

夏季の中高緯度における季節内長周期変動とオホーツク海高気圧

堀川 英隆*・向川 均

* 京都大学大学院理学研究科

要 旨

初夏にオホーツク海上空の対流圏上層で形成されるブロッキング高気圧の形成メカニズムと予測可能性について、長期間の NCEP/NCAR 再解析気象データ及び、気象庁アンサンブル 1ヶ月予報結果を用いて解析を行った。その結果、オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成には、その形成期にアラスカ上空に存在する高気圧性偏差が、その β -効果によって西進することが最も重要な役割を果たすことが明らかになった。一方、その形成には、移動性の総観規模擾乱からのフィードバック効果はほとんど無視できる。気象庁アンサンブル 1ヶ月予報結果の解析からも、オホーツク海上空のブロッキング高気圧の形成をうまく予測するためには、それに先だって、アラスカ上空で高気圧性偏差が存在し、それがオホーツク海領域まで西進することが重要であることが明らかにされた。

キーワード: 予測可能性, ブロッキング高気圧, アンサンブル予報, オホーツク海高気圧

1. はじめに

夏季に出現するオホーツク海高気圧は日本に冷夏をもたらすため、その形成メカニズムを理解することは季節予報に対して重要である。Nakamura and Fukamachi (2004) (以下, NF04) は、オホーツク海高気圧が現れるとき、オホーツク海域の対流圏上層でブロッキング高気圧が存在することを示した。また、5月と7月に出現した強いオホーツク海高気圧 15 例のコンポジット解析により、ブロッキング高気圧の形成メカニズムが5月と7月で異なり、7月ではヨーロッパからの準定常ロスビー波のエネルギー伝播の寄与が重要であるが、5月ではむしろ移動性擾乱に伴うフィードバック効果が重要であることを示している。

しかし、5月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧は、気候場におけるストームトラックの入り口付近の極側 (Fig. 1) で形成されるため、このフィードバック効果の有効性については疑問が残る。なぜなら、ストームトラックの入り口付近の極側には、通常低気圧偏差傾向が存在し、ストームトラックが強まればむしろこの低気圧性偏差は強くな

る傾向があるためである。

そこで、本研究ではまず5月に現れたオホーツク海域でのブロッキング高気圧の典型的な事例に対して、ブロッキング高気圧形成に対する移動性擾乱からのフィードバック効果を評価した。さらに、順圧渦度方程式を用いた渦度収支解析を行い、オホーツク海域での形成メカニズムを調べた。また、2005年5月にオホーツク海域でブロッキング高気圧が出現した事例に対して、気象庁1ヶ月アンサンブル予報データの各アンサンブルメンバーを用いた解析により、その形成メカニズムと予測可能性を吟味した。

2. データと解析手法

1979年から2005年までの27年間のNCEP再解析データの00UTCと12UTCの値を用いて解析を行った。このデータは緯度経度2.5度格子点データで与えられる。まず、気候値を1979年から2004年の日々の300hPa高度場(Z300)平均値に31日移動平均を施したものとして定義する。この気候値からの差を偏差と定義し、この偏差にBlackmon (1976) の low-pass filter を施して10日以上季節内長周

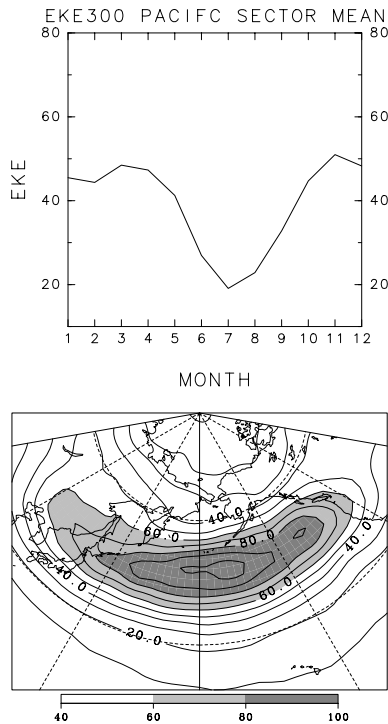


Fig. 1 Time Variation of monthly mean climatological EKE300 (m^2/s^2) averaged over the Pacific region (20°N - 70°N , 100°E - 110°W) (upper panel). The lower panel shows the climatological distribution of EKE300 in May.

