

盛夏期におけるオホーツク海高気圧の 出現に関連する内部力学過程

東大・気候システム 佐藤 尚毅 (Sato, Naoki) 高橋 正明 (Takahashi, Masaaki)

要旨

盛夏期におけるオホーツク海高気圧の出現に関連する、北東アジア域での気圧偏差パターンを統計的に抽出した。この偏差パターンは、力学的な中心が対流圏界面付近にあって、ジェットの分流のような基本場の歪みに対応した、基本場から偏差場への順圧的運動エネルギー変換を伴っている。このパターンは、北半球のさまざまな場所に分布する外部強制によって力学的に励起されやすいパターンであると解釈できる。

1. はじめに

盛夏期に出現するオホーツク海高気圧によって、北日本にしばしば顕著な冷夏がもたらされる (Ninomiya and Mizuno, 1985)。このため以前からオホーツク海高気圧が日本の天候に与える影響については多くの研究がなされてきた (例えば、倉嶋, 1969)。しかし、今なお、長期予報における盛夏期の天候の予測には十分な精度があるとはいえず、また、将来の気候変動によるオホーツク海高気圧を含む盛夏期の東アジア域の気候の変動について十分に信頼できる予測ができていないのが現状である。近年では力学的な観点からの研究により、盛夏期のオホーツク海高気圧の形成には、シベリア上の上部対流圏における高気圧性偏差が本質的な役割を果たしていることが分かってきた (Nakamura and Fukamachi, 2003)。また著者らによってこれまで行われてきた、客観解析データの解析による研究により、この高気圧性偏差は基本場から偏差場への順圧的運動エネルギー変換によって強化されることが示唆されている (Sato and Takahashi, 2003)。本研究では、シベリア上の高気圧性偏差を線形順圧モデルにおける定常応答問題の解のひとつとして抽出し、北半球全域に無作為に置かれた渦度強制によって励起された偏差パターンが基本場との間のエネルギーの交換によって自分自身を維持する作用に着目して議論する。

2. 偏差パターンの抽出

ここでは、各年の盛夏期におけるオホーツク海高気圧の平均的な強弱に対応した気圧偏差パターンの抽出を行う。オホーツク海高気圧は地表付近で見られる背の低い寒冷高気圧であるが、前節で指摘した通り、オホーツク海高気圧の形成には上部対流圏における気圧偏差が本質的に重要であり、本研究でも次節以下では上層での偏差パターンに注目する。そこで本節では、海面気圧に注目したオホーツク海高気圧の指標化と、上層での気圧偏差パターンに着目した指標化の両方を試みる。解析期間は 1979 ～ 1995 年の盛夏期 (7 月 20 日～8 月 18 日) とし、NCEP/NCAR による再解析データの海面気圧と 250 hPa 面高度を用いる。この時期は、亜熱帯ジェットが最も北上して弱くなっている時期であり、移動性じょう乱の影響は小さいので (図は省略)、以下の解析では 30 日間で平均した場を解析の対象とする。

海面気圧を用いた指標化においては、北日本とオホーツク海高気圧北部との南北方向の気圧勾配に着目して、オホーツク海を中心とした東経 $130^{\circ} \sim 160^{\circ}$ の範囲で平均した北緯 60° と 40° との間の海面気圧差を指標とする。指標は 17 年間の平均が 0、分散が 1 になるように規格化する。規格化された指標に対する、海面気圧と 250 hPa 面高度の回帰を計算したところ、それぞれ、オホーツ

ク海付近における高気圧偏差とシベリア上空での高気圧偏差が見られ(図は省略), 本研究において対象としているオホーツク海高気圧とよく対応していると思われる.

