示された。すなわち、ユーラシア西部の夏季の気候場における対流圏上層でのギリシャ域の強い収束域に、ブロッキングに伴う負の相対渦度偏差が存在したことにより、渦管の伸縮に伴う負の渦度生成が生じ、ロシア域でブロッキングが維持・強化したことが分かった。また、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データの解析からも、この時期におけるロシア域での対流圏上層の予測高度場の時間変化が、ギリシャ上空での高気圧性偏差の強さと統計的に有意に関連していることが示された。

最後に、Matsueda (2011) と同様に、ハインドキャスト予報実験データの解析から、8 月上旬にロシアブロッキングの西側領域での予測精度は、東側領域に比べて悪いことが示された。この予測可能性の領域依存性

について、今後解析する予定である。

### 引用文献

- Barriopedro, D., E. M. Fischer, J. Luterbacher, R. M. Trigo, and R. García-Herrera, 2011: “The Hot Summer of 2010: Redrawing the Temperature Record Map of Europe”, *Science*, Vol. 332, pp. 220-224, doi: 10.1126/science.1201224.
- Cash, B. A. and S. Lee, 2000: “Dynamical Process of Block Evolution”, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 57, pp. 3202-3218.
- Dole, R., M. Hoerling, J. Perlwitz, J. Eischeid, P. Pegion, 2011: “Was there a basis for anticipating the 2010 Russian heat wave?”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 38, L06702, doi: 10.1029/2010GL046582.
- Duchon, C. E., 1979: “Lanczos Filtering in One and Two Dimensions”, *J. Appl. Meteor.*, Vol. 18, pp. 1016-11022.
- Fischer, E. M., P. L. Vidale, S. I. Seneviratne, D. Lüthi, and C. Schär, 2007: “Soil Moisture-Atmosphere Interactions during the 2003 European Summer Heat Wave”, *J. Clim.*, Vol. 20, pp. 5081-5099.
- Kimoto, M., H. Mukougawa, and S. Yoden, 1992: “Medium-Range Forecast Skill Variation and Blocking Transition: A Case Study”, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 120, pp. 1616-1627.
- Kuroda, Y., 2010: “High initial-time sensitivity of medium-range forecasting observed for a stratospheric sudden warming”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 37, L16804, doi: 10.1029/2010GL044119.
- Matsueda, M., 2011: “Predictability of Euro-Russian blocking in summer of 2010”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 38, L06801, doi: 10.1029/2010GL046557.
- Mori, M. and M. Watanabe, 2008: “The Growth and Triggering Mechanisms of the PNA: A MJO-PNA Coherence”, *J. Meteor. Soc. Japan.*, Vol. 86, No. 1, pp. 213-236.
- Mukougawa, H., H. Sakai, and T. Hirooka, 2005: “High sensitivity to the initial condition for the prediction of stratospheric sudden warming”, *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 32, L17806, doi: 10.1029/2005GL022909.
- Mullen, S., 1986: “The Local Balances of Vorticity and Heat for Blocking Anticyclones in a Spectral General Circulation Model”, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 43, No. 13, pp. 1406-1441.
- Nakamura, H., M. Nakamura, and J. L. Anderson, 1997: “The Role of High- and Low-Frequency Dynamics in Blocking Formation”, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 125, pp. 2074-2093.
- Onogi, K., J. Tsutsui, and coauthors, 2007: “The JRA-25 reanalysis”, *J. Meteor. Soc. Japan.*, Vol. 85, pp. 369-432.
- Schneider, A., S. Schubert, P. Vargin, F. Lunkeit, X. Zhu, D. H. W. Peters, and K. Fraedrich, 2012: “Large-Scale Flow and the Long-Lasting Blocking High over Russia: Summer 2010”, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 140, pp. 2967-2981.
- 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.*, Vol. 58, pp. 608-627.
- Wiedenmann, J. M., A. R. Lupo, I. I. Mokhov, and E. A. Tikhonova, 2002: “The Climatology of Blocking Anticyclones for the Northern and Southern Hemispheres: Block Intensity as a Diagnostic”, *J. Clim.*, Vol. 15, pp. 3459-3743.
- 小寺邦彦・向川均・藤井晶, 2012: “2010 年 7 月の日本の猛暑の出現と熱帯循環場の急

変”, 気象研究ノート第 225 号「2010 年夏  
日本の猛暑」, pp. 65-76.

森正人・渡部雅浩・木本昌秀, 2012: “MIROC  
大気モデルによる 2010 年夏季の天候再現  
実験”, 気象研究ノート第 225 号「2010 年  
夏 日本の猛暑」, pp. 127-145.