期変動成分 (LFV) を取り出した (Z300 については、Z300L と表記)。

オホーツク海域 (55°N - 70°N , 140°E - 160°E) で、Z300L の 5 月の標準偏差を上回る偏差が 7 日間以上続いた場合、ブロッキング高気圧イベントが発現したとみなした。さらに、移動性擾乱の活動度についての解析も行った。本研究では 2.5 日から 6 日の band-pass filter (Blackmon, 1976) を施した東西風偏差 u' と南北風 v' を用いて渦運動量エネルギーを $\frac{1}{2}(u'^2 + v'^2)$ と定義し、移動性擾乱の活動度の指標とした。さらに、長周期変動に対応したストームトラックの変動を取り出すため、渦運動量エネルギーの日々の値に上述した low-pass filter を施した値 (EKE と定義する) に着目する。

また、コントロールランと BGM 法によって作成された摂動ラン (水曜と木曜でそれぞれ 13 メンバースツ) からなる気象庁一ヶ月アンサンブル予報データについても解析を行った。本研究では GPV として気象業務センターより提供された 200hPa 高度場 (Z200) データを用いた。このデータは緯度経度 2.5 度格子点データで与えられる。また対応する実況データとして緯度経度 1.25 度格子点データとして

提供された気象庁全球客観解析 (GANAL) データを用いた。

3. 結果

3.1 オホーツク海域でのブロッキング高気圧

まず、上記の指標により、5 月において、27 年間に 27 例のブロッキング高気圧イベントの発現が確認された。これらほぼ全てのブロッキング高気圧は、NF04 で示されているように、中央太平洋域の高気圧性偏差の西進により形成されることがわかった。ただし、中央太平洋域での上層高気圧性偏差の形成過程には、(1) さらに東側のアラスカ域から高気圧性偏差が西進する場合 (2005 年, 2003 年, 1981 年) と、(2) ヨーロッパ域からの準定常ロスビー波のエネルギー伝播により形成される場合 (1986 年, 2001 年) の 2 つに大きく分けられることが、波活動度フラックス (Takaya and Nakamura, 2001: 以下, TN01) を用いた解析から示された。特に、後者の過程は、NF04 では 7 月型の形成過程であることに注意する必要がある。ここでは各ケースの典型例である 2005 年と 2001 年の事例について、詳しく解析する。

3.2 Z300L の時間発展

Fig. 2 に 2005 年 (左) と 2001 年 (右) のそれぞれについて、オホーツク海域で Z300L 偏差が極大となるピーク日 (下) と、その 4 日前 (上) の Z300L とそれに対応する波活動度フラックス (TN01) の経度-緯度分布を示す。まず、2005 年の事例ではピーク日 4 日前にアラスカ付近で強い高気圧性偏差が存在する (Fig. 2 左)。一方、2001 年の事例では、ピーク時 4 日前に 40°E 付近に高気圧性偏差が存在し (Fig. 2 右)、エネルギー伝播により中央太平洋で上層高気圧性偏差が形成される。両者とも、その後これらの偏差が西進し、オホーツク海域でブロッキング高気圧が出現する (Fig. 2 下)。

3.3 基本場

次に、各事例における基本場の違いについて解析する。ここではそれぞれの年で、4 月から 5 月の平均値を基本場とみなした。このように定義した基本場の 300hPa における西風 (U300) から、次の式で定義される絶対渦度の南北傾度を計算した (Fig. 4)。