次に, 250 hPa 面高度を用いた指標化を行う. オホーツク海高気圧に対応した上層の高度偏差場はオホーツク海周辺の領域において卓越した変動であることを期待して, オホーツク海周辺(北緯 $60 \sim 90^\circ$, 東経 $90^\circ \sim$ 西経 150°) の 250 hPa 面高度偏差について主成分解析を行う. 第 1 主成分に対する海面気圧と 250 hPa 面高度の回帰を計算したところ, それぞれ, オホーツク海付近における高気圧偏差とシベリア上空での高気圧偏差が見られ(図 1), この指標も本研究において対象としているオホーツク海高気圧とよく対応していることが確かめられた. 前段落で行った海面気圧を指標として用いた解析結果と比較して, 回帰のパターンも類似しており, 時系列もよく相関している. 以下の解析では 250 hPa 面における解析を行うので, ここで求めた, 250 hPa 面高度を用いた主成分解析における第 1 主成分をオホーツク海高気圧の指標として用いることにする.

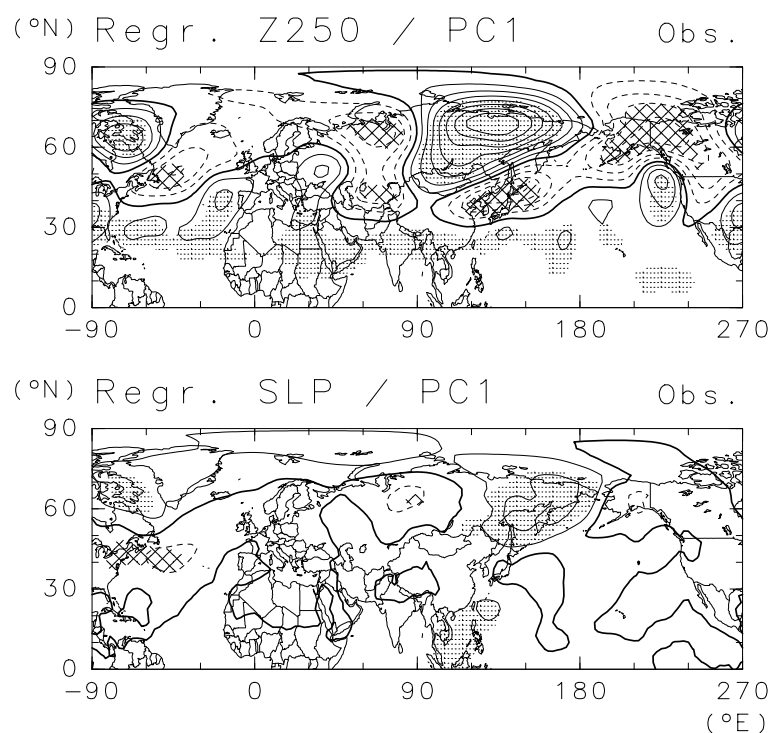


図 1: 第 1 主成分に対する 250 hPa 面高度 (上段) と海面気圧 (下段) の回帰. 等値線間隔はそれぞれ 10 m と 1 hPa. 負の等値線は点線. 95 % 有意な正と負の偏差にそれぞれ影つけと網かけ.

この指標と 30 日平均した北日本の気温偏差の年々変動を図 2 に示す. 両者の間には明瞭な負の相関があることが分かる (相関係数は -0.871). また, この指標は, 北日本だけでなく東日本, 西日本の気温偏差とも有意に相関している (相関係数はそれぞれ -0.717 , -0.563). これらの相関は, オホーツク海高気圧が出現すると, 「やませ」のような冷たい北東流が流入して, 冷夏がもたらされることと対応していると考えられる.

