

平成 24 年度 修士論文

**2010 年夏季に発生した
ロシアブロッキングのメカニズムと
予測可能性**

京都大学 大学院理学研究科 地球惑星科学専攻
気象学・気候学及び大気物理学分科
藤井 晶

要旨

2010年6月から8月中旬、ユーラシア大陸西部において、異例に長寿命で顕著なブロッキングが発生し、ロシア西部を中心に観測史上最大規模の異常高温をもたらした。このブロッキングは、6月中旬の10°W付近における北大西洋ブロッキング、6月下旬～7月下旬の30°E付近におけるヨーロッパブロッキング、7月下旬～8月中旬の50°E付近におけるロシアブロッキングが連続して発生した事象と捉えられる。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に着目し、その持続メカニズムと予測可能性を解明するため、JRA-25/JCDAS再解析データと二つの予報データ（気象庁現業1か月アンサンブル予報データ、及び、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）を用いた詳細な解析を行った。

まず、ハインドキャスト予報実験データの解析から、7月末のロシアブロッキング持続期の予測精度が、その前後の時期と比べ特に悪化することが示された。持続期における予測可能性の悪化は、ブロッキングの予測可能性に関する過去の事例解析の結果とは一致せず、2010年夏季のロシアブロッキングの特異性を示している。次に、持続期での予測可能性悪化の原因を解明するため、気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いた再帰分析を実施した。その結果、同時期におけるロシア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有意であるが、より以前のイタリア上空の予測高度場、あるいは北大西洋域など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、この時期のロシアブロッキングの予測可能性の悪化は、イタリア上空のトラフの急速な発達という直前の要因によってブロッキングが発達したためであったと考えられる。また、再解析データの渦度収支解析の結果から、同時期におけるロシアブロッキング域での高気圧性偏差の持続には、イタリア上空のトラフのすぐ下流域での、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分かった。さらに、この水平発散の大きさは、その領域での降水量と有意に関連していた。このことから、7月末のロシアブロッキング域の高度場偏差予測値は、その上流域での降水量の予測と関連していたことが示唆される。定量的予測が困難な降水量との関連性も、この時期のロシアブロッキングの予測精度の悪化をもたらした可能性がある。

また、8月上旬にロシアブロッキングは再発達したが、この発達の要因について再解析データを用いた渦度収支解析により定量的に吟味した。その結果、この時期のロシアブロッキングの維持・強化には、夏季のユーラシア大陸西部（ギリシャ付近）における対流圏上層の気候場を特徴付ける強い収束域に、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、渦管の伸張に伴って負の渦度強制が生じたことが最も重要であることが示された。また、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ブロッキング域での対流圏上層の予測高度場の時間変化量が、ギリシャ上空での高気圧性偏差の強さと有意に関連していることが示された。本研究でその重要性が明らかとなった、このようなブロッキング維持メカニズムは、2010年夏季のロシアブロッキングに特有なメカニズムである。

最後に、8月中旬におけるロシアブロッキングの衰退期の予測可能性についても議論を行った。

目次

第 1 章 はじめに	1
1.1 ブロッキングと異常気象	1
1.2 ブロッキングの気候学的特徴	5
1.3 ブロッキングの持続メカニズムと予測可能性	7
1.3.1 持続メカニズム	7
1.3.2 予測可能性	13
1.4 2010 年夏季の循環場とユーラシア大陸西部のブロッキングの特徴	15
1.5 本研究の目的	19
第 2 章 使用データ及び解析手法	21
2.1 使用データ	21
2.1.1 JRA-25/JCDAS 再解析データセット	21
2.1.2 気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ	22
2.1.3 気象研究所/気象庁統一 AGCM を用いたハインドキャスト予報実験データ	23
2.2 解析手法	24
2.2.1 ブロッキングの検出	24
2.2.2 準定常ロスビー波束のエネルギー伝播	25
2.2.3 渦度収支解析	26
2.2.4 ブロッキング発生の予測精度の評価	28
第 3 章 解析結果	30
3.1 2010 年夏季に発生したブロッキングの時間発展	30
3.2 予測可能性の時間変動	36
3.3 ロシアブロッキングのメカニズムと予測可能性	39
3.3.1 ロシアブロッキングの持続・衰退要因の時間変動	39
3.3.2 7 月下旬におけるロシアブロッキングの持続メカニズムと予測可能性	43
a. 再解析データの解析結果	43
b. 予報データの解析結果	45

3.3.3	8月上旬におけるロシアブロッキングの持続メカニズムと予測可能性	55
a.	再解析データの解析結果	55
b.	予報データの解析結果	55
3.3.4	8月中旬におけるロシアブロッキングの衰退メカニズムと予測可能性	60
第4章	考察	65
第5章	結論	76
謝辞	78
参考文献	79

第1章 はじめに

1.1 ブロッキングと異常気象¹

ブロッキングは、中緯度対流圏を定常的に流れる偏西風が南北方向へ持続的に蛇行・分流する現象である。20世紀初頭に大気現象の一つとしてブロッキングが認識されて以来、その形成・維持過程や中・長期的な予測可能性に関して盛んに研究が行われているのは、ブロッキングが中緯度の天候に与える影響が極めて大きいためである。

ブロッキングに伴う偏西風の持続的な南北蛇行は、中緯度での南北温度移流と、偏西風に沿って東進する総観規模擾乱（3～5日程度の周期を持つ波動）の活動を大きく変化させる。中緯度上空を吹く偏西風は、低緯度側の暖気と高緯度側の寒気との境目であり、大気の放射不均衡による低緯度と高緯度の気温差を解消する役目を担っている。その流れは通常、東西方向に卓越しながらも、地表面の影響（海陸分布や山岳地形）などによりその経路は常に変動を繰り返している（酒井, 2012）。蛇行の程度が小さい場合には、低緯度の温暖な空気は低緯度に、高緯度の寒冷な空気は高緯度に蓄積されたままであり、また、東西方向に卓越して吹く偏西風に沿って総観規模擾乱も西から東へ次々と移動することができるため、中緯度の天候は穏やかで周期的に変化する。しかし、気温の南北傾度がある程度大きくなると、それを解消するために惑星規模波動（約10000kmの東西波長を持つ波動）が励起され、ブロッキングが発生する²。ブロッキング発生時には、偏西風の南北大蛇行が数日～数週間持続するため、偏西風の高緯度側（低緯度側）への蛇行域では通常よりも暖かい（冷たい）空気が持続的に移流される。また、偏西風が南北方向に大きく蛇行・分流することにより、それに沿った総観規模擾乱の進行経路も大きく迂回させられるため、ブロッキングが発生した地域では天候の変化が起こりにくくなる。ブロッキングという名前は、このような、総観規模擾乱の東進を妨げる（“ブロック”する）という特徴に因んでつけられた名前であり、ブロッキングに伴う偏西風の高緯度側（低緯度側）への蛇行域では、熱帯起源（極起源）の暖気（寒気）移流による高温（低温）状態が持続し、結果として異常高温や異常少雨といった天候異常を引き起こす。

ブロッキングに伴って発生した異常気象の例を以下に挙げる。

【2003年夏季の西・中央ヨーロッパの猛暑】

ヨーロッパでは、2003年6月から8月上旬までの約2か月間、平年よりも高温状態が持続した（図1.1.1a）。月平均気温で見ると、西・中央ヨーロッパを中心に、6月は平年差+4.2℃、8月は平年差+3.8℃であり、2003年時点では、ヨーロッパはこれまでで最も暑い夏となった（Black *et al.*, 2004）。特に、8月上旬の

¹ 気象庁では、過去30年間に一度しか発生しないような、極端に厳しい天候を異常気象と定義している。すなわち、平年値（2010年の場合は1971年～2000年の平均値）を基準に、平年値からの偏差が或る閾値（例えば、週平均気温では標準偏差の±3倍）を超えた場合に、異常気象が発生したと判断する。

² 佐藤（1984）は、大気の南北温度傾度を解消するために惑星規模波動が励起されるのではなく、惑星規模波動の励起の付随的な結果として南北温度傾度が解消されている可能性があるとして指摘している。すなわち、大気の南北温度傾度の増大に伴って西風の鉛直シアが増大し、山脈などの対流圏下層の外部強制により、西風基本場中で惑星規模波動の励起・上方伝播が起こっている状態では、顕熱の極向き渦輸送が生じていると論じている。

ドイツやフランスでは熱波がより一層顕著になり（図 1.1.1b），多数の死者や森林火災など各地に甚大な被害をもたらした。この夏の熱波は，10°E 付近で持続したブロッキングに伴い，高温で乾燥した空気を持つ高気圧がヨーロッパ南西部に持続的に存在したことと，この高気圧の存在により，上空の偏西風が南北方向に大きく蛇行し，ヨーロッパ上空を総観規模擾乱が東進できなかったことが原因であった（気象庁，2005）。

【2010 年夏季のユーラシア大陸西部の猛暑】

2010 年 6 月から 8 月中旬にかけて，東ヨーロッパ・ロシア西部を中心に異常高温が発生し，2003 年を凌ぐ猛暑となった。特に，7 月下旬～8 月上旬は平年より 10°C 近く高い気温で推移した（図 1.1.2a）。この熱波による死者は 5 万人を超すと報告されている（Barriopedro *et al.*, 2011）。また，高温の持続に伴い異常少雨に見舞われ，ロシア西部周辺で大規模な干ばつが発生した。この夏の異常高温は，ユーラシア大陸西部で 6 月下旬～8 月中旬の約 2 か月間持続したブロッキングによってもたらされ，特にロシア西部では，7 月を通じて上空の偏西風の北偏が顕著に見られた（図 1.1.2b）。

【2012 年 1 月～2 月のユーラシア大陸の寒波】

2012 年 1 月中旬から 2 月に，ユーラシア大陸の中緯度帯を中心に異常低温が発生した（図 1.1.3a, b）。この寒波の影響で，東ヨーロッパ・西アジアを中心に，低体温症などにより 200 人以上が死亡した（気象庁，2012）。この異常低温をも

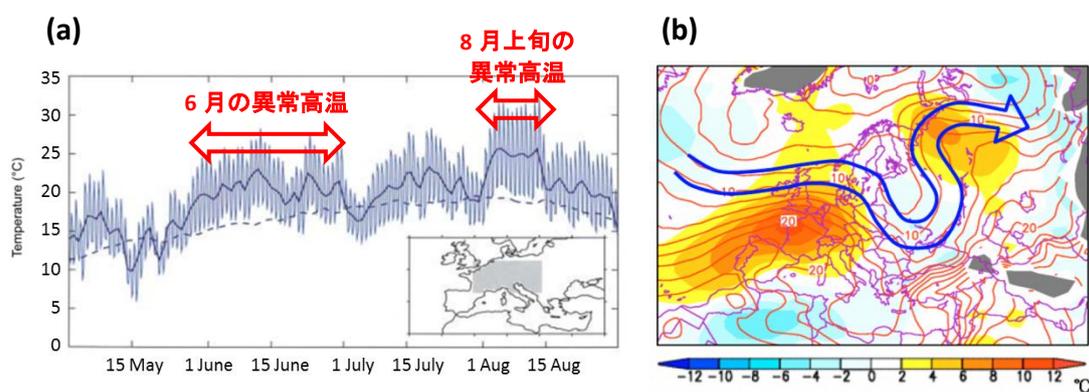


図 1.1.1 (a) 2003 年 5 月～8 月における地上 2m の気温の時間変動（単位は°C）。ただし，西ヨーロッパ（挿入図中の陰影で示した領域）で平均した値を示す。実線は 2003 年の解析値で，淡青色と濃青色はそれぞれ 6 時間値（00, 06, 12, 18UTC）と日平均値の時系列。破線は気候値（1958 年～2002 年平均値）。[Black *et al.* (2004) に抜粋・加筆] (b) 2003 年 8 月 1 日～14 日で平均した 850hPa 面の気温分布（等値線；単位は°C）。色塗りは平年差で，暖色（寒色）は高温偏差（低温偏差）を表す。同時期に観測された 500hPa 面における偏西風の流れを青色の矢印で示す。[異常気象レポート 2005（気象庁）より抜粋]

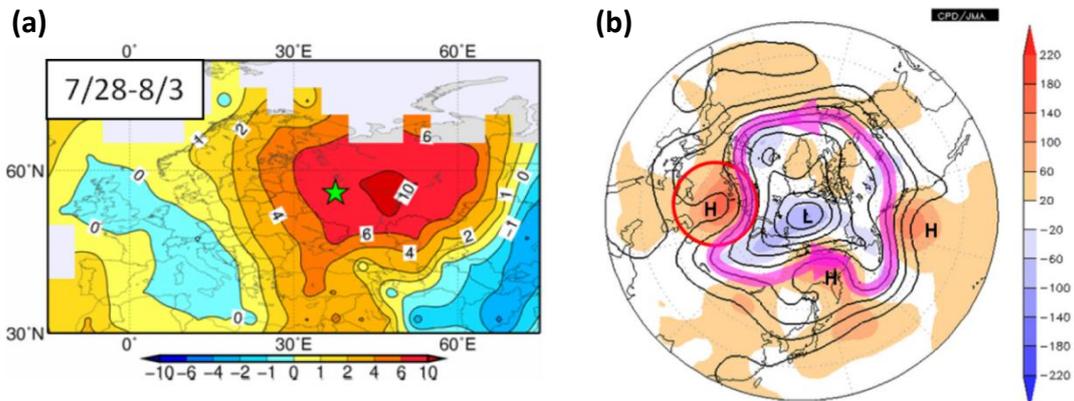


図 1.1.2 (a) 2010 年 7 月 28 日～8 月 3 日で平均した気温平年差 (単位は℃)。図中の☆印はモスクワの位置を示す。(b) 2010 年 7 月の 500hPa 高度 (等値線; 等値線間隔は 60m) 及び平年偏差 (色塗り)。単位は m。赤色の丸印はロシア西部周辺で持続したブロッキングの発生地域, ピンク色の矢印は 500hPa での偏西風の流れを示す。[いずれの図も, 気象庁報道発表資料 (平成 22 年 8 月 6 日発表) より抜粋]

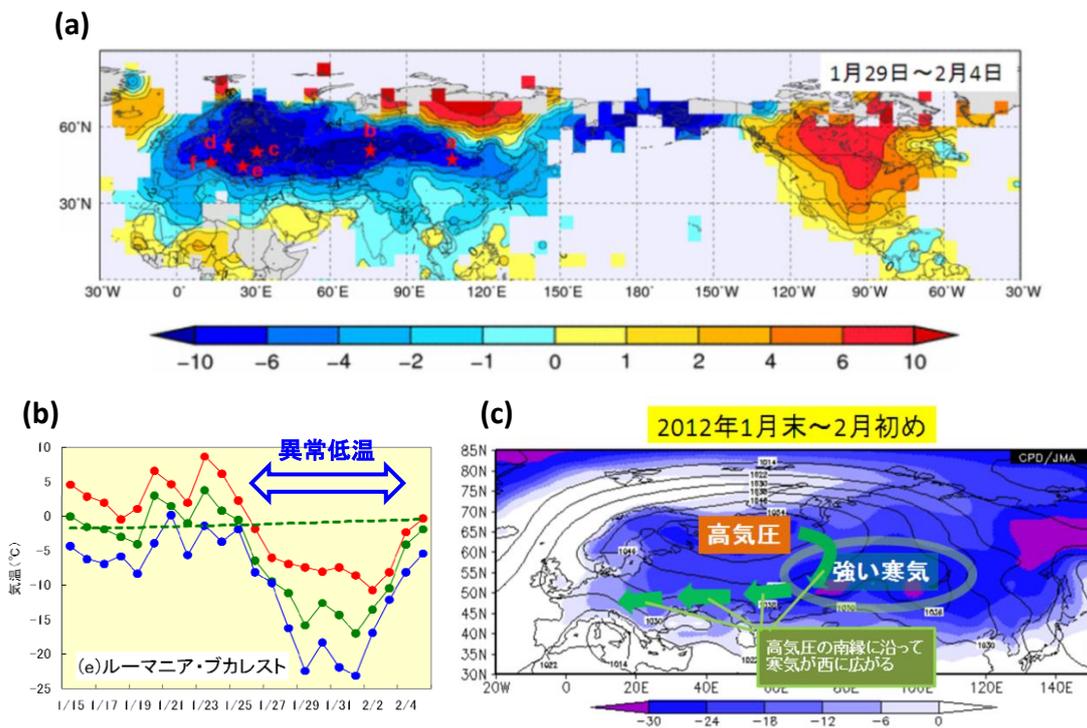


図 1.1.3 (a) 2012 年 1 月 29 日～2 月 4 日で平均した地上気温の平年差 (単位は℃)。 (b) ブカレスト (図 1.1.3a 中の地点 e) における気温の時間変動 (単位は℃)。赤色: 日最高気温, 緑色: 日平均気温, 青色: 日最低気温。破線は日平均気温の気候値を示す。(c) 2012 年 1 月 29 日～2 月 4 日で平均した地表付近の循環場。等値線は海面気圧 (単位は hPa, 等値線間隔は 8hPa), 色塗りは地上 2m の気温 (単位は℃)。[いずれの図も, 気象庁報道発表資料 (平成 24 年 2 月 6 日発表) より抜粋]

たらしめたブロッキングは1月中旬から2月上旬にかけてユーラシア大陸北西部で持続した。1月中旬は、シベリア北西部における偏西風の南北蛇行に伴ってシベリア北西部で高気圧が勢力を強め、その高気圧の周縁に沿って、モンゴルからカザフスタンにまで寒気が南下した（気象庁, 2012）。一方、1月下旬～2月上旬は、シベリア北西部に存在した高気圧がさらに勢力を強め、より西の地域（ヨーロッパ北部）にまで高気圧が広がったため、カザフスタン周辺の寒気が高気圧の南縁に沿ってさらにヨーロッパ西部へ流入し（図 1.1.3c）、低温域がユーラシア大陸全域へと拡大した（気象庁, 2012）。

ブロッキングの発生に伴って出現する気圧配置には、双極子型とオメガ型の二つの特徴的なパターンがあることが知られている。まず、双極子型ブロッキング（図 1.1.4 の右図）は、熱帯起源の温暖で等価順圧な高気圧（ブロッキング高気圧）とそのすぐ低緯度側に極起源の寒冷な低気圧（ブロッキング低気圧または寒冷低気圧）を伴う気圧パターンである。双極子型ブロッキングが発生した場合、ブロッキング高気圧付近（偏西風の高緯度側への蛇行域）では低緯度から温暖な空気が移流され、ブロッキング低気圧付近（偏西風の低緯度側への蛇行域）では、高緯度から寒冷な空気が移流されるため、双極子型ブロッキングの発生に伴う気温偏差は、気圧配置と同様、高緯度側に高温偏差域、低緯度側に低温偏差域を持つ双極子型の気温偏差分布が出現する。2003年夏季（特に7月中旬）の事例と2011/12年冬季の事例では双極子型ブロッキングが観測されており、特に2012年1月末～2月上旬においては、ユーラシア大陸西部（0°E～90°E）を覆うほどの巨大な双極子型構造が見られた。一方、オメガ型ブロッキング（図 1.1.4 の左図）は、偏西風の高緯度側への蛇行・分流

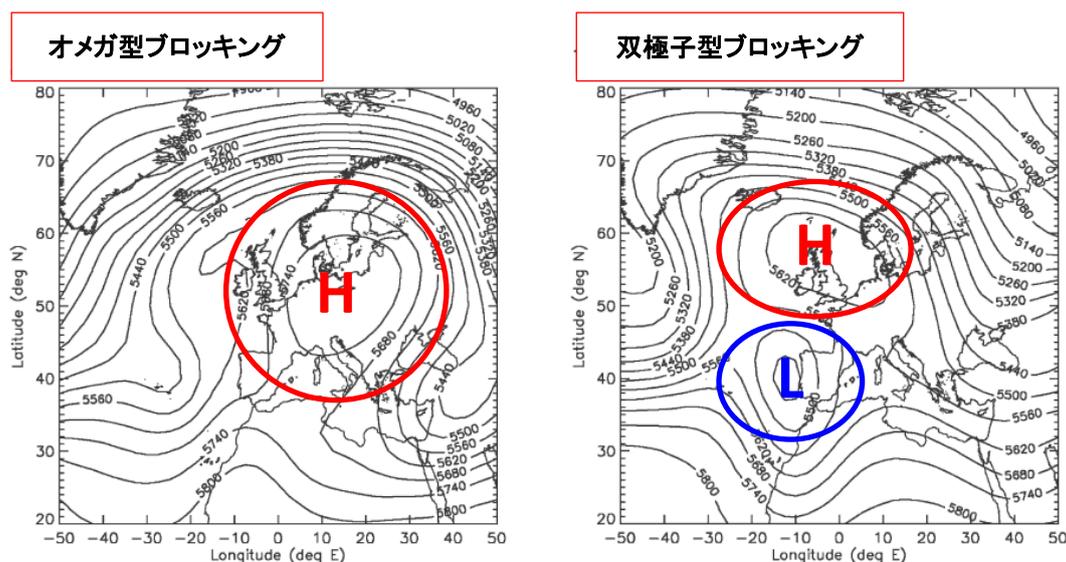


図 1.1.4 典型的なブロッキングの水平構造。等値線は 500hPa 等圧面高度（単位は m）。左図はオメガ型ブロッキング（1948年3月6日に観測）、右図は双極子型ブロッキング（1948年12月23日に観測）。[Barriopedro *et al.* (2006) の図 1 に抜粋・加筆]

域に、ブロッキング高気圧のみが形成された気圧パターンである。この場合の気温偏差分布は、ブロッキングの西側では低緯度からの暖気移流，東側では下降流に伴う断熱圧縮（佐藤, 1984）により，ブロッキング高気圧付近では高温偏差となる傾向がある。オメガ型構造は，2010年夏季（特に7月末～8月上旬）と2012年冬季（特に1月中旬）の事例で明瞭に確認できた。

1.2 ブロッキングの気候学的特徴

ブロッキングは南北両半球で観測される大規模な大気現象であるが，その発生頻度や持続期間などの性質は発生地域・季節によって大きく変化する。本節では，Wiedenmann *et al.* (2002) と Barriopedro *et al.* (2006) で示された結果に基づき，北半球におけるブロッキングの発生頻度，持続期間，強度の気候学的特徴と，エルニーニョ・南方振動 (El Niño-Southern Oscillation: ENSO) とブロッキングの年々変動との関連について述べる。以下，特に断りのない限り，季節は北半球の四季で記述する（ただし，本節でのみ，4月～6月を春，7月～9月を夏，10月～12月を秋，1月～3月を冬と定義する）。

北半球では，北太平洋域，北大西洋域，ヨーロッパ域が主要な発生地域となっており（図 1.2.1），特に，北大西洋～ヨーロッパ域（90°W～90°E）は北太平洋域（100°E～120°W）よりもブロッキング発生頻度が高い。ただし，ブロッキング発生頻度の標準偏差は約 10%（発生日数で約 30 日）であり，ブロッキングの発生は年々変動が非常に大きい（佐藤, 1984）。一方，季節変化で見ると，夏～秋に比べ冬～春に北半球全体でブロッキング発生数が多い。例えば，冬は北太平洋中央（ベーリング海付近）と北大西洋東部～西ヨーロッパの領域ではブロッキング発生頻度が増加し，夏はそれらの領域でのブロッキング発生頻度が著しく

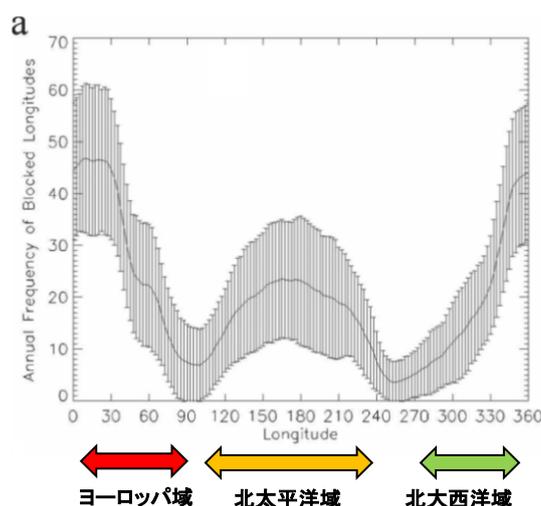


図 1.2.1 北半球におけるブロッキングの年間発生頻度分布 (%)。発生頻度は，1948 年～2002 年 (55 年間) のブロッキング発生日数を総日数で割った値として定義。エラーバーは $\pm 1\sigma$ の範囲を表示 (σ は標準偏差)。[Barriopedro *et al.* (2006) より抜粋]

減少する (図 1.2.2)。このようなブロッキング発生頻度の経度・季節依存性は、北太平洋域と北大西洋域におけるストームトラック (総観規模擾乱の活動が特に活発な領域) の存在と、その活動の季節進行とが関連していると考えられている (Barriopedro *et al.*, 2006)。しかしながら、夏の東ヨーロッパ～東アジアでは冬と同程度の頻度でブロッキングが発生する傾向が見られ、夏のユーラシア大陸は海洋上に比べてブロッキングが発生しやすいことが分かる (図 1.2.2)。

ブロッキングの持続日数は、北半球全体では冬に最大となり、冬季の平均的なブロッキング持続日数は海洋上、大陸上ともに約 10 日である。一方、夏に発生するブロッキングは、冬に比べ持続性は低いものの、海洋上よりも大陸上で高い持続性を持つ。また、ブロッキ

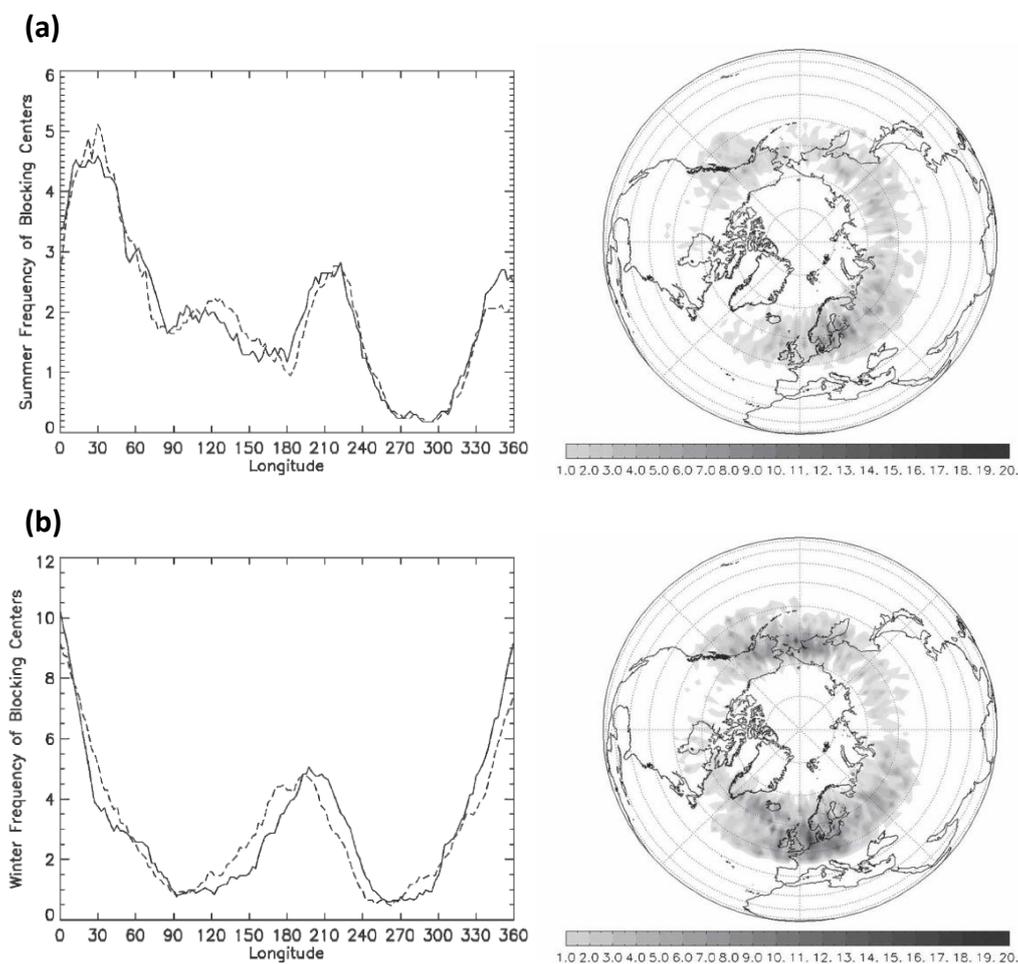


図 1.2.2 北半球の (a) 夏季 (7月～9月) 及び (b) 冬季 (1月～3月) におけるブロッキングの季節内発生頻度分布 (%)。左列は、ブロッキング発生時の中心経度 (実線) と持続期間で平均したブロッキングの中心経度 (破線) に対してプロットした頻度分布。右列は、持続期間において平均したブロッキングの中心位置の頻度分布。発生頻度は、1948 年～2002 年 (55 年間) のブロッキング日数を各季節の総日数で割った値として定義。[いずれの図も、Barriopedro *et al.* (2006) の図 7, 図 8 より抜粋]

ング強度（熱帯大気の高緯度への張り出しの強さ）は、海洋上のブロッキングの方が大陸上のブロッキングよりも常に大きく、これは全ての季節で共通する特徴である。

Barriopedro *et al.* (2006) は、ブロッキングの中心位置を発生時と持続期とで比較し（図 1.2.2 の左列）、多くのブロッキングはほぼ同じ経度で停滞するが、冬季の北太平洋域におけるブロッキングは西進する傾向があることを示した。このことから、発生地域や季節により、ブロッキングが異なる性質を持つことが示唆されている。

以上のようなブロッキングの領域的・季節的特徴は年によっても大きく変動する。そのような変動をもたらす要因の一つとして、ENSO の影響が考えられている。Wiedemann *et al.* (2002) と Barriopedro *et al.* (2006) は、ラニーニャ現象の発生に伴い、北太平洋域のブロッキング発生頻度・強度が増加することを示した（ただし、後者の論文では、冬季においてのみ関連を示唆）。ブロッキング発生頻度の増加と ENSO の力学的関連について、Chen and van den Dool (1997) は、ラニーニャ現象発生時には、エルニーニョ現象発生時に比べ、北太平洋域のストームトラックが北偏し基本流が分流しやすく、また、基本流から低周波変動成分（ここでは 7 日～61 日の周期成分）への順圧エネルギー変換が増加するためであると論じている。

1.3 ブロッキングの持続メカニズムと予測可能性

第 1.1 節で述べたように、ブロッキングは中緯度の天候と密接に関連しているため、その力学過程や予測可能性について多くの研究がなされてきた。本節では、これまでの先行研究で示されているブロッキングの持続メカニズムと予測可能性について説明する。

1.3.1 持続メカニズム

ブロッキングの持続においては、低周波（水平スケールが大きい）の渦と高周波（水平スケールが小さい）の渦との相互作用が重要視されている。一般に、等価順圧な構造を持つブロッキングは 2 次元流体中での運動として扱われることが多い。粘性消散のない 2 次元非発散流では、エネルギー（水平速度の二乗に比例）とエンストロフィー（相対渦度の二乗に比例）がともに保存される。そのため、長波長擾乱から短波長擾乱へエンストロフィーが輸送（ダウンワード・カスケード）されるのに伴い、エネルギーは短波長擾乱から長波長擾乱へと輸送（アップワード・カスケード）される（山崎, 2009）。

Shutts (1983) は、線形化した等価順圧な準地衡渦度方程式系に基づいて非線形モデル実験を行い、渦擾乱によるエネルギーのアップワード・カスケードとブロッキング強化との関連を定性的に示した。このモデル実験では、ブロッキングに対応する定常的な南北蛇行流の上流域に強制力として渦擾乱を置き、どのような副次的な流れが誘起されるかを調べた。その結果、ブロッキングに伴う定常的な流れの作用により、渦擾乱のエネルギーが基本流のエネルギーに変換されて基本流を加速し、最終的に双極子型ブロッキングに似た構造が誘起されることを示した。このエネルギー変換過程においては、基本流が渦擾乱を南北方向に大きく引き伸ばすことが重要となる。この渦擾乱の南北伸張とブロッキング強化について、Shutts (1983) は次のような解釈を与えた。まず、ブロッキングに伴う渦擾乱の南北伸張により、高気圧性（低気圧性）の渦擾乱が、基本流の南北蛇行域の高緯度側（低緯度側）に存在するブロッキング高気圧（低気圧）へと掃き出される。これにより、ブロッキング高気圧（低気圧）の上流側で高気圧性（低気圧性）の渦度強制が生じる。このような渦擾

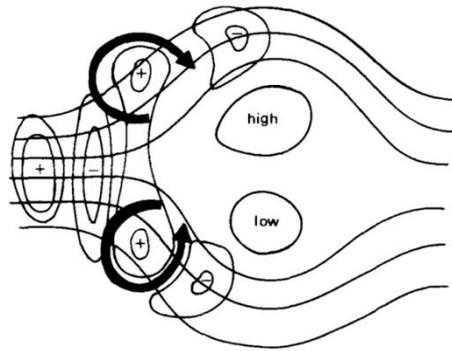


図 1.3.1 渦伸張メカニズムの概念図。中央の“high”及び“low”は双極子型ブロッキングの水平構造に対応し、左端から並ぶ“+”と“-”の記号は、それぞれ高気圧性、低気圧性の渦擾乱に対応。太い矢印は、渦擾乱によってブロッキング高気圧（低気圧）の上流域で高気圧性（低気圧性）の渦度強制が与えられていることを示す。[Shutts (1983) より抜粋]

乱による南向きの渦度フラックス（高気圧性渦度の北向き輸送）により、ブロッキングが強化される。渦擾乱の南北伸張は観測結果とも整合的であり（Shutts, 1983）、現実大気でのストームトラックの重要性を明らかにした。この理論は、渦伸張メカニズム（図 1.3.1）と呼ばれている。

また、Colucci (1985) は、ブロッキングの形成・持続において、ブロッキングのすぐ上流側の地表面付近で急速に発達する低気圧が重要な役割を果たしていることを示した。このメカニズムは、Shutts (1983) と同様に、移動性高低気圧で代表される総観規模擾乱とブロッキングを含む惑星規模波動との相互作用によってブロッキングが形成・持続するというメカニズムであり、地表面付近における低気圧は、低気圧の下流側（ブロッキングの上流側）で、上昇流に伴う断熱的過程と低緯度からの熱輸送という、ブロッキングの形成・持続に必要なエネルギー及びポテンシャル渦度を供給する役割を担っている。

しかしながら、上記の二つの持続メカニズムに対して、Yamazaki and Itoh (2009) は、数値実験において、与えた渦擾乱の大きさや位置をわずかに変化させると渦伸張メカニズムが有効的に機能しない場合があることや、渦伸張メカニズムではオメガ型ブロッキングの持続を説明できないこと、また、現実大気でのブロッキングの持続においては必ずしもその上流側の地表面付近に強い低気圧が存在するとは限らないことなどの問題点を指摘し、次に述べるような、選択的吸収メカニズムという新しい持続メカニズムを提唱した。

選択的吸収メカニズムは、断熱・非粘性の運動における大気の保存量であるポテンシャル渦度のブロッキングへの補給過程に焦点を当てたメカニズムであり、ブロッキングに伴う定常的波動が自身と同極の渦擾乱を引き寄せ吸収することで、ポテンシャル渦度がブロッキングに持続的に補給されて、ブロッキングが維持・強化すると説明する。