$$\beta^* = \beta - U_{yy} \quad (1)$$

ここで、 β は惑星渦度の南北傾度を表し、 U は気候値の西風を表す。

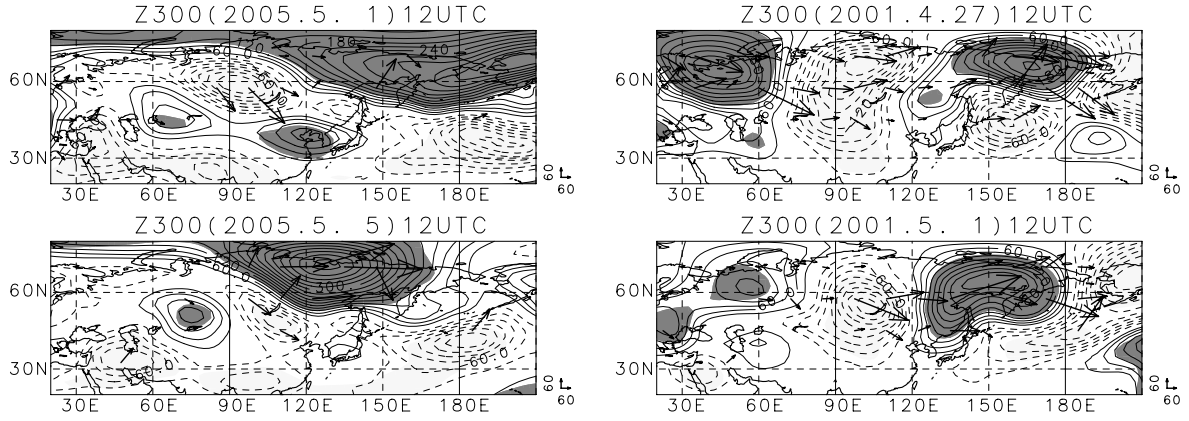


Fig. 2 Horizontal distribution of Z300L anomaly for 2001 (left panels) and 2005 (right panel) is contoured. The upper panels are for 4-day before the peak of Z300L, and the lower panels are for the peak day. Shaded lightly (heavily) are where values are larger (smaller) than plus (minus) standard deviation. The arrows show the wave activity flux (m^2/s^2) of Takaya and Nakamura (2001) at 300 hPa.

2001 年はヨーロッパから日本にかけての 60°N 付近で β^* が正で、その南北で β^* が負の領域が存在する。この形状はロスビー波がエネルギー伝播することができる導波管の存在を示唆している (Hoskins and Ambrizzi, 1993)。一方、2005 年には導波管の存在は確認できない。ヨーロッパ域では β^* が正の地域は存在するが、中央アジアでその南側の負の領域が存在せず、ヨーロッパ域からのロスビー波のエネルギー伝播が生じにくい状態であると考えられる。これら基本場の違いは Fig. 2 で示されたブロッキング高気圧の形成過程の違いとも矛盾しない。

3.4 渦度収支解析

次に、5 月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成メカニズムを、順圧渦度方程式を用いた、300hPa での LFV に伴う高度場 (Z300L) 変化傾向について解析した。解析には Cash and Lee (2000) を参考にして次の近似式を用いた。

$$\frac{\partial z'^L}{\partial t} \doteq \sum_{i=1}^4 \xi_i \quad (2)$$

$$\nabla^2 \xi_1 = -\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \zeta'^L - \mathbf{V}'^L \cdot \nabla \bar{\zeta} \quad (3)$$

$$\nabla^2 \xi_2 = -\nabla \cdot (\mathbf{V}'^L \zeta'^L)^L - (\mathbf{V}'^L \cdot \nabla \zeta'^L)^L \quad (4)$$

$$\nabla^2 \xi_3 = -\nabla \cdot (\mathbf{V}'^B \zeta'^B)^L - (\mathbf{V}'^B \cdot \nabla \zeta'^B)^L \quad (5)$$

$$\nabla^2 \xi_4 = -v'^L \frac{df}{dy} \quad (6)$$

ここで $-$ は基本場を示し、気候値を用いた。また、 $'$ は基本場からの偏差であり、 L と B はそれぞれ偏差に low-pass filter を施した値と band-pass filter を施した値である。式 (2) で、 ξ_1 は、基本場による

$\zeta_{300\text{L}}$ の移流と $\mathbf{V}_{300\text{L}}$ による基本場の渦度移流による高度場変化傾向の和を示す。 ξ_2 は LFV に伴う渦度フラックスによる高度場変化傾向、 ξ_3 は移動性擾乱に伴う渦度フラックスによる高度場変化傾向である。 ξ_4 は惑星渦度移流による高度場変化傾向を表している。オホーツク海域でのブロッキング高気圧のピーク日の前 5 日間において、式 (2) の各項の大きさを比較した (Fig. 3)。