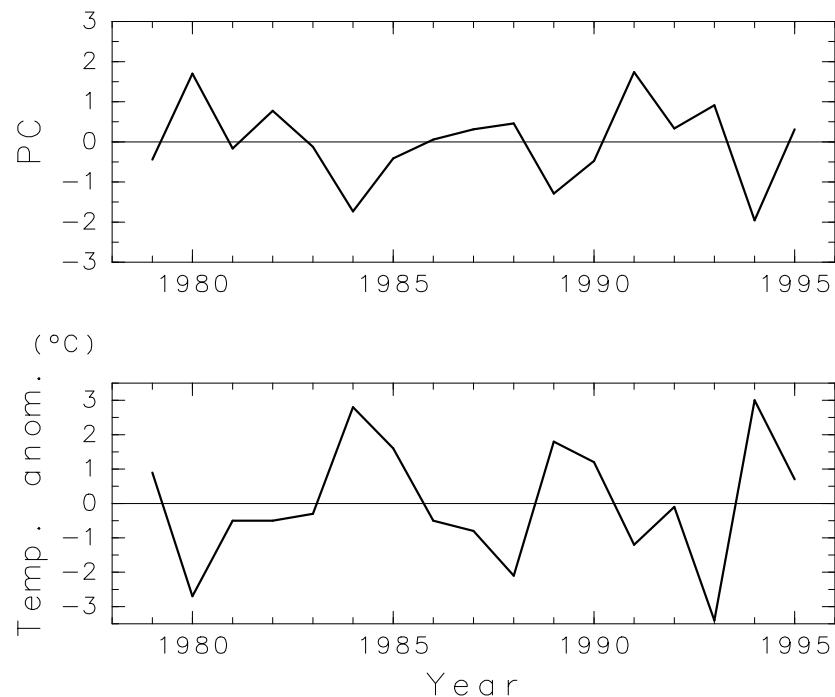


図 2: 250 hPa 面高度場における第 1 主成分 (上段) と 7 月 20 日～8 月 18 日の北日本における気温偏差 (下段).

3. 鉛直構造と熱収支

ここでは、図 1 に示されたような偏差場の鉛直構造に注目する。図 1 においては、基本的に対流圏上層と下層で同符号になっている。偏差の極大は対流圏界面付近にあり、渦度収支などを調べると等価順圧的な構造になっていることが確かめられる (図は省略)。海面気圧による指標に対応した偏差場においても同様の結果が得られ (図は省略)、オホーツク海高気圧に対応した力学的な偏差の振幅の極大は対流圏界面付近にあることが分かる。図 1 ではシベリア上空に見られる上層の高気圧偏差は、地表では南東側にずれている。各高度で高気圧偏差の中心の位置を調べると、700hPa より上層ではほぼ同じ位置に中心があり、地表付近で強い傾圧性があることを確認できる (図は省略)。これは、オホーツク海付近において下層に低温偏差であることに対応し、オホーツク海高気圧が寒冷高気圧としてしばしば認識されていることと矛盾しない。下層での熱収支を解析した結果、オホーツク海上での低温偏差は、シベリア上空の上層での高気圧偏差に対応した下層の北東風偏差が、ベーリング海周辺の気候場における低温な空気塊を移流してくるために生じていることが分かった。このとき、見かけの非断熱加熱は正、つまり偏差を緩和する方向になっていて、オホーツク海での SST のような下部境界条件の変動によって低温偏差が生じているのではないと推測される。このことから、オホーツク海高気圧自体は背の低い高気圧であるにもかかわらず、オホーツク海高気圧に対応した偏差場の中心は対流圏界面付近の高度にあると考えられる。

4. 順圧的運動エネルギー変換

前節での結果に対応して、以下では、250 hPa 面において等価順圧を仮定した解析を行う。ここでは、図 1 の上段に示されたような偏差場 (回帰場) が基本場 (解析期間における平均場、図 3 上段参照) との関連で特に現われやすいパターンである可能性を定量的に評価するため、250 hPa 面に

において順圧的運動エネルギー変換を評価する．局所直交座標を用いて表現すると，基本場と偏差場との間の順圧的運動エネルギー変換 CK は次のように書ける．

$$CK = -u'^2 \frac{\partial}{\partial x} \bar{u} - u'v' \frac{\partial}{\partial y} \bar{u} - u'v' \frac{\partial}{\partial x} \bar{v} - v'^2 \frac{\partial}{\partial y} \bar{v} \quad (1)$$