このメカニズムを、概念図（図 1.3.2）に基づき説明する。順圧な f 平面上にある二つの高気圧性渦 A、B（図 1.3.2a と対応）を考え、渦 A が誘起する負の渦度は、渦 B の左側よりも右側で大きいとする。このとき、渦 B が持つ高気圧性循環により、渦 B の南側（北側）には相対的に大きな（小さな）負の渦度が移流される。この移流された渦度に伴う流れは、

高気圧性渦 **B** を高気圧性渦 **A** へと近づけるように作用する (図中の緑色の矢印)。このように、渦 **B** が渦 **A** の方へ移流され、高気圧性渦 **A** が高気圧性渦 **B** を吸収することが分かる。渦 **A**、**B** がともに低気圧性渦の場合も同様である。さらに、Yamazaki and Itoh (2009) は、順圧な準地衡モデル実験によって、ブロッキングが自身の極性に応じて高周波擾乱を吸収し持続するという選択的吸収メカニズムを実証した (図 1.3.3)。選択的吸収メカニズムと渦伸張メカニズムとの大きな違いは渦擾乱の極性を考慮している点である。また、選択的吸収メカニズムの効率は、渦擾乱とブロッキングの相対位置に強く依存しないことや、オメガ型ブロッキングに対しても有効的に機能することが示された。このように、選択的吸収メカニズムは渦伸張メカニズムの持つ欠点を有しない (Yamazaki and Itoh, 2009)。

一方、Nakamura *et al.* (1997) は、観測された冬季のブロッキング事例を合成解析し、北大西洋域では低周波変動成分 (準定常ロスビー波束伝播)、北太平洋域では高周波変動成分 (総

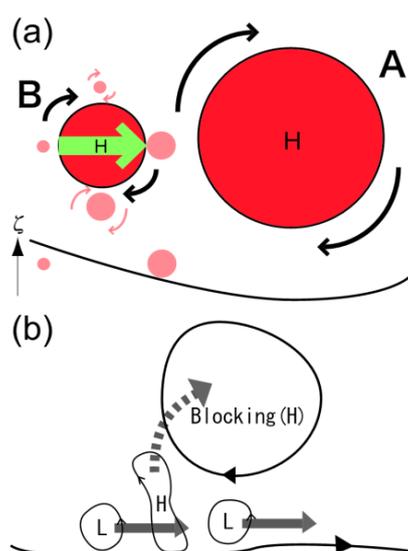


図 1.3.2 選択的吸収メカニズムの概念図。
(a) 高気圧性渦同士の相互作用。渦 **A**、**B** はそれぞれブロッキング高気圧と高気圧性の高周波擾乱に対応。下部の実線は渦 **A** によって誘起された渦度分布を示す。(b) 選択的吸収メカニズム。ブロッキング高気圧を“Blocking (H)”，高気圧性 (低気圧性) の高周波擾乱を“H”と“L”で示す。高気圧性の高周波擾乱がブロッキング高気圧に接近した場合は吸収され、低気圧性の高周波擾乱が接近した場合には、ブロッキング高気圧に吸収されずに下流へ移動する。[Yamazaki and Itoh (2009) より抜粋]

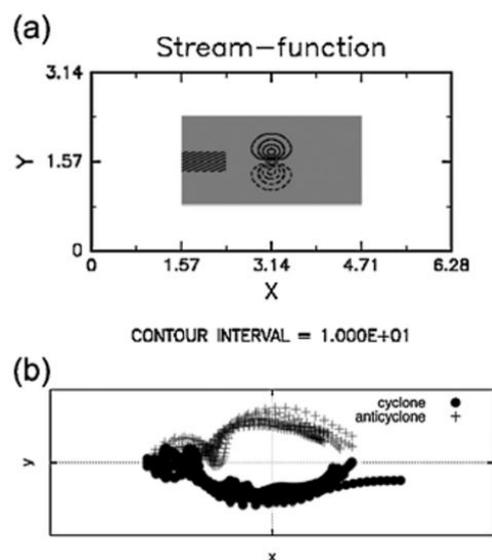


図 1.3.3 順圧モデルによるブロッキングと渦擾乱との相互作用実験。(a) 初期の無次元化流線関数。等値線間隔は 0.1。淡い陰影は図 1.3.3b の描画領域で、濃い陰影部分に渦強制を与えた。(b) 10 日間の実験結果。低気圧性 (高気圧性) の渦擾乱の軌跡を ● (+) で示す。高気圧性擾乱は初期値の高気圧性循環の方へ、低気圧性擾乱は初期値の低気圧性循環の方へ移流されている様子が分かる。[Yamazaki and Itoh (2009) より抜粋]

観規模擾乱)が、それぞれの領域におけるブロッキングの形成・発達に支配的に作用していることを明らかにした。まず、北大西洋域では、ブロッキングの振幅が最大となる3日前からブロッキングの上流域で明瞭に見られる準定常ロスビー波束伝播がブロッキング領域に伝播することにより、ブロッキングが発達することを示した。さらに、発達したブロッキングの下流側では西風が弱まり、波の伝播が一時的に阻害されることで、準定常ロスビー波束伝播に伴うエネルギー収束が生じ、ブロッキングが強化すると論じた。すなわち、北大西洋域では、総観規模擾乱との相互作用だけではブロッキングは形成・発達できず、低周波変動成分の寄与が重要であることが示された。これに対し、北太平洋域では、ブロッキングの振幅が最大となる前の期間に上流域からの準定常ロスビー波束伝播は不明瞭で、かつ、ブロッキング付近での準定常ロスビー波束伝播に伴うエネルギー収束が見られないことを指摘し、北太平洋域におけるブロッキング高気圧の形成には総観規模擾乱との相互作用が重要であることを示した。このようなブロッキングの形成・持続への総観規模擾乱の影響の違いについて、Nakamura *et al.* (1997) は、北大西洋域ではブロッキング形成位置がストームトラックの出口から遠いためその影響が小さく、一方、北太平洋域ではストームトラックの出口に非常に近いいため支配的に作用すると論じている。

Shutts (1983) や Nakamura *et al.* (1997) で提唱された、ブロッキングの持続における渦と渦の相互作用は、渦度収支解析と熱収支解析 (Mullen, 1986; Cash and Lee, 2000; Mori and Watanabe, 2008) を実施することにより、定量的に議論することができる。渦度収支解析の詳細は、第2章で述べる。

Mullen (1986) は、地域気候モデルを用いて1月の大気循環場の数値シミュレーションを行い、三つの領域(北大西洋域、北太平洋域、北アメリカ大陸西岸域)で発生したブロッキングの持続期間における力学的特徴を、渦度収支解析及び熱収支解析により調べた。その結果、ブロッキング持続期間で平均した渦度収支・熱収支の特徴は、三つの領域でほぼ共通していることが示された。対流圏上層(300hPa高度)の渦度収支バランスについては、

- 定在波に伴う渦度の水平移流による高気圧の東進効果と、定在波の水平発散に伴う渦度生成による高気圧の西進効果がほぼバランスする。その正味の寄与(水平渦度移流+渦度生成)は東進効果を示す。
- 高周波変動成分(ブロッキング持続期間よりも短いスケールを持つ渦擾乱)による渦度フラックス収束は、高気圧を西進させる効果を持つ。これが、定在波に伴う正味の東進効果を相殺する。

という特徴を示した。特に、定在波の水平発散に伴う渦度生成による寄与が、ブロッキングを定在的に維持するために重要な役割を果たすことを指摘していることは注目に値する。一方、熱収支バランスの解析結果で、700hPa高度においては、定在波の水平温度移流によるブロッキングの上流側(下流側)での昇温(降温)効果と、断熱過程に伴うブロッキングの上流側(下流側)での降温(昇温)効果が相殺し、正味の寄与(水平温度移流+断熱過程)は、ブロッキングに伴う温度偏差を維持するように作用することを示した。また、渦擾乱による熱フラックス収束は、ブロッキング領域で降温効果を持ち、ブロッキングに伴う温度偏差を打ち消す向きに作用することを示した。ただし、Mullen (1986) は、上述したように、三つの領域(北大西洋域、北太平洋域、北アメリカ大陸西岸域)でのブロッキング持続期間における渦度収支・熱収支にはほぼ共通した特徴が見られることを示したが、

渦度収支・熱収支バランスの領域別の差異を決定する要因として地形の影響を挙げており、渦度収支においては、渦度の水平移流と水平発散による渦度生成が、地形の影響を反映しやすいことを述べている。

一方、Cash and Lee (2000) は、全球気候モデルを用いて再現された1月の北半球のブロッキングに対し、形成期、振幅最大期、衰退期の各時期において支配的な力学的要因を渦度収支解析により調べた。再現されたブロッキングは、1月のストームトラックの中心(50°W, 45°N付近)の東側に集中していた。そこで、Cash and Lee (2000) は、ストームトラックの近傍(20°W, 60°N付近:領域A)で発生した23事例と、ユーラシア大陸西部のブロッキング発生頻度の極大域(20°E, 60°N付近:領域B)で発生した27事例について、領域別に合成解析した循環場に対して渦度収支解析を実施した。その結果、いずれの領域でも、形成期(衰退期)には基本流による渦度の水平移流と水平発散に伴う渦度生成との和が、高気圧性(低気圧性)偏差の生成に支配的な役割を果たしていることが示された。すなわち、ブロッキングの形成・衰退過程では線形的なメカニズムが重要であることを示している。一方、低周波変動成分と高周波変動成分による寄与は、いずれも最大振幅期から衰退期における高気圧性偏差の生成に重要であり、このような非線形的なメカニズムはブロッキングの振幅を増大させ、その寿命を延ばすために重要であることが示された。さらに、Cash and Lee (2000) は、領域A, Bのそれぞれについて、順圧モデル実験により、線形的及び非線形的なメカニズムがブロッキング形成期、振幅最大期、衰退期でどのような役割を果たすのかについても調べている。この実験では、非線形モデルにおいて、低周波変動による渦度フラックス収束(強制力L)、水平発散による渦度生成(強制力D)、及び、高周波変動による渦度フラックス収束(強制力H)を強制力として与え、実際のブロッキング領域(図1.3.4aの赤色矢印)でどのような循環が形成されるかを比較した。図1.3.4bは、領域Bでブロッキングの振幅が最大となった時刻の3日前を初期値として、次のような条件で3日間積分した結果を示している。図1.3.4b中のaは強制力を与えない線形順圧モデル実験、bは強制力を与えない非線形順圧モデル実験、c~eは強制力L, H, Dをそれぞれ与えた場合の非線形順圧モデル実験、fは三つ全ての強制力を与えた場合の非線形順圧モデル実験の結果である。これらの結果から、領域Bで振幅が最大となる時期でのブロッキングを忠実に再現するには、三つ全ての強制力を与えることが必要であることが分かる。また、強制力Lと強制力Hはブロッキング領域の中心付近で高気圧性偏差を最も強化するが、これらの強制力によって形成された高気圧性偏差は実際の位置よりも南にずれているため、正確な位置にブロッキングを再現するためには、強制力Dによってブロッキング領域の北側に高気圧性偏差を形成することが必要であることも分かる。このことから、低周波変動による渦度フラックス収束(強制力L)と高周波変動による渦度フラックス収束(強制力H)はブロッキング領域での高気圧形成、水平発散による渦度生成(強制力D)はブロッキングの空間構造を調整する役割を持つ。さらに、これらの強制力の役割は、領域Bでのブロッキング形成期においても同様であることを示している。一方、領域Bでのブロッキング衰退期には、強制力Hによる高気圧性偏差の維持と、強制力Dによる高気圧性偏差の減衰(振幅調整)が重要であることも示している。

Nakamura *et al.* (1997) は、領域Bのようなストームトラックから離れた領域で発達するブロッキングでは、高周波変動成分の寄与が小さいことを示したが、それとは異なり、Cash and Lee (2000) は、ストームトラックから離れた領域においても高周波変動成分による高気

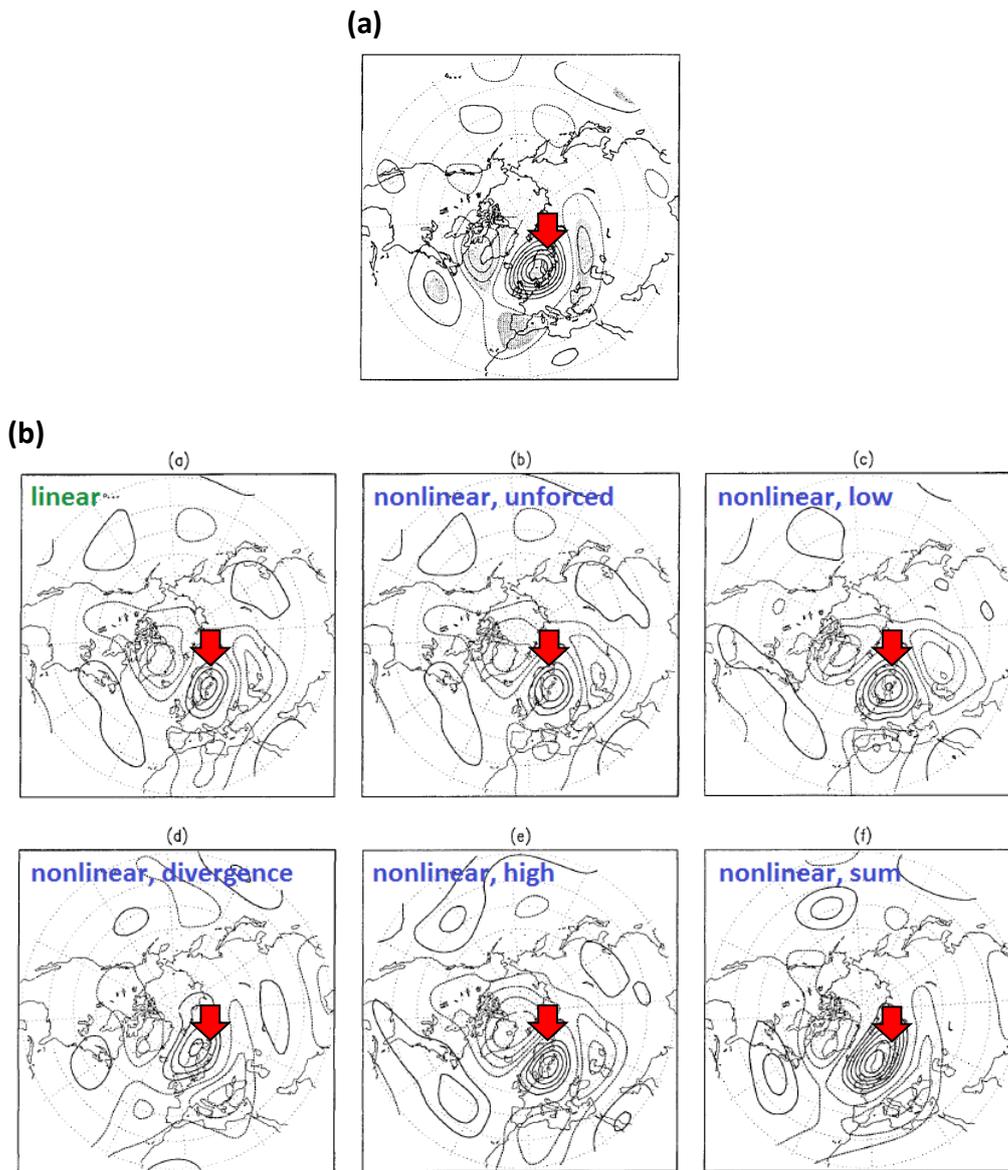


図 1.3.4 冬季にユーラシア大陸で発生したブロッキングの合成解析 (27 事例)。(a) 振幅最大日における 350hPa 面の流線関数偏差 (低周波変動成分) の観測値 (単位は m^2/s)。等値線間隔は $2 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$ 。実線 (破線) は正偏差 (負偏差) を示し、陰影は両側検定による有意水準 95% 以上の領域を示す。(b) 図 1.3.4a に同じ。ただし、振幅最大日の 3 日前を初期値として 3 日間積分した順圧モデル実験の結果。a: 外部強制力を与えない線形順圧モデル実験, b: 外部強制力を与えない非線形順圧モデル実験, c~f: 異なる外部強制力を与えた非線形順圧モデル実験で、それぞれ、c: 低周波変動成分による渦度フラックス収束, d: 水平発散による渦度生成, e: 高周波変動成分による渦度フラックス収束, f: c~e の全ての外部強制力を与えた非線形順圧モデル実験。[Cash and Lee (2000) の図 2, 図 9 に抜粋・加筆]

圧性偏差の維持が重要であることを明らかにした。また、ブロッキング形成・振幅最大期における強制力 L, H の役割はストームトラック近傍の領域 A でも同様であるが、衰退期の強制力 D の役割には明瞭な違いが見られることも指摘している。すなわち、領域 B では、上述のように空間構造を調整する役割を担うが、領域 A では、ブロッキング領域の西側に高気圧性偏差、東側に低気圧性偏差を生成してブロッキングを西進させることで、ブロッキングの衰退を促進することを示した。このように、Cash and Lee (2000) は、冬季の北大西洋域及びユーラシア大陸西部で発生するブロッキングでは、その形成・持続・衰退期においては非線形的なメカニズムが重要であるが、水平発散による渦度生成もブロッキングの空間構造や振幅を調整する効果を持つため無視できないことを明らかにした。

以上のように、Mullen (1986) と Cash and Lee (2000) は、ブロッキングの持続期や衰退期における渦度収支・熱収支バランスを解析し、水平発散による渦度生成と非線形過程の寄与の重要性を示したが、いずれも冬季の事例に対する合成解析であり、夏季の事例に対する解析は少ない（例えば Lupo and Smith, 1998）。その理由は、夏季のブロッキング発生数は冬季に比べて少なく、また、顕著なブロッキングの発生が夏季よりも冬季に観測されるため、夏季は冬季に比べて一つひとつの事例の特徴が捉えにくいことによる。しかし、ブロッキングの持続や衰退のメカニズムは地域・季節によって異なる可能性もあり、2010 年夏季の事例のような、持続性とブロッキング強度において顕著な特徴を持ったブロッキングを詳細に解析することは、ブロッキングの力学を理解する上で重要である。

1.3.2 予測可能性

ブロッキングは、その形成期（東西一様流から東西非一様流への遷移過程）の予測が特に困難であることや、発生地域によって予測可能性に違いがあることが知られている。また、非線形性の強い現象であるため、ブロッキングの予測は予報初期値に強く依存することも過去の研究で明らかにされている。

Tibaldi and Molteni (1990) は、大気大循環モデルを用いた予報実験により、1980/81 年～1986/87 年の冬季（12 月 1 日～3 月 10 日）に発生したブロッキングの予測可能性について調べた。その結果、予報 6 日目以降、実況値と比べ、北太平洋域におけるブロッキング発生頻度の極大域が西へずれる一方、北大西洋～ヨーロッパ域では東へずれることを示した。また、いずれの領域においても、ブロッキング形成日以前を初期時刻とする予報ではブロッキング形成期に予報誤差が増大し、形成日以降を初期時刻とした場合（初期値にブロッキングが存在する）のブロッキング持続期の予測では予測精度が向上することを明らかにした。さらに、このようなブロッキング形成期における予報誤差の増大は、北太平洋域に比べ北大西洋域でその傾向が顕著であることを指摘し、このような予測可能性の領域的な違いから、ブロッキングの支配的な形成・持続メカニズムがそれぞれの領域で異なることを示唆している。

同様に、Matsueda (2009) は、2005/06 年、2007/08 年及び 2008/09 年の冬季のブロッキング事例について、各国の気象機関の最新の現業アンサンブル予報データを解析し、北大西洋域におけるブロッキングの形成期の予測可能性は北太平洋域に比べて低いことを示した。この結果は Tibaldi and Molteni (1990) と整合的である。

また、Kimoto *et al.* (1992) は、1988 年 12 月 1 日～2 月 28 日を予報初期日とする気象庁現業週間予報データを用いた解析を行い、1989 年 2 月初旬の北太平洋東部におけるブロッキ

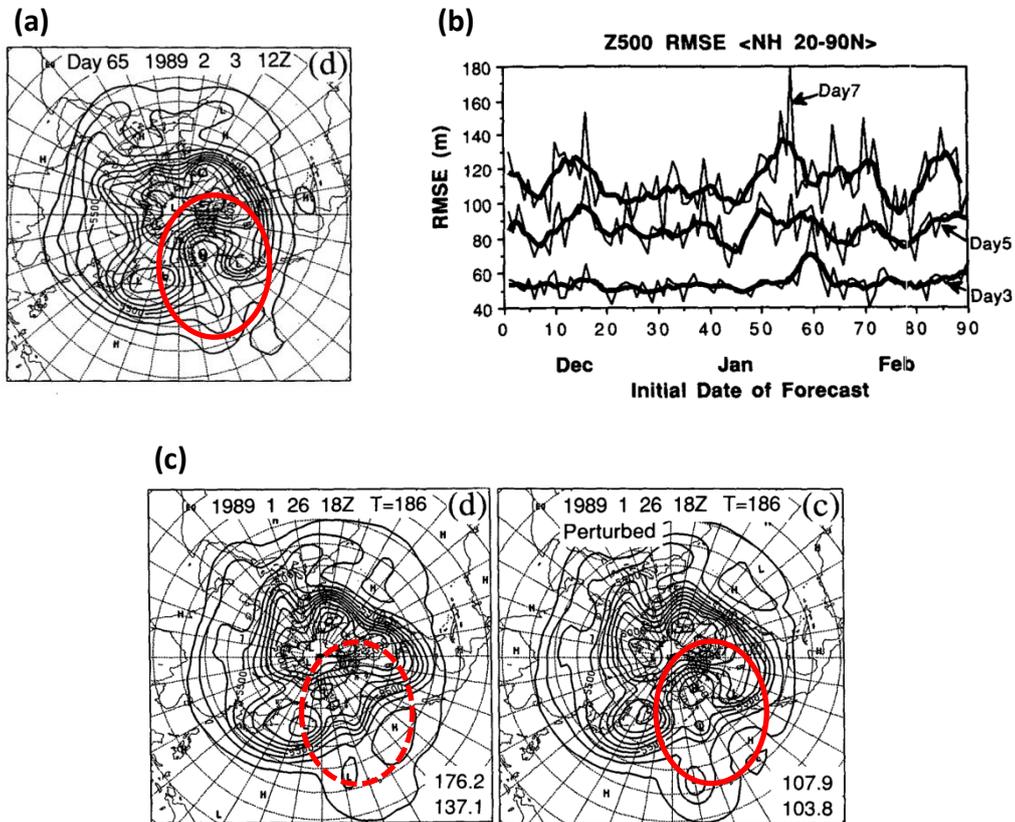


図 1.3.5 (a) 1989 年 2 月 3 日 12UTC (図 1.3.5b の Day65 に対応) における 500hPa 高度場の観測値 (等値線; 単位は m, 等値線間隔は 100m)。 (b) 気象庁全球スペクトルモデルにおける 1988 年 12 月 1 日~1989 年 2 月 28 日 (90 日間) の予報誤差の時間変動 (単位は m)。細線は, 予報 3 日目 (Day3), 予報 5 日目 (Day5), 予報 7 日目 (Day7) に北半球 (20°N~90°N) で計算した 500hPa 高度場の根二乗平均誤差, 太線はその 5 日移動平均を示す。 (c) 気象庁全球スペクトルモデルによる 1989 年 2 月 3 日 12UTC (図 1.3.5a の Day65 に対応) の 500hPa 高度予測場 (等値線; 単位は m, 等値線間隔は 100m)。左図: 1989 年 1 月 26 日 18UTC を予報初期時刻とする予報ランの予測結果, 右図: 同じ初期時刻からの摂動ラン (1989 年 1 月 26 日 18UTC の解析値と, 1989 年 1 月 26 日 12UTC を予報初期時刻とする予報ランの 6 時間予測値との平均値を初期値とする) の予測結果。左図のコントロールランでは北太平洋東部のブロッキング (赤丸) の予測に失敗し, 右図の摂動ランでは成功している。図中の右下の数値は, 上: 北太平洋域 (160°E~110°W) と, 下: 北半球全域で平均した根二乗平均誤差 (単位は m)。 [Kimoto *et al.* (1992) の図 2, 図 6, 図 10 に抜粋・加筆]

ングの発生期（図 1.3.5a）に、北半球全域で予報誤差³が増大すること、及び、予報期間が長くなるとともに予報誤差が増大することを示した（図 1.3.5b）。さらに、Kimoto *et al.* (1992) は、予報初期値がわずかに異なる二つの予報ランでブロッキングの予測結果に大きな違いが生じることから（図 1.3.5c）、ブロッキング形成の予測における初期値依存性を指摘している。

このように、ブロッキング形成期では、一般に予報誤差が大きくなることや、初期値依存性が強いことが示唆されているが、あるブロッキング事例のライフサイクル（形成・持続・衰退）の間で予測可能性が実際にどのような時間変動をするのかについて解析した研究は存在しない。また、このような予測可能性の変動が、ブロッキングの形成メカニズムとどのように関連しているのかも明らかではない。

1.4 2010 年夏季の循環場とユーラシア大陸西部のブロッキングの特徴

2010 年 6 月～8 月は、ユーラシア大陸西部における異常高温（第 1.1 節）のみならず、東アジアや北アメリカ東部においても異常高温が発生し（図 1.4.1）、北半球の中緯度対流圏の温度は 1979 年以降の夏季の中で最も高い値を記録した（田中他, 2012）。そのため、2010 年の北半球中緯度の循環偏差に関して、大気内部力学だけでなく、熱帯の循環の変動との関連や大気－海洋間の相互作用、地球温暖化の影響など、多くの視点から研究がなされている。

2010 年夏季の熱帯の循環場の特徴は、

- ラニーニャ現象の発達期であった。前年の 2009 年夏に発生したエルニーニョ現象が 2010 年春（3 月～5 月）に終息し、それに引き続き、夏にラニーニャ現象が発生した（図 1.4.2）。
- ラニーニャ現象の発生に伴い、太平洋赤道域の中部から東部にかけて海面水温は負偏差となり、対流活動も不活発だった（図 1.4.3）。
- 太平洋赤道域の西部、インド洋熱帯域及び北大西洋熱帯域の海面水温は平年より高かった。これに対応して、北インド洋～海洋大陸付近、カリブ海及び大西洋赤道域では対流活動が平年より活発だった（図 1.4.3）。

と報告されている（田中他, 2012）。また、ラニーニャ現象に伴う夏季の大気循環場の特徴として、海洋大陸付近とインド洋熱帯域で対流活動が活発化すること、チベット高気圧が強まり、偏西風（亜熱帯ジェット気流）が北偏する傾向にあることが示されており、2010 年夏季の大気循環場はその特徴と一致していた（エルニーニョ監視速報 No. 216）。

³ 予報誤差 e は、

$$e = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N (X_n - a_n)^2}$$

で定義される。ここで、 N は格子点数、 X_n は格子点番号 n における 500hPa 高度場の予測値、 a_n は格子点番号 n における 500hPa 高度場の解析値である。

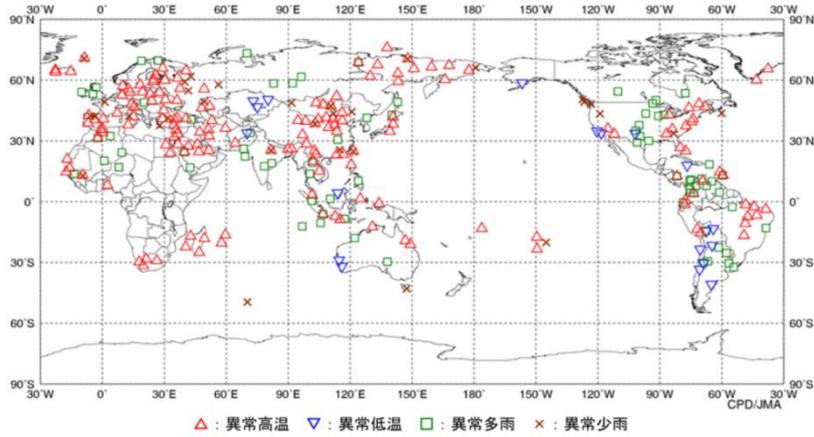


図 1.4.1 2010 年 7 月の異常天候発生地点分布図。[気候系監視速報（気象庁）より抜粋]

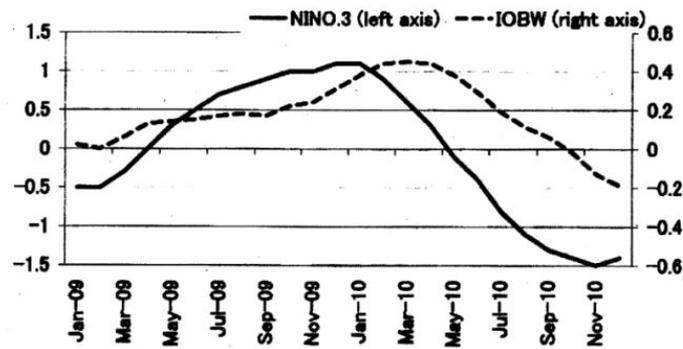


図 1.4.2 2009 年 1 月～2010 年 12 月のエルニーニョ監視海域 (NINO.3: 5°S～5°N, 150°W～90°W) 及びインド洋熱帯域 (IOBW: 20°S～20°N, 40°E～100°E) における月平均海面水温偏差の推移 (単位は°C)。偏差は基準値 (前 30 年平均値) との差で、5 か月移動平均を施した値をプロット。NINO.3 は左軸, IOBW は右軸を参照。[田中他 (2012) より抜粋]

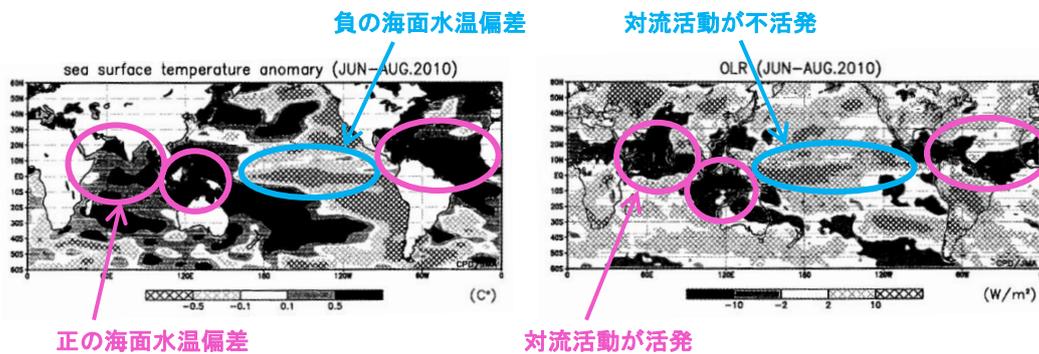


図 1.4.3 2010 年 6 月～8 月で平均した海面水温偏差 (左図; 単位は°C) と外向き長波放射量 (右図; 単位は W/m^2)。海面水温偏差の平年値は 1971 年～2000 年平均値, 外向き長波放射量の平年値は 1979 年～2004 年平均値を使用。[田中他 (2012) の図 1.7, 図 1.8 に抜粋・加筆]

まず、ラニーニャ現象とユーラシア大陸西部のブロッキングとの関連について、先行研究の解析結果を報告する。

Schneidereit *et al.* (2012) は、1989年から2010年までの22年間の再解析データを用いて解析を行い、夏のラニーニャ現象に伴い、30°E~60°E付近でブロッキング発生頻度が統計的に有意に増加することを示した⁴。また、合成解析により、2010年6月~8月の循環場と、夏にラニーニャ現象が発生した年(1989, 1998, 1999, 2000, 2007, 2010年)の循環場との類似性を指摘し、2010年夏季のユーラシア大陸西部におけるブロッキングはラニーニャ現象と関連して発生・持続したと論じている。これまでに、Chen and van den Dool (1997) は、ラニーニャ現象を伴う冬季にはユーラシア大陸西部に弱い高気圧性偏差が出現する傾向があることを合成解析により示しており、夏季・冬季を問わずラニーニャ現象がブロッキングの発生に影響を及ぼす可能性が示唆されている。しかしながら、ラニーニャ現象がユーラシア大陸西部におけるブロッキングの発生にどのような遠隔作用を通じて影響を及ぼしたのか、その具体的な力学過程は明らかにされていない。

一方、小林 (2012) は、モデルシミュレーションによる天候再現実験を行い、2010年夏季の太平洋熱帯域の海面水温偏差(エルニーニョ現象からラニーニャ現象への移行やラニーニャ現象の発達)は、ユーラシア大陸西部を含め、北半球中緯度の高気圧性循環偏差の形成に寄与していないと結論付けており、ラニーニャ現象がユーラシア大陸西部における高気圧形成に与えた影響は本質的ではないとも考えられる。

次に、北大西洋熱帯域の循環偏差とユーラシア大陸西部のブロッキングとの関連について、先行研究の解析結果を紹介する。

まず、中緯度対流圏の循環場が熱帯域の海面水温や対流活動の影響を受けて変動することがこれまでの研究で示されている(Sardeshmukh and Hoskins, 1988; Chen and van den Dool, 1997)。実際、Cassou *et al.* (2005) は、2003年夏季に西ヨーロッパで発生したブロッキング事例について解析し、夏季の西ヨーロッパに異常高温をもたらした循環偏差パターンが、2003年の北大西洋熱帯域(特にカリブ海とサヘル)における活発な対流活動と関連して形成されていたことを示した。

このことから、北大西洋熱帯域の記録的な正の海面水温偏差とカリブ海付近の活発な対流活動という特徴を伴っていた2010年夏季についても、北半球中緯度の循環偏差がこれらの領域での対流活動と関連して変動した可能性が考えられている。

例えば、小寺他 (2012) は、7月中旬に熱帯域の対流活発な領域が一斉に北偏したことが、その後の北半球中緯度の循環偏差の形成に影響を及ぼした可能性を示唆している。また、7月中旬を境に、海洋大陸付近、アラビア海~ベンガル湾付近及びカリブ海付近で、平年の季節進行に比べ顕著な対流活動の活発化が見いだせることも指摘している。このため、これらの地域の対流活動の活発化が、北半球中緯度の循環偏差の形成に寄与した可能性が考えられているが、これらの領域での対流活動の活発化と、ユーラシア大陸西部における高気圧性偏差の形成との力学的関連はまだ明らかではない。

また、森他 (2012) は、モデルシミュレーションによる天候再現実験で、北大西洋熱帯域

⁴ Barriopedro *et al.* (2006) は、冬季の北太平洋域においてのみ、ラニーニャ現象発生時にブロッキング発生頻度が統計的に有意に増加することを示している。

の正の海面水温偏差がユーラシア大陸西部の高気圧形成・維持に寄与していたことを示唆しているが、再現実験で示されたユーラシア大陸西部での応答は観測値より非常に弱く、2010年夏季の循環場の形成に本質的には重要でないと考えられる。

以上のように、2010年夏季のユーラシア大陸西部のブロッキングの発生・持続と熱帯域の海面水温偏差及び対流活動偏差との関連は明らかではない。

一方、2010年の1月以降のユーラシア大陸西部では降水量が平年に比べ非常に少なかったことや、春の積雪面積が極端に減少していたことなどから、地表面の熱的強制力によりブロッキングが強化された可能性や、地球温暖化の進行が熱波の強化・持続に寄与した可能性も示唆されている (Barriopedro *et al.*, 2011)。

そこで、Dole *et al.* (2011) は、外部強制力 (海面水温、北極海の海水面積、温室効果ガス濃度) が2010年夏季のユーラシア大陸西部でのブロッキングの発生や熱波の強さに与えた影響について、モデルシミュレーションにより調べた。その結果、ロシア西部の高気圧性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が明らかとなった。この結果は、上述した他の先行研究の結果と整合的である。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、ユーラシア大陸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を示唆している。

