

北半球夏季における中高緯度の長周期変動とオホーツク海高気圧

* 堀川英隆 (京都大学大学院理学研究科), 向川均 (京都大学防災研究所)

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 Fukumachi(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 (図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, 気象庁一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メンバーずつ)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.

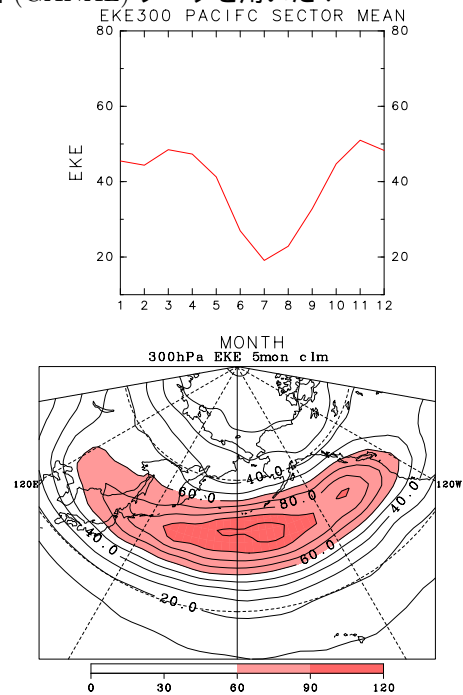


図1: 上は, 月ごとに太平洋領域(20°N-70°N, 100°E-110°W)で平均したEKE300の値. 横軸が月. 下は5月におけるEKEの気候値. 単位は m^2/s^2

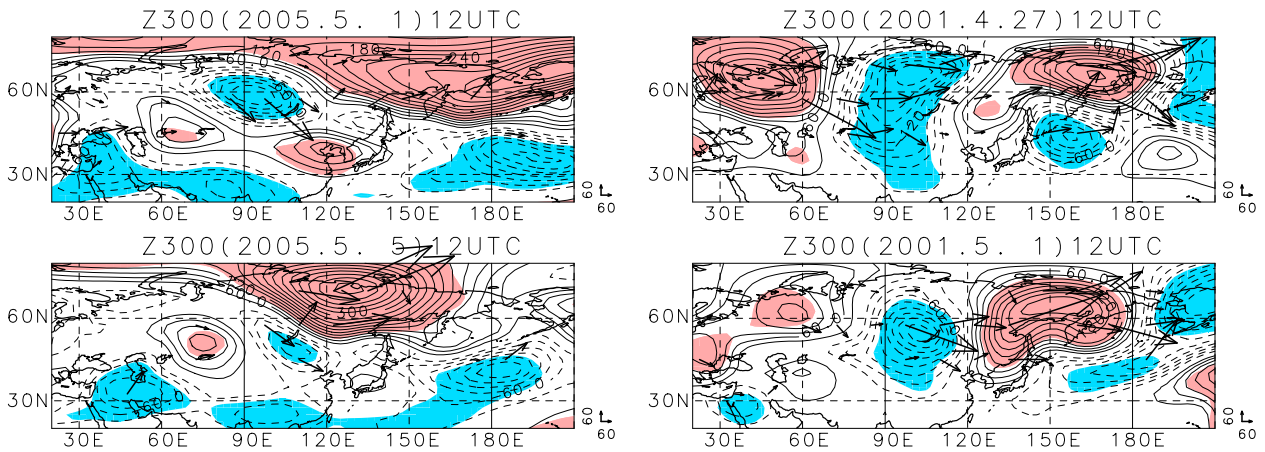


図 2: 2001 年(左)と 2005 年(右)の Z300L ピーク 4 日前(上)とピーク日(下). コンターが高度場偏差で標準偏差以上の値に塗色. 赤が正で青が負の値. 矢印が波活動度フラックス (Takaya and Nakamura, 2001). 単位は m^2/s^2

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.