上式によって得られたエネルギー変換を北緯 20° 以北の全経度で積分したところ， $CK = 2.61 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}^3$ が得られた．一方，運動エネルギーの積分は， $KE = 2.07 \text{m}^2/\text{s}^2$ である．エネルギー変換によって偏差場がエネルギーを得る時間スケールを評価すると約 8 日となる．オホーツク海高気圧の代表的な時間スケールが 7～10 日程度であることや，本解析では 30 日平均場を解析していることを考えると，このエネルギー変換は図 1 に示したような偏差パターンの形成に有意に寄与していると考えられる．以上に示した値は北半球中高緯度での積分値であるが，積分する前の各地点での値の分布を示すと図 3(下段) のようになる．ユーラシア大陸上での亜熱帯ジェットが強くなっている部分，つまりアジアジェットの入口付近(黒海付近)と出口付近(中国東北部からオホーツク海にかけての領域，さらに北極海沿岸の分流したジェットが強くなっている領域で正のエネルギー変換が見られる．これらは，基本場の絶対渦度場に顕著な歪みの見られる領域である(図 3 の上段)．運動エネルギー変換が基本場の歪みと関係していることが確かめられる．

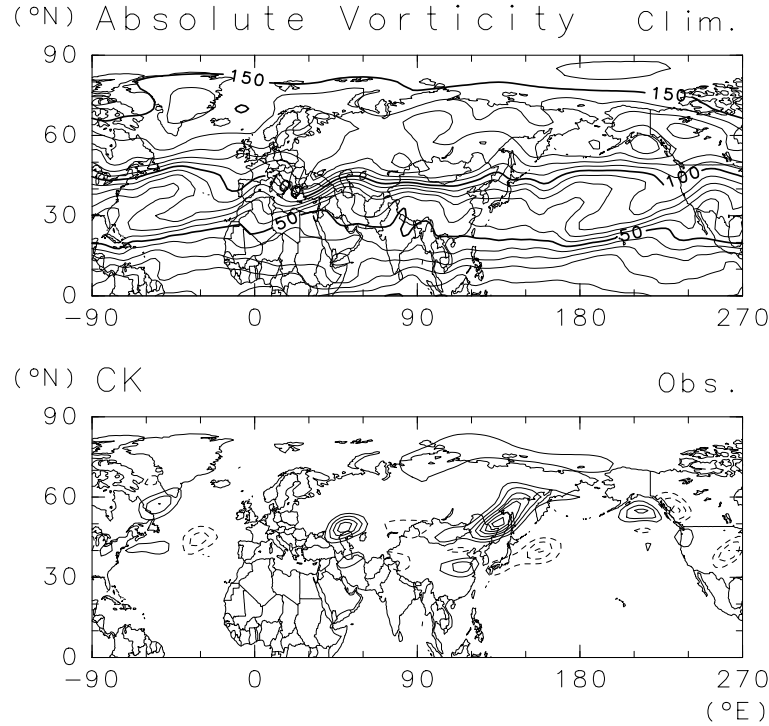


図 3: (上段) 基本場における 250 hPa 面絶対渦度．等値線間隔は $10 \times 10^6/\text{s}$ ．(下段) 基本場と偏差場との間の順圧的運動エネルギー変換．ゼロの等値線は省略し，負の等値線は点線．等値線間隔は $25 \times 10^{-6} \text{m}^2/\text{s}^3$ ．

5. 線形順圧モデルにおける定常応答

前節での結果に対応して，特別な空間分布を持たない一様な強制に対しても，基本場との関連によって図 1(上段) のような偏差パターンが現われやすいかどうか検討する．ここでは 250 hPa 面において以下のような線形順圧モデルを用いる．

$$\frac{\partial}{\partial t} \xi' + \bar{\mathbf{u}} \cdot \nabla \xi' + \mathbf{u}' \cdot \nabla (f + \bar{\xi}) + \nu \nabla^4 \xi' + \frac{1}{\tau} \xi' = F \quad (2)$$