2010年夏季の北半球中緯度の循環異常とテレコネクションパターンとの関連⁵も研究されている。大富他 (2012) は、2010年夏季の大気循環場の特徴の一つに北極振動 (Arctic Oscillation: AO) を挙げ、2010年7月～8月中旬の強い正のAO (北極域で低気圧偏差、北半球中緯度で高気圧偏差) が同時期の北半球中緯度の循環偏差の形成に寄与した可能性を指摘している。特に、2009/10年冬の強い負のAO (北極域で高気圧偏差、北半球中緯度で低気圧偏差) が、2010年7月に一転して正のAOとなり、8月中旬まで強い正の位相を維持したことに注目し、北半球中緯度の大気循環場がこのようなAOの極性反転と関連して変動したことを示唆している。実際、大富他 (2012) は、このようなAOの極性反転と同期して、北大西洋熱帯域では、2010年春までは下向きの潜熱・顕熱フラックス偏差 (大気から海洋への熱輸送)、2010年5月～6月以降は上向きの潜熱・顕熱フラックス偏差 (海洋から大気への熱輸送) が見られることを示し、2010年春以降の北大西洋熱帯域では海洋が大気を暖め、そこでの対流活動が活発化した (図 1.4.3) ことにより、ユーラシア大陸西部に高気圧性偏差が出現した可能性があるとして論じている。また、これと整合的に、統計的解析により、正のAOが卓越する夏季には、イギリス上空～白海及びシベリア中央部でブロッキング発生頻度が高くなることを示した。しかしながら、北大西洋熱帯域の対流活動と中緯度の高気圧性循環偏差の形成との間の力学過程は明らかではない。また、2010年7月にAOの極性

⁵ Barriopedro *et al.* (2006) は、ENSOの他に、北大西洋振動 (North Atlantic Oscillation: NAO) とブロッキングの発生との関連についても統計的解析を行っている。例えば、負のNAO (アイスランド低気圧とアゾレス高気圧がともに平年より弱い) を伴う冬は、正のNAO (アイスランド低気圧とアゾレス高気圧がともに平年より強い) を伴う冬に比べ、北大西洋西部でブロッキング発生頻度が統計的に有意に増加することを示した。しかしながら、NAOやENSOを含め、テレコネクションパターンと夏季のブロッキングの発生との関連性は統計的に有意でないことを示している。

反転が生じた原因についても明らかでない。

以上のような先行研究の結果から、2010年夏季のブロッキング事例は大気内部力学の観点から解析することが重要であると考えられる。上述した *Schneidereit et al. (2012)* は、ブロッキングの発生・持続と ENSO との関連を示唆する一方で、北大西洋域からヨーロッパへ伝播する準定常ロスビー波束が南北に分岐していたことや、メキシコ湾からユーラシア大陸西部のブロッキング領域への準定常ロスビー波束伝播が見られたことを示し、これらがブロッキングの強化に寄与していたと論じている。また、*Lupo et al. (2012)* は、2010年夏季のブロッキング持続期中で、7月は総観規模擾乱による高気圧性偏差の維持メカニズムが重要であったのに対し、8月前半の持続は低周波変動成分の寄与が支配的に作用していたことを示している。*Lupo et al. (2012)* は、特に7月の持続メカニズムの特異性を主張し、夏季のブロッキング事例における低周波変動成分の寄与の重要性を示した *Athar and Lupo (2010)* との相違を指摘している。また、*Lupo et al. (2012)* は、ブロッキングの上流側にトラフが存在したことにより、総観規模擾乱によるブロッキングの維持メカニズムがより効果的に作用したと論じている。このブロッキングの上流側に存在したトラフの重要性は、本事例の予測可能性について解析した *Matsueda (2011)* の指摘と一致する。

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い、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ことを示した。しかし、8月上旬のブロッキング持続期には、予報初期時刻にブロッキングが存在しているにも関わらず、ブロッキングの西側領域(30°E~45°E)でブロッキングの持続を予測できないことを示しており、過去の研究(第1.3.2節)により示されたブロッキングの予測可能性の特徴とは異なっている。*Matsueda (2011)* では、ブロッキングの西側領域における予測可能性の悪化は、ブロッキングのすぐ南西で発達した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可能性に影響を及ぼしたのかということや、トラフの発達とブロッキングの強化との力学的関連は明らかにされていない。

1.5 本研究の目的

前節で述べたように、2010年夏季のユーラシア大陸西部におけるブロッキングの形成・持続要因に関するいくつかの先行研究では、2010年の海面水温偏差がブロッキングの発生・持続に寄与していたことや、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可能性などが指摘されている。その一方で、海面水温などの外部強制力ではなく大気内部力学がブロッキングの発生・持続において重要であったことを示す先行研究もあり、2010年夏季に発生したブロッキングの形成・維持メカニズムに関しては未だ未解明な課題が多い。また、ブロッキングの持続メカニズム(第1.3.1節)について、これまでに提唱されたメカニズムは、多くの場合、冬季のブロッキング事例に対して解析されており、夏季の事例に対しての解析は少ない。特に、夏季のユーラシア大陸西部でブロッキング発生頻度が増加する(第1.2節)というブロッキングの気候学的特徴を勘案すると、ユーラシア大陸西部でブロッキングが持続しやすい力学的要因が存在する可能性も考えられる。

一方、2010年夏季の長寿命ブロッキングは、*Matsueda (2011)* により、他の事例に比べその予測可能性が高いことが示されている。しかし、8月上旬のブロッキング持続期には、

ブロッキングの西側領域 ($30^{\circ}\text{E}\sim 45^{\circ}\text{E}$) で予測可能性が悪化したことも事実である。その要因について、Matsueda (2011) は、ブロッキングのすぐ上流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、トラフがブロッキングの予測可能性とどのように関連していたのかは不明である。

そこで、本研究では、中高緯度大気内部変動の観点から、2010年夏季にユーラシア大陸西部で発生したブロッキングの力学的メカニズムと予測可能性に関し、再解析データと予報データを用いて詳細な解析を行う。特に、ブロッキングが最も発達した2010年7月～8月の期間に注目し、ブロッキングの持続・衰退期において支配的に作用したメカニズムと、各時期の予測可能性の時間変動を解明し、さらに、ブロッキングの予測可能性に影響を与えた要因について考察する。

本論文の構成は以下の通りである。まず、第2章では、本研究で使用するデータと解析手法について述べる。第3章では、2010年夏季のロシアブロッキングの維持・衰退メカニズムと予測可能性について解析結果を示す。第4章では、解析結果から明らかとなった本事例のブロッキング維持メカニズムの特異性を、他のブロッキング事例の維持メカニズムと対比することにより詳しく議論し、最後に第5章でまとめを行う。

第 2 章 使用データ及び解析手法

2.1 使用データ

本研究では、解析値として、Japanese 25-year Reanalysis (JRA-25)/Japanese Meteorological Agency Climate Data Assimilation System (JCDAS) データセットを使用した。また、ブロッキングの予測可能性を検証するために、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ、及び、気象研究所/気象庁統一大気大循環モデル (MRI/JMA-AGCM) により実施されたハインドキャスト予報実験データ (気象研究所黒田友二氏提供) を使用した。以下では、それぞれのデータの概要について説明する。

2.1.1 JRA-25/JCDAS 再解析データ

表 2.1 に、JRA-25/JCDAS 再解析データ (Onogi *et al.*, 2007) の概要を示す。

表 2.1 JRA-25/JCDAS 再解析データの概要

水平格子間隔	1.25° × 1.25° (経度方向 × 緯度方向)
鉛直層数	23 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0.4hPa)
解析時刻	6 時間毎 (00, 06, 12, 18UTC)
使用期間	1979 年 1 月 ~ 2010 年 9 月

各変数は緯度経度 1.25 度格子間隔で提供されているが、本研究で使用する予報データが 2.5 度格子間隔で提供されているため、解析値の全変数を 2.5 度格子間隔に変換して使用した。

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・維持には、周期約 10 日以上 の低周波変動成分と、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ため (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。そのために、次に述べるランチョス低周波フィルター (Duchon, 1979) 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。

データ $x(t)$ に対し、ランチョス低周波フィルターを適用した結果得られる低周波変動成分 $x_L(t)$ は、次の重み付き移動平均、

$$x_L(t) \equiv \frac{\sum_{t=-T}^T w(t)x(t)}{\sum_{t=-T}^T w(t)} \quad (2.1)$$

で定義される。ここで、 $w(t)$ は重み関数で、

$$w(t) = \frac{\sin(2\pi f_L t)}{\pi} \frac{\sin(\pi/T)}{\pi/T} \quad (t = -T, \dots, 0, \dots, T) \quad (2.2)$$

で与えられる。ただし、 f_L はカットオフ周期で、フィルタリングに使用するデータサンプル数は $2T + 1$ である。本研究では、ブロッキングを含む低周波変動成分を抽出するために、カットオフ周期を8日とする低周波フィルターを用いた。すなわち、6時間毎のデータに対して、カットオフ周期 f_L に相当するデータサンプル数は、

$$f_L = 8 \text{ (日)} \times 4 \text{ (点)} = 32 \text{ (点)} \quad (2.3)$$

である。従って、データウィンドウ幅 T は16日間、対応するデータサンプル数は65点となる。また、高周波変動成分は、

$$x_H(t) \equiv x(t) - x_L(t) \quad (2.4)$$

と定義した。

本研究では、予報データ（第2.1.2節、第2.1.3節）に対しても同様の低周波フィルターを適用して使用した。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1日から2006年12月31日までの日平均値から日々の平均値を求め、その日平均データに対し、カットオフ周期を60日とするランチョス低周波フィルターを適用した値として定義した。

2.1.2 気象庁現業1か月アンサンブル予報データ

表2.2に、気象庁現業1か月アンサンブル予報データの概要を示す。この予報データは、「気象研究コンソーシアム」を通じて、気象庁より提供して頂いた。

表 2.2 気象庁現業1か月アンサンブル予報データの概要

水平格子間隔	2.5°×2.5°（経度方向×緯度方向）
鉛直層数	22層（1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 10, 7, 5, 3, 2, 1hPa）
予報初期時刻	毎週水曜日・木曜日の12UTC
出力時間間隔	6時間毎（00, 06, 12, 18UTC）
予報期間	816時間（34日）
初期摂動作成方法	成長モード育成（BGM）法
メンバー数	各曜日に25メンバーずつ （コントロールラン+24個の摂動ラン）
使用期間	2010年7月21日～2010年8月11日

予報モデルは大気大循環モデル（AGCM）のGSM0803Cを用いて数値積分を行っている。モデルの水平解像度はTL159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の全球客観解析データ（GANAL）データで与えられ、海面水温は、時間変化する気候値と初期時刻における海面水温偏差場を固定して与えた場で規定される。

気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データは、通常、各週の水・木曜日を組み合わせてメンバー数 50 のアンサンブル予報として使用されるが、ブロックングの予測は初期値依存性が強い（Kimoto *et al.*, 1992）、本研究では、各曜日の予報データをメンバー数 25 のアンサンブル予報として独立に扱った。

Matsueda (2011) は、2010 年夏季の長寿命ブロックングの平均的な予測可能期間や、予測精度の領域依存性について述べているが、本研究では、特に予測可能性の時間変動に着目して詳細な解析を行う。しかしながら、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、ブロックングの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、次に述べるハインドキャスト予報実験データも同時に使用した。

2.1.3 気象研究所/気象庁統一 AGCM を用いたハインドキャスト予報実験データ

表 2.3 に、気象研究所の黒田氏より提供頂いた、気象研究所/気象庁統一大気大循環モデル (MRI/JMA-AGCM) を用いたハインドキャスト予報実験データの概要を示す。

表 2.3 MRI/JMA-AGCM を用いたハインドキャスト予報実験データの概要

水平格子間隔	経度 1.875°×ガウス緯度
鉛直層数	24 層 (1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20, 15, 10, 7, 5, 3, 2, 1, 0.5hPa)
予報初期時刻	2010 年 6 月 1 日 00UTC~2010 年 8 月 15 日 18UTC の 毎日 6 時間毎
出力時間間隔	6 時間毎 (00, 06, 12, 18UTC)
予報期間	948 時間 (39.5 日)
メンバー数	1 (コントロールランのみ)

予報モデルは気象研究所/気象庁統一大気大循環モデル (MRI/JMA-AGCM) である GSM0305 を用いて数値積分を行っている。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)。予報初期値として気象庁の GANAL を使用し、海面水温は、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データと同様に与えている。また、以下の解析では、再解析データ及び気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データと同じ鉛直層数となるように、鉛直方向は 15hPa と 0.5hPa を除く 22 層を使用した。

各予報結果はコントロールランのみであるが、LAF (Lagged Average Forecasting) 法に基づき (Hoffman and Kalnay, 1983)、毎時刻の予報ランとその直前の 5 日間の予報ランを用いて、アンサンブル数 20 の予報データを作成して使用した (図 2.1)。このようにして、6 月 5 日 18UTC から 8 月 15 日 18UTC までの 6 時間毎に、メンバー数 20 のアンサンブル予報が得られ、2010 年夏季の長寿命ブロックングの予測可能性を時間的に連続して調べることが可能となる。

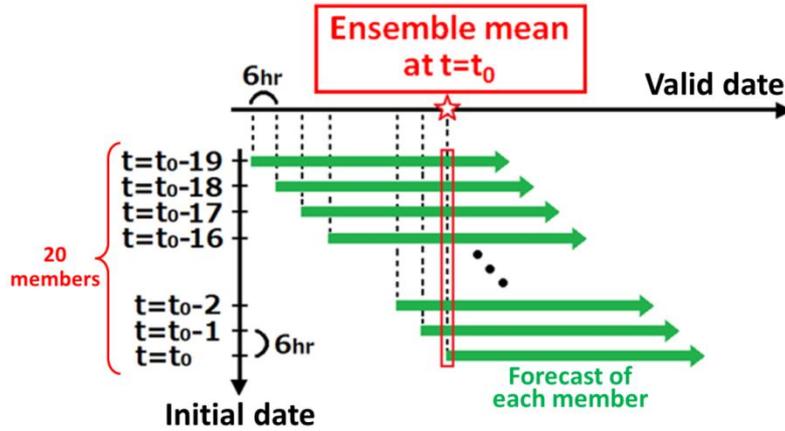


図 2.1 LAF 法 の概念図。縦方向と横方向の黒色の矢印はそれぞれ予報初期時刻と予報日の時間の進行を表し、緑色の矢印は各予報初期時刻における予報ランを表す。アンサンブル数 20 の場合、予報初期時刻 $t = t_0$ におけるアンサンブル平均は、 $t = t_0$ の予報ランと、その直前の 19 個のラン（すなわち、予報初期時刻 $t = t_0 - 19, t_0 - 18, \dots, t_0 - 1$ のラン）を用いて構成される。

2.2 解析手法

2.2.1 ブロッキングの検出

ブロッキングの発生を客観的に定義する方法として、500hPa 高度場の南北勾配を用い、中緯度への熱帯大気の張り出しを検出する方法 (Tibaldi and Molteni, 1990)、ブロッキングの発生に伴う対流圏上層の南北風偏差を検出する方法 (Cash and Lee, 2000)、また、等温位面 (320K 付近) 上のポテンシャル渦度の南北勾配の逆転を検出する方法 (Pelly and Hoskins, 2003) などがある。

本研究では、Matsueda (2011) と同様に、500hPa 高度場による定義 (Tibaldi and Molteni, 1990) を用いてブロッキングの発生を定義した。この定義は、まず、ブロッキングの発生しやすい緯度 ϕ_0 における二つの 500hPa 高度場の南北勾配、

$$GHGS = \frac{Z500(\phi_0) - Z500(\phi_S)}{\phi_0 - \phi_S} \quad (2.5a)$$

$$GHGN = \frac{Z500(\phi_N) - Z500(\phi_0)}{\phi_N - \phi_0} \quad (2.5b)$$

を、各経度について求める。ここで、

$$\phi_S = 40.0^\circ\text{N} \pm \Delta, \quad \phi_0 = 60.0^\circ\text{N} \pm \Delta, \quad \phi_N = 77.5^\circ\text{N} \pm \Delta \quad (2.5c)$$

緯度間隔 $\Delta = 0^\circ, 2.5^\circ, 5.0^\circ$

であり、それぞれの Δ について $GHGS$ と $GHGN$ を求める。そして、少なくとも一つの Δ に対し、

$$GHGS > 0 \quad \text{かつ} \quad GHGN < -5.0 \quad (\text{m/緯度}) \quad (2.6)$$

の条件を満たした場合に、その経度でブロッキングが発生したと判断した。ただし、解析結果の比較を行うために、本研究で用いた基準緯度(2.5c)と検出条件(2.6)は Matsueda (2011) に基づいている。また、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 $GHGS$ と $GHGN$ を求めたが、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、アメリカ国立気象局 (National Weather Service: NWS) の気候予報センターと同様に、各 Δ に対して式(2.5a)により与えられる $GHGS$ の最大値 $GHGS_{\max}$ 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 準定常ロスビー波束のエネルギー伝播

準定常ロスビー波束に伴うエネルギー伝播がブロッキングの形成や発達において重要な役割を果たしていることが、Nakamura *et al.* (1997) によって示されている。本研究でも、2010 年夏季の準定常ロスビー波束の伝播の特徴を調べ、ブロッキングの持続・発達にどのように寄与したかを解析した。

準定常ロスビー波束の伝播の特徴を捉えるために、Takaya and Nakamura (2001) によって定義された波活動度フラックス W を用いた。デカルト座標系における W の水平成分と鉛直成分は、

$$W = \frac{p}{2|\bar{V}|} \begin{pmatrix} \bar{u}(\psi_x'^2 - \psi' \psi_{xx}') + \bar{v}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') \\ \bar{u}(\psi_x' \psi_y' - \psi' \psi_{xy}') + \bar{v}(\psi_y'^2 - \psi' \psi_{yy}') \\ \frac{f_0^2}{N^2} [\bar{u}(\psi_x' \psi_z' - \psi' \psi_{xz}') + \bar{v}(\psi_y' \psi_z' - \psi' \psi_{yz}')] \end{pmatrix} \quad (2.7)$$

と書ける。ここで、 $\bar{V} = (\bar{u}, \bar{v})$ は基本場の水平速度ベクトル、 ψ' は流線関数偏差、 $f_0 = 2\Omega \sin \phi_0$ はコリオリパラメータ⁶、 $p \equiv (\text{pressure}/1000\text{hPa})$ であり、添え字 x, y, z は各変数による偏微分を表す。ただし、 $z \equiv -H \ln p$ は対数圧力座標系での高度である (H はスケールハイト)。また、 N^2 は浮力振動数で、

$$N^2 \equiv \frac{R_d p^\kappa}{H} \left(\frac{\partial \theta}{\partial z} \right) \quad (2.8)$$

で定義される (θ : 温位, R_d : 乾燥空気の気体定数, κ : R_d を定圧比熱で除した値)。

本研究では、基本場として日々の気候値を用い、 ψ' は気候値からの偏差の低周波変動成分 (8 日以上) の周期成分) で定義した。また、夏季の下部成層圏は東風であり、対流圏内で励起された波動は鉛直方向に上方伝播できないため、波活動度フラックスの水平成分のみを取り扱った。

式(2.7)で定義される波活動度フラックス W は、波の位相依存性がなく、東西非一様な基

⁶ 地球の角速度 Ω は、 $\Omega = 2\pi / (24 \times 60 \times 60) = 7.292 \times 10^{-5} (\text{s}^{-1})$ で与えられる。

本場中に存在する停滞性波動と移動性波動の両方に対して適用可能である。また、このフラックスの向きはロスビー波の局所的な群速度ベクトルの向きに等しい。従って、 W は停滞性・移動性波動に伴うエネルギーの伝播経路を可視化するとともに、波動の波活動度が収束・発散する領域を示すことができる。

2.2.3 渦度収支解析

本節では、2010年夏季のユーラシア大陸西部におけるブロッキングの持続・衰退メカニズムを解明するために実施した渦度収支解析 (Mullen, 1986; Cash and Lee, 2000; Mori and Watanabe, 2008) の導出を行う。

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は、

$$\frac{\partial(\zeta + f)}{\partial t} = -V \cdot \nabla_h(\zeta + f) - \omega \frac{\partial(\zeta + f)}{\partial p} - (\zeta + f) \nabla_h \cdot V - \left(\frac{\partial \omega}{\partial x} \frac{\partial v}{\partial p} - \frac{\partial \omega}{\partial y} \frac{\partial u}{\partial p} \right) + R \quad (2.9)$$

と書ける。ここで、 ζ は相対渦度の鉛直成分 (s^{-1})、 $V = (u, v)$ は水平速度ベクトル (m/s)、 ω は鉛直 p 速度 (Pa/s)、 $f = 2\Omega \sin \phi$ はコリオリパラメータ (s^{-1})、 R は摩擦などの残差、 $\nabla_h \equiv (\partial/\partial x, \partial/\partial y)$ は水平微分演算子である。式(2.9)において、右辺第1項は絶対渦度の水平移流、第2項は絶対渦度の鉛直移流、第3項は水平発散による渦度生成、第4項は渦管の傾斜による渦度生成を表す。右辺第2項、第4項、第5項は他の項に比べて小さいとして無視する⁷と、式(2.9)は、

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} = -V \cdot \nabla_h(\zeta + f) - (\zeta + f) \nabla_h \cdot V \quad (2.10)$$

となる。

ブロッキングに伴う渦度の時間変化を調べるために、式(2.10)を、基本場 (日々の気候値を使用) とそれからの偏差場とに分離して記述する。物理量 X の基本場を \bar{X} 、偏差場を X' で表すと、相対渦度 ζ と水平速度 V はそれぞれ、

$$\zeta = \bar{\zeta} + \zeta', \quad V = \bar{V} + V' \quad (2.11)$$

と書ける。式(2.11)を式(2.10)に代入し、基本場の渦度の時間変化、

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} = -\bar{V} \cdot \nabla_h(\bar{\zeta} + f) - (\bar{\zeta} + f) \nabla_h \cdot \bar{V} - \overline{V' \cdot \nabla_h \zeta'} - \overline{\zeta \nabla_h \cdot V'} \quad (2.12)$$

を除去すると、渦度の偏差場についての時間変化は、

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta'}{\partial t} = & -\beta v' - V' \cdot \nabla_h \bar{\zeta} - \bar{V} \cdot \nabla_h \zeta' - (\bar{\zeta} + f) \nabla_h \cdot V' - \zeta \nabla_h \cdot \bar{V} \\ & - V' \cdot \nabla_h \zeta' - \zeta \nabla_h \cdot V' + \overline{V' \cdot \nabla_h \zeta'} + \overline{\zeta \nabla_h \cdot V'} \end{aligned} \quad (2.13)$$

と書ける (ただし、 $\beta \equiv \partial f / \partial y$)。ここで、式(2.13)の右辺第6項以降をフラックス形式に変形すると、

⁷ Lupu and Smith (1998) は、鉛直移流項と傾斜項が必ずしも無視できるとは限らないと言及しているが、後述するように、本事例の渦度収支解析において、これら二つの項を無視することの妥当性が確認できた。

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta'}{\partial t} = & -\beta v' - V' \cdot \nabla_h \bar{\zeta} - \bar{V} \cdot \nabla_h \zeta' - (\bar{\zeta} + f) \nabla_h \cdot V' - \zeta' \nabla_h \cdot \bar{V} \\ & - \nabla \cdot (V' \zeta') + \nabla \cdot (\bar{V}' \zeta') \end{aligned} \quad (2.14)$$

となる。この両辺に低周波フィルター（カットオフ周期は 8 日）を施し、偏差場の低周波変動成分による渦度の時間変化のみを抽出すると、

$$\begin{aligned} \frac{\partial \zeta'_L}{\partial t} = & -\beta v'_L - V'_L \cdot \nabla_h \bar{\zeta} - \bar{V} \cdot \nabla_h \zeta'_L \\ & - (\bar{\zeta} + f) \nabla_h \cdot V'_L - \zeta'_L \nabla_h \cdot \bar{V} - \{\nabla \cdot (V' \zeta')\}_L \end{aligned} \quad (2.15)$$

となる。ここで、添え字 L は偏差場の低周波変動成分を表す。

式(2.15)の右辺最終項（偏差場の渦度フラックスの発散項）は、偏差場 X' を低周波変動成分 X_L と高周波変動成分 X_H とに分けて記述することにより、

$$\begin{aligned} \nabla \cdot (V' \zeta') = & \nabla \cdot \{(V'_L + V'_H)(\zeta'_L + \zeta'_H)\} \\ = & \nabla \cdot (V'_L \zeta'_L) + \nabla \cdot (V'_H \zeta'_H) + \nabla \cdot (V'_L \zeta'_H) + \nabla \cdot (V'_H \zeta'_L) \end{aligned} \quad (2.16)$$

のように分離できる。以下、本論文では、偏差場を表すプライムは省略する。

従って、式(2.15)に式(2.16)を代入し、渦度 ζ とジオポテンシャル高度 Z との関係式、

$$\zeta = \frac{g}{f_0} \nabla^2 Z \quad (2.17)$$

を用いると、渦度方程式は、

$$\frac{\partial Z_L}{\partial t} = \frac{f_0}{g} \sum_{i=1}^7 \xi_i + R_L \quad (2.18)$$

と変形できる。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_L は残差（渦度の鉛直移流、渦管の傾斜、摩擦消散を含む）で、 ξ_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（ただし、 $[X]$: X の東西平均場、 X^* : $[X]$ からのずれ成分）。

各渦度収支項の物理的意味は次の通りである。まず、 ξ_1 は低周波変動成分の南北風偏差による惑星渦度の移流、 ξ_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、 ξ_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 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$ を移流項と記述する。また、 ξ_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 $\sum_{i=1}^4 \xi_i$ を線形項と記述する。また、 ξ_5 は低周波変動成分同士の相互作用（準定常ロスビー波束伝播に伴う渦度フラ

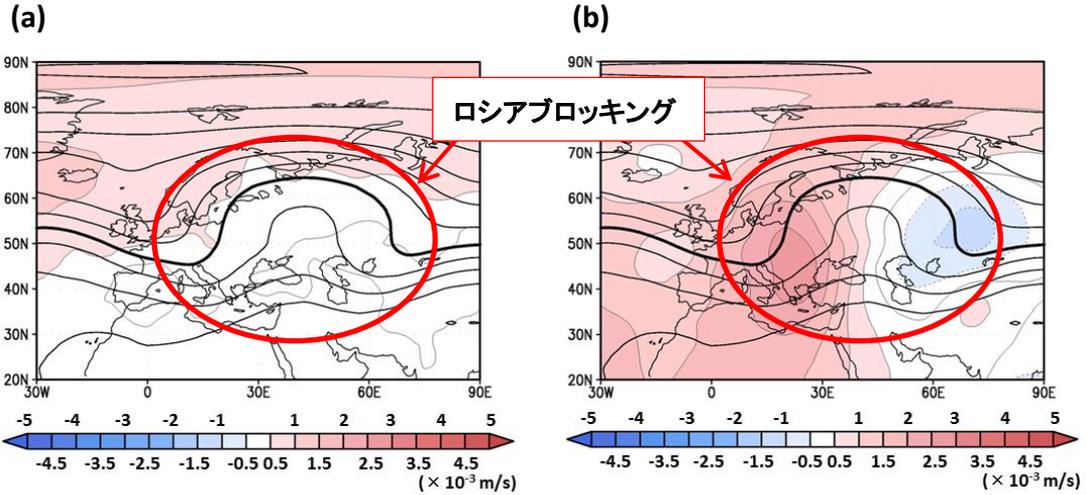


図 2.2 250hPa 等圧面における (a) 残差 R_L と、(b) 発散項 ξ_4 の空間分布 (色塗り)。ただし、夏後半 (7月16日 00UTC~8月15日 18UTC) の1か月平均値。単位は m/s。暖色 (寒色) は高気圧性 (低気圧性) 偏差が形成される領域を表す。等値線は、同期間で平均した平均した 250hPa 高度場 (低周波変動成分)。単位は m。等値線間隔は 100m で、太線は 10700m 高度線を表す。

ックス収束に対応), ξ_6 は高周波変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収束に対応), ξ_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 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ を非線形項と記述する。

本研究では, 対流圏上層 (250hPa 高度) における渦度収支バランスを解析することにより, ブロッキングの持続・衰退要因を解析した。この等圧面高度では, 残差 R_L (渦度の鉛直移流, 渦管の傾斜, 摩擦消散の効果を含む) は他の項の寄与に比べて小さいことが確認された (図 2.2)。

2.2.4 ブロッキング発生の予測精度の評価

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, Matsueda (2009) にならい, ブロッキング発生の予測精度を定量的に評価する指標としてブライア・スコアを用いた。ブライア・スコアは, 確率予報の統計的検証の基本的指標 (例えば 山口他, 2005) であり,

$$\text{Brier score} = \frac{1}{N_x} \sum_{n=1}^{N_x} (p_n - a_n)^2 \quad (2.19)$$

で定義される。一般に, p_n は確率予報値, a_n は実況値 (予報した現象が発生した場合を 1, 発生しなかった場合を 0 とする), N_x は予報事例数である。ただし, 本研究では, 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 を, 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 は各時刻において $a_n = 1$ を満たす経度方向の格子点

番号を表し（その総数が N_x ）、 p_n はメンバー数 $M = 20$ のアンサンブル予報から求めた経度方向の格子点番号 n におけるブロッキング発生確率（Matsueda, 2011）で、

$$p_n = \frac{M_n}{M} \quad (2.20)$$

である。ここで、 M_n は、経度方向の格子点番号 n において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。

なお、本研究では、式(2.19)により、実際にブロッキングが発生した領域でのみブライア・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、 N_x の時間変化を考慮し、 $N_x \geq 3$ を満たす場合、すなわち、ブロッキングが経度方向に 5 度以上の拡がりを持つ場合についてのみ予測精度を評価した。また、式(2.19)から分かるように、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。

第3章 解析結果

3.1 2010年夏季に発生したブロッキングの時間発展

図 3.1.1a に、2010 年 6 月～8 月に発生したブロッキングの経度-時間発展を示す。図に示した値は、ランチョス低周波フィルター（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。この図から、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）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同様に捉えられている。

本研究では図 3.1.1a に基づき、それぞれのブロッキングの開始・終息時刻を次のように決定した。まず、各ブロッキングに対応する経度帯（北大西洋ブロッキングについては 30°W～0°E、ヨーロッパ・ロシアブロッキングについては 30°E～70°E）において、ブロッキング強度 I の領域平均値 \bar{I} を求めた。次に、領域平均値 \bar{I} に対し、初めて $\bar{I} > 0$ を満たした時刻をブロッキング開始時刻、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。ただし、ロシアブロッキングの開始時刻は、 \bar{I} が極小となる時刻（7 月 20 日 18UTC）を用いて定義した（図 3.1.1b）。これにより、2010 年夏季（6 月～8 月）に北大西洋・ユーラシア大陸西部で発生したブロッキングの開始・終息時刻は以下のように決定できる。

北大西洋ブロッキング A	: 6 月 15 日 12UTC～6 月 19 日 12UTC
ヨーロッパブロッキング B	: 6 月 22 日 00UTC～6 月 29 日 06UTC
ヨーロッパブロッキング C,D	: 7 月 5 日 18UTC～7 月 20 日 12UTC
ロシアブロッキング E	: 7 月 20 日 18UTC～8 月 12 日 12UTC

この結果から、2010 年夏季のロシアブロッキングの持続日数は 23.0 日と判断できる。ユーラシア大陸西部における夏季の平均的な持続日数は約 8 日（Barriopedro *et al.*, 2006）であるため、本研究で定義したロシアブロッキングは平均的な持続日数の約 3 倍に達する長寿命のブロッキングであったことが分かる。

次に、図 3.1.2 に基づき、250hPa 等圧面におけるブロッキングの空間構造について説明する。なお、図 3.1.2 中に示した A～F は、図 3.1.1a 中の同じ文字に対応する。

2010 年夏季のブロッキングは、まず、6 月 8 日頃に北大西洋域（40°W 付近）に存在するリッジ A が次第に北への張り出しを強め、6 月 15 日 12UTC に条件(2.6)を満たしてオメガ型構造を持つ北大西洋ブロッキング（10°W 付近）となる。この北大西洋ブロッキング A は 6 月 19 日 12UTC には終息し、それと同時に、30°E 付近にヨーロッパブロッキング B が出現する。ヨーロッパブロッキング B は、発生時にはオメガ型構造であるが、6 月 27 日頃に双極子型構造となり一旦衰退する。そして、7 月 5 日 18UTC に、バルト三国上空（30°E 付近）に高気圧、そのすぐ南に低気圧を持つ双極子型構造のブロッキング C が発生する。7 月 15 日頃には、ブロッキング強度の増大を伴いながらブロッキング発生領域が拡大しているが（図 3.1.1）、この時期は双極子型構造のブロッキング C からオメガ型構造のブロッキング D への変形時期に当たる。このブロッキング D は北東-南西方向に位相が傾いており、バル

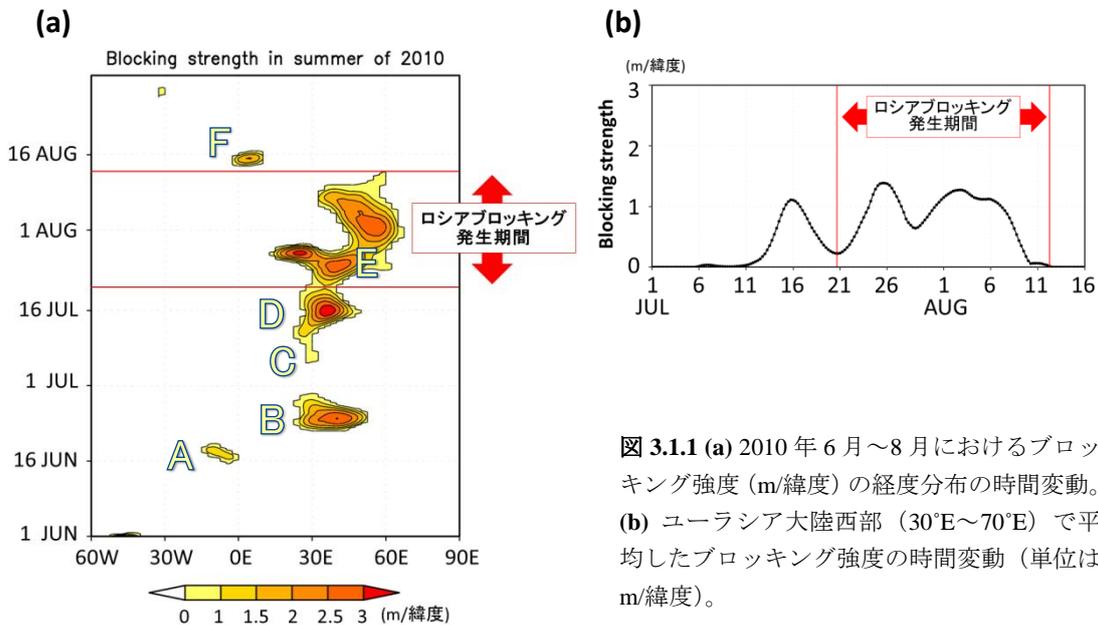


図 3.1.1 (a) 2010 年 6 月～8 月におけるブロッキング強度 (m/緯度) の経度分布の時間変動。(b) ユーラシア大陸西部 (30°E～70°E) で平均したブロッキング強度の時間変動 (単位は m/緯度)。