まず、オホーツク海域でブロッキング高気圧の発達に伴い、2001 年と 2005 年のどちらも Z300L の時間変化 (式 (2) 左辺) はオホーツク海域で正の値を示していることがわかる (Fig. 3A)。ただし、2001 年はオホーツク海域でピーク日 10 日前から高気圧性偏差が持続したため、前 5 日間での Z300L 偏差の変化率は 2005 年の方が大きい。一方、両者で式 (2) の右辺各項の大きさを比較すると、気候場に伴う LFV の渦度移流効果を示す ξ_2 と、LFV に伴う惑星渦度移流 ξ_4 の値が大きく (Fig. 3B と Fig. 3E)、オホーツク海域では逆符号となり互いに打ち消しあう傾向になる。一方、移動性擾乱からのフィードバック効果を示す ξ_3 (Fig. 3D) は、いずれの事例でも ξ_1 や ξ_4 に比べて値が小さく、しかも 2005 年はオホーツク海域で負の値を示す。また LFV に伴う渦度フラックス ξ_3 (Fig. 3C) はオホーツク海域の東で大きな正の値である。以上のことから、これらの事例ではオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成に対しては、惑星渦度移流による高気圧性偏差の西進が最も重要であることが示された。また、2001 年の事例では、LFV による渦度フラックスの寄与もオホーツク海域の東で大きく、これはヨーロッパから