外部強制 F は、北半球の北緯 30° 以南の低緯度域の全経度においてほぼ均等に分布した 108 地点を中心とした局所的な負の渦度強制として与える. こうして得られた 108 個の定常応答解を流線関数偏差として表した上で、図 1 において 250 hPa 面高度偏差に対して行ったのと同様の方法で統計的に処理し第 1 主成分を求める. 本節における解析の基本的な考え方は、線形モデルにおいて偏差場の時間発展を線形演算子で表し、その演算子に対して SVD 解析を行う方法と同じである. ここでは、実験結果に対する解析を比較のため観測データに対する解析と同様に限られた領域で行い、また低緯度と中高緯度の渦度強制を分けて考えるため、このような方法を用いている. こうして求めた第 1 主成分に対する、流線関数偏差の回帰を計算した (図 4 の上段). 日本周辺やシベリア上空では図 1(上段) と形状が類似したパターンになっている. 式 (1) から分かるように、エネルギー変換においては、偏差場の水平面上での形状の縦横比や軸の傾きが重要であるが、実際に図 4 の上段の結果は、軸の傾きなどの点で図 1(上段) との共通性が見られる.

外部強制 F を北緯 30° 以北の中高緯度に均等に置いた場合においても (図 4 の下段), 第 1 主成分に対する回帰は、オホーツク海周辺では図 1(上段) と類似する. こうした結果は、仮に外部強制が一様に分布していたとしても基本場との間の力学的な相互作用によって図 1(上段) のような偏差パターンが現れやすいことを意味する. ただし、同じ強さの強制を与えた場合の振幅は、低緯度においた場合のほうが、かなり小さい (5 分の 1 程度). 一方で、実際の気象における渦度強制に関しては、夏季においては冬季に比べて中高緯度での移動性じょう乱からのフィードバックが小さいと考えられる. このため、低緯度での対流活動による渦度強制の重要性が夏季には相対的に大きくなると期待される. このため、中高緯度と低緯度からの強制に対する応答の定量的な比較には注意が必要である.

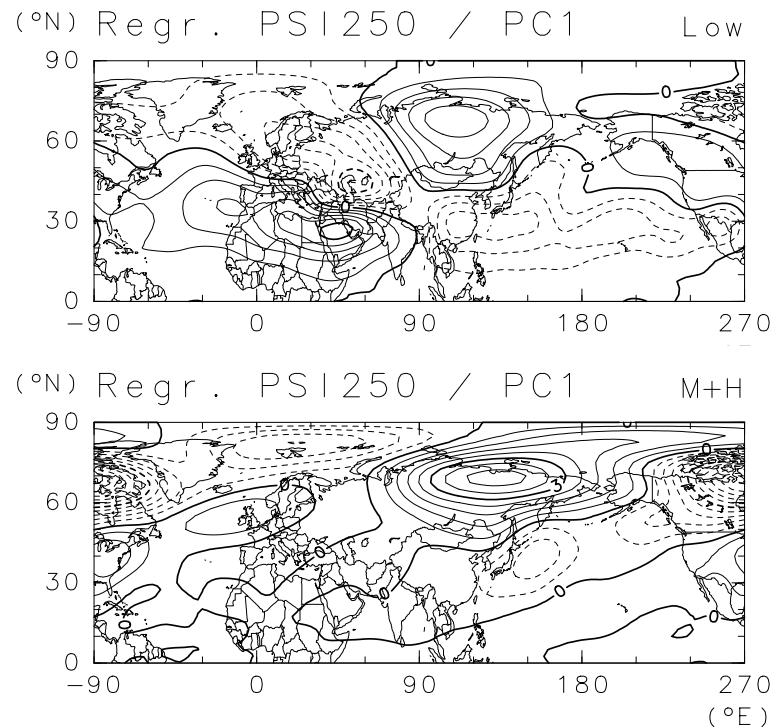


図 4: 定常応答問題における第 1 主成分に対する流線関数の回帰. 上の図は強制を低緯度を与えた場合で、等値線間隔は $0.1 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$. 下の図は強制を中高緯度を与えた場合で、等値線間隔は $0.5 \times 10^6 \text{ m}^2/\text{s}$. 負の等値線は点線.