ト三国上空に高度場極大点を持つ。さらに、ブロッキング D は 7 月 20 日～22 日に高度極大点の東進とともに双極子型構造へと変化し、7 月 23 日頃に、45°E 付近に高度場極大点を持つオメガ型構造のブロッキング E が形成する。これがヨーロッパブロッキングからロシアブロッキングへの遷移過程である。遷移後のリッジ E の位相はほぼ南北方向に伸びた構造を持ち、7 月 25 日頃にブロッキング強度は最大となる (図 3.1.1b)。その後、ブロッキングに伴う高気圧性偏差が南西方向に伸びることにより (7 月 31 日 12UTC の図を参照)、リッジ E の位相は北東から南西へ傾く。このとき、ブロッキングは 20°E 付近 (ギリシャ上空) と 50°E 付近 (カスピ海上空) に分岐して検出されている (図 3.1.1a)。この傾斜したリッジ E は、8 月 3 日～5 日に再発達し、45°E 付近でオメガ型構造を形成する。そして、8 月 9 日～12 日に、リッジ E の上流側での波活動度フラックスの収束に伴い (図 3.1.3)、ロシア西部に存在する高気圧性偏差が急速に西へ移動する様子が見取れる。このロシアブロッキング域の北西側での波活動度フラックスの収束域の上流域では、北大西洋中央部 (30°W, 35°N 付近) と北アメリカ大陸東岸 (60°W, 50°N 付近) からの波活動度フラックスの伝播が見られる (図 3.1.3)。そして、ロシア域から西へ移動した高気圧性偏差が北大西洋上 (50°W 付近) でリッジ F を形成するとき (8 月 15 日～18 日)、約 2 か月間にわたる 2010 年夏季の北大西洋・ユーラシア大陸西部のブロッキング事例が終息する。

7 月上旬～8 月中旬における東ヨーロッパ・ロシア西部でのブロッキングの持続に対応して、ロシア域 (32.5°E～62.5°E, 50°N～70°N) における高度場偏差は、対流圏全層で正偏差が約 1 か月半持続した (図 3.1.4a)。ここで、ロシア域は、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 高度場偏差 (図 3.1.4b) の極大点 $(x_0, y_0) = (47.5^\circ\text{E}, 60^\circ\text{N})$ を中心として、経度方向に ± 15 度、緯度方向に ± 10 度の領域で定

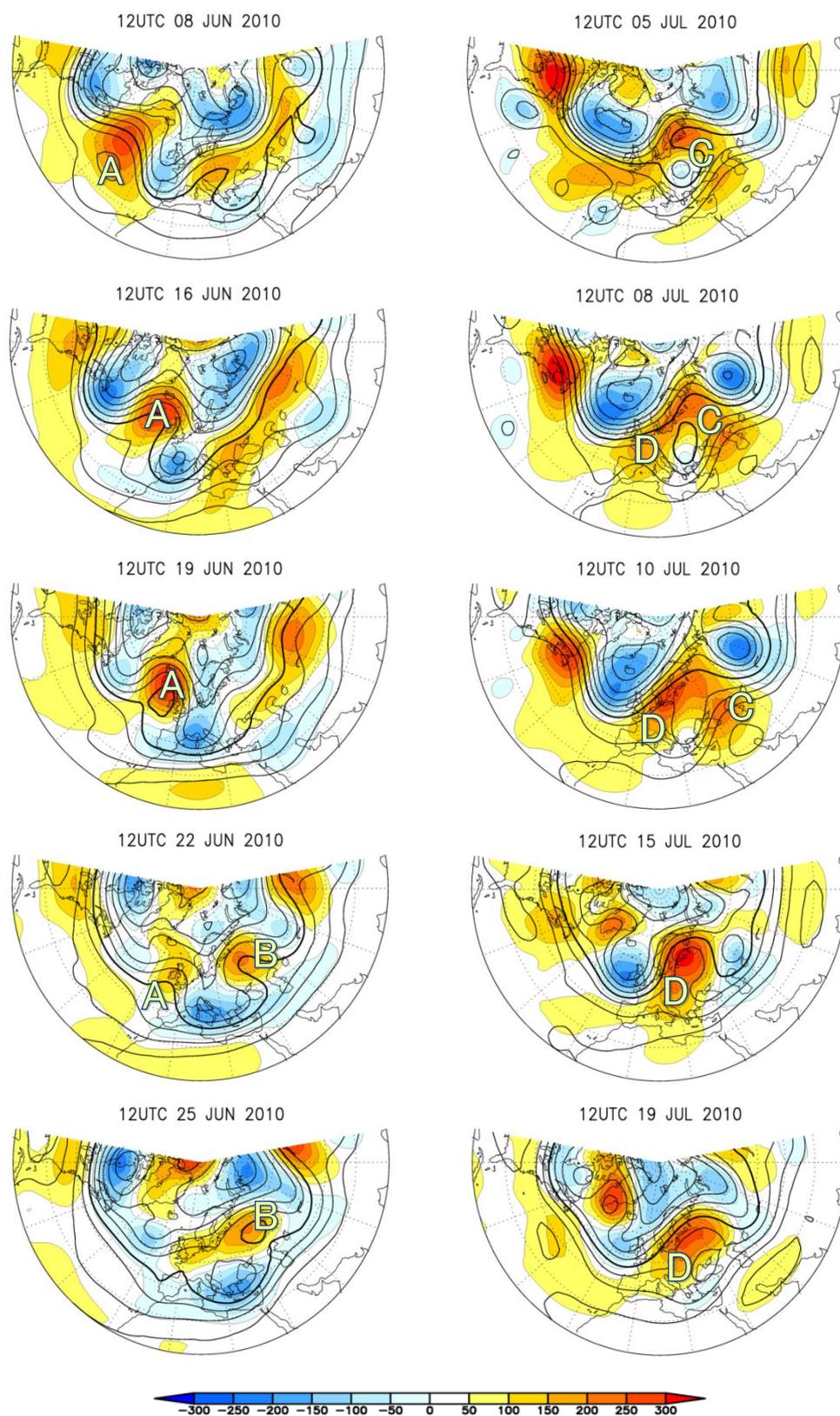


図 3.1.2 2010年6月～8月における250hPa高度場(等値線;等値線間隔は100m,太線は10700m)と高度場偏差(色塗り)の分布。単位はm。暖色(寒色)は高気圧性(低気圧性)偏差を表す。

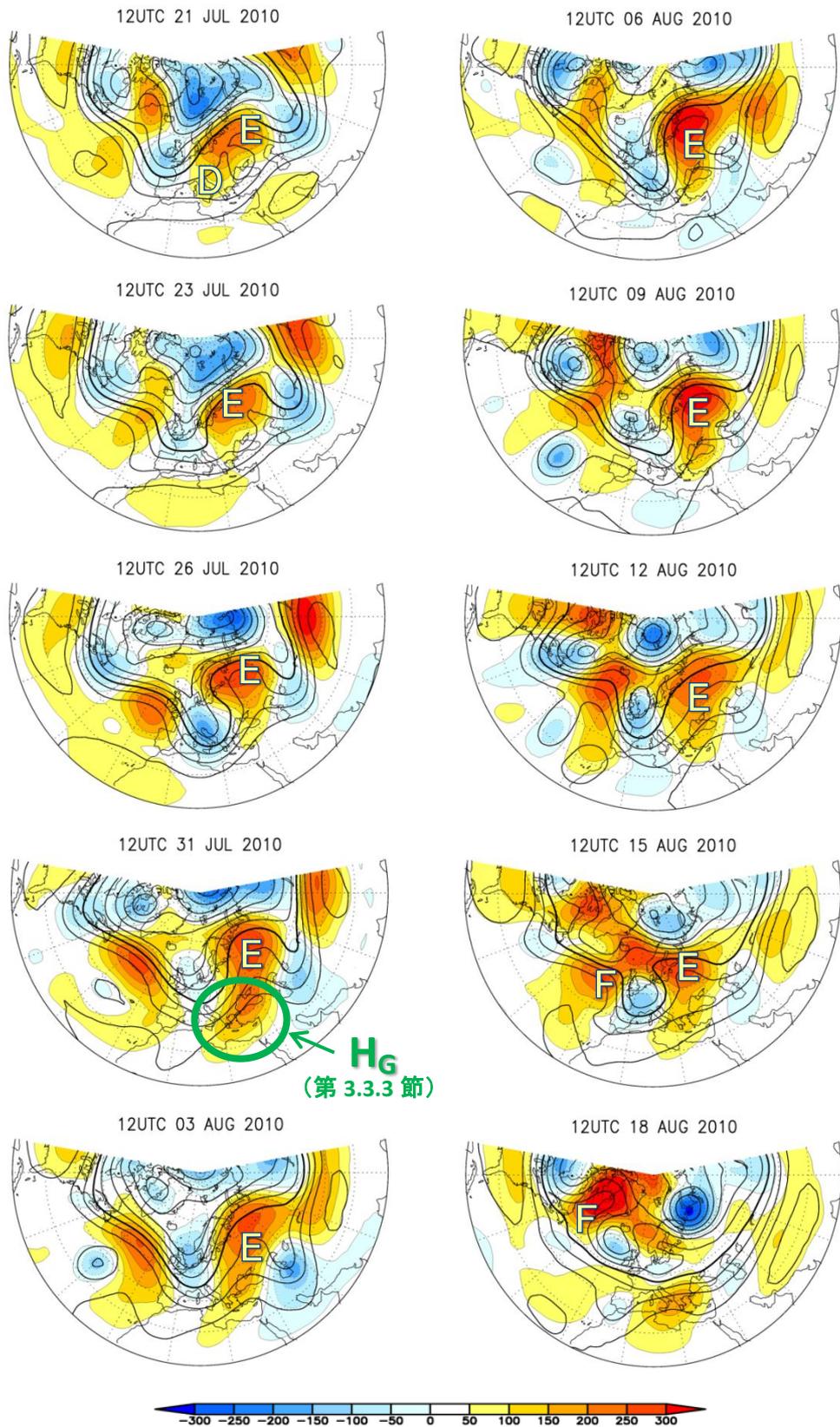


図 3.1.2 (続き)

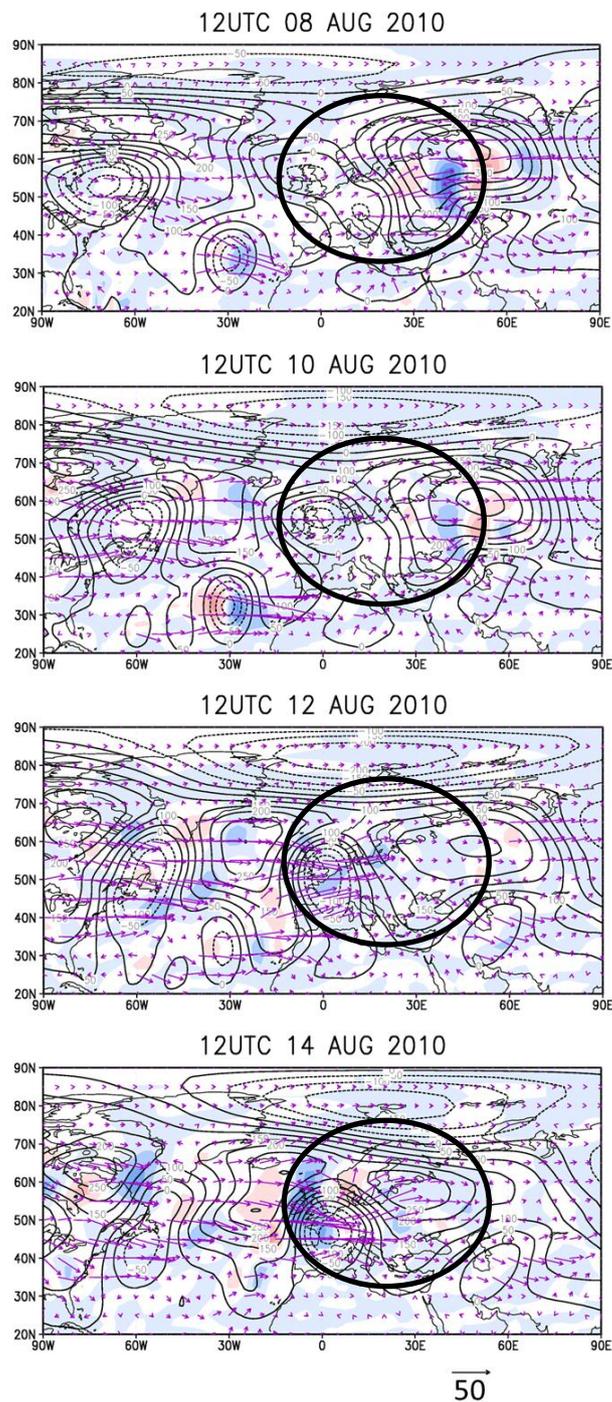


図 3.1.3 観測された 8 月中旬の 250hPa 等圧面の循環場。等値線は高度場偏差 (単位は m, 等値線間隔は 50m), ベクトルは波活動度フラックス (単位は m^2/s^2)。波活動度フラックスは Takaya and Nakamura (2001) に基づく。上から, 8 月 8 日 12UTC, 8 月 10 日 12UTC, 8 月 12 日 12UTC, 8 月 14 日 12UTC。

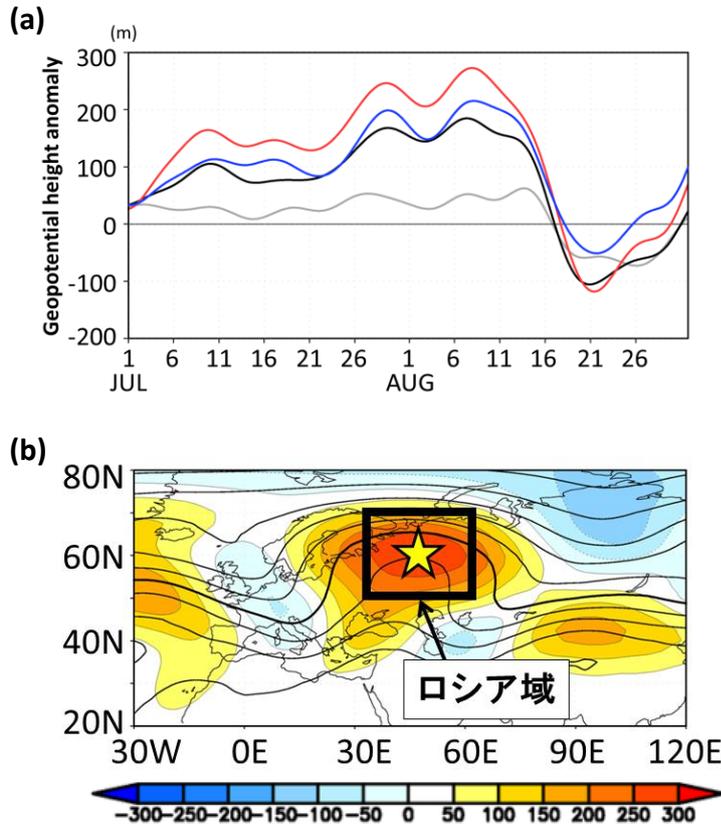


図 3.1.4 (a) ロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N) で領域平均した高度場偏差 (低周波変動成分) の時間変動。単位は m。灰色 : 1000hPa, 黒色 : 500hPa, 赤色 : 250hPa, 青色 : 100hPa。
 (b) ロシアブロッキング発生期間 (7月20日18UTC~8月12日12UTC) で平均した 250hPa 高度場 (等値線; 等値線間隔線は 100m, 太線は 10700m) と高度場偏差 (色塗り)。いずれも, 単位は m。図中の☆印は高気圧偏差の極大点 $(x_0, y_0) = (47.5^\circ\text{E}, 60^\circ\text{N})$ を表し, 点 (x_0, y_0) を中心として経度方向に ± 15 度, 緯度方向に ± 10 度の領域をロシア域と定義した。

義した。図 3.1.4a から, 2010 年夏季のロシアブロッキングは, 7月29日頃と8月8日頃に, 高度場偏差が正の極大値を持つことが分かる。なお, 図 3.1.1b に示したブロッキング強度の時間変動は7月29日頃に極小となっているが, これは, 前述したブロッキング発生領域 (図 3.1.1a) が分岐したことによる。すなわち, この時期のブロッキング強度の極大域は 20°E 付近に位置し, 図 3.1.1b に示したブロッキング強度の計算領域 (30°E~70°E) には存在しないため, 高度場偏差の時間変動とブロッキング強度の時間変動との間にずれが生じている。

一方, 長期間にわたる正の高度場偏差の持続とは対照的に, 8月12日以降, ロシア域における正の高度場偏差は約1週間て負偏差へと変化しており, 図 3.1.2 で見たように, 2010 年夏季のロシアブロッキングの終息は, その持続期間に比べ, 非常に急速であったことが分かる。

3.2 予測可能性の時間変動

本節では、MRI/JMA-AGCM による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の変動について議論する。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（第 2.1.3 節参照）。

図 3.2.1 に、各予報時間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(2.20)で定義した。この結果から、本事例は、夏季（6 月～8 月）の中で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 月下旬及び 7 月上旬のヨーロッパブロッキング開始期（6 月 22 日頃、7 月 6 日頃）、7 月中旬の持続期（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 5 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 3.2.1c）。一方、ブロッキング発生の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と、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 3.2.1a）。

また、2010 年夏季のブロッキングは、実際のブロッキング発生領域内で比較的正確にブロッキングの発生を予測できていることが分かる。すなわち、2010 年夏季のブロッキングは空間的に予測しやすい事例であったと考えられる。しかしながら、Matsueda (2011) でも

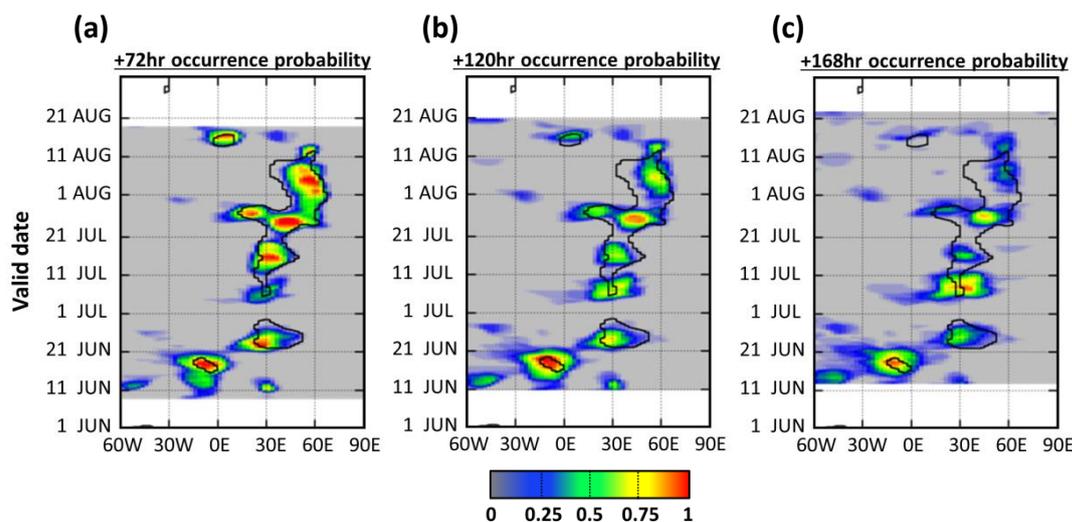


図 3.2.1 2010 年 6 月～8 月におけるブロッキング発生の予報確率（色塗り）。横軸は経度、縦軸は予報日。黒線は、再解析データでブロッキングが検出された領域（図 3.1.1a）を表す。
(a) 72 時間予報, (b) 120 時間予報, (c) 168 時間予報。

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、ブロッキング発生の予測可能性の時間変動に注目し、詳細な解析を行った。その際、式(2.19)で定義されるブライア・スコア (Matsueda, 2009) を用い、再解析データでブロッキングが発生した領域において、ハインドキャスト予報実験におけるブロッキング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度以上の拡がりを持った場合にのみ予測精度を評価した。その結果を図 3.2.2 に示す。ロシアブロッキング発生期間（7月20日18UTC～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ことが分かる。

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。この結果は、Matsueda (2011) で示された結果と整合的である⁸。一方、過去のブロッキングの予測可能性に関する研究 (Tibaldi and Molteni, 1990; Kimoto *et al.*, 1992) では、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報誤差は減少する傾向にあることが示されているが、2010年夏季の事例におけるブロッキングの予測可能性の時間変動はそれとは異なっている。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。

このような2010年夏季のブロッキングに関する予測可能性の特徴は、500hPa高度場の予報誤差⁹の時間変動を用いた場合でも同様に見られた（図 3.2.3）。従って、ブライア・スコ

⁸ 一般に、長寿命ブロッキングを正確に予測するには、より高解像度の数値予報モデルを用いる必要があるということが Matsueda (2009) により指摘されているが、Matsueda (2011) は、2010年夏季のブロッキングの予測可能性がモデルの解像度に強く依存しないことを示している。実際、ハインドキャスト予報実験データの作成で使用された数値モデル (MRI/JMA-AGCM の GSM0305) の空間解像度 (TL95L40) は、Matsueda (2011) が用いた現業アンサンブル予報で使用されている数値モデルの空間解像度 (例えば、ヨーロッパ中期予報センターの数値予報モデルでは TL319L62 以上) よりも低いが、Matsueda (2011) と同様の予測可能性の特徴を捉えることができた。

⁹ ここでは、メンバー数 M のアンサンブル予報データに対し、500hPa 高度場の予報誤差 $RMSE$ を、

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{n=1}^N [err]_n} \quad , \quad [err]_n \equiv \frac{1}{S} \int_S \{ \langle X_n(x, y) \rangle - a_n(x, y) \}^2 dS$$

で定義した。ここで、 N は予報事例数 (本研究では $N = 1$)、 (x, y) は緯度経度格子点、 $\langle X_n(x, y) \rangle$ は n 個目の予報事例の 500hPa 高度場のアンサンブル平均値、 $a_n(x, y)$ は n 個目の予報事例に対応する 500hPa 高度場の解析値である。また、 $[err]_n$ はアンサンブル平均値と解析値との差の二乗の領域平均値で、本研究では積分領域 S として、ロシア域 (32.5°E～62.5°E, 50°N～70°N) を用いた。ただし、メンバー数 M のアンサンブル平均値 $\langle X_n(x, y) \rangle$ は、各アンサンブルメンバーの予測値 $X_{mn}(x, y)$ を用いて、

$$\langle X_n(x, y) \rangle \equiv \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M X_{mn}(x, y)$$

で定義される。

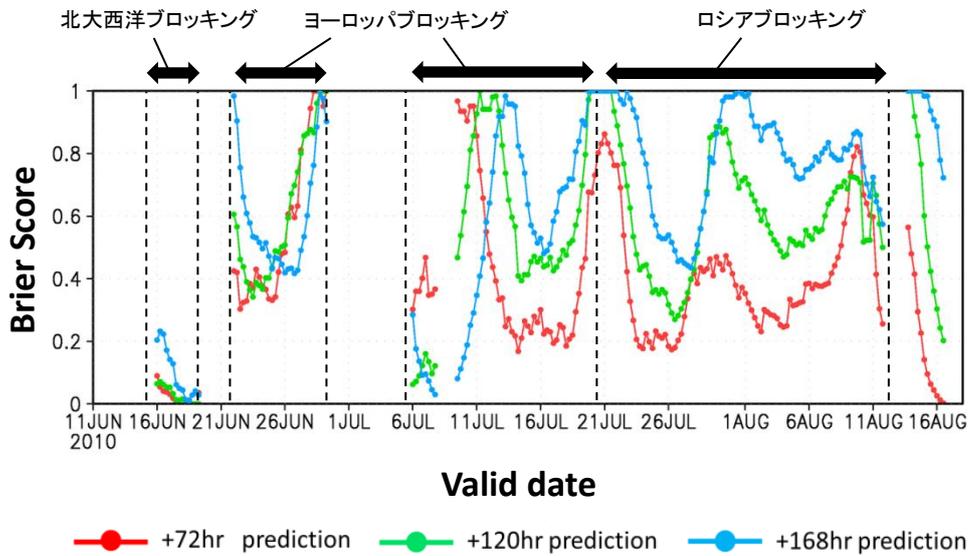


図 3.2.2 ハイノドキャスト予報実験におけるブロッキングの予測精度の時間変動。予測精度は式(2.19)で定義されるブライア・スコアによって評価した。横軸は予報日(6月11日00UTC～8月18日00UTC)、縦軸はブライア・スコア。赤色：72時間予報、緑色：120時間予報、青色：168時間予報。

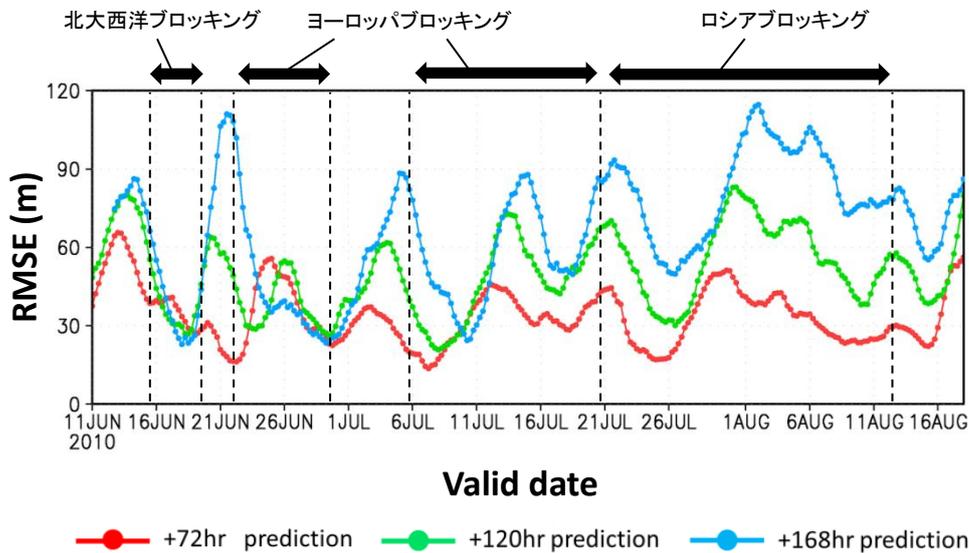


図 3.2.3 図 3.2.2 に同じ。ただし、ロシア域(32.5°E～62.5°E, 50°N～70°N)で平均した 500hPa 高度場(低周波変動成分)の予報誤差の時間変動(m)。

アによって評価した予測可能性の時間変動（図 3.2.2）は、評価方法に依存しないことが確認できた。以下では、ブライア・スコアにより評価した予測精度の変動について、7月下旬から8月中旬まで持続したロシアブロッキングの持続・衰退要因と関連付けて解析を行った。

3.3 ロシアブロッキングのメカニズムと予測可能性

前節のハインドキャスト予報実験データの解析から、7月末におけるロシアブロッキング持続期（7月28日頃）と、8月中旬の終息期（8月9日頃）に予測可能性が悪化し、一方、7月31日頃から8月3日頃にかけては予測可能性が向上する（ただし、ロシアブロッキングの西側領域においては全般的に予測精度が悪い）ことが示された。そこで、本節では、7月下旬～8月上旬におけるロシアブロッキングの持続・衰退要因を渦度収支解析により調べ、さらに、その結果を予測可能性と関連付けて議論する。

3.3.1 ロシアブロッキングの持続・衰退要因の時間変動

2010年夏季に発生したロシアブロッキングは、ブロッキング強度と高度場偏差の時間変動（図 3.1.1, 図 3.1.4a）から分かるように、その強弱を繰り返しながら持続していた。そこで、ロシアブロッキング発生期間（7月20日18UTC～8月12日12UTC）を発達期と衰退期とに分け、各時期に支配的に作用したメカニズムについて詳細に調べた。

ロシアブロッキングの発達・衰退は、250hPaにおける高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ の符号に基づき判断した。すなわち、 $\partial Z_L / \partial t > 0$ である期間を発達期、 $\partial Z_L / \partial t < 0$ である期間を衰退期と定義した。図 3.3.1 に、ロシアブロッキング発生期間（7月20日18UTC～8月12日12UTC）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、各渦度収支項 $A_i \equiv \xi_i$ ($i=1, \dots, 7$) の時間変動は、ロシアブロッキング発生期間で平均した250hPa高度場偏差パターン B （図 3.1.4b）に A_i ($i=0, \dots, 7$) を射影した値、

$$P_i = \frac{\iint A_i(x, y) B(x, y) \cos \phi dx dy}{\iint B(x, y) \cos \phi dx dy} \quad (3.1)$$

を用いて評価した。ここで、式(3.1)の積分領域は、図 3.1.4b の矩形領域 (32.5°E～62.5°E, 50°N～70°N) である。また、式(3.1)により、各渦度収支項の寄与 P_i ($i=1, \dots, 7$) のいずれが最も効果的に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強化したかを評価することができる。

このようにして得られた高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ を用いると、2010年夏季のロシアブロッキング発生期間は、以下の四つの期間に区分することができる。

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

また、 $\partial Z_L / \partial t$ の符号により、期間①及び③を発達期、期間②及び④を衰退期と定義できる。

ここでは、再解析データの解析結果に基づき、各期間における支配的なメカニズムについて吟味していく。図 3.3.2 に、各渦度収支項の寄与の時間変動を示す。ただし、図で示し

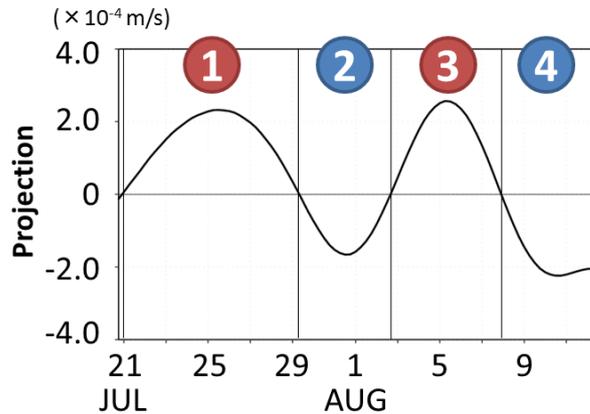


図 3.3.1 250hPa におけるロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N) の高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ の時間変動(7月20日18UTC~8月12日12UTC)。ただし、式(3.1)を用いて、ロシア域の平均高度場偏差(図 3.1.4b)に射影した値を示す。単位は m/s。期間①及び③を発達期、期間②及び④を衰退期と定義した。

た値は、式(3.1)を用いて各項をロシア域での期間平均高度場偏差(図 3.1.4b)に射影した値である。

まず、発達期である期間①及び③に注目する。図 3.3.2a から、期間①及び③では、いずれの期間においても発散項 ξ_4 が、ロシア域での高気圧性偏差を生成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、反対に、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 ξ_4 によってもたらされたと考えられる。そこで、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 ξ_4 について詳しく調べる。発散項 ξ_4 は、

$$\xi_4 = \nabla^{-2} \{ -(f + \bar{\zeta}) \nabla \cdot V_L - \zeta_L \nabla \cdot \bar{V} \} \quad (3.2)$$

で定義され、式(3.2)の右辺第1項、第2項は、それぞれ循環偏差場の低周波変動成分の発散・収束による渦度生成と、気候場の発散・収束による渦度生成を意味する。発散項 ξ_4 の第1項及び第2項の寄与の時間変動を図 3.3.2b に示す。この図から、期間①(7月下旬)では ξ_4 の第1項、期間③(8月上旬)では ξ_4 の第2項による高気圧強制が支配的であることが分かる。

このように発散項 ξ_4 がブロッキングの発達・持続に重要な役割を果たしていることは、過去のブロッキングに関する研究では示されていない。このため、2010年7月下旬のロシアブロッキング持続期には、これまでとは異なるメカニズムによってブロッキングが維持、強化されていたと考えられる。よって、本研究では ξ_4 に注目し、期間①、③に関する詳細な解析をそれぞれ第 3.3.2 節、第 3.3.3 節で行う。ただし、期間①の後半(7月27日~7月29日)では、高気圧形成に対する非線形項の寄与も増大しており、特に、 ξ_6 (高周波変動成分同士の相互作用)による高気圧性偏差の生成が重要であった(図 3.3.2d)。この ξ_6 の寄

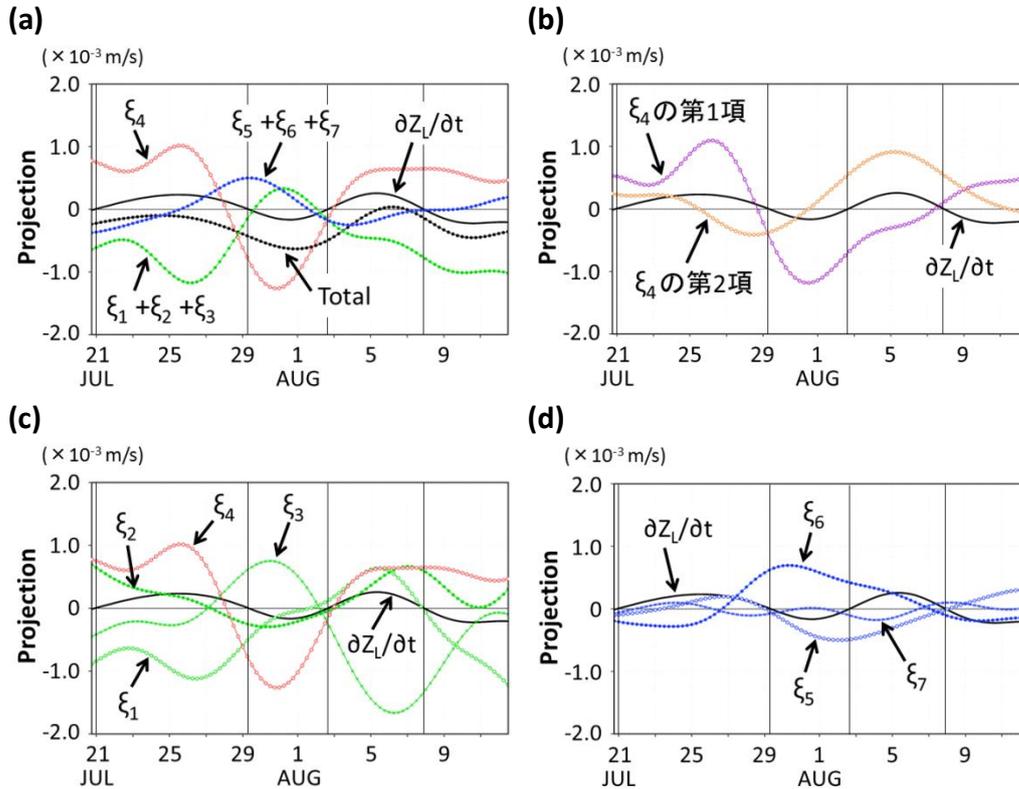


図 3.3.2 250hPa におけるロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N) での高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ と、
 (a) 全収支項 $\sum_{i=1}^7 \xi_i$, 移流項 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$, 発散項 ξ_4 , 非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$, (b) 発散項 ξ_4 の第1項及び第2項, (c) 線形項の各項, (d) 非線形項の各項の時間変動(7月20日18UTC~8月12日12UTC)。ただし、式(3.1)により、ロシア域の期間平均高度場偏差(図 3.1.4b)に射影した値を示す。単位は m/s。