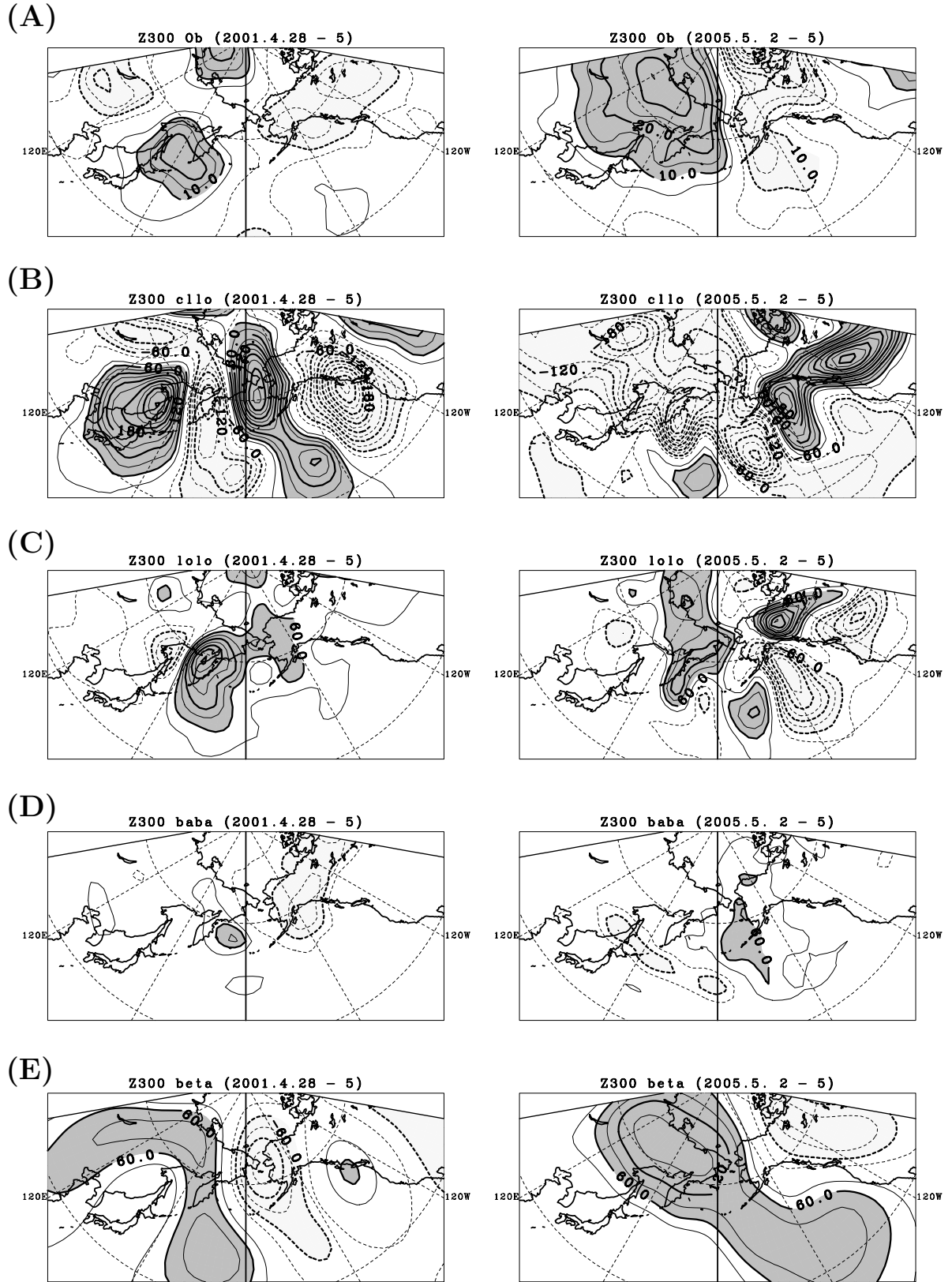


Fig. 3 (A) shows the horizontal distribution of the time-tendency of Z300L ($\partial z'/\partial t$) averaged over 5 days before the peak for 2001 (left column) and 2005 (right column). Shaded heavily (lightly) are where the value is larger (smaller) than 10 (-10) m/day. (B), (C), (D), and (E) are the same as in the top panels except for $\xi_1, \xi_2, \xi_3, \xi_4$ in Eq. (2) and the contour interval is 60 m/day. Shaded are where the magnitude is larger than 60 m/day

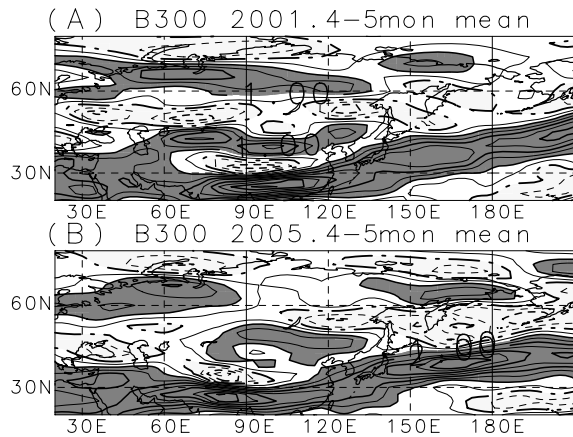


Fig. 4 Meridional gradient of the absolute vorticity at 300 defined by Eq. (1), which is computed using averaged values of U_{300} in April and May. Panel A and B are for 2001 and 2005, respectively. Negative values are shaded. Contour interval is $1.10^{-11} \text{ s}^{-1} \text{ m}^{-1}$.

の準定常ロスビー波のエネルギー伝播によりオホーツク海の東 (165°E 付近) で高気圧性偏差が形成されることに対応している (Fig. 2)。NF04 はストームトラックが平年よりも弱くなることに伴うフィードバック効果がオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成に対し重要であることを示している。しかし、本研究では、2005 年 5 月の事例のイベントのピーク日前の 10 日間の EKE 偏差は太平洋地域で広く正の値であり、平年よりもストームトラックの活動は強い (Fig. 5 下)。また、2001 年の事例でも形成期において、太平洋領域ではストームトラックの活動に大きな偏差は見られない (Fig. 5 上)。従って、オホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成にはストームトラックからのフィードバック効果は直接的には重要でないことが示された。

このように、2001 年と 2005 年の事例では移動性擾乱に伴うフィードバック効果は小さいことが示されたが、5 月は盛夏季と比べて移動性擾乱の活動が強く (Fig. 1)、それに伴うフィードバック効果を調べることも重要である。そこで、オホーツク海域で強いブロッキング高気圧イベントが出現した 10 例に対し、そのイベント前に移動性擾乱の活動が強かった事例と弱かった事例にわけて (Fig. 7)、それぞれのラグコンポジット解析をおこなった (Fig. 8)。ここでは、5 月の EKE 偏差に対して EOF 解析を太平洋領域 (20°N-70°N, 100°E-110°W) で行い、その EOF 第一モード (Fig. 6) のスコアのイベントのピーク日の 10 日前平均値が 0.5 以上の事例 (Case