(a) Z300L の時間発展

図 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 (図 2, 左). 一方, 2001 年の事例では, ピーク時 4 日前に $40^\circ E$ 付近に高気圧性偏差が存在し (図 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 (図 2, 下).

(b) 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 (U_{300}) 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 (図 3).

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

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.

2001 年はヨーロッパから日本にかけての $60^\circ N$ 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図 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.

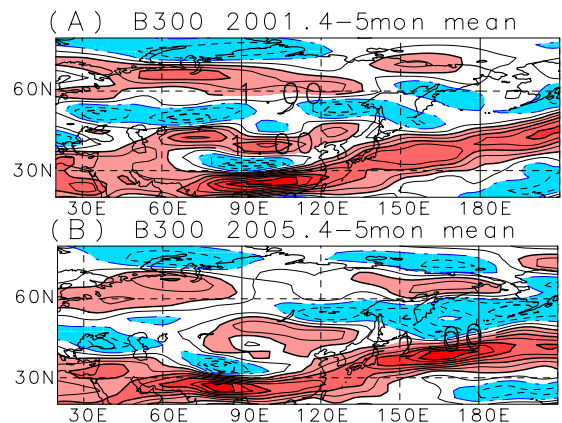


図 3: (1) で定義される絶対渦度の南北傾度 β^* . U_{300} の 4 月と 5 月の平均値から計算. (A) が 2001 年で, (B) が 2005 年. 負の値は青色. コンター間隔は, $1.10^{-11} s^{-1} m^{-1}$