与の増大は、ブロッキングの上流側でのストームトラック¹⁰が期間①の前半よりも後半でより活発になったことに関連していると考えられる(図 3.3.3)。しかしながら、高周波変動成分が2010年7月のブロッキングの持続に対して重要であったことはLupo *et al.* (2012)でも指摘されているため、本研究では ξ_6 に関する詳しい解析は行わない。

次に、期間②(衰退期)では、発散項 ξ_4 はロシア域に低気圧性偏差を強制していたのに対し、移流項 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$ と非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ が高気圧性偏差を維持していた(図 3.3.2a)。特に、図 3.3.2d から、この期間のブロッキングの維持には、高周波変動成分の寄与である ξ_6 が重

¹⁰ ある格子点におけるストームトラック(高周波変動成分の活動度)は、

$$Activity = \sqrt{(Z_H^2)_L}$$

で定義した。ここで、 Z_H は高度場偏差の高周波変動成分であり、添え字 L は低周波変動成分を表す。この活動度が大きい領域は、ストームトラックとして認識できる。

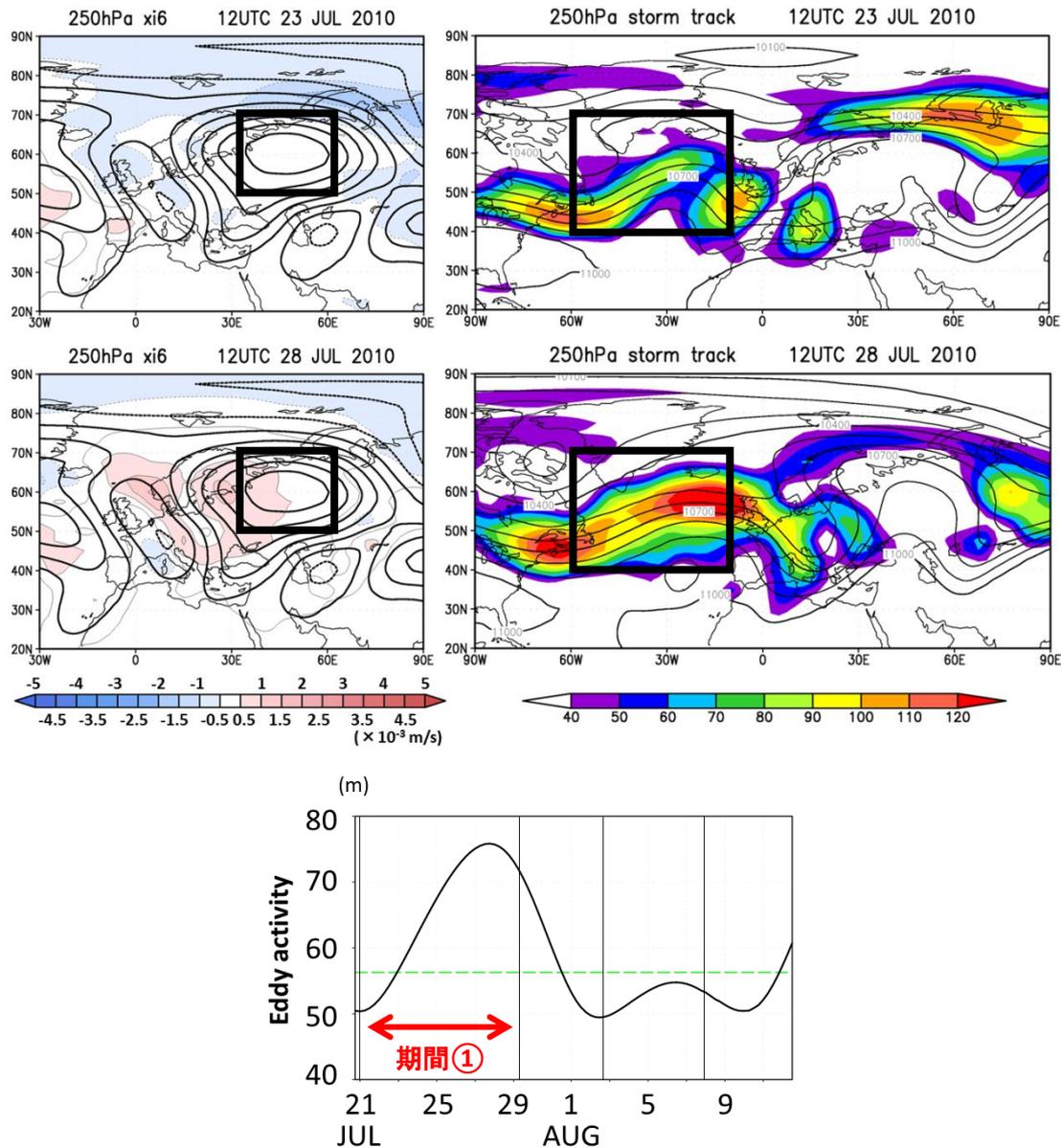


図 3.3.3 2010 年 7 月末における高周波変動成分の活動度。再解析データを用いた。上段と中段の左列は、250hPa における ξ_6 の空間分布（色塗り；単位は m/s）とロシアブロッキング発生期間で平均した 250hPa 高度場偏差（等値線；単位は m，等値線間隔は 50m；図 3.1.4b と同じ），右列は、250hPa 高度における高周波変動成分の活動度（色塗り；単位は m）と 250hPa 高度場の低周波変動成分（等値線；単位は m，等値線間隔は 100m）。左列の矩形領域はロシア域（32.5°E～62.5°E，50°N～70°N）を示し，上段は 2010 年 7 月 23 日 12UTC，中段は 2010 年 7 月 28 日 12UTC における解析結果（それぞれ，高周波変動成分によるブロッキング強化が支配的になる前の時刻と，支配的になった後の時刻に対応）。下段は，ストームトラック域（60°W～10°W，40°N～70°N；右列の矩形領域）で平均した 250hPa における高周波変動成分の活動度の時間変動（7 月 20 日 18UTC～8 月 12 日 12UTC）。黒色の実線は 2010 年の解析値，緑色の破線は夏季（6 月～8 月）平均した気候値。単位は m。高周波変動成分の活動度の定義は本文を参照。

要であったことが分かる。この項の重要性は、Cash and Lee (2000) などの過去の研究で指摘されているため、本研究では期間②に関して、これ以上の詳しい解析は行わない。

ロシアブロッキングが終息を迎える期間④では、移流項 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$ が高気圧性偏差を減少させる最も主要な項であることが分かる (図 3.3.2a)。移流項の各項 (ξ_1 , ξ_2 及び ξ_3) の寄与の時間変動を見てみると (図 3.3.2c), 期間④の前半 (8月8日~8月10日) は ξ_3 (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) が高気圧性偏差の減少に最も大きく寄与し, 後半 (8月10日~8月12日) は ξ_1 (低周波変動成分の南北風による惑星渦度の移流) による高気圧性偏差の減衰が支配的であることが分かる。一方, 期間④における発散項 ξ_4 は, 期間①及び③と同様, 高気圧性偏差を維持する効果を持つ。先行研究では, ブロッキングの衰退期に発散項 ξ_4 は高気圧性偏差を減少させる役割を持つことが示されているが (Cash and Lee, 2000), 2010年夏季の事例の終息期 (期間④) では, ξ_4 はそれとは逆の効果を持っていたと考えられる。また, 非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ はブロッキングに伴う高気圧性偏差を減少させる効果を持つが, その作用は ξ_1 や ξ_3 に比べると非常に小さい。このような特徴を持った期間④ (8月中旬) におけるブロッキングの衰退要因については, 第 3.3.4 節で詳しく記述する。

以下では, このような渦度収支解析の結果と関連付けて, 2010年夏季のロシアブロッキングの予測可能性の変動を吟味する。特に, 予測精度が顕著に悪化した7月末を含む期間① (第 3.3.2 節), 予測可能性の領域依存性が明瞭に見られた8月上旬を含む期間③ (第 3.3.3 節), 及び, 8月中旬における終息期に相当する期間④ (第 3.3.4 節) について詳細な解析を行った。

3.3.2 7月下旬におけるロシアブロッキングの持続メカニズムと予測可能性

2010年7月下旬におけるロシアブロッキングの持続期には, 発散項 ξ_4 の第1項, すなわち, 低周波変動成分の水平発散による負の渦度生成がロシア域における高気圧性偏差の形成に最も重要であることが示された (図 3.3.2)。ここでは, まず, ξ_4 の第1項がどのようにしてブロッキングを強化したのかについて詳しく調べる。さらに, この時期のブロッキングの予測精度の悪化 (図 3.2.1) と ξ_4 の第1項の予測との関連についても検討する。

a. 再解析データの解析結果

図 3.3.4a に, 250hPa における ξ_4 の第1項 $\nabla^{-2}\{-(f + \bar{\zeta})\nabla \cdot V_L\}$ 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, ξ_4 の第1項は, ロシア域のほぼ全域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 3.1 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, $(f + \bar{\zeta}) \approx f$ が成り立つと考えられるため, 北半球 ($f > 0$) では, ξ_4 の第1項は低周波変動成分による水平発散 ($\nabla \cdot V_L > 0$) が存在する場合に高気圧性偏差を形成する効果を持つ。

一方, 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, 水平発散に伴う高度場偏差形成傾向は, 定在波に伴う高度場偏差自身とは相関しないため, 定在波に伴う水平発散はそれ自身の増幅には寄与しない。なぜなら, 定在波に伴う水平発散は, 帯状風に伴う相対渦度移流 ξ_2 とバランスする必要があるが, 対流圏上層では, 帯状風による定在波の東進傾向を相殺するように, 高気圧性偏差の下流側(上

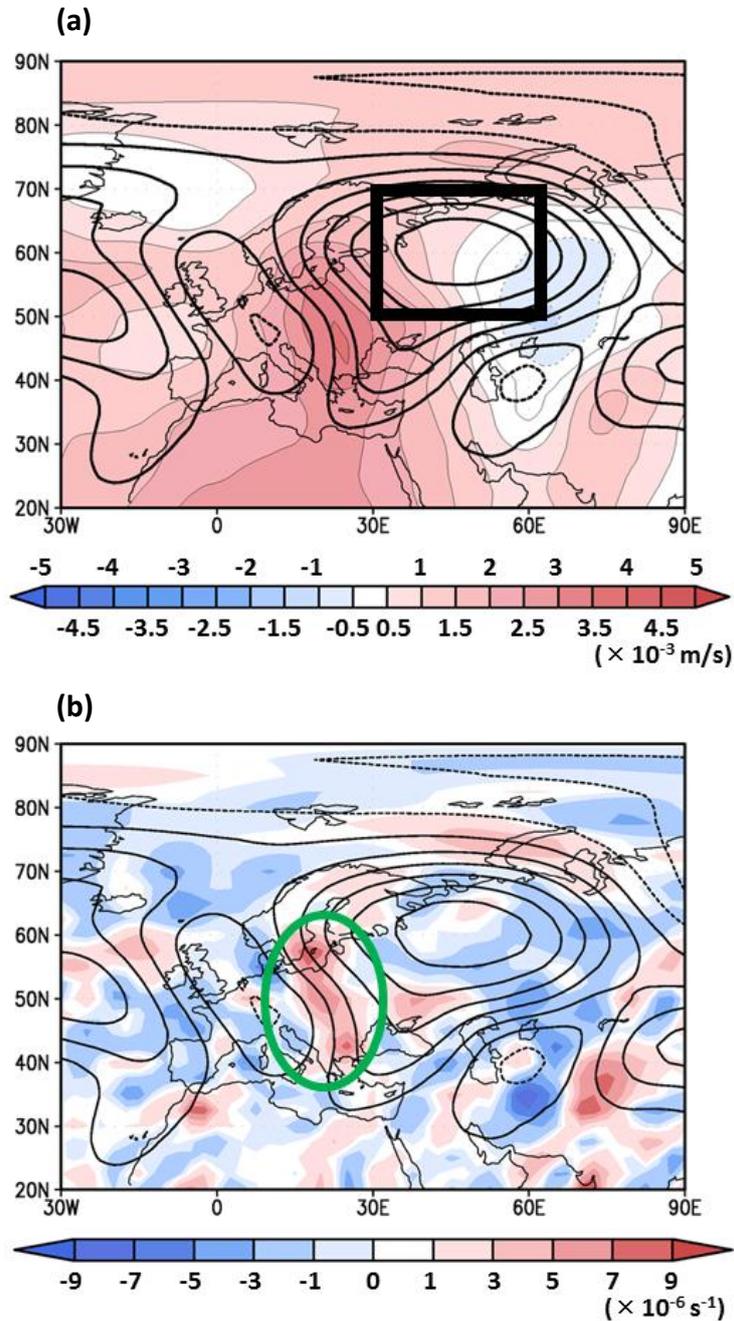


図 3.3.4 (a) 250hPa における ξ_4 の第 1 項の空間分布 (色塗り; 単位は m/s)。ただし, 期間① (7 月 21 日 00UTC~7 月 29 日 06UTC) における時間平均値。暖色 (寒色) は高気圧性 (低気圧性) 偏差が形成される領域を表す。等値線はロシアブロッキング発生期間で平均した 250hPa 高度場偏差 (図 3.1.4b) を表す (単位は m, 等値線間隔は 50m)。黒色の矩形領域はロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N) を示す。(b) 期間①で平均した 250hPa における $\nabla \cdot V_L$ の空間分布 (色塗り; 単位は s^{-1})。暖色 (寒色) は発散 (収束) 域を表す。等値線は図 3.3.4a に同じ。

表 3.1 発散項が高気圧性偏差を形成する条件。

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

流側) で水平収束 (水平発散) に伴う低気圧性 (高気圧性) 偏差形成傾向を生じるからである。実際, Cash and Lee (2000) は, 過去のブロッキングの解析から, 発散項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た (第 1.3.1 節)。

しかしながら, 2010 年 7 月下旬のブロッキング発達期には, ζ_4 の第 1 項はブロッキング領域の広い範囲で高気圧性偏差を形成する効果を持ち (図 3.3.4a), 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, ブロッキングの下流側での水平収束に比べて, その上流域での水平発散がより大きな値を持っていたためであると考えられる。実際, 2010 年 7 月 23 日~7 月 26 日では, イタリア上空のトラフ (以下, L1 と記述) の発達に伴い (図 3.3.5a), その下流側 (図 3.3.4b の緑色で囲んだ領域) で $\nabla \cdot V_L$ は大きな正の値となっている (図 3.3.5b)。

以上の結果から, 期間①におけるブロッキングの発達には, イタリア上空のトラフ L1 の強化と, それに伴うトラフ L1 の下流側での水平発散の増大が重要であることが示唆された。そこで, トラフ L1 の強化, その下流側での水平発散の増大, 及び, ロシアブロッキングの発達との相関関係について, 予報データを用いて定量的に調べた。

b. 予報データの解析結果

ここでは, 7 月下旬におけるイタリア上空のトラフ L1 の強化とその下流側における水平発散の増大が, ロシアブロッキングの発達にどのように寄与したのかについて, 気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データを用いた解析を行う。

まず, ハイノドキャスト予報実験データの解析結果 (第 3.2 節) から示された予測精度の悪化時期 (7 月 28 日頃) について, この時期のロシア域の高度場の予測と関連する循環場を調べた。その際, 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 (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) を実施した。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。

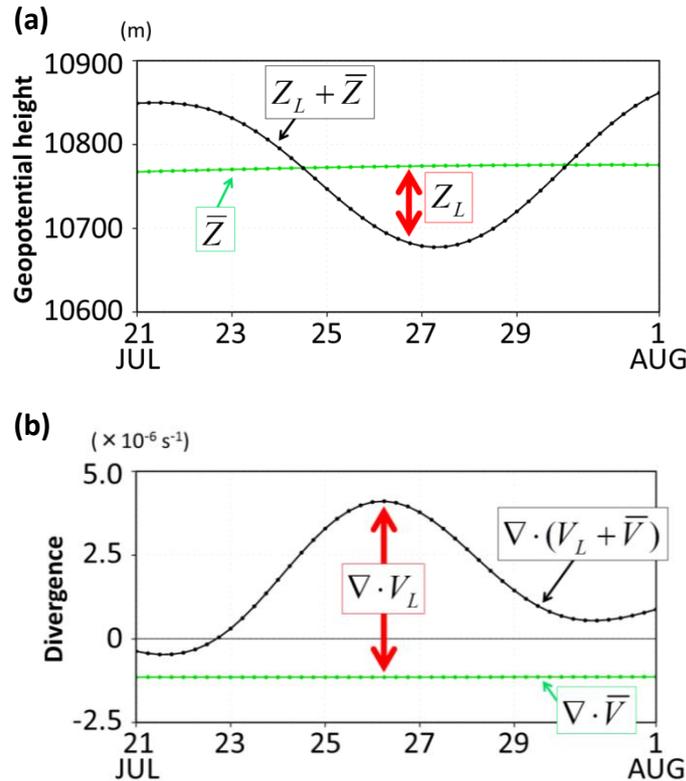


図 3.3.5 (a) 250hPa 高度場の時間変動 (単位は m)。ただし、イタリア上空 (10°E~25°E, 35°N~50°N) での領域平均値。黒色は 2010 年の解析値, 緑色は気候値 (1979 年~2006 年平均値)。(b) 250hPa における水平発散の時間変動 (単位は s^{-1})。ただし、イタリア上空のトラフの下流域 (20°E~30°E, 40°N~50°N) での領域平均値。黒色は 2010 年の解析値, 緑色は気候値 (1979 年~2006 年平均値)。

図 3.3.6 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 3.3.6b 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 3.3.6a 中の L1) と有意水準 90%以上で統計的に有意に負の相関を持つことが分かる (統計的有意性は Student-t テストにより検定した)。特に、低気圧性偏差 L1' の中心付近では有意水準 95%以上で統計的に有意である。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。

ここで、回帰場で見られる低気圧性偏差 L1' との負相関 (ただし、低気圧性偏差 L1' の中心付近で統計的有意性が 95%以上) 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った。また、図 3.3.6b で示されるように、より上流側の北大西洋域における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、7 月 27 日~29 日の期間 (ロシアブロッキング発生予測可能性悪化時期) で key day を定義した場合においてのみ見られた。

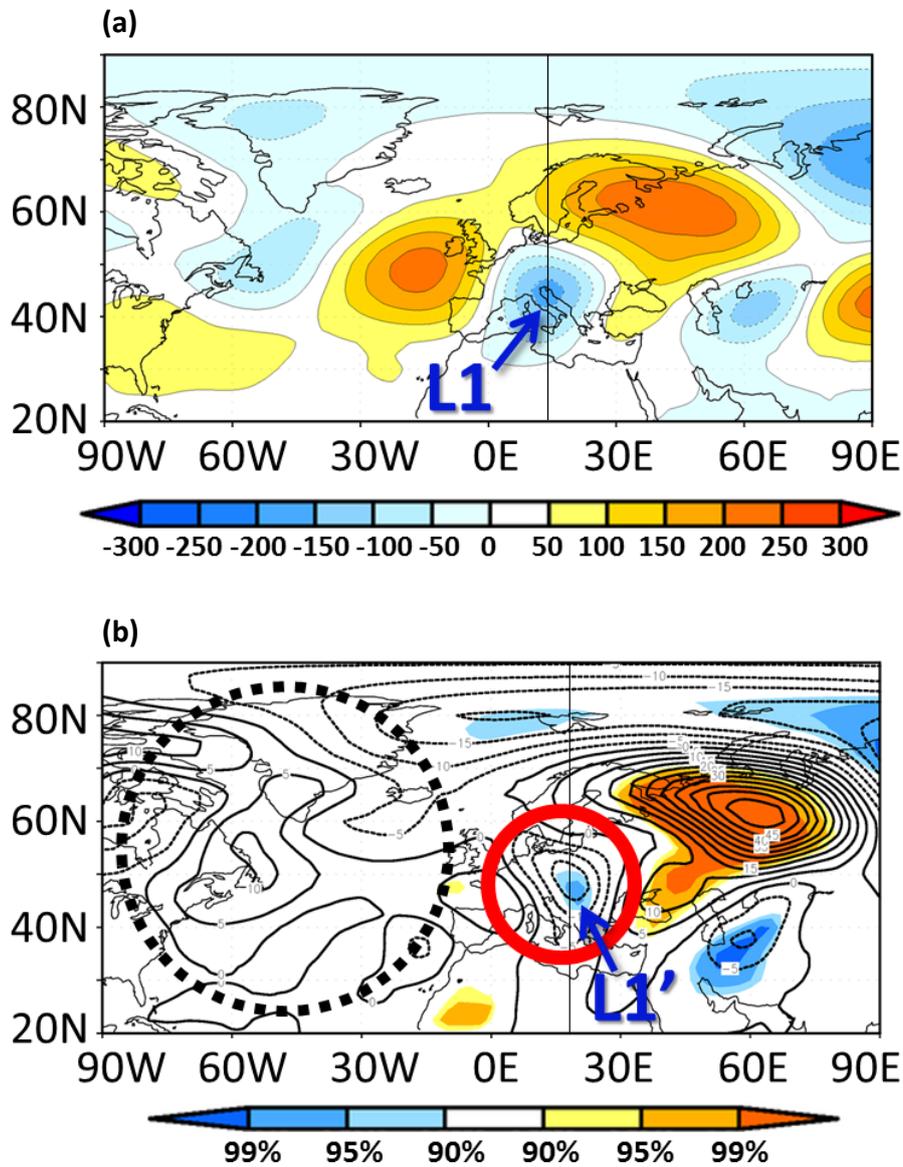


図 3.3.6 key day (2010年7月28日 12UTC) における 250hPa 予測高度場 (低周波変動成分) のロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N) での平均値と, その 48 時間前 (2010年7月26日 12UTC) の 250hPa 予測高度場 (低周波変動成分) との回帰分析。2010年7月21日 12UTC を予報初期時刻とする気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ (メンバー数 25) を用いた。(a) 7月26日 12UTC におけるアンサンブル平均予測高度場 (単位は m)。(b) 回帰場 (等値線; 単位は m, 等値線間隔は 5m)。Student-t テストにより求めた相関係数の統計的有意性が 90% 以上の領域に色塗りした。寒色 (暖色) は負 (正) 相関を示す。

以上のように、本研究で実施したずれ回帰分析によって、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をより定量的に実証することができた。そして、7月末のロシアブロッキング域での高度場予測値が有意に関連するのは、その予測時刻の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。

次に、このイタリア上空のトラフ L1 とロシアブロッキングの強化との力学的関連について調べた。

再解析データを用いた渦度収支解析の結果から、期間①（7月下旬の発達期）におけるロシアブロッキングの強化は、発散項 ξ_4 の第1項による高気圧形成が支配的であることが示された（図 3.3.2a）。このことは、7月下旬のロシアブロッキングの発達には、ブロッキングの上流側で対流圏上層の水平発散（ $\nabla \cdot V_L > 0$ ）が増大したことが重要であることと対応している。さらに、この水平発散の増大は、イタリア上空のトラフ L1 の強化と関連していた可能性があることも前述の通りである。

そこで、イタリア上空のトラフ L1 とその下流域での水平発散の増大との関係、及び、トラフ下流域における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、同じ気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いた解析を行った。

まず、イタリア上空のトラフ L1 とその下流域における水平発散との相関関係についての解析結果を述べる。ここでは、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することにより、図 3.3.7a 中の緑色の矩形領域で示したイタリア上空（10°E~25°E, 35°N~50°N）の高度場偏差予測値（すなわち、トラフ強度の予測値）と、同時刻の $\nabla \cdot V_L$ との関係を調べた。図 3.3.7b に、7月24日12UTC（トラフ L1 の強化開始時刻）の回帰分析の結果を示す。この図から、7月24日12UTCにおけるブロッキングの上流側での $\nabla \cdot V_L$ の予測値は、同時刻のイタリア上空のトラフ強度の予測値と統計的に有意に関連することが分かる。この統計的有意性は95%以上である。従って、イタリア上空のトラフ 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）で同時刻の水平発散が有意に大きいことが示された。このようなトラフ L1 の強化とその下流域での $\nabla \cdot V_L$ との相関関係は、ここで示した7月24日頃から再解析データで $\nabla \cdot V_L$ が極大となる7月26日頃まで、統計的に有意であることが確認できた。

同様に、トラフ L1 の下流域（20°E~30°E, 40°N~50°N）における水平発散と、同時刻の高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ との相関関係を、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）を用いた回帰分析により調べた（図 3.3.8）。その結果、トラフ L1 の下流域での水平発散 $\nabla \cdot V_L$ を大きく予測したメンバーでは、ロシアブロッキング域において、高度の時間変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ が有意水準95%以上で統計的に有意に大きいことが示された。この回帰場（図 3.3.8b）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 $0.5 \times 10^4 \text{ m/s} \approx 5 \text{ m/day}$ であり、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）。この相関関係が有意水準95%以上で統計的に有意となるのは、7月24日頃~7月27日頃までの期間においてのみである。

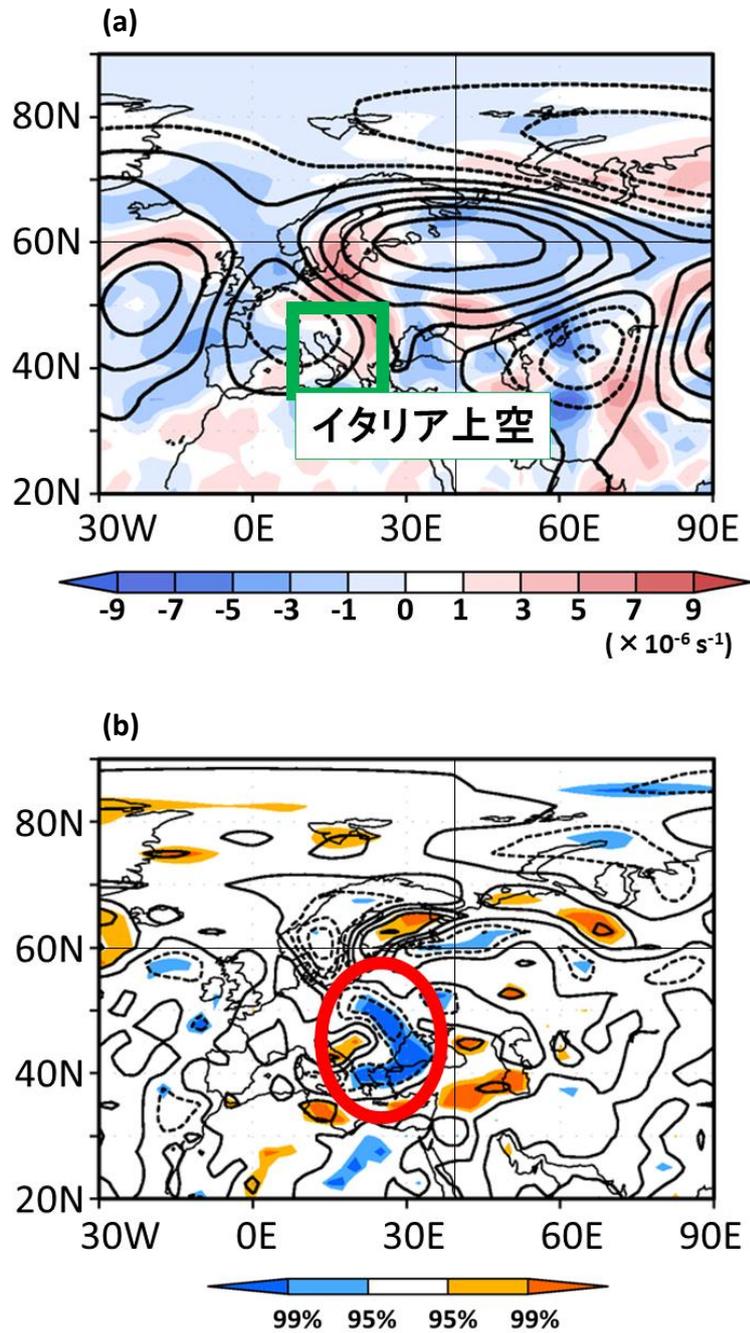


図 3.3.7 2010 年 7 月 24 日 12UTC におけるイタリア上空 ($10^{\circ}\text{E}\sim 25^{\circ}\text{E}$, $35^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$) で平均した高度場偏差予測値と、同時刻における水平発散 $\nabla \cdot V_L$ との回帰分析。2010 年 7 月 21 日 12UTC を予報初期時刻とする気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ (メンバー数 25) を用いた。(a) 250hPa における $\nabla \cdot V_L$ (色塗り; 単位は s^{-1}) と高度場偏差 (等値線; 単位は m, 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; 単位は s^{-1} , 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) 相関を示す。

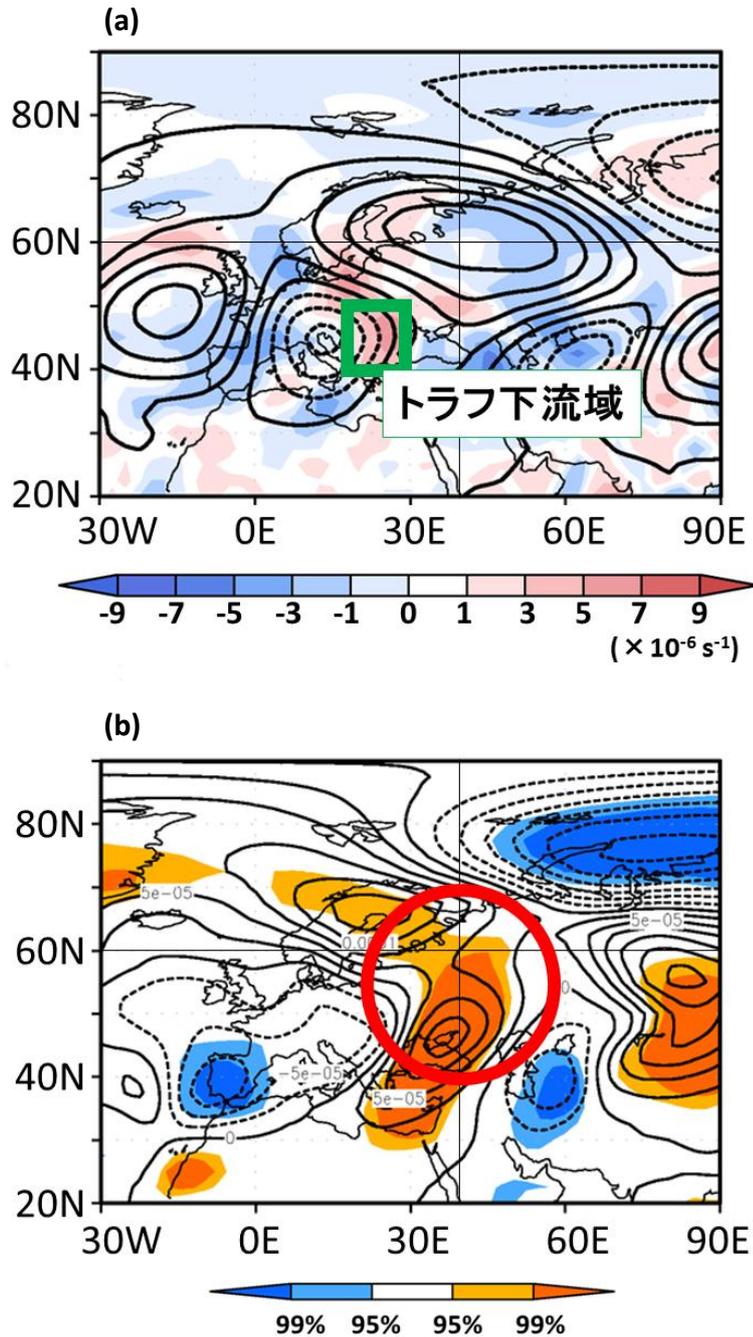


図 3.3.8 2010年7月26日06UTCにおけるイタリア上空のトラフの下流域(20°E~30°E, 40°N~50°N)で平均した水平発散 $\nabla \cdot V_L$ と、同時刻における高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ との回帰分析。2010年7月21日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ(メンバー数25)を用いた。(a) 250hPaにおける $\nabla \cdot V_L$ (色塗り; 単位は s^{-1})と高度場偏差(等値線; 単位はm, 等値線間隔は50m)のアンサンブル平均予測場。(b) $\partial Z_L / \partial t$ の回帰場(等値線; 単位はm/s, 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)相関を示す。

以上より、7月下旬の発達期において、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有意に関連し、さらに、その水平発散の強さはイタリア上空のトラフ L1 の強度とも有意に関連することが、定量的に示された。

ブロッキングの上流側で水平発散が増大した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と関連し、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、予報データを用いて降水量と水平発散との相関関係を解析した。その結果を図 3.3.9 に示す。

まず、図 3.3.9b から、7月 24 日（予報 3 日目）にトラフ L1 の下流側で水平発散 $\nabla \cdot V_L$ 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ことが分かった（両者の相関係数は 0.824 で、その統計的有意性は 99% 以上）。一方、トラフ L1 の強度（イタリア上空で領域平均した 250hPa 高度偏差の低周波変動成分）はトラフ L1 の下流域における日積算降水量と統計的に有意（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 3.3.9a）。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定量的に示された。従って、ロシアブロッキング発達期である期間 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 3.3.10 と図 3.3.11 を参照）、対流圏上層で水平発散が増大し、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、ブロッキングのすぐ上流側での非断熱加熱過程が重要であることが示された。

また、ロシアブロッキングの発達に非断熱加熱過程が関連していたことにより、7月末におけるブロッキング発生の予測精度が悪化した（図 3.2.1 及び図 3.2.2）と考えられる。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、その同じ領域の対流圏上層における水平発散の強さの予測に大きなばらつきが生じていた（図 3.3.12）。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。これは前述したずれ回帰分析の結果（図 3.3.6）と整合的である。

なお、ここでは 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を用いた解析結果を示したが、7月 22 日 12UTC を予報初期時刻とするアンサンブル予報データを用いた場合でも同様の結果が得られた。