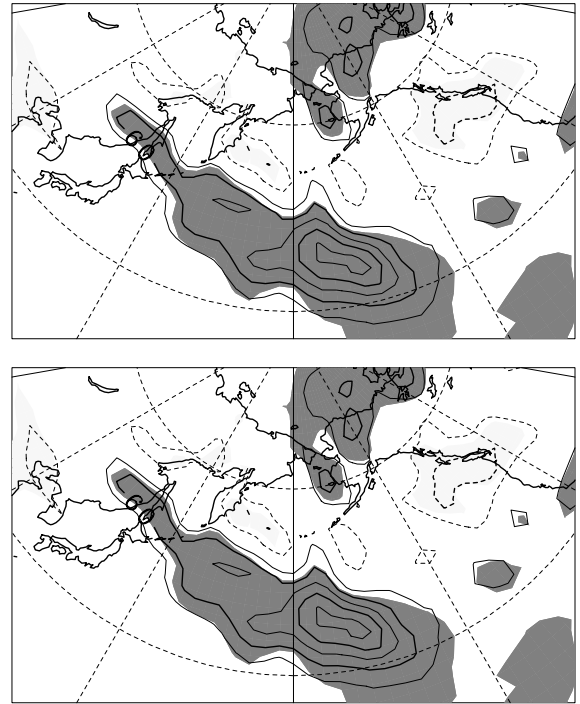


Fig. 5 Time averaged EKE300 (m^2/s^2) anomaly over 10 days before the peak period for 2001 (top) and 2005 (bottom). Shaded lightly (heavily) are where values are larger (smaller) than plus (minus) standard deviation.

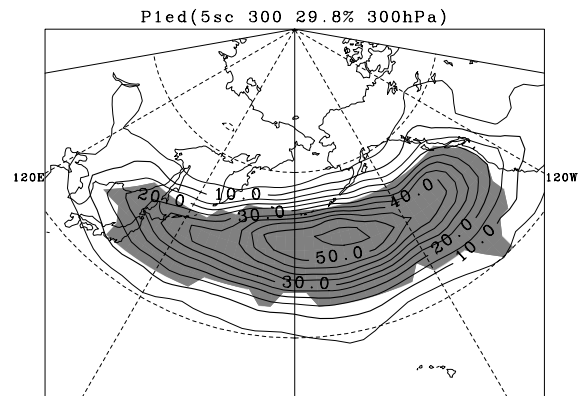


Fig. 6 The first EOF of EKE300 (m^2/s^2) anomaly in the Pacific region shown by the linear regression map on the normalized corresponding score. Shaded are where the statistical significance of the anomaly exceeds 99%.

A) と、-0.5 以下の事例 (Case I) に分けた。

全 10 例のうち、Case A が 3 例、Case I が 3 例選ばれた。Case A ではピーク日の前に中央太平洋で移動性擾乱の活動が活発で、逆に Case I では移動性擾乱の活動は弱い (Fig. 7)。また、Case A の Z300L 合成図ではピーク日 5 日前にアラスカ西部

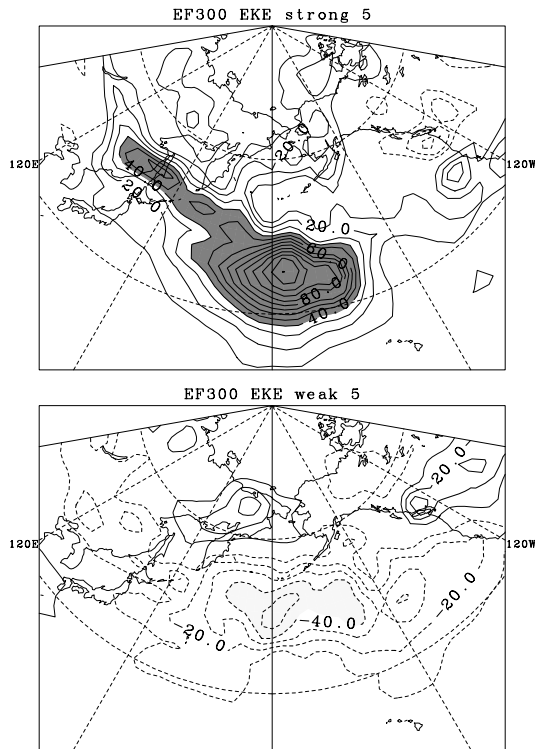


Fig. 7 Composite maps of EKE300 anomaly for cases in which the time-averaged first principal component (normalized) is larger (smaller) than 0.5 (-0.5). Shaded regions are where the magnitude of the anomaly exceeds $40\text{m}^2/\text{s}^2$. Heavy (Light) shade corresponds to the positive (negative) values.