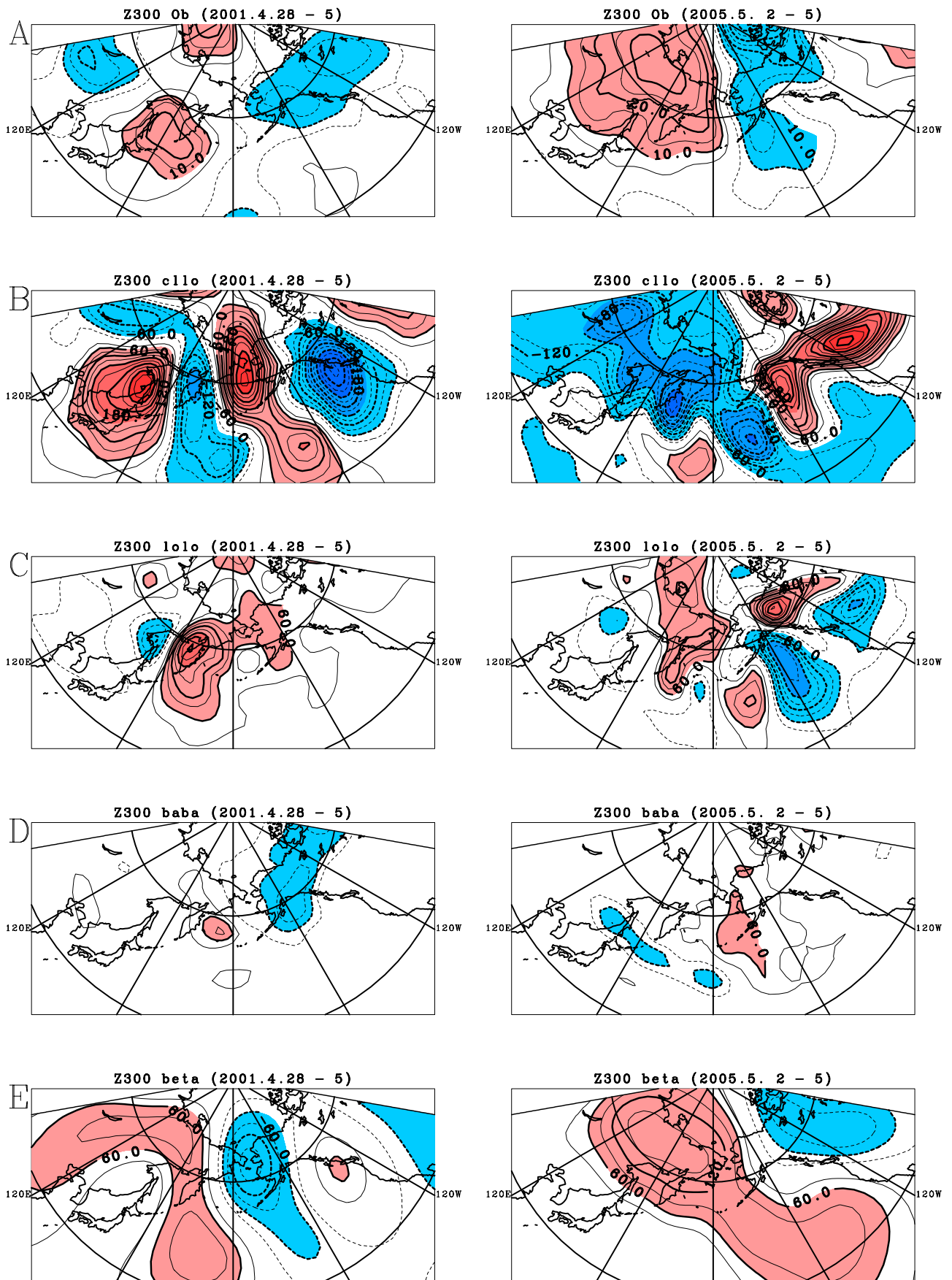


図 4: 左柱が 2001 年, 右柱が 2005 年. A はピーク日 5 日前で平均した $\frac{\partial z'}{\partial t}$ 偏差の解析値. 10m/day 以上の大きさに色塗. B から E はそれぞれ値がピーク日 5 日前で平均した $\xi_1, \xi_2, \xi_3, \xi_4$ で, 60m/day 以上に色を塗り, 赤 (青) が正 (負) の値. 単位は m/day.

(c) 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。

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

$$\begin{aligned} \xi_1 &= \nabla^{-2}(-\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \zeta'^L - \mathbf{V}'^L \cdot \nabla \bar{\zeta}) \\ \xi_2 &= \nabla^{-2}(-\nabla \cdot (\mathbf{V}'^L \zeta'^L)^L - (\mathbf{V}'^L \cdot \nabla \zeta'^L)^L) \\ \xi_3 &= \nabla^{-2}(-\nabla \cdot (\mathbf{V}'^B \zeta'^B)^L - (\mathbf{V}'^B \cdot \nabla \zeta'^B)^L) \\ \xi_4 &= \nabla^{-2}(-v'^L \frac{df}{dy}) \end{aligned}$$

ここで $\bar{\quad}$ は基本場を示し、気候値を用いた。また、 $'^L$ 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 ζ_{300L} の移流とU300L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U300Lのための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(図4)。

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(図4A)。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(図4Bと図4E)、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 (図4D)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 (図4C)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(図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(図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(図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。