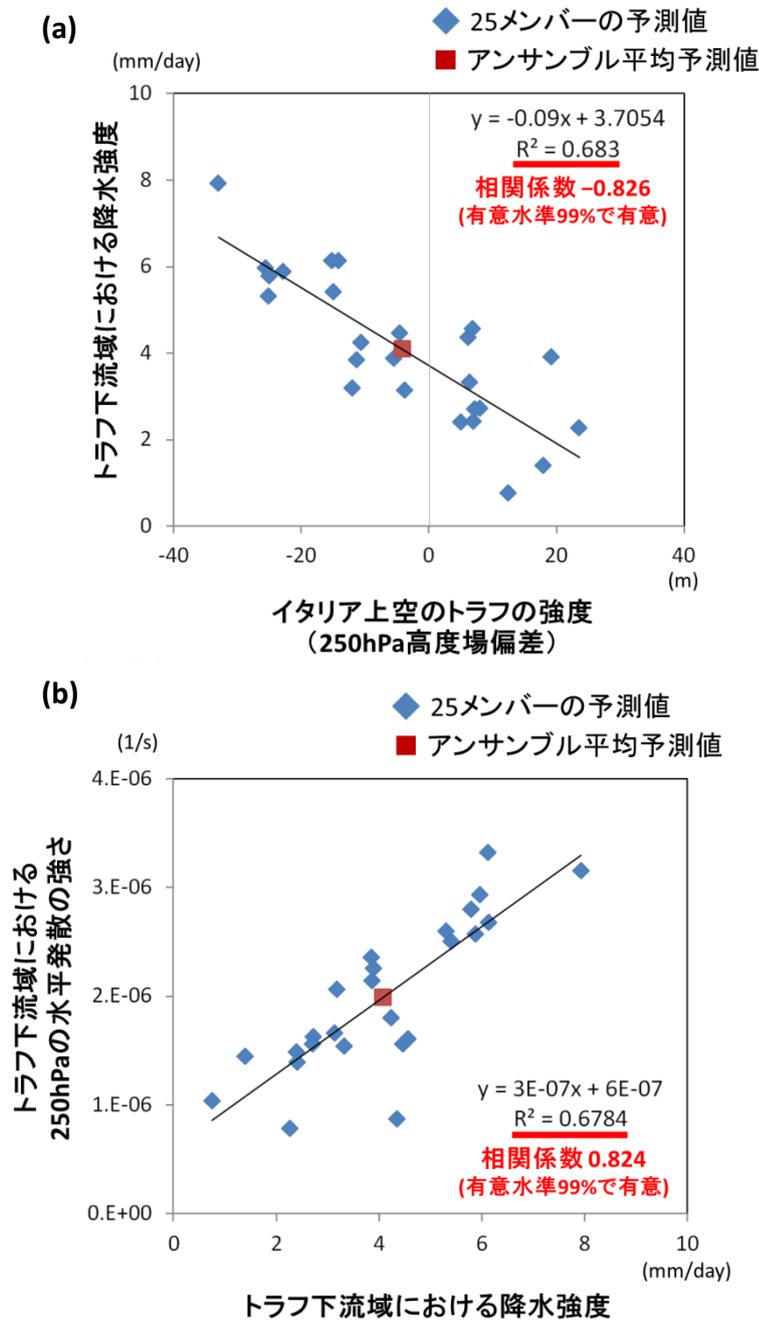


図 3.3.9 (a) 2010 年 7 月 24 日におけるイタリア上空 ($10^{\circ}\text{E}\sim 25^{\circ}\text{E}$, $35^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$) のトラフ強度の予測値と、その下流域 ($20^{\circ}\text{E}\sim 30^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$) における平均降水量の予測値との相関。ただし、2010 年 7 月 21 日 12UTC を予報初期時刻とする気象庁現業 1 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 (m) 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 (mm/day) 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 ($20^{\circ}\text{E}\sim 30^{\circ}\text{E}$, $40^{\circ}\text{N}\sim 50^{\circ}\text{N}$) における平均降水量と、同じ領域で平均した 250hPa における水平発散 $\nabla \cdot V_L$ (単位は s^{-1}) との相関。用いた予報データと、平均降水量の定義は図 3.3.9a に同じ。

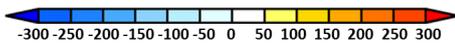
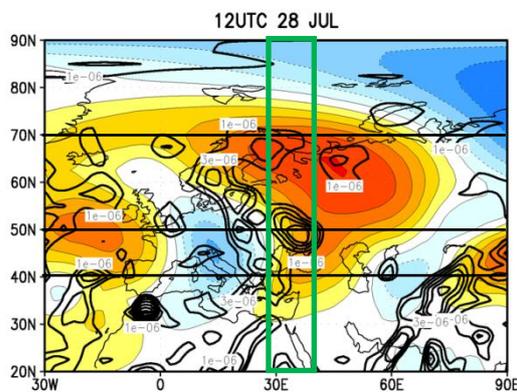
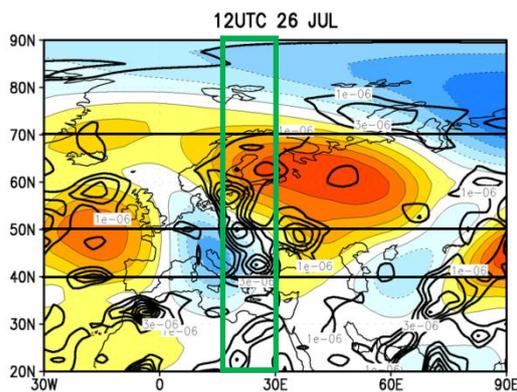
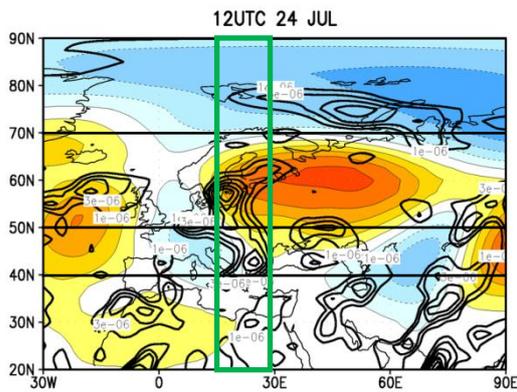


図 3.3.10 2010 年 7 月下旬に観測された 250hPa 面の $\nabla \cdot V_L$ (等値線; 単位は s^{-1} , $\nabla \cdot V_L > 0$ の領域のみ表示) と高度場偏差の低周波変動成分 (色塗り; 単位は m) の空間分布。等値線の最小値は $1.0 \times 10^{-6} s^{-1}$ で、 $2 \times 10^{-6} s^{-1}$ 毎に等値線を描いた。緑色の矩形領域はロシアブロッキングの上流域における強い発散域を示す (図 3.3.11 と対応)。上から、7 月 24 日 12UTC, 7 月 26 日 12UTC, 7 月 28 日 12UTC。

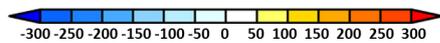
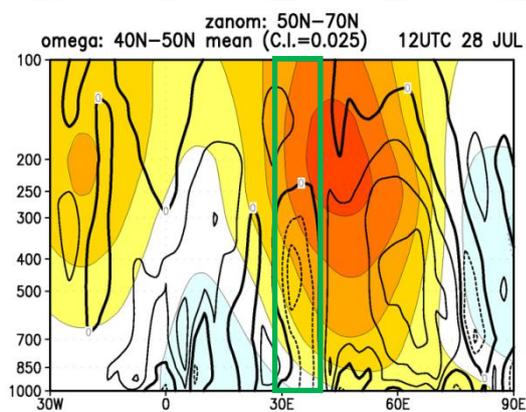
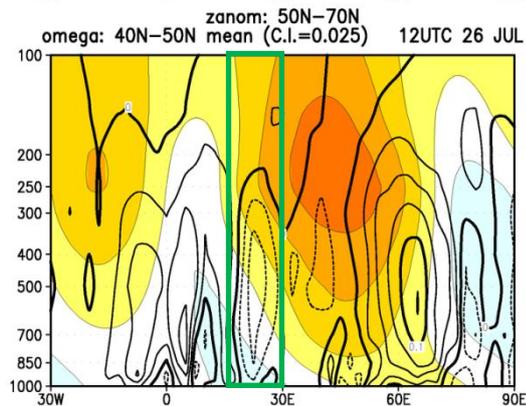
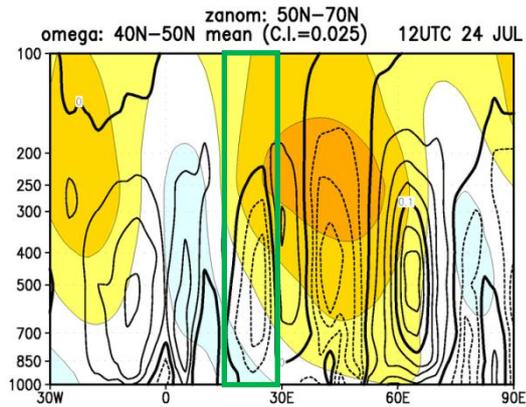


図 3.3.11 2010 年 7 月下旬に観測された鉛直流 (等値線; 単位は Pa/s, 等値線間隔は 2.5×10^2 hPa/s) と高度場偏差 (色塗り; 単位は m) の低周波変動成分の経度-鉛直断面図。ただし、高度場偏差は $50^\circ N \sim 70^\circ N$, 鉛直流は $40^\circ N \sim 50^\circ N$ の緯度帯で平均した値 (図 3.3.10 の黒線で示した緯度帯)。緑色の矩形領域はロシアブロッキングの上流域における強い上昇流域を示す (図 3.3.10 と対応)。上から、7 月 24 日 12UTC, 7 月 26 日 12UTC, 7 月 28 日 12UTC。

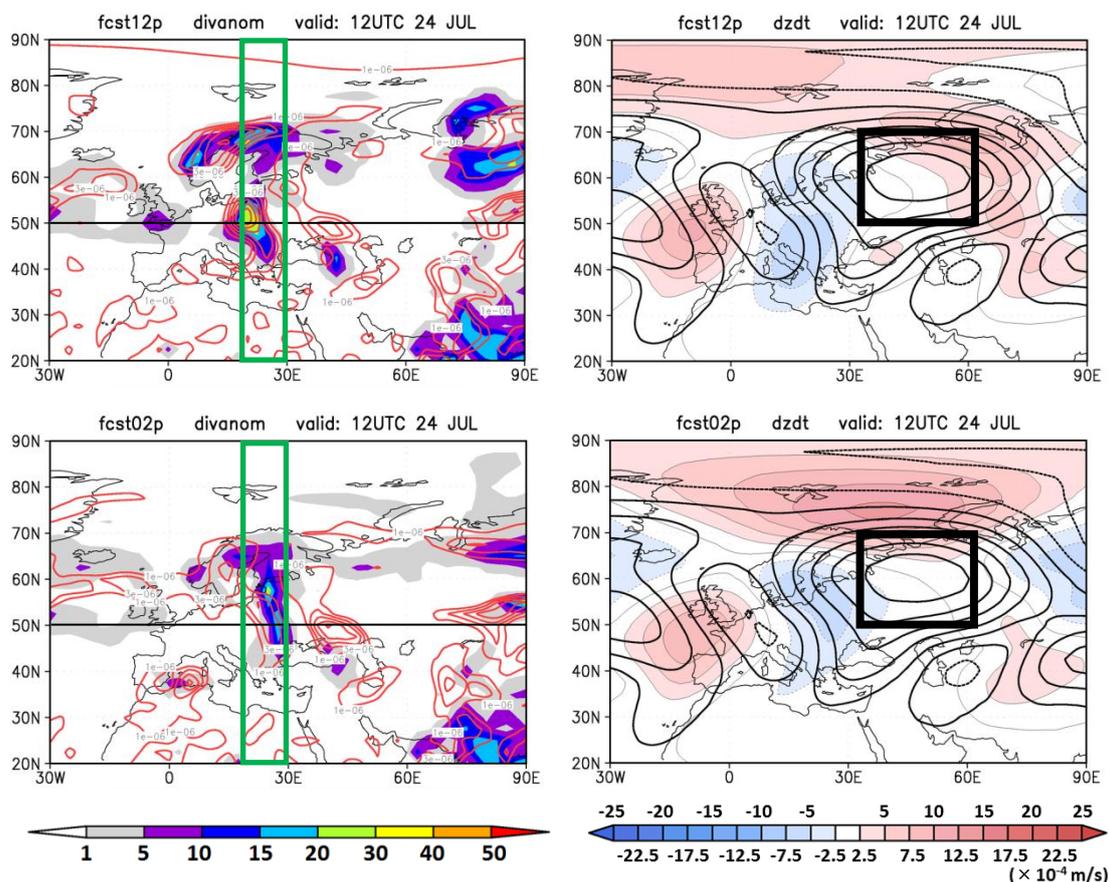


図 3.3.12 2010 年 7 月 24 日 12UTC の予測結果。2010 年 7 月 21 日 12UTC を予報初期時刻とする気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データを使用。左列は、250hPa 等圧面における $\nabla \cdot V_L$ (等値線；単位は s^{-1} ，等値線の最小値は $1.0 \times 10^{-6} s^{-1}$ で、 $2 \times 10^{-6} s^{-1}$ 毎に等値線を描いた) と地上での日積算降水量 (色塗り；単位は m/day)。日積算降水量は 6 時間値 (00, 06, 12, 18UTC) の積分量として定義した。右列は、250hPa 等圧面における高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ (色塗り；単位は m/s) の空間分布。暖色 (寒色) は高度場偏差が増加 (減少) する領域を表す。等値線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 (単位は m，等値線間隔は 50m；図 3.1.4b) で、黒色の矩形領域はロシア域 ($32.5^\circ E \sim 62.5^\circ E$, $50^\circ N \sim 70^\circ N$) を示す。上段は、2010 年 7 月 24 日 12UTC におけるロシア域での $\partial Z_L / \partial t$ を最も大きく予測したメンバー (12p)，下段は最も小さく予測したメンバー (02p)。

3.3.3 8月上旬におけるロシアブロッキングの持続メカニズムと予測可能性

第3.3.1節で、2010年8月上旬におけるロシアブロッキングの発達には、発散項 ξ_4 の第2項による高気圧形成が最も支配的に寄与していたことを示した(図3.3.2)。ここでは、 ξ_4 の第2項によるブロッキング強化の力学過程と、その予測可能性との関連を検証する。

a. 再解析データの解析結果

図3.3.13aに、250hPaにおける ξ_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(8月2日18UTC~8月7日18UTC)における ξ_4 の第2項はユーラシア大陸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 m/s \approx 100m/day)。この項が正の高度場偏差を形成するのは、気候場の水平収束域($\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}} < 0$)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3.1)。すなわち、気候場の水平発散・収束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3.3.13bに示すように、夏季のユーラシア大陸上の気候場では、ギリシャ上空に水平収束域(以下、 C_G と記述)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(図3.1.2の7月31日12UTCの図を参照;以下、 H_G と記述)が形成し始める様子が確認できた(図3.1.2)。従って、期間③におけるロシアブロッキングの持続では、 ξ_4 の第2項の寄与が重要であったと考えられる。

b. 予報データの解析結果

8月上旬におけるロシアブロッキングの持続と ξ_4 の第2項の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25)を用いて回帰分析を実施した。この回帰分析では、図3.3.14a中の緑色の矩形領域で示したギリシャ上空の水平収束域 C_G ($10^\circ\text{E} \sim 35^\circ\text{E}$, $30^\circ\text{N} \sim 45^\circ\text{N}$)における ξ_4 の第2項による渦度生成 $S_{42} = -\zeta_L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}$ の予測値に、同時刻の高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ を回帰することにより、収束域 C_G の上空に存在する高気圧性偏差 H_G の予測がブロッキング領域での高気圧形成の予測と関連しているのかを調べた。

図3.3.14bに、8月5日06UTC(再解析データでロシア域における $\partial Z_L / \partial t$ が最大となる時刻)についての回帰分析の結果を示す。この図から、ギリシャ上空の水平収束域 C_G における渦度生成 S_{42} の予測値とロシア北西部における高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ の予測値は統計的に有意な負の相関関係を持つことが分かる。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が示された。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%以上である。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3.3.14bより、回帰場での $\partial Z_L / \partial t$ の大きさは、ロシアブロッキング域の中心付近で約 10^4 m/s \approx 10m/dayであり、これはアンサンブル平均予測値(約10m/day)と同程度の大きさである(なお、解析値における $\partial Z_L / \partial t$ の値は約50m/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、同時刻におけるギリシャ上空での ξ_4 の第2項による渦度生成 $S_{42} = -\zeta_L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}$ の予測値と統計的に有意に関連していることが示された。

なお、同様の解析を、7月29日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサ

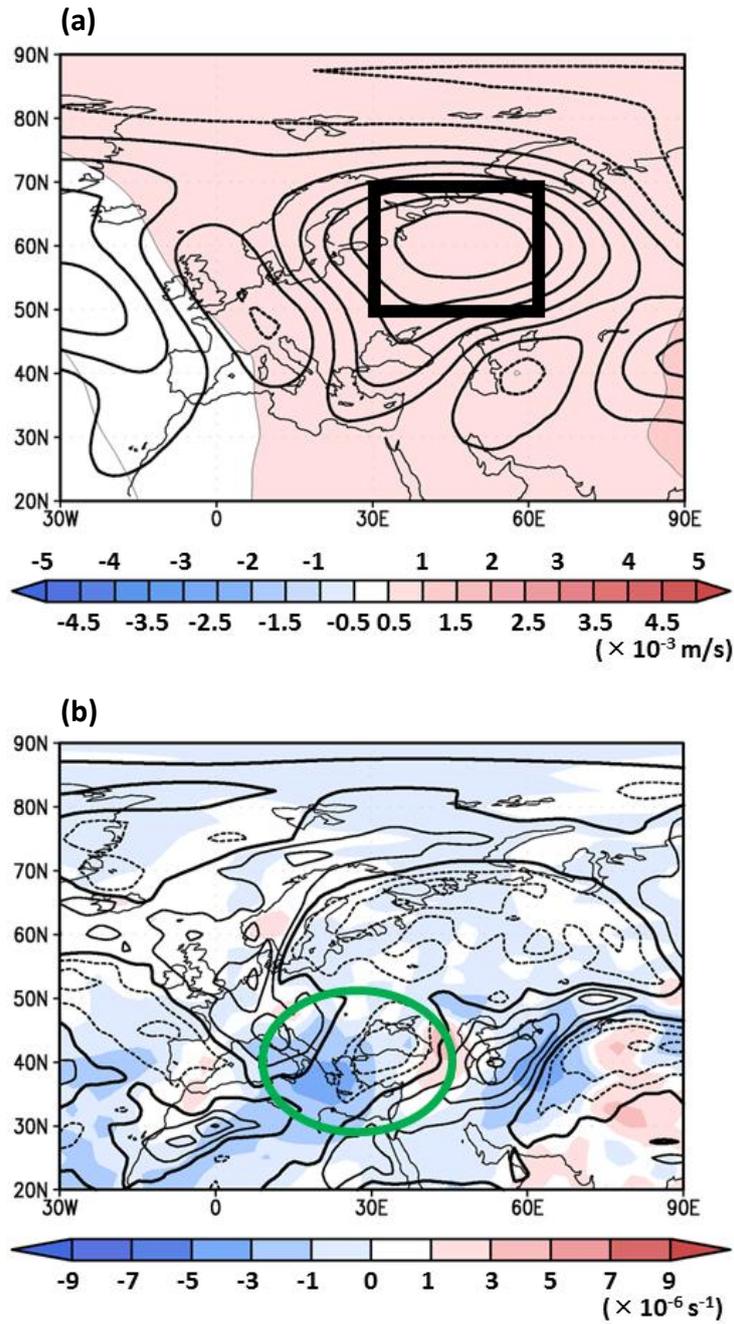


図 3.3.13 (a) 250hPa における ζ_4 の第 2 項の空間分布 (色塗り; 単位は m/s)。ただし, 期間③ (8 月 2 日 18UTC~8 月 7 日 18UTC) における時間平均値。暖色 (寒色) は高気圧性 (低気圧性) 偏差が形成される領域を表す。等値線はロシアブロッキング発生期間で平均した 250hPa 高度場偏差 (図 3.1.4b) を表す (単位は m, 等値線間隔は 50m)。黒色の矩形領域はロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N) を示す。(b) 期間③で平均した 250hPa における $\nabla \cdot \bar{V}$ (色塗り; 単位は s^{-1}) と ζ_L (等値線; 単位は s^{-1} , 等値線間隔は $2 \times 10^{-5} s^{-1}$)。暖色 (寒色) は発散 (収束) 域, 実線 (破線) は低気圧性 (高気圧性) 渦度偏差を表す。

ンブル予報データを用いて実施したが、上記のような統計的に有意な相関関係は得られなかった。この理由として、7月29日12UTCを予報初期時刻とするアンサンブル予報データは、ここで用いた7月28日12UTCを予報初期時刻とするアンサンブル予報データに比べ、ロシア域における高度場偏差予測値のメンバー間のばらつきが小さいため、統計的有意性が得られなかったことが考えられる（図3.3.15a）。

以上の解析により、8月上旬におけるロシア域（32.5°E～62.5°E, 50°N～70°N）の高度場の予測が、同時期にギリシャ上空に形成された高気圧性偏差の予測と関連していることが示された。

一方、第1.4節で述べたように、Matsueda (2011) は、8月上旬のロシアブロッキングは、西側領域（30°E～45°E）で特に予測可能性が悪化することを指摘している。実際、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）を用いて高度場偏差予測値のスプレッド¹¹を調べた結果、ロシアブロッキングの中心付近に比べ、その北西側（図3.3.15b中の灰色の矩形領域）のスプレッドが大きいことが確認できた。しかしながら、この西側領域で予測可能性が悪化した要因については、本研究では示すことができておらず、更なる解析が必要である。

¹¹ スプレッド s は、

$$s = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (X_m - \langle X(x, y) \rangle)^2}$$

で定義される。ここで、 M はアンサンブルメンバー数で、 X_m は各メンバーの予測値、 $\langle X(x, y) \rangle$ は X_m のアンサンブル平均値である。

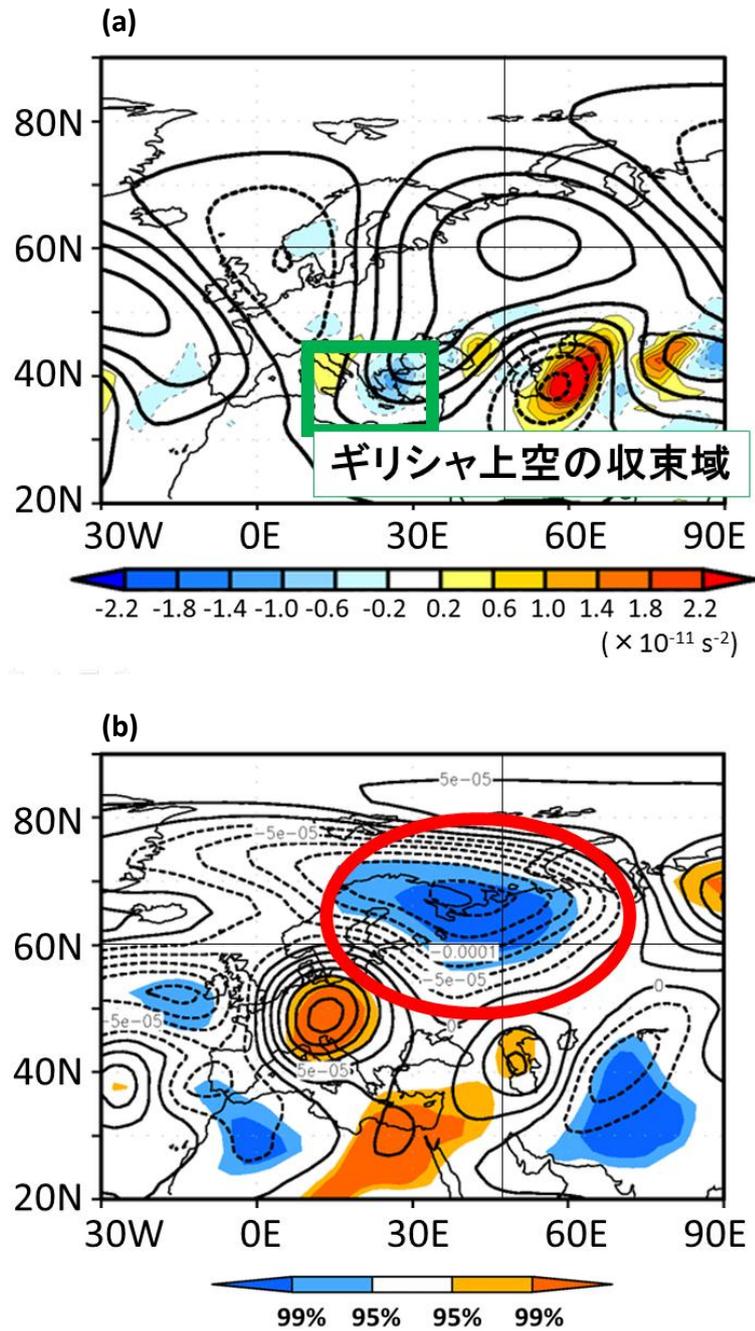


図 3.3.14 2010年8月5日06UTCにおけるギリシャ域 C_G ($10^\circ\text{E}\sim 35^\circ\text{E}$, $30^\circ\text{N}\sim 45^\circ\text{N}$) で平均した 250hPa 面での渦度生成 $S_{42} \equiv -\zeta_L \nabla \cdot \vec{V}$ の値と、同時刻における高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ との回帰分析。2010年7月28日12UTCを予報初期時刻とする気象庁現業1か月アンサンブル予報データ(メンバー数25)を用いた。(a) 250hPaにおける渦度生成 S_{42} (色塗り; 単位は s^{-2}) と高度場偏差(等値線; 単位は m, 等値線間隔は 50m)のアンサンブル平均予測場。寒色(暖色)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; 単位は m/s, 等値線間隔は 2.5×10^{-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%以上の領域に色塗りした。寒色(暖色)は負(正)相関を示す。

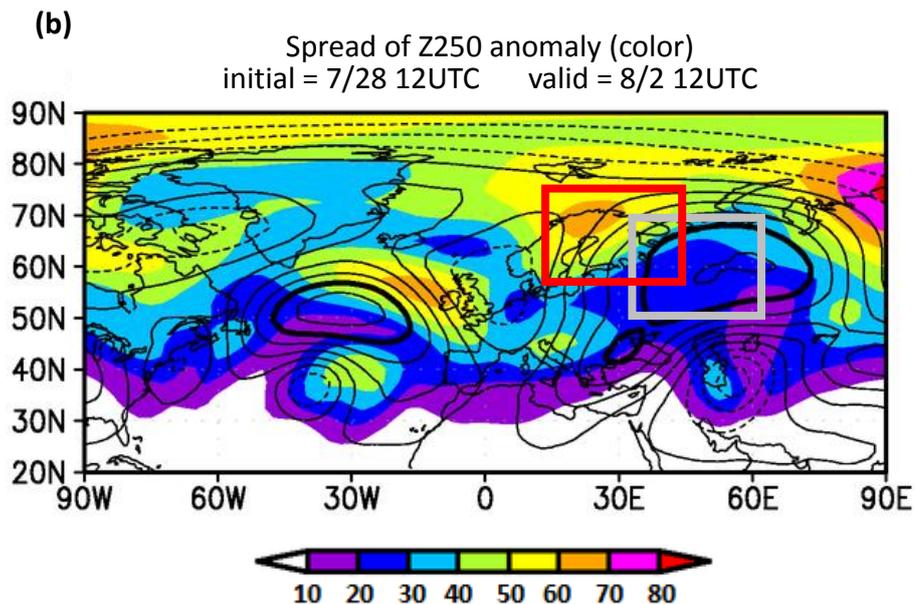
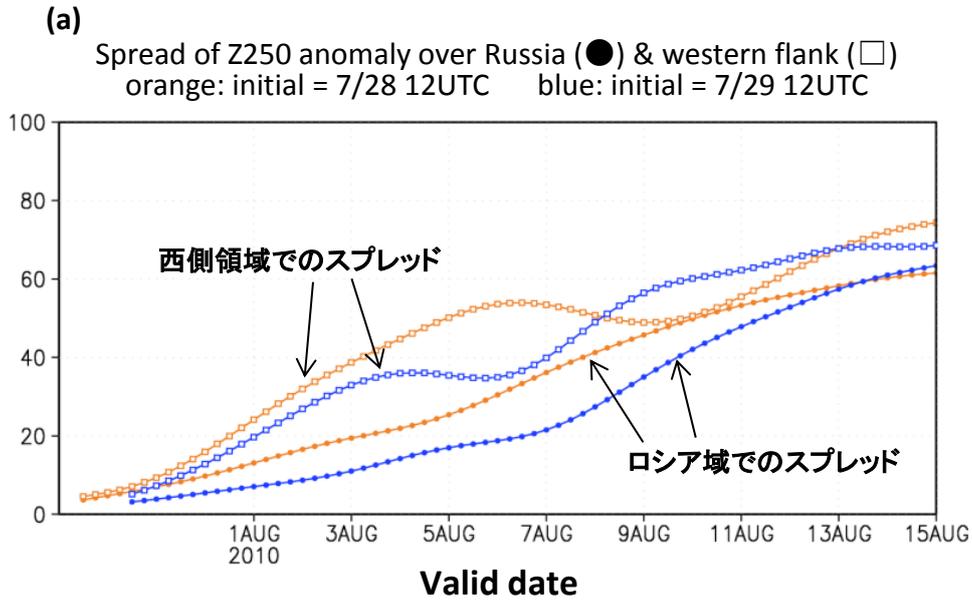


図 3.3.15 (a) 250hPa 高度場偏差のスプレッド (単位は m)。2010 年 7 月 28 日 12UTC (橙色) 及び 7 月 29 日 12UTC (青色) を予報初期時刻とする気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ (25 メンバーずつ) を用いた。ロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N; 図 3.3.15b の灰色の矩形領域) と、ブロッキングの西側領域 (15°E~45°E, 55°N~75°N; 図 3.3.15b の赤色の矩形領域) における高度場偏差予測値のスプレッドをそれぞれ●と□で示す。横軸は予報日 (7 月 28 日 00UTC~8 月 15 日 00UTC)。(b) 予報 5 日目 (8 月 2 日 12UTC) における 250hPa 高度場偏差予測値のスプレッドの空間分布 (色塗り; 単位は m)。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。等値線は同時刻の高度場偏差の観測値 (等値線間隔は 50m) で、太線は±200m 線を示す。スプレッドの定義は本文を参照。

3.3.4 8月中旬におけるロシアブロッキングの衰退メカニズムと予測可能性

ハインドキャスト予報実験データの解析 (図 3.2.2) から、2010 年夏季のブロッキング終息期に予測精度が悪化することが分かる。なお、本研究では観測されたブロッキング発生領域においてブライア・スコアを評価したため、ブロッキング終息期におけるブライア・スコアの増大 (8 月 11 日頃) は、実際よりも早くブロッキングが衰退する傾向にあることを意味している (Matsueda, 2011)¹²。実際、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ (予報初期時刻は 8 月 4 日及び 8 月 5 日の 12UTC を使用) でのロシア域の高度場偏差予測値は、いずれの予報初期時刻を用いた場合でも、ほぼ全ての予報メンバーが 8 月 10 日前後の期間における高度場偏差を過小評価する傾向にあることが分かる (図 3.3.16)。以下では、期間④ (8 月 8 日 00UTC~8 月 12 日 12UTC) に見られたこの過小評価の要因について、再解析データと予報データを用いて解析する。

まず、再解析データを用いた渦度収支解析の結果 (図 3.3.2) から、2010 年 8 月中旬 (期間④) のロシアブロッキングの衰退は絶対渦度の水平移流 (ξ_1 と ξ_3) による高気圧性偏差の減衰が支配的な原因であることが示された。また、期間④の前半 (8 月 8 日~8 月 10) に着目すると、 ξ_3 がブロッキングを衰退させる主要因である。実際、図 3.3.17a に示した 8 月 8 日 00UTC (期間④の開始時刻) における ξ_3 の空間分布を見ると、 ξ_3 はユーラシア大陸西部全域で負の寄与を持ち、ロシアブロッキングを減衰させる役割を担っていたことが分かる。ここで、 ξ_3 は、

$$\xi_3 = \nabla^{-2} (-\bar{V}^* \cdot \nabla \zeta_L - V_L \cdot \nabla \zeta^*) \quad (3.3)$$

で定義され、式(3.3) の右辺第 1 項は気候場の東西非一様流による渦度の低周波変動成分の移流、右辺第 2 項は低周波変動成分による気候場の渦度の非一様成分の水平移流を表す。そこで、期間④の前半における ξ_3 の第 1 項の分布 (図 3.3.17b) を見ると、ロシア域の西側では高気圧性偏差の形成、南東側では低気圧性偏差の形成を促進している。この西側領域の高気圧性偏差の強制は、ギリシャ上空の高気圧性偏差 H_G (図 3.1.2 の 8 月 9 日 12UTC の図を参照) に伴う負の相対渦度が、気候場の南西風により移流されるために生じている (図 3.3.17d)。一方、南東側の低気圧形成は、高気圧性偏差 H_G のすぐ下流域 (カスピ海付近) に存在する低気圧性渦度偏差が、気候場の西風によって移流されたために生じている。次に、 ξ_3 の第 2 項の分布 (図 3.3.17c) を見ると、ギリシャ上空を中心として、ロシア域全域で低気圧形成を促進する効果を持つことが分かる。このような分布は、ギリシャ上空 (夏季の気候場では低気圧) に存在する気候学的な流れに伴う低気圧性渦度が、ブロッキング (特に高気圧性偏差 H_G) の西側での強い南風によってブロッキング領域へと移流されたために生じた (図 3.3.17e)。このように、 ξ_3 の第 1 項と第 2 項の低気圧性偏差形成傾向により、期間④の前半において、 ξ_3 はロシア域全域で負の高度場偏差変化傾向を持ち、ロシアブロッキングの衰退が促進された。

ただし、図 3.3.18 に示すように、気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ (予報初期時刻は 8 月 4 日及び 8 月 5 日の 12UTC を使用) では、ロシア域における ξ_3 の予測はメンバ

¹² Matsueda (2011) は、2010 年 8 月中旬のロシアブロッキング終息期では、ロシア西部における地上気温の高温偏差予測値が実際よりも早く解消することを示し、高温偏差の持続が正確に予測できなかったのは、8 月のロシアブロッキング (特に 30°E~45°E の経度帯) の発生の予測が困難であったためであると論じている。

一間のばらつきが小さく、この ξ_3 に伴う衰退過程は予測可能であったと考えられる。

一方、期間④の後半（8月10日～8月12日）は、 ξ_1 による高気圧性偏差の減衰が支配的であることが、再解析データの解析により示された（図 3.3.2）。また、発散項 ξ_4 と低周波変動成分同士の相互作用を表す ξ_5 は、高気圧性偏差を維持する効果を持っていたことも示された（図 3.3.2）。上述のように、気象庁現業1か月アンサンブル予報データでは、この時期、ブロッキングに伴う高気圧性偏差を過小評価する傾向であったことから、高気圧性偏差を維持する過程をうまく予測できなかった可能性がある。

そこで、 ξ_4 と ξ_5 に着目し、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これらの項の寄与の予測可能性を調べた。その結果、 ξ_4 の正の寄与はうまく予測されていたが、 ξ_5 の正の寄与は、ほとんどのアンサンブルメンバーで、再解析データに比べ過小に予測されていることが分かった（図 3.3.19a）。すなわち、8月上旬の終息期では、ロシア域における ξ_5 （準定常ロスビー波束伝播に伴う渦度フラックスの収束に対応）による高気圧性偏差の維持過程が過小に予測されたために、予測値でのロシアブロッキングは実際よりも早く衰退したと推測される。また、25アンサンブルメンバーの中で、 ξ_5 の正の寄与を最も大きく予測したメンバー（12m）は、他のメンバーと比べ、ロシア域で大きな高気圧性偏差を維持することに成功していた（図 3.3.16 と図 3.3.19b, c）ことも、上記の推測と整合的である。しかしながら、この時期に ξ_5 の寄与が正となる過程や、その予測の詳細については、さらに詳細な解析が必要である。