で強い高気圧性偏差が見られるのに対し、Case Iの合成図ではアラスカ付近に高気圧性偏差は見られない。よって、太平洋領域での強い移動性擾乱に伴うフィードバック効果はオホーツク海域ではなくアラスカ付近に高気圧性偏差を形成し、その偏差が西進することによってオホーツク海域でブロッキング高気圧が形成されることが示された。

3.5 アラスカでの偏差との関係

2005年5月のオホーツク海域での強い上層ブロッキング高気圧の形成メカニズムを解明するために、気象庁一ヶ月アンサンブル予報データを用いて解析を行った。2005年5月の事例におけるピーク日の15日前である2005年4月20日(13メンバー)と21日(13メンバー)を初期値とする予報データを用いた。ここでは、それぞれのメンバーに10日以上low-pass filterを施し、LFV成分を取り出し、LFV成分についてのみ解析を行った。なお、予報7日までのデータについては、LFV成分の作成に4月20日以前の解析値(GANAL)を用いていることに注意

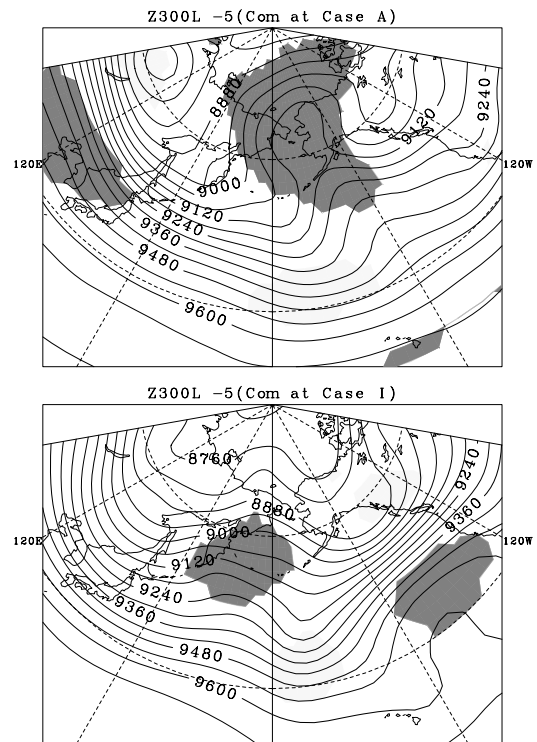


Fig. 8 As in Fig. 7, except for the composite of Z300L (m).

する。

Fig. 9にオホーツク海域(130°E-150°E, 60°N-70°N)で平均した各アンサンブルメンバーとそのアンサンブル平均及びGANALのZ200L時間-高度変化を示す。初期日から予測8日目まではアンサンブル平均と解析値の差が小さい。しかし、8日目以降の高度場の予測に関しては、各メンバーのばらつきが大きくなる。

次に、全アンサンブルメンバーを用いて回帰分析を行うことにより、ブロッキングがピークとなる予測15日目におけるオホーツク海域(130°E-150°E, 60°N-70°N)でのZ200Lの各メンバーの平均値と相関の高いZ200L偏差を求めた(Fig. 10)。Fig. 10は、8日予報(つまりピーク日の7日前)におけるアラスカ北部での正偏差がピーク日におけるオホーツク海域での正偏差との相関が高いことを示している。一方、13日予報では日付変更線付近(180°E, 65°N)で正の相関が見られる(図省略)。解析値ではピーク前にはアラスカ付近で強い上層高気圧性偏差が見られるため(Fig. 2左上)、オホーツク海域での正の高度場偏差を正しく予測するためには、ピーク日前におけるアラスカ北部や日付変更線付近でのブロッキング高気圧を正しく予測することが必要であ

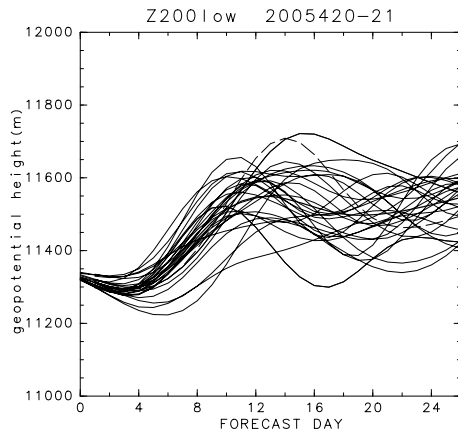


Fig. 9 Time variation of the observed (dotted line) and the predicted (thin solid lines) Z200L (m) over the Sea of Okhotsk for JMA forecasts starting from 20 and 21 April, 2005. The thick solid line shows the ensemble mean of the forecasts.