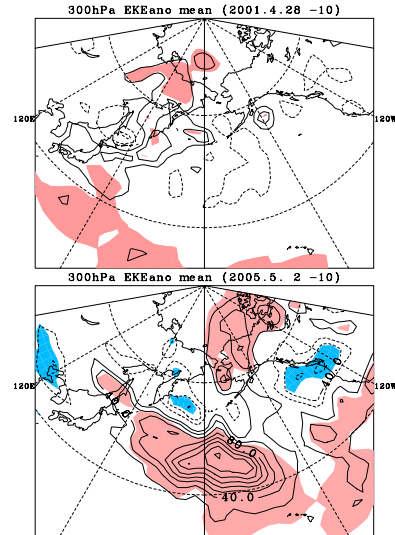


図5: EKE偏差のピーク日前10日間平均値。左が2001年、右が2005年。標準偏差以上に色を塗り、赤(青)が正(負)の値。単位は m^2/s^2

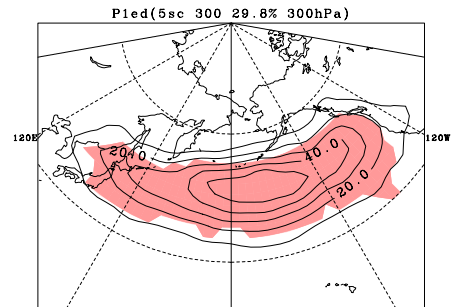


図6: 太平洋領域でのEKE偏差のEOF第一モード。日々のEKEの規格化したスコアへの回帰図で示した。99%の有意水準で色を塗った。単位は m^2/s^2

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(図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 (図7), それぞれのラグコンポジット解析をおこなった (図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 (図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 (CaseA) と, -0.5以下の事例 (CaseI) に分けた.

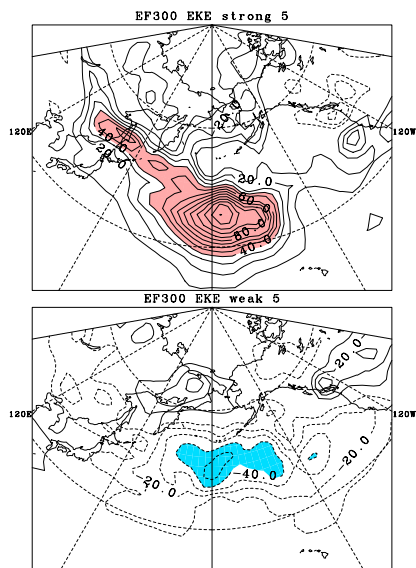


図7: EKE偏差のEOF第一モードのスコアがピーク日前10日間平均が0.5以上(上)と0.5以下(下)の合成図. $40\text{m}^2/\text{s}^2$ 以上に塗色. 赤が正で青が負の値.

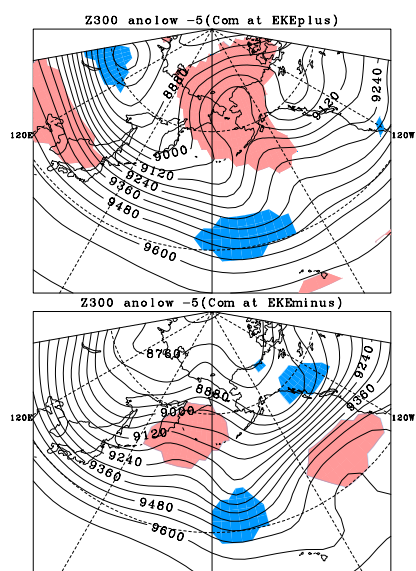


図8: Z300Lを合成した以外は図7と同じ. 単位はm

全10例のうち, CaseAが3例, CaseIが3例選ばれた. CaseA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CaseIでは移動性擾乱の活動は弱い (図7). また, CaseAのZ300L合成図ではピーク日5日前にアラスカ西部で強い高気圧性偏差が見られるのに対し, CaseI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.

3.2 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する.

図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 (図10). 例えば, 図10a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. 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 (図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ることを示唆している.

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

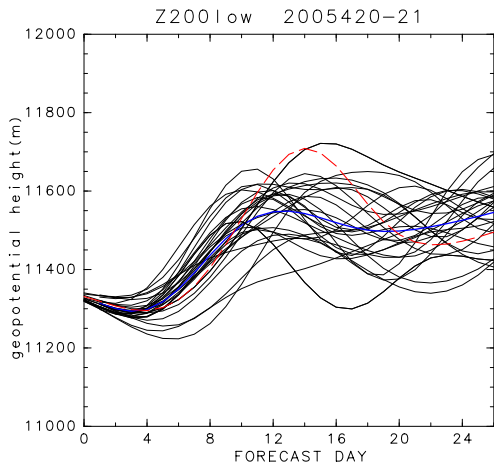
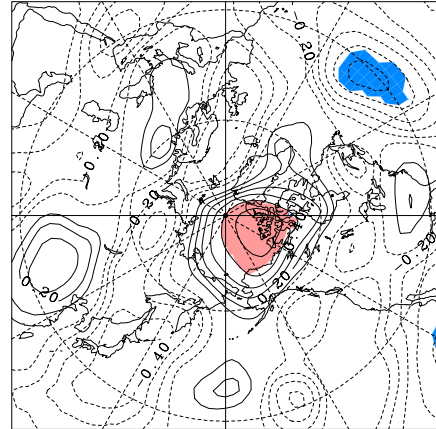