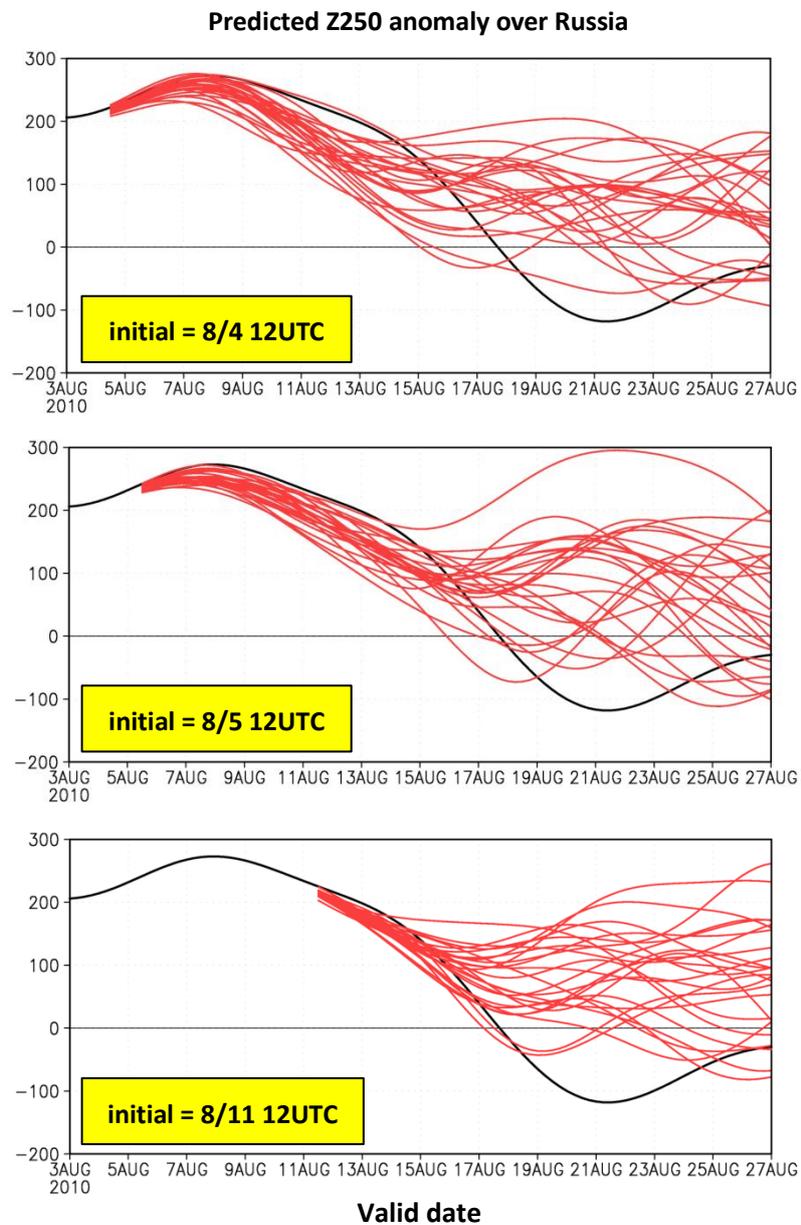


図 3.3.16 ロシア域における 250hPa 高度場偏差の予測結果。黒線は解析値、赤線は、2010 年 8 月 4 日 12UTC (上段), 8 月 5 日 12UTC (中段) 及び 8 月 11 日 12UTC (下段) を予報初期時刻とする気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ (25 メンバーずつ) の予測値。横軸は予報日 (8 月 3 日 00UTC~8 月 27 日 00UTC)。単位は m。

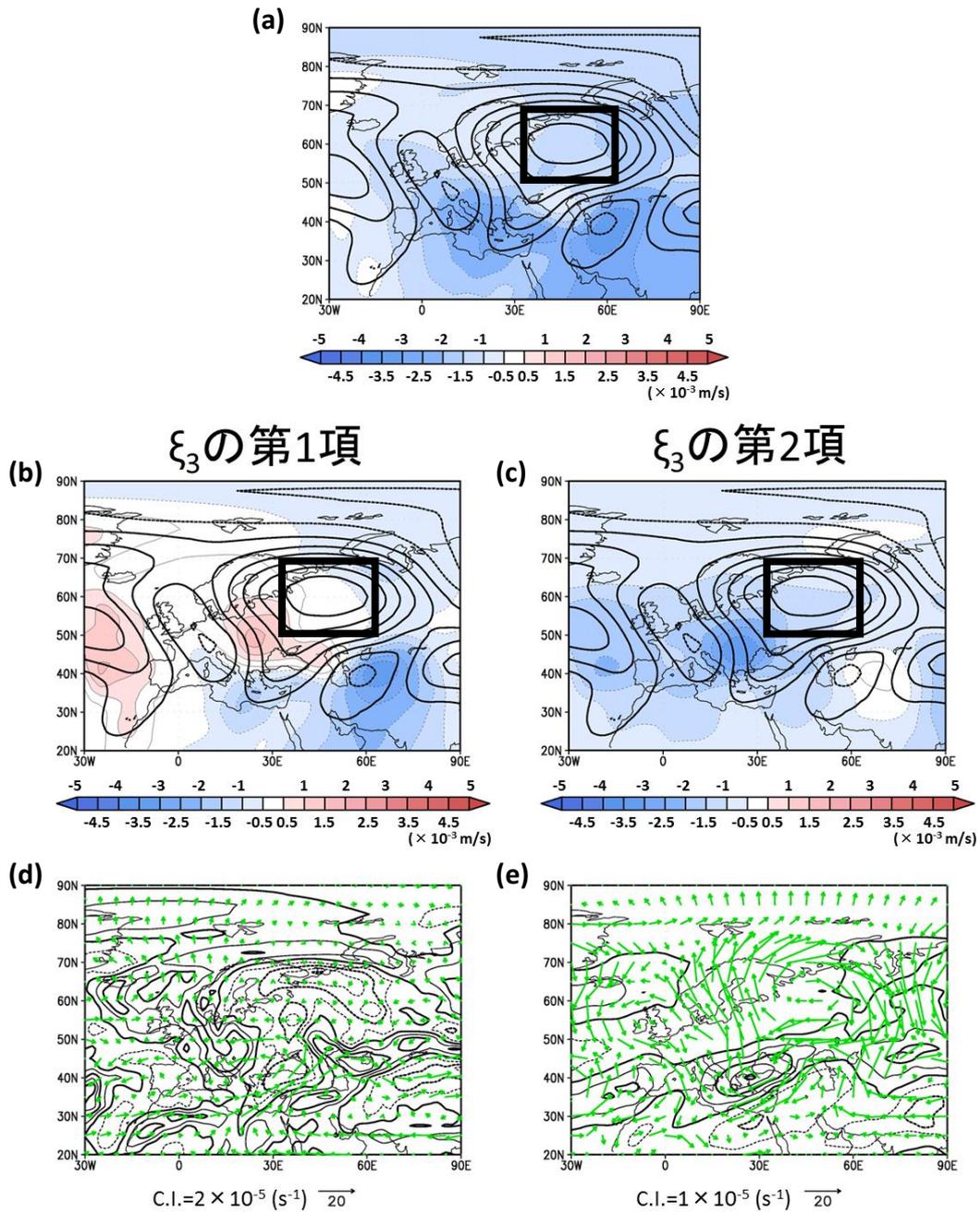


図 3.3.17 (a) 2010年8月8日00UTCにおける250hPa等圧面の ξ_3 の空間分布(色塗り;単位はm/s)。暖色(寒色)は高気圧性(低気圧性)偏差が形成される領域を表す。等値線はロシアブロッキング発生期間で平均した250hPa高度場偏差(単位はm,等値線間隔は50m;図3.1.4b)で,黒色の矩形領域はロシア域(32.5°E~62.5°E,50°N~70°N)を示す。**(b)**図3.3.17aに同じ。ただし, ξ_3 の第1項の空間分布。**(c)**図3.3.17aに同じ。ただし, ξ_3 の第2項の空間分布。**(d)**8月8日00UTCにおける250hPa等圧面の ζ_L (等値線;単位は s^{-1} ,等値線間隔は $2 \times 10^{-5} s^{-1}$,太線は $4 \times 10^{-5} s^{-1}$ 毎)と \vec{V}^* (ベクトル;単位はm/s)。**(e)**8月8日00UTCにおける250hPa等圧面の ζ^* (等値線;単位は s^{-1} ,等値線間隔は $1 \times 10^{-5} s^{-1}$,太線は $2 \times 10^{-5} s^{-1}$ 毎)と \vec{V}_L (ベクトル;単位はm/s)。

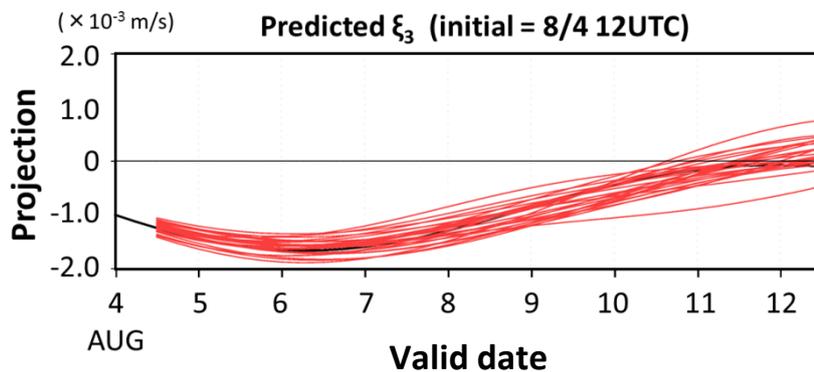


図 3.3.18 250hPa 面における ξ_3 の予測結果 (8月4日 00UTC~8月12日 12UTC)。ただし、式(3.1)により、ロシア域 (32.5°E~62.5°E, 50°N~70°N) の期間平均高度場偏差 (図 3.1.4b) に射影した値を示す。2010年8月4日 12UTC を予報初期時刻とする気象庁現業 1 か月アンサンブル予報における各メンバー (メンバー数 25) の予測値を示す。

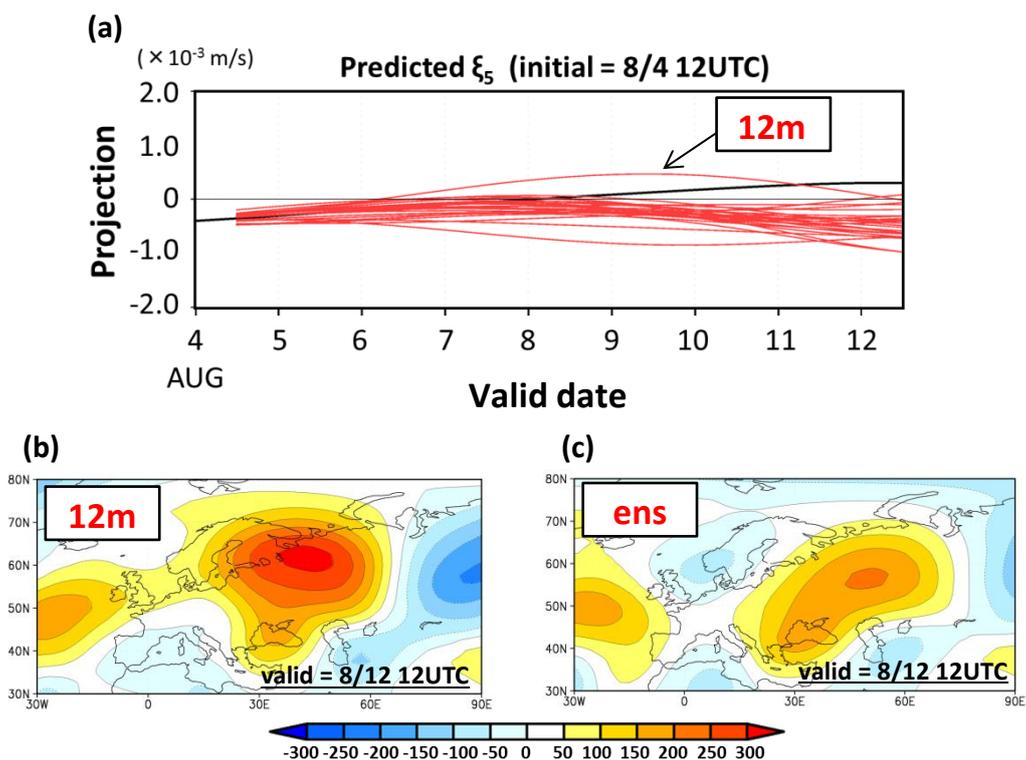


図 3.3.19 (a) 図 3.3.18 に同じ。ただし、250hPa 面における ξ_5 の予測結果 (8月4日 00UTC~8月12日 12UTC)。(b) 予報8日目 (8月12日 12UTC) における 250hPa 高度場偏差予測値。2010年8月4日 12UTC を予報初期時刻とする気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ (メンバー数 25) の中で、ロシア域における ξ_5 の予測値 (図 3.3.19a) が最も大きかったメンバー (12m) の予測結果。(c) 図 3.3.19b に同じ。ただし、アンサンブル平均予測場。

第4章 考察

2010年夏季のロシアブロッキングは、対流圏上層での水平発散・収束に伴う渦度生成がその発達に重要な役割を果たしていた。このようなブロッキングの持続過程における水平発散の重要性は、これまでのブロッキングに関する研究では指摘されていない。ここではまず、この2010年夏季のロシアブロッキングと、同じ夏季のブロッキング事例（2010年6月中旬に北大西洋域で発生したブロッキング）や、晩冬のブロッキング事例（2003年3月に北太平洋域で発生したブロッキング）の形成・持続メカニズムとを対比することにより、2010年夏季のロシアブロッキングの維持機構の特異性について議論を行う。また、第3.3.2節で、7月下旬のロシアブロッキングの持続におけるイタリア上空のトラフの強化の重要性を示したが、ここでは、イタリア上空でのトラフ強化と同時期にギリシャ付近で形成・発達した高気圧性偏差（図3.1.2の7月31日12UTCの図を参照）との関連を調べ、2010年夏季のロシアブロッキングの持続におけるこのイタリア上空のトラフの役割についてより詳細に述べる。最後に、先行研究でも指摘されていた、2010年夏季の海面水温偏差が2010年夏季のロシアブロッキングの予測可能性に及ぼした影響についても議論する。

(1) 2010年6月中旬に北大西洋域で発生したブロッキング事例との比較

まず、2010年6月中旬の北大西洋ブロッキングの持続メカニズムを明らかにするため、JRA-25/JCDAS再解析データを用いて低周波変動成分の渦度収支解析を行った。その結果得られた北大西洋ブロッキング域（図4.1.1）における高度場変化傾向 $A_0 \equiv \partial Z_L / \partial t$ 及び各渦度収支項 $A_i \equiv \xi_i$ ($i=1, \dots, 7$) の寄与の時間変動を図4.1.2に示す。ただし、 A_i ($i=0, \dots, 7$) は

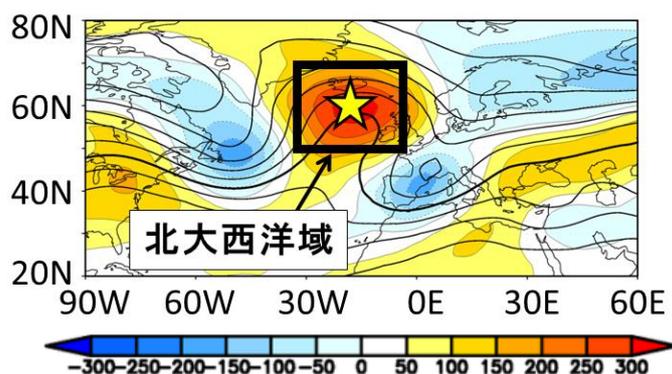


図 4.1.1 図 3.1.4b に同じ。ただし、北大西洋ブロッキング発生期間（6月15日12UTC～6月19日12UTC）で平均した250hPa高度場（等値線；等値線間隔線は100m，太線は10700m）と高度場偏差（色塗り）。図中の☆印は高気圧偏差の極大点 $(x_0, y_0) = (17.5^\circ\text{E}, 60^\circ\text{N})$ を表し、点 (x_0, y_0) を中心として経度方向に ± 15 度、緯度方向に ± 10 度の領域を、北大西洋域（ $32.5^\circ\text{W} \sim 2.5^\circ\text{W}, 50^\circ\text{N} \sim 70^\circ\text{N}$ ）と定義した。

式(3.1)に基づき、北大西洋ブロッキング発生期間（6月15日12UTC～6月19日12UTC；第3.1節参照）で平均した250hPa高度場偏差（図4.1.1）に射影した値である。

この結果から、2010年6月中旬の北大西洋ブロッキングの発達期（6月15日～6月18日）では、移流項 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$ と非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ が高気圧性偏差を生成し、発散項 ξ_4 の第1項及び第2項はいずれも北大西洋域での高気圧形成にほとんど寄与していないか、むしろ減衰させる効果を持つことが分かる（図4.1.2a, b）。一方、非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ に注目すると（図4.1.2c）、 ξ_6 （高周波変動成分同士の相互作用）が高気圧性偏差を生成する最も主要な項である（図4.1.3a）ことが分かる。さらに、この時期の高周波変動成分の活動度を見ると（図4.1.3b）、ブロッキング域の近傍で活発化したストームトラックが明瞭に確認できた。このように、2010年6月中旬の北大西洋ブロッキングの維持には、総観規模擾乱に相当する高周波変動成分が重要な役割を果たしていたことが分かる。このようなブロッキング維持メカニズムは、先行研究の結果とも整合的である（Mullen, 1986; Cash and Lee, 2000）。

また、北大西洋ブロッキングの衰退期（6月18日～6月19日）においても、 ξ_6 は高気圧形成を促進する効果を持っており、Cash and Lee (2000) で示されたように、この事例では、高周波変動成分がブロッキングの寿命を延ばすように機能していたことが分かる。

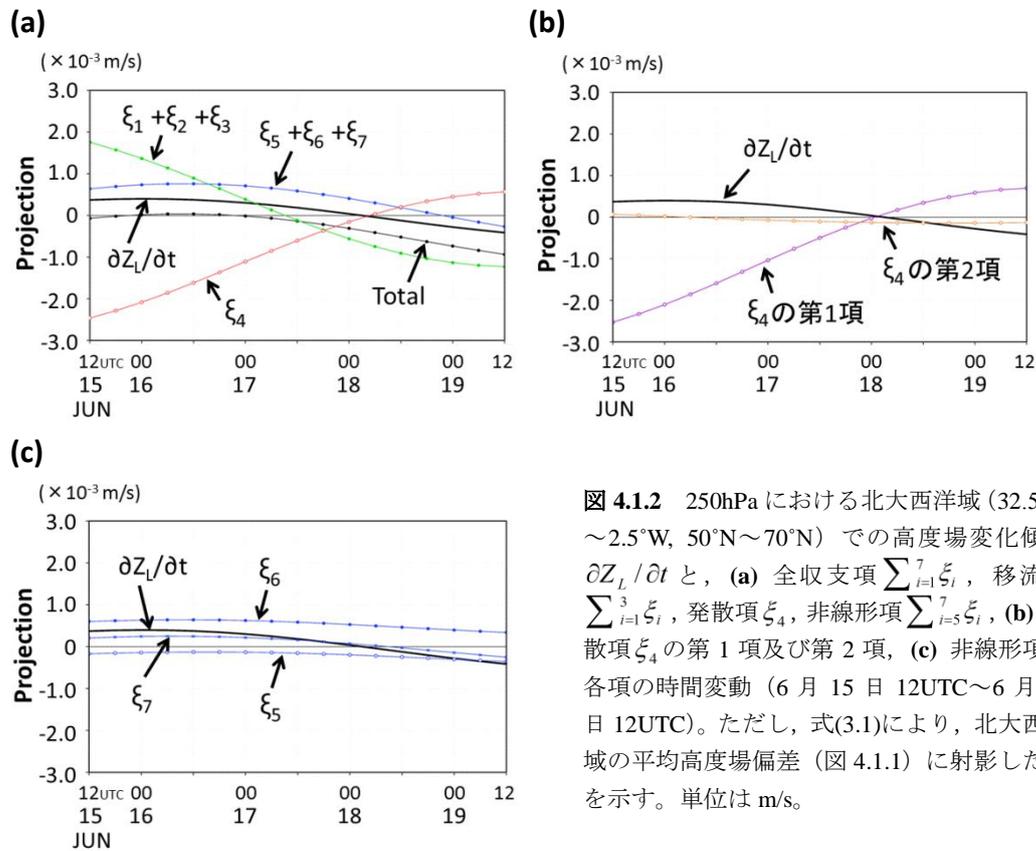


図 4.1.2 250hPa における北大西洋域 (32.5°W ~ 2.5°W, 50°N ~ 70°N) での高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ と、(a) 全収支項 $\sum_{i=1}^7 \xi_i$, 移流項 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$, 発散項 ξ_4 , 非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$, (b) 発散項 ξ_4 の第 1 項及び第 2 項, (c) 非線形項の各項の時間変動（6月15日12UTC～6月19日12UTC）。ただし、式(3.1)により、北大西洋域の平均高度場偏差（図4.1.1）に射影した値を示す。単位は m/s。

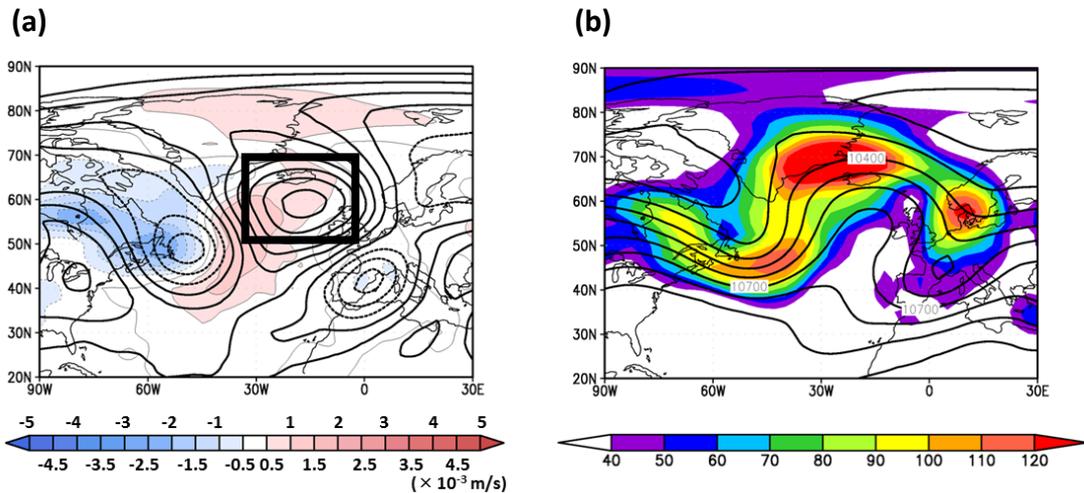


図 4.1.3 (a) 北大西洋ブロッキング発生期間（6月15日12UTC～6月19日12UTC）で平均した250hPaにおける ξ_0 の空間分布（色塗り；単位は m/s）。等値線は北大西洋ブロッキング発生期間での平均高度場偏差（単位は m，等値線間隔は 50m；図 4.1.1 と同じ）で，黒色の矩形領域は北大西洋域（32.5°W～2.5°W，50°N～70°N）を示す。(b) 250hPaにおける高周波変動成分の活動度（色塗り；単位は m）。ただし，北大西洋ブロッキング発生期間での時間平均値。等値線はブロッキング発生期間で平均した250hPa高度場の低周波変動成分（等値線；単位は m，等値線間隔は 100m）。

以上より，2010年7月下旬～8月中旬に持続したロシアブロッキングと，6月中旬に発生した北大西洋ブロッキングとは，その維持メカニズムが異なることが示された。また，ロシアブロッキングの維持・発達において高周波変動成分の寄与が小さかったのは，北大西洋域で極大域を持つストームトラック領域から離れたロシア西部でブロッキングが発生したことが原因と考えられる。

(2) 冬季の北太平洋域におけるブロッキング事例との比較

第 3.3.3 節で示したように，2010年8月上旬におけるロシアブロッキングの維持には，ユーラシア大陸西部に存在する夏季の気候場の水平収束域に，低周波変動成分に伴う高気圧性偏差が存在したことにより生じた高気圧性渦度強制が重要であった。このブロッキング維持メカニズムは，夏季のユーラシア大陸西部（ギリシャ付近）のように，気候場に強い水平収束域が存在する場合（図 4.2.1a）にのみ有効となると考えられる。図 4.2.1a に示した夏季のギリシャ付近の対流圏上層に存在する水平収束域は，夏季の北半球で最も強い水平収束域であり，夏季アジアモンスーンに伴って生じることが知られている（Rodwell and Hoskins, 2001）。一方，冬季の北太平洋域でブロッキング発生頻度の高い北太平洋域北東部は，日本付近で極大となる対流圏上層の亜熱帯ジェット気流の出口付近の北側に位置している。その領域の対流圏上層では，図 4.2.1b から，気候場は強い水平発散場となっている。

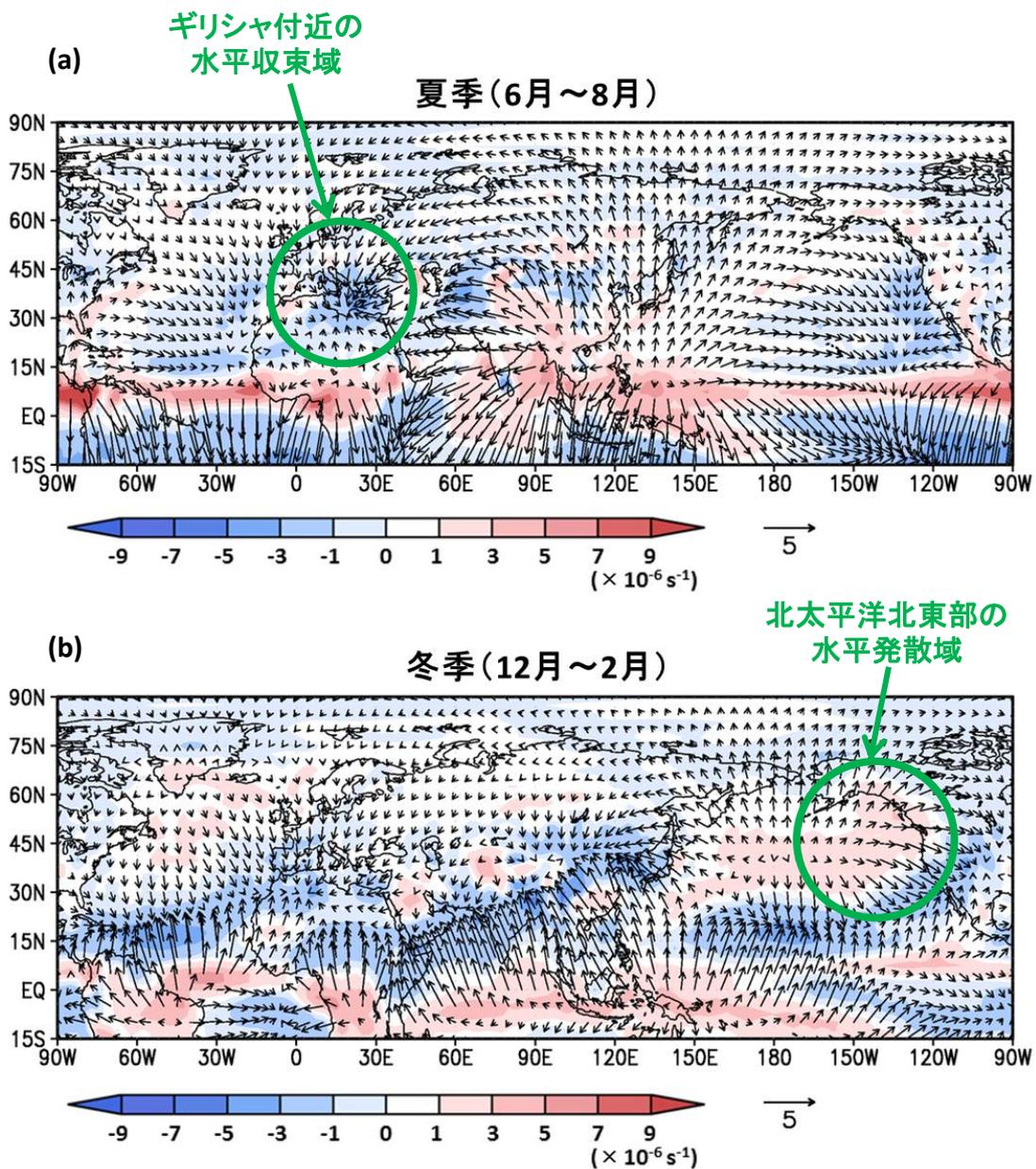


図 4.2.1 250hPa における気候場の水平発散 $\nabla \cdot \bar{\mathbf{v}}$ (色塗り; 単位は s^{-1}) と発散風 (ベクトル; 単位は m/s)。 (a) 夏季 (6月~8月) 平均場, (b) 冬季 (12月~2月) 平均場。

ことが分かる。そのため、このような領域にブロッキングに伴う高気圧性渦度偏差が存在した場合には、発散項 ξ_4 の第 2 項 $\nabla^{-2}(-\zeta_L \nabla \cdot \bar{\mathbf{V}})$ は高気圧性循環偏差を弱める効果を持つと考えられる。

このことを実際に示すため、ここでは 2003 年 3 月に発生した北太平洋ブロッキングについて、再解析データを用いて渦度収支解析を実施した。なお、Yamazaki and Itoh (2009) はこのブロッキング事例について解析し、ブロッキング高気圧がその上流域から移流してくる移動性高気圧を選択的に吸収する選択的吸収メカニズムによって、ブロッキングが維持されていたことを示している。

まず、図 4.2.2a に、2003 年 3 月に観測された北太平洋ブロッキングの経度-時間発展を示す。また、第 3.1 節で記述したブロッキング開始・終息時刻の決定方法（ただし、 $140^\circ\text{E} \sim 140^\circ\text{W}$ の経度帯でブロッキング強度を領域平均した）に基づき、このブロッキング事例の開始時刻を 3 月 4 日 12UTC、終息時刻を 3 月 16 日 00UTC と定義した。

次に、低周波変動成分に関する渦度収支解析の結果を図 4.2.3 に示す。この図より、ブロッキングの発達期（3 月 4 日～3 月 8 日）に高気圧形成を促進するのは、移流項 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$ と非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ （特に ξ_6 と ξ_7 ）であることが分かる。一方、発達期における発散項 ξ_4 の第 2 項は、高気圧性偏差の形成を阻害していることが分かる（図 4.2.3b）。さらに詳しくブロッキング形成過程を吟味するため、3 月 6 日 00UTC における ξ_6 と ξ_4 の第 2 項の空間分布を、それぞれ図 4.2.4 と図 4.2.5 に示す。なお、ブロッキング発生期間（3 月 4 日 12UTC～3 月 16 日 00UTC）の初期（3 月 4 日～3 月 6 日）には、北東太平洋域（ 160°W 付近）でブロッキングが検出されている（図 4.2.1a 及び図 4.2.5c）。まず、高周波変動成分同士の相互作用を表す ξ_6 に注目する。この時期、ストームトラックの極大域はブロッキングのすぐ南西側に存在しており（図 4.2.4b）、それに伴い、 ξ_6 はブロッキングの中心付近で高気圧性偏差を生成していることが分かる（図 4.2.4a）。この結果は、北太平洋ブロッキングの発達において高周波変動成分の寄与が重要であることを示した Nakamura *et al.* (1997) と、このブロッキング事例において選択的吸収メカニズムが機能していることを示した Yamazaki and Itoh (2009) の結果と整合的である。また、Mullen (1986) は、冬季のブロッキング事例について渦度収支解析を実施し、高周波変動成分同士の相互作用はブロッキングの上流側で高気圧性偏差を生成する（ブロッキングを西進させる）効果を持つことを示しているが（第 1.3.1 節参照）、この形成初期でのブロッキングが 160°W 付近に存在すること（図 4.2.1a 及び図 4.2.5c）を考慮すると、図 4.2.4a に示した ξ_6 の高気圧性形成の寄与の分布は、Mullen (1986) の結果とも整合的である。

一方、3 月 6 日 00UTC における ξ_4 の第 2 項は、ブロッキングの中心付近では、高気圧形成を阻害していることが分かる（図 4.2.5a）。これは、 $40^\circ\text{N} \sim 50^\circ\text{N}$ 帯に存在する高気圧性渦度偏差（ $\zeta_L < 0$ ）と、その領域の対流圏上層での気候場の水平発散域（ $\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}} > 0$ ）によって低気圧性渦度が生成されるためである（図 4.2.5b）。なお、アラスカ付近（ $160^\circ\text{W}, 70^\circ\text{N}$ 付近）では、気候場の水平収束域（ $\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}} < 0$ ）に低周波変動成分に伴う高気圧性渦度（ $\zeta_L < 0$ ）が存在しているが、気候場の水平収束が弱く、また、高緯度であるため面積が狭く、その相対的寄与も小さくなるため、低気圧性渦度生成に比べ無視し得る量であったと考えられる（図 4.2.5b）。

以上の結果から、2003年冬季の北太平洋ブロッキングの事例では、ブロッキング発達期における高気圧性偏差の維持メカニズムは、2010年8月上旬のロシアブロッキング持続期とは異なることが示された。ただし、北太平洋ブロッキングの衰退期（3月8日～3月16日）には、十分発達したブロッキング高気圧が西北進して気候場の水平収束域に位置することによって、 ξ_4 の第2項による高気圧性偏差形成傾向がブロッキング維持に支配的に作用することは注意すべきである（図4.2.3b）。

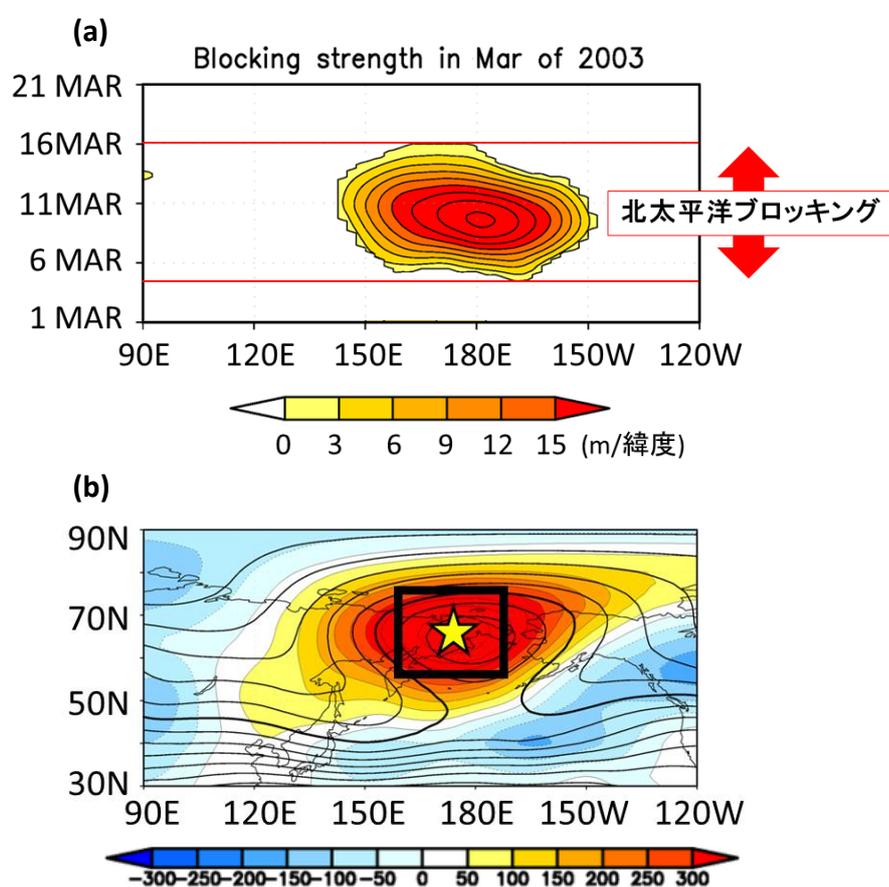


図 4.2.2 (a) 図 3.1.1a に同じ。ただし、2003 年 3 月に北太平洋上で発生したブロッキングの経度-時間発展。(b) 図 3.1.4b に同じ。ただし、北太平洋ブロッキング発生期間（3 月 4 日 12UTC～3 月 16 日 00UTC）で平均した 250hPa 高度場（等値線；等値線間隔線は 100m, 太線は 10000m）と高度場偏差（色塗り）。図中の☆印は高気圧偏差の極大点 $(x_0, y_0) = (175^\circ\text{E}, 65^\circ\text{N})$ を表し、点 (x_0, y_0) を中心として経度方向に ± 15 度、緯度方向に ± 10 度の領域を、北太平洋域（ $160^\circ\text{E} \sim 170^\circ\text{W}, 55^\circ\text{N} \sim 75^\circ\text{N}$ ）と定義した。