ることが示唆される。

4. まとめ

NCEP 再解析データや気象庁一ヶ月アンサンブル予報データを用いて5月におけるオホーツク海域でのブロッキング高気圧の形成メカニズムを調べた。NCEP 再解析データの300hPa高度場や波活動度フラックスを用いた解析から、顕著なブロッキング高気圧が出現した2001年5月の事例ではヨーロッパからの準定常ロスビー波のエネルギー伝播が、一方、2005年の事例ではアラスカからの高気圧性偏差の西進がそれぞれ重要な形成メカニズムであることが示された。

2001年の事例においては、基本場のシベリア上空での西風分布がロスビー波のエネルギー伝播を促進する導波管構造を有していることが、このエネルギー伝播を可能にしていると示唆される。さらに、順圧渦度方程式を用いた解析から、どちらの事例においてもオホーツク海の東からの偏差の西進が重要であり、NF04で示されたオホーツク海域において移動性擾乱からのフィードバック効果は重要でないことが示された。

また、気象庁一ヶ月アンサンブル予報データを用いた解析から、2005年5月の事例においてピーク日にオホーツク海域での高度場偏差をうまく予測したメンバーは、ピーク日7日前にアラスカ北部での高気圧性偏差を正しく予測していることが示された。このことから、5月におけるオホーツク海域での

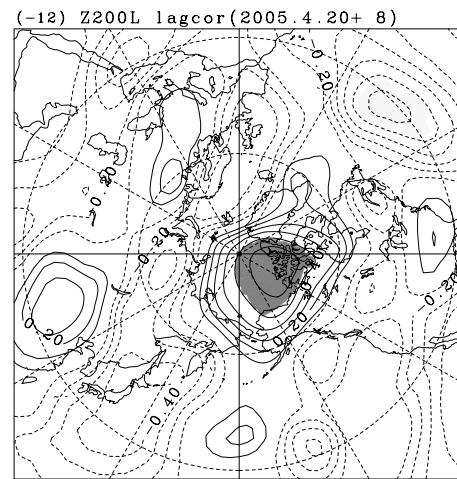


Fig. 10 Correlation between 15-day forecast of Z200L averaged over the Sea of Okhotsk and 8-day forecast of Z200L. Shaded are where the statistical significance exceeds 99%. Heavy (Light) shade corresponds to the positive (negative) values.

ブロッキング高気圧の形成には、中央太平洋あるいはアラスカで出現する高気圧性偏差が西進することが重要であることが示唆される。

謝 辞

図の作成には地球流体電脳ライブラリを用いました。

参考文献

- Blackmon, M. L. (1976): A climatological spectral study of the 500 mb geopotential height of the Northern Hemisphere. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 33, pp. 1607–1623.
- Cash, B. A. and Lee, S. (2000): Dynamical processes of block evolution. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 57, pp. 3202–3218.
- Hoskins, B. J. and Ambrizzi, T. (1993): Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, Vol. 50, pp. 1661–1671.
- Nakamura, H. and Fukamachi, T. (2004): Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, Vol. 130, pp. 1213–1233.
- Takaya, K. and Nakamura, H. (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.

The Summertime Extratropical Intraseasonal Variability and the Okhotsk High

Hidetaka HORIKAWA* and Hitoshi MUKOUGAWA

* Graduate School of Science, Kyoto University

Synopsis

The formation mechanism and the predictability of blocking high in the upper troposphere over the Sea of Okhotsk in early summer is examined using NCEP/NCAR reanalysis data set and the JMA one-month ensemble forecast data set. It is found that the retrogression due to the β -effect associated with the pre-existing anticyclonic circulation anomaly over the Alaska plays a primary role to form the blocking over the Sea of Okhotsk while the feedback mechanism with transient synoptic disturbances has a negligible effect for the formation. The JMA forecast data set also reveals the importance of the retrogression of the anticyclonic anomaly over the Alaska to predict the blocking over the Sea of Okhotsk.

Keywords: predictability, blocking high, ensemble forecast, Okhotsk high