図 9: 2005 年 4 月 20, 21 日を初期値とする, オホーツク海域での Z200L の時間変動. 黒細実線が各メンバー, 青太実線がアンサンブル平均, 赤破線が GANAL を示す.

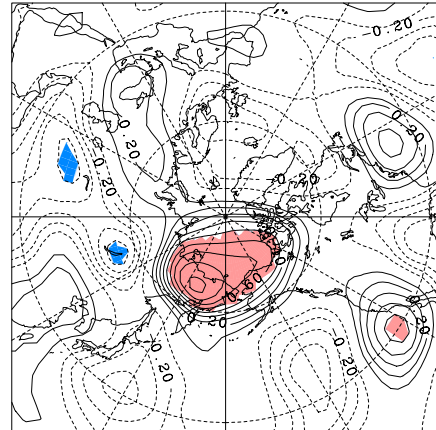
はアラスカからの高気圧性偏差の西進がそれぞれ重要な形成メカニズムであることが示された. 2001 年の事例においては, 基本場のシベリア上空での西風分布がロスビー波のエネルギー伝播を促進する導波管構造を有していることが, このエネルギー伝播を可能にしていると示唆される. さらに, 順圧渦度方程式を用いた解析から, どちらの事例においてもオホーツク海の東からの偏差の西進が重要であり, NF04 で示されたオホーツク海域において移動性擾乱からのフィードバック効果は重要でないことが示された.

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.

Z200L lagcor15day(2005.4.20+ 8)



Z200L lagcor15day(2005.4.20+13)



Z200L lagcor15day(2005.4.20+15)

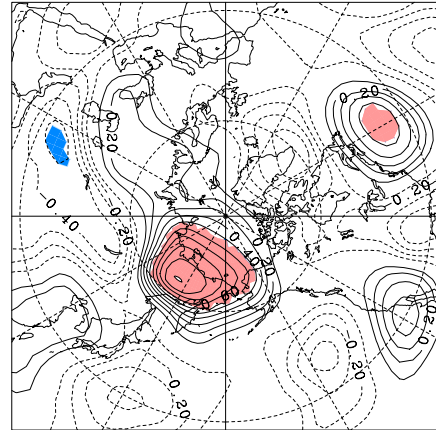


図 10: オホーツク海域の 15 日予報でのアンサンブルメンバーと各格子点での Z200L 予報値の相関関係. 上が 8 日予報, 中が 13 日予報, 下が 15 日予報. 99% 有意水準で色を塗り, 赤 (青) が正 (負) の値. 単位は m

5. 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.*, **33**, 1607-1623.
- Cash, B. A., and S. Lee, 2000: Dynamical processes of block evolution. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 3202-3218.
- Hoskins, B.J., and T. Ambrizzi, 1993: Rossby wave propagation on a realistic longitudinally varying flow. *J. Atmos. Sci.*, **50**, 1661-1671.
- Lau, N.C., 1988 : Variability of the observed midlatitude storm tracks in relation to low frequency changes in the circulation pattern. *J. Atmos. Sci.*, **45**, 2718-2743
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- Takaya, K., and H. Nakamura, 2001: A formulation of a phase-independent wave-activity flux for stationary and migratory quasigeostrophic eddies on a zonally varying basic flow. *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.