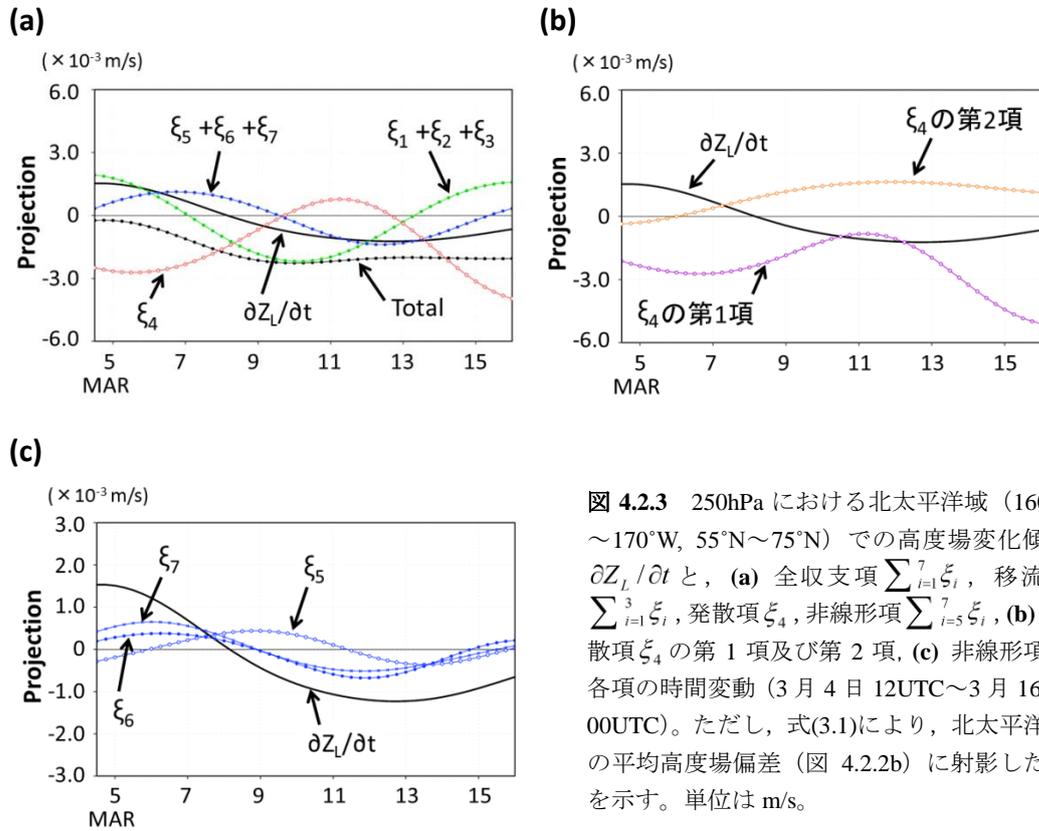


図 4.2.3 250hPa における北太平洋域 (160°E ~ 170°W, 55°N ~ 75°N) での高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ と, (a) 全収支項 $\sum_{i=1}^7 \xi_i$, 移流項 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$, 発散項 ξ_4 , 非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$, (b) 発散項 ξ_4 の第 1 項及び第 2 項, (c) 非線形項の各項の時間変動 (3 月 4 日 12UTC ~ 3 月 16 日 00UTC)。ただし, 式(3.1)により, 北太平洋域の平均高度場偏差 (図 4.2.2b) に射影した値を示す。単位は m/s。

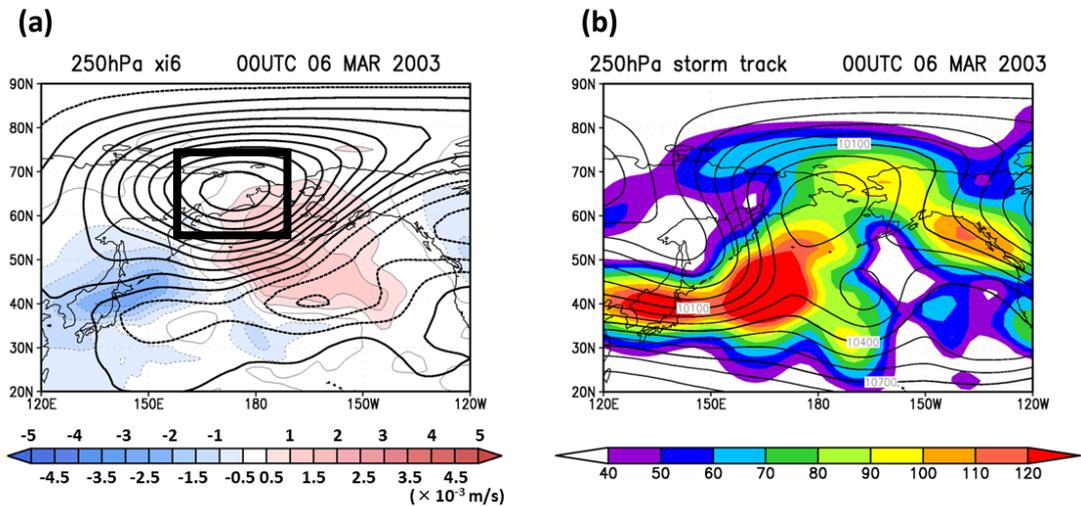


図 4.2.4 2003 年 3 月 6 日 00UTC における 250hPa 面の渦度収支解析の結果と循環偏差場。再解析データを用いた。(a) ξ_6 の空間分布 (色塗り; 単位は m/s)。等値線は北太平洋ブロッキング発生期間 (3 月 4 日 12UTC ~ 3 月 16 日 00UTC) での平均高度場偏差 (単位は m, 等値線間隔は 50m; 図 4.2.2b と同じ) で, 黒色の矩形領域は北太平洋域 (160°E ~ 170°W, 55°N ~ 75°N) を示す。(c) 高周波変動成分の活動度 (色塗り; 単位は m) と高度場の低周波変動成分 (等値線; 単位は m, 等値線間隔は 100m)。

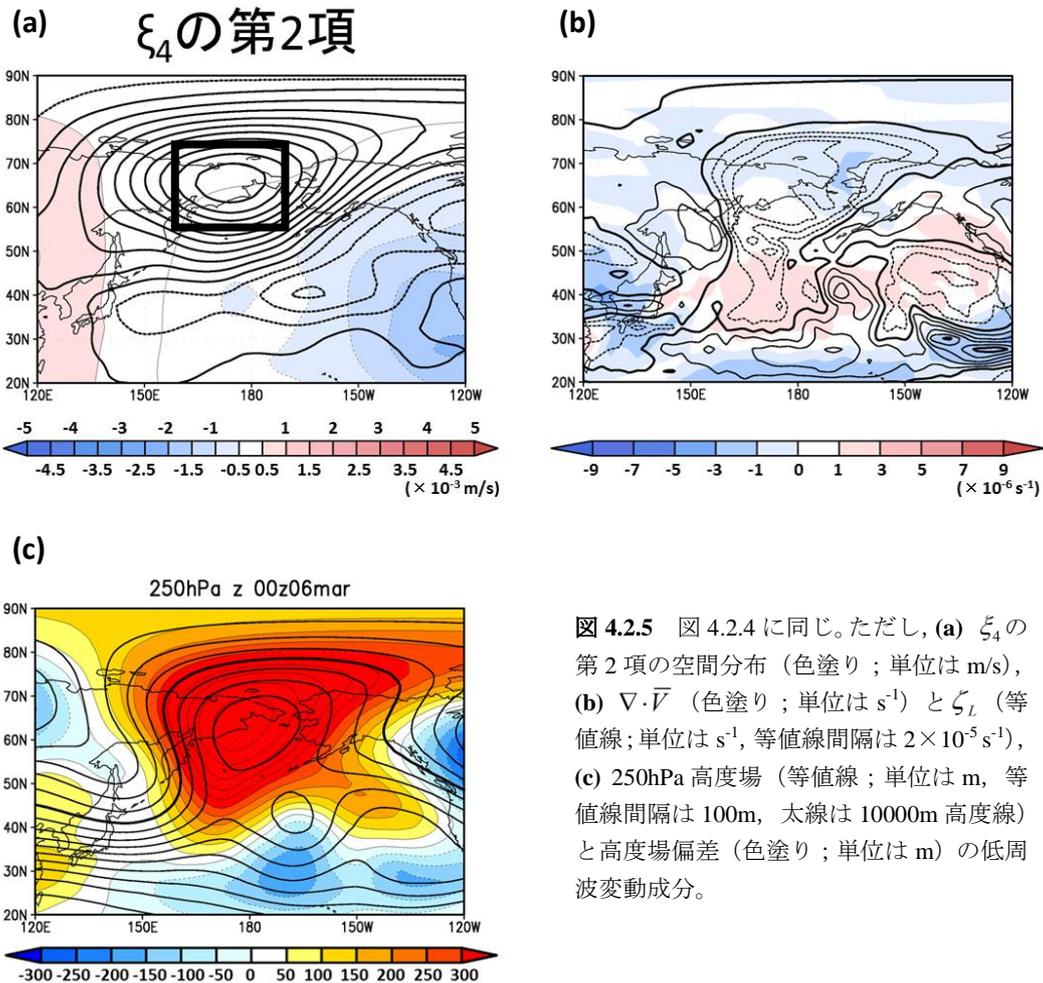


図 4.2.5 図 4.2.4 に同じ。ただし、(a) ξ_4 の第 2 項の空間分布 (色塗り; 単位は m/s), (b) $\nabla \cdot \vec{V}$ (色塗り; 単位は s^{-1}) と ζ_L (等値線; 単位は s^{-1} , 等値線間隔は $2 \times 10^{-5} s^{-1}$), (c) 250hPa 高度場 (等値線; 単位は m, 等値線間隔は 100m, 太線は 10000m 高度線) と高度場偏差 (色塗り; 単位は m) の低周波変動成分。

(3) 2010 年夏季のロシアブロッキングの持続におけるイタリア上空のトラフの役割

第 3.3 節で示したように、2010 年夏季のブロッキング維持メカニズムが機能するためには、7 月下旬では、ロシアブロッキングのすぐ上流域 (イタリア上空) でのトラフ L1 の強化が重要な役割を果たし、一方、8 月上旬においては、ギリシャ付近に存在する夏季の気候場の収束域での高気圧性偏差 H_G (図 3.1.2 の 7 月 31 日 12UTC の図を参照) の形成が重要であった。しかしながら、JRA-25/JCDAS 再解析データと気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データの解析から、7 月下旬にロシアブロッキングの上流域で強化したトラフ L1 は高気圧性偏差 H_G の形成においても重要な役割を果たしていたことが示唆された。ここでは、2010 年 7 月末～8 月上旬に形成した高気圧性偏差 H_G とこのイタリア上空のトラフ L1 との関連を議論し、7 月下旬のイタリア上空でのトラフ強化が、8 月上旬のブロッキング維持機構が機能するために重要な役割を果たしたことを示す。

図 4.3.1 に、2010 年夏季に観測されたギリシャ付近 ($10^\circ E \sim 35^\circ E, 30^\circ N \sim 45^\circ N$; 図 3.3.14a で定義したギリシャ域 C_G に同じ) の高気圧性偏差 H_G に対する渦度収支バランスの時間変

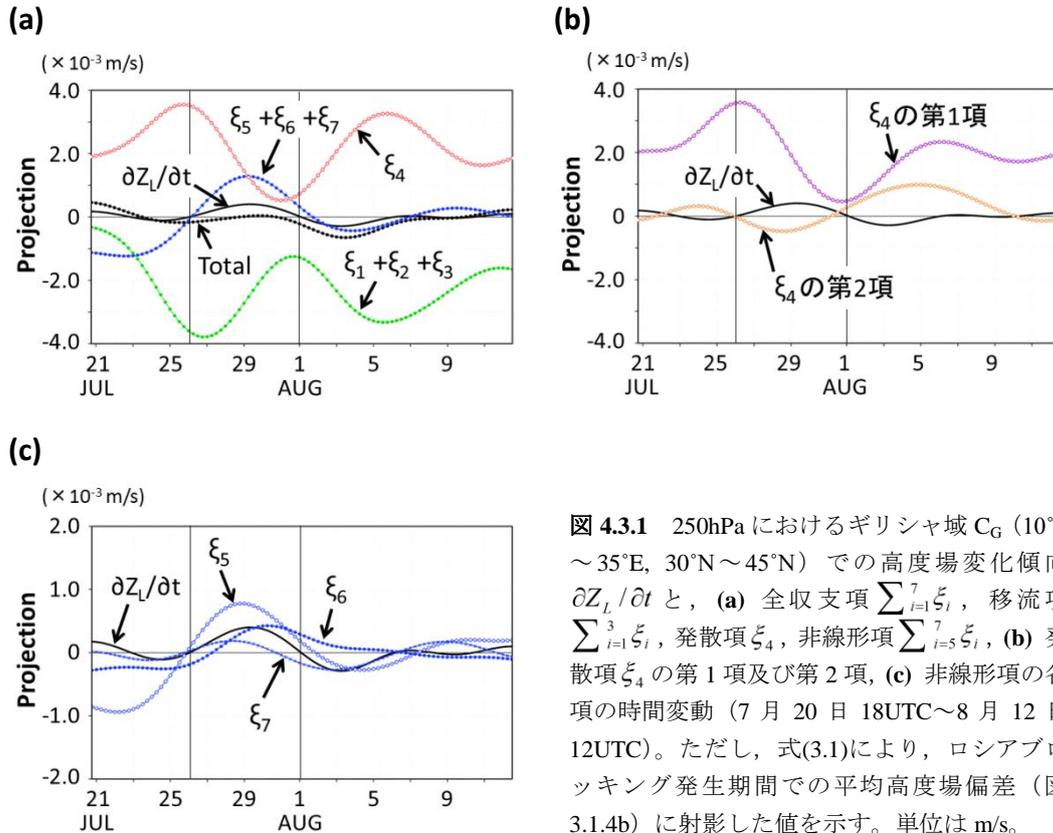


図 4.3.1 250hPa におけるギリシャ域 C_G ($10^\circ E \sim 35^\circ E$, $30^\circ N \sim 45^\circ N$) での高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ と, (a) 全収支項 $\sum_{i=1}^7 \xi_i$, 移流項 $\sum_{i=1}^3 \xi_i$, 発散項 ξ_4 , 非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$, (b) 発散項 ξ_4 の第 1 項及び第 2 項, (c) 非線形項の各項の時間変動 (7 月 20 日 18UTC~8 月 12 日 12UTC)。ただし, 式(3.1)により, ロシアブロッキング発生期間での平均高度場偏差 (図 3.1.4b) に射影した値を示す。単位は m/s。

動を示す。ただし, 図示した期間はロシアブロッキング発生期間 (7 月 20 日 18UTC~8 月 12 日 12UTC) であり, 図 3.3.2 と同様に, 各渦度収支項はロシアブロッキング発生期間での期間平均高度場偏差 (図 3.1.4b) に射影してある。また, ここでは高気圧性偏差 H_G の形成・発達期である 7 月 26 日 06UTC~8 月 1 日 00UTC の期間について議論する。

図 4.3.1a から, 高気圧性偏差 H_G の形成・発達期には, 発散項 ξ_4 と非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ が高気圧形成を促進する効果を持つことが分かる。特に, 発散項 ξ_4 に注目すると (図 4.3.1b), ξ_4 の第 1 項がギリシャ域 C_G での高気圧形成に最も支配的に作用することが分かる。さらに, 気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データ (予報初期時刻は 7 月 21 日 12UTC, メンバー数は 25) を用いて実施した回帰分析の結果 (図 3.3.8) から, ブロッキングのすぐ上流域 (図 3.3.8a の緑色の矩形領域) における対流圏上層の水平発散 $\nabla \cdot V_L$ を強く予測したメンバーでは, ギリシャ付近での高度場変化傾向 $\partial Z_L / \partial t$ がより大きいことが分かる (両者の統計的有意性は 95% 以上である)。また, 図 3.3.7 から, この 7 月下旬のブロッキング上流域での水平発散の強化は, 同時期のイタリア上空でのトラフ L1 の強化と統計的に有意に関連していることが示されている (第 3.3.2 節参照)。従って, 高気圧性偏差 H_G の形成・発達には, トラフ L1 の強化が重要な役割を果たしていたと考えられる。

一方, 高気圧性偏差 H_G の形成・発達期における非線形項 $\sum_{i=5}^7 \xi_i$ に注目すると (図 4.3.1c), 非線形項の中では主に ξ_5 と ξ_6 がギリシャ域での高気圧形成を促進する効果を持つことが

分かる。しかし、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ギリシャ域 C_G ($10^\circ E \sim 35^\circ E$, $30^\circ N \sim 45^\circ N$)での ξ_5 , ξ_6 の予測値と高度場変化傾向の予測値との相関関係を定量的に調べた結果、 ξ_5 と ξ_6 はいずれもギリシャ付近の高度場変化傾向と統計的に有意に関連していなかった。その理由については明らかでなく、今後詳しく検討する必要がある。

以上より、2010年7月下旬にイタリア上空で強化したトラフは、同時期のギリシャ付近での高気圧性偏差の形成・発達に寄与していたことが示された。このギリシャ付近で形成した高気圧性偏差は、第3.3.3節で議論したように、8月上旬のロシアブロッキングの維持において重要な要因の一つである。従って、7月下旬におけるイタリア上空でのトラフ強化は、同時期のロシアブロッキングの維持だけでなく、8月上旬のブロッキング維持機構(発散項 ξ_4 の第2項による高気圧形成)が機能するためにも重要な役割を果たしており、2010年夏季のロシア西部における長寿命ブロッキングは、7月末のブロッキング上流域でのトラフ強化と密接に関連していたことが示唆される。

(4) 2010年夏季の海面水温偏差がブロッキングの予測可能性に与えた影響

第1.4節で述べたように、2010年の海面水温偏差が同年夏季のユーラシア大陸西部でのブロッキングの形成・維持に与えた影響を解明するために、モデルシミュレーションを用いた研究がいくつか行われている。

そこで、気象研究所/気象庁統一大気大循環モデル(MRI/JMA-AGCM)で気候値の海面水温を与えて実施した予報実験データ(以下、海面水温気候値予報実験と記述;表2.3を参照)を解析することにより、2010年夏季の海面水温偏差が、同年夏季のユーラシア大陸西部におけるブロッキングの予測可能性に与えた影響について吟味した。なお、海面水温以外の条件は全て、第2.1.3節で述べた設定と同様である。また、海面水温気候値予報実験においても、ランチョス低周波フィルター(第2.1.1節)を適用し、LAF法に基づきメンバー数20のアンサンブル予報を構成して使用した。

海面水温気候値予報実験におけるブロッキング発生確率及びブライア・スコアを図4.4.1及び図4.4.2に示す。この結果を、2010年の海面水温偏差を与えた場合の解析結果である図3.2.1b及び図3.2.2と比較すると、両者に明瞭な違いがないことが分かる。この結果は、2010年の海面水温偏差は、ユーラシア大陸西部におけるブロッキングの予測可能性に明瞭な影響を与えていないことを示唆している。しかしながら、ここで示したのは海面水温気候値予報実験に関する初期解析結果であり、2010年夏季の海面水温偏差がロシアブロッキングに与えた影響の有無を吟味するにはさらに詳しい解析が必要である。

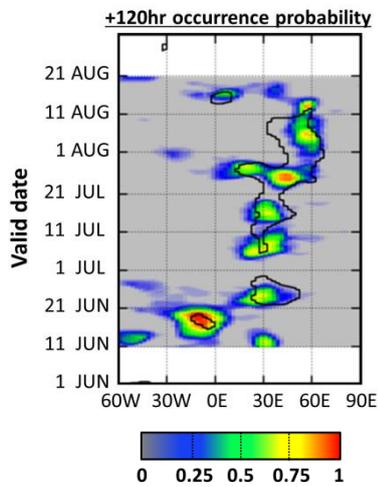


図 4.4.1 図 3.2.1b に同じ。ただし、海面水温気候値予報実験におけるブロッキングの予測精度の時間変動。

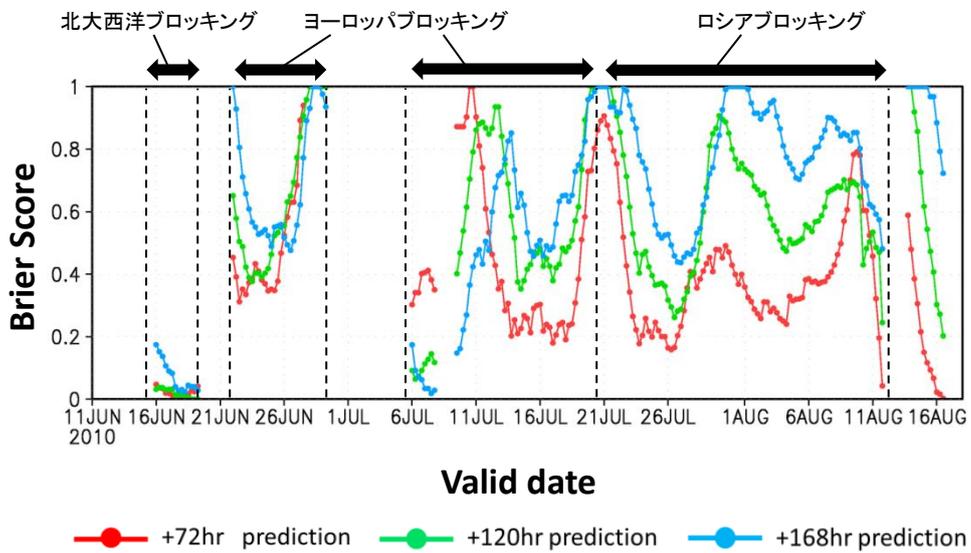


図 4.4.2 図 3.2.2 に同じ。ただし、海面水温気候値予報実験におけるブロッキングの予測精度の時間変動。

第5章 結論

2010年6月中旬から8月中旬に、ユーラシア大陸西部では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、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月中旬の10°W付近における北大西洋ブロッキング、6月下旬～7月下旬の30°E付近におけるヨーロッパブロッキング、7月下旬～8月中旬の50°E付近におけるロ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再解析データ、気象庁現業1か月アンサンブル予報データ、及び、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細に解析した。

なお、Matsueda (2011) は、本ブロッキング事例の予測可能性について解析を行い、ブロッキング発生期間全体では、他の事例に比べて本事例の予測可能性が高いことや、ロシアブロッキング持続期である8月上旬に、ブロッキングの西側領域（30°E～45°E）で予測精度が悪化することを示している。しかしながら、ロシアブロッキングのライフサイクルの中でその予測可能性がどのように時間変動したのかは明らかでない。そのため、本研究では、6時間毎の初期時刻を持つハインドキャスト予報実験データを用い、2010年夏季のロシアブロッキング事例における予測可能性の時間変動について詳しい解析を行った。

その結果、ロシアブロッキング発生期間（7月下旬～8月中旬）では、7月末のロシアブロッキング持続期の予測精度が、その前後の時期と比べ特に悪化することが分かった。このような持続期における予測精度の顕著な悪化は、ブロッキングの予測可能性に関する先行研究の解析結果（第1.3.2節参照）とは一致せず、2010年夏季のロシアブロッキングの予測可能性変動は特異であったことが分かる。

次に、7月末の予測可能性悪化の原因を調べるため、気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いてずれ回帰分析を実施した。その結果、7月末のロシアブロッキング域における対流圏上層の予測高度場は、その4日前までのブロッキング上流側（イタリア上空）のトラフ域の予測高度場と統計的に有意に負の相関を持つことが分かった。一方、より以前、あるいは北大西洋域など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、7月末の持続期におけるロシアブロッキングの予測可能性の悪化は、イタリア上空のトラフの急速な発達という直前の要因によってブロッキングが発達したためであったと考えられる。Matsueda (2011) は、本事例におけるブロッキング上流域でのトラフの予測がロシアブロッキングの予測に影響を与えたことを示唆しているが、本研究で実施したずれ回帰分析により、両者の関係が統計的に有意であることが示された。

このイタリア上空のトラフの強化とブロッキングの発達との力学的関連を調べるために、再解析データを用いて渦度収支解析を実施した。その結果、7月下旬におけるロシアブロッキングの発達には、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。さらに、アンサンブル予報データを用いた回帰分析の結果から、この高気圧性渦度生成は、ブロッキングの発達に先行して強化したイタリア上空のトラフの下流域で、対流圏上層の水平発散の低周波変動成分が増大したことと統計的に有意に関連しているこ

とが分かった。また、この水平発散の大きさは、その領域での降水量と有意に関連していた。これらの結果から、7月末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が示唆される。このように、ブロッキングの予測が、定量的予測が困難な降水量と関連していたことも、7月末におけるロシアブロッキングの予測精度の悪化と関連していた可能性がある。

一方、8月上旬にロシアブロッキングは再発達したが、この発達要因を調べるために、再解析データを用いて渦度収支解析を実施した。その結果、この時期のロシアブロッキングの維持・強化には、夏季の気候場のユーラシア大陸西部（ギリシャ付近）における対流圏上層の強い収束域に、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生じた、渦管の伸張に伴う負の渦度強制が最も重要であることが示された。また、アンサンブル予報データの解析から、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は、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。このことから、ギリシャ上空における負の渦度強制の重要性が示唆される。このように、気候場の水平収束域が2010年夏季のロシアブロッキングの維持に重要な役割を果たしていたことは、本研究で初めて明らかとなった。また、このブロッキング維持メカニズムは、2010年夏季のロシアブロッキングに特有なものであることも、他のブロッキング事例との比較から明らかになった。

8月中旬におけるロシアブロッキングの衰退期の予測可能性についても気象庁現業1か月アンサンブル予報データを用いて解析を行った。その結果、2010年8月中旬のロシアブロッキング終息期では、ほぼ全てのアンサンブルメンバーが8月10日頃を境にロシア西部の高気圧性高度場偏差を過小評価する傾向が明らかとなった。このことは、8月のロシアブロッキング発生の予測可能性が低かったことを指摘したMatsueda (2011)の結果と整合的である。さらに、再解析データとアンサンブル予報データを用いて、この時期の渦度収支について解析した。その結果、ロシアブロッキング終息期の前半（8月8日～8月10日）では、東西非一様成分と低周波変動成分による低気圧性渦度移流がブロッキングに伴う高気圧性偏差を減少させる主要因であり、しかも、この衰退過程は予測可能であったことが示唆された。一方、終息期の後半（8月10日～8月12日）では、解析値では、この時期のブロッキングの寿命を延ばす役割を担っていたのは低周波変動成分に伴う渦度フラックスの収束であったが、そのフラックス収束の予測値は、解析値よりも過小評価であったことが分かった。そのため、予測値では、2010年夏季のロシアブロッキングは解析値よりも早く衰退する傾向となったと考えられる。この低周波変動成分の渦度フラックス収束を過小に予測した要因については、今後さらに詳しい解析が必要である。

最後に、海面水温を気候値で与えたアンサンブル予報実験により、2010年夏季の海面水温偏差がロシアブロッキングの予測可能性に与えた影響について予備的な解析を行った。この結果からは、ロシアブロッキングの予測可能性に対する海面水温偏差の明瞭な影響を検知することはできなかった。今後、さらに詳細な解析を行い、海面水温偏差がブロッキングの予測可能性に与える影響の有無を吟味する必要がある。

謝辞

本研究を進めるにあたり，指導教官である向川均教授には，気象学の基礎を初めとし，ブロッキングに関する知識や研究手法など多くのご指導を頂きました。榎本剛准教授，井口敬雄助教には，解析内容等へのご助言を頂き，研究を深めることができました。ありがとうございました。

気象研究所の黒田友二氏には，貴重な予報データを提供して頂きました。また，名古屋大学太陽地球環境研究所の小寺邦彦氏には，本研究に関して様々な視点からご意見を賜りました。この場を借りて御礼申し上げます。

本研究の解析には，JRA-25/JCDAS 再解析データセットを使用しました。このデータセットは，気象庁及び電力中央研究所による JRA-25 長期再解析プロジェクトにより提供されたものです。また，本研究で使用した気象庁現業 1 か月アンサンブル予報データセットは，「気象研究コンソーシアム」の枠組みにより，気象庁より提供して頂きました。図の作成には GrADS (The Gridded Analysis and Display System) を用いました。開発者の方々に深く感謝致します。

最後に，2年間の研究生生活を支えて下さった皆様に，心より感謝申し上げます。

参考文献

- Athar, H. and A. R. Lupo, 2010: "Scale Analysis of Blocking Events from 2002 to 2004: A Case Study of an Usually Persistent Blocking Event Leading to a Heat Wave in the Gulf of Alaska during August 2004", *Adv. Met.*, Vol.2010, pp. 1-15, doi: 10.1155/2010/610263.
- Barriopedro, D., R. García-Herrera, A. R. Lupo, and E. Hernández, 2006: "A Climatology of Northern Hemisphere Blocking", *J. Clim.*, Vol. 19, pp. 1042-1063.
- 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.
- Black, E., M. Blackburn, G. Harrison, B. Hoskins, and J. Methven, 2004: "Factors contributing to the summer 2003 European heatwave", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 59, No. 8, pp. 217-223.
- Cash, B. A. and S. Lee, 2000: "Dynamical Process of Block Evolution", *J. Atmos. Sci.*, Vol. 57, pp. 3202-3218.
- Cassou, C., L. Terray, and A. S. Phillips, 2005: "Tropical Atlantic Influence on European Heat Waves", *J. Clim.*, Vol. 18, pp. 2805-2811.
- Chen, W. Y. and H. M. van den Dool, 1997: "Asymmetric Impact of Tropical SST Anomalies on Atmospheric Internal Variability over the North Pacific", *J. Atmos. Sci.*, Vol. 54, No. 6, pp. 725-740.
- Colucci, S. J., 1985: "Explosive Cyclogenesis and Large-Scale Circulation Changes: Implications for Atmospheric Blocking", *J. Atmos. Sci.*, Vol. 42, No. 24, pp. 2701-2717.
- Dole, R., M. Hoerling, J. Perlwitz, J. Eischeid, and 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.
- Hoffman, R. N. and E. Kalnay, 1983: "Lagged average forecasting, an alternative to Monte Carlo forecasting", *Tellus*, Vol. 35A, pp. 100-118.
- Hong, C.-C., H.-H. Hsu, N.-H. Lin, and H. Chiu, 2011: "Roles of European blocking and tropical-extratropical interaction in the 2010 Pakistan flooding", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 38, L13806, doi: 10.1029/2011GL047583.
- Hurrell, J. M., 1995: "Transient Eddy Forcing of the Rotational Flow during Northern Winter", *J. Atmos. Sci.*, Vol.52, No. 12, pp. 2286-2301.
- 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.
- 気象庁, 2005: "異常気象レポート 2005", pp. 34-54.

- 気象庁, 2010: “気候系監視速報 (2010年 (平成22年) 7月) ”.
- 気象庁, 2010: “エルニーニョ監視速報 (No. 216) ”.
- 気象庁, 2010: “ヨーロッパ東部からロシア西部周辺にかけての異常高温について”.
- 気象庁, 2012: “ユーラシア大陸の顕著な寒波について”.
- 小林ちあき, 2012: “2010年夏季における中緯度対流圏の昇温”, 気象研究ノート, Vol. 225, pp. 77-86.
- 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, Vol. 225, pp. 65-76.
- 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.
- Lupo, A. R. and P. J. Smith, 1998: “NOTES AND CORRESPONDENCE The Interactions between a Midlatitude Blocking Anticyclone and Synoptic-Scale Cyclones That Occurred during the Summer Season”, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 126, pp. 502-515.
- Lupo, A. R., I. I. Mokhov, M. G. Akperov, A. V. Chernokulsky, and H. Athar, 2012: “A Dynamic Analysis of the Role of the Planetary- and Synoptic-Scale in the Summer of 2010 Blocking Episodes over the European Part of Russia”, *Adv. Met.*, Vol. 2012, pp. 1-11, doi: 10.1155/2012/584257.
- Matsueda, M., 2009: “Blocking Predictability in Operational Medium-Range Ensemble Forecasts”, *SOLA*, Vol. 5, pp. 113-116, doi: 10.2151/sola.2009-029.
- 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.
- 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, Vol. 225, pp. 127-145.
- 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., 1992: “Midwinter Suppression of Baroclinic Wave Activity in the Pacific”, *J. Atmos. Sci.*, Vol. 49, No. 17, pp. 1629-1642.
- Nakamura, H. and J. M. Wallace, 1993: “Synoptic Behavior of Baroclinic Eddies during the Blocking Onset”, *Mon. Wea. Rev.*, Vol. 121, pp. 1892-1903.
- 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.
- 大富裕里子, 立花義裕, 中村哲, 2012: “2010年: 北極振動の冬から夏への極性反転と猛暑の連関”, 気象研究ノート, Vol. 225, pp. 55-64.

- Pelly, J. L. and B. J. Hoskins, 2003: "A New Perspective on Blocking", *J. Atmos. Sci.*, Vol. 60, pp. 743-755.
- Rodwell, M. J. and B. J. Hoskins, 2001: "Subtropical Anticyclones and Summer Monsoons", *J. Clim.*, Vol. 14, pp. 3192-3211.
- 酒井重典, 2012: "長期予報のしくみ", シリーズ新しい気象技術と気象学 3, 東京堂出版, pp. 39-73.
- Sardeshmukh, P. D. and B. J. Hoskins, 1985: "The Generation of Global Rotational Flow by Steady Idealized Tropical Divergence", *J. Atmos. Sci.*, Vol. 45, No. 7, pp. 1228-1251.
- 佐藤康雄, 1984: "大気ブロッキングの観測的研究のレビュー", 天気, Vol. 31, No.1, pp. 7-18.
- 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.
- Shutts, G. J., 1983: "The propagation of eddies in diffluent jetstreams: eddy vorticity forcing of 'blocking' flow fields", *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 109, pp. 737-762.
- 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.
- 田中昌太郎, 牛田信吾, 萱場互起, 2012: "2010年夏の日本の天候と大気循環場の特徴", 気象研究ノート, Vol. 225, pp. 1-16.
- Tibaldi, S. and F. Molteni, 1990: "On the operational predictability of blocking", *Tellus*, Vol. 42A, pp. 343-365.
- 山口宗彦, 経田正幸, 気象庁数値予報課, 2005: "気象庁が運用するアンサンブル予報とその利用", THORPEX 研究連絡会第2回研究集会.
- Yamazaki, A. and H. Itoh, 2009: "Selective absorption mechanism for the maintenance of blocking", *Geophys. Res. Lett.*, Vol. 36, L05803, doi: 10.1029/2008GL036770.
- 山崎哲, 2009: "大気ブロッキングの持続メカニズムについて", 九州大学修士論文.
- 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.
- Woolling, T., 2011: "Ocean Effects of Blocking", *Science*, Vol. 334, pp. 612-613.