以上の実験においては、減衰の時間スケール τ を、 $\tau = 5 \text{ days}$ としたが、 $\tau = 10 \text{ days}$ とした場合、図 4(上段) の結果はわずかに図 1(上段) により近くなる (図は省略). このとき図 4(下段) の結果

は高緯度域に波数1の偏差パターンがより強く見られるようになり、図1とはかなり違ったパターンになる(図は省略)。低緯度からの応答に限れば、実験結果のパラメータ依存性は小さく、本実験の仮定のもとで観測と似た結果が得られているといえる。なお、 $\tau = 5$ daysの場合、この系には不安定モードは存在しない。 $\tau = 10$ daysの場合には、亜熱帯ジェット上での波列と見られる形をした不安定モードが現われるが、偏差の中心は中緯度にあり、図4のパターンとは対応しないようである。

図4の結果は図1に示した観測データの解析と比べて空間スケールがやや大きくなっている。これは、順圧モデルであるために基本場の伸縮渦度の南北勾配を表現できず、伸縮渦度を含めた実質的な β 効果を過小評価しているためであると考えられる。

上記の実験において、第1主成分に対応する偏差パターンを特に効率的に励起できる渦度強制は、例えば、(65° N, 30° E), (65° N, 150° E), (25° N, 45° E)などに置かれた強制である。これらの強制に対する個別の応答パターンは、シベリア付近に極大がある点では共通するものの、全体的な形はそれぞれに大きく異なっている(図は省略)。これは、図1のような偏差パターンが、あくまで複数の異なるパターンの重ね合わせであることを意味する。言い換えれば、北半球全体で見ればオホーツク海高気圧の出現に関連するパターンは唯一のものがあるわけではないことを示している。実際に客観解析データにおいて、オホーツク海高気圧の強かった年の偏差パターンを半球スケールで見た場合、図3(下段)で顕著なエネルギー変換が見られたシベリアからオホーツク海にかけての領域での形状は共通するものの、それ以外の領域では年ごとにかなり異なった形状をしていて、共通点を見出すことは難しい(図は省略)。

6. おわりに

本研究の結果は、北半球に存在するさまざまな渦度の生成、消滅源が夏期のオホーツク海高気圧の出現に関連していることを示している。このことは、オホーツク海高気圧の強弱を数値モデルで予報することは、他の偏差パターンの予報に比べて難しいことを意味している。長期予報や気候変動の予測において盛夏期のオホーツク海高気圧の強さの変動特性を正確に予報するためには、基本場から偏差場へのエネルギー変換を通して現われやすい偏差パターンの形状を決めている基本場の歪みを正確に再現することが当然必要であるが、それに加えて、北半球全域でのあらゆる渦度強制を正しく与えることも本質的に重要であると考えられる。

参考文献

- 倉嶋厚, 1969: オホーツク海高気圧について—昭和41年度全国予報技術検討会報告—, 研究時報, **21**, 170-193.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2003: Evolution and dynamics of summertime blocking over the Far East and the associated surface Okhotsk high, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, submitted.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985: Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime airmass Part 2. Structure of the northeasterly flow from polar maritime airmass, *J. Meteor. Soc. Japan*, **79**, 859-871.
- Sato, N. and M. Takahashi, 2003: Properties of the Okhotsk high as a dynamical mode in northeast Asia in midsummer, *Tohoku Geophys. Journ.*, **36**, 505-509