

シベリア高気圧の季節内変動： 増幅過程の力学

地球フロンティア 高谷康太郎

概要

シベリア高気圧の季節内長周期変動に伴う増幅過程とその力学を明らかにする。現在までに蓄積された観測データを解析することにより、シベリア高気圧の季節内変動の増幅過程に伴い、対流圏上層にブロッキング高気圧の形成が一般的に見られることが判明した。このブロッキングの形成は、大西洋方面からの Rossby 波束伝播が顕著な「波束伝播型」と、太平洋方面から高気圧偏差が碎波してくる「太平洋型」の二つに大別される。ブロッキング形成の違いにもかかわらず、シベリア高気圧の増幅には、対流圏上層のブロッキングを伴う循環偏差と、シベリア高気圧に伴う地表付近の循環偏差との相互作用が重要であることが PV inversion によって示された。

1 はじめに

冬季ユーラシア大陸上に存在する地表のシベリア高気圧の強弱は冬季東アジアモンスーンの強弱と密接な関連があることが知られている。言うまでもなく、冬季アジアモンスーンの強弱は、東アジア域への寒気の吹き出しなどを通じ、日本を含む極東域の冬の気候を決定的に左右する。また、モンスーンの変動が海洋上の移動性高低気圧の活動に与える影響も示唆されている (Nakamura et. al., 2002)。さらに、このモンスーン活動に伴い、大陸から寒冷で乾燥した季節風が黒潮系の暖かい海面上に吹き出すため、海面での蒸発が活発化し、北西太平洋上で大量の熱と水蒸気が大気に供給される。この供給された水蒸気の一部は、東太平洋域の降水となることが予想される。これらの大気・海洋間の熱及び淡水の交換を通じ、冬季モンスーンの影響は、北太平洋の大気 - 海洋結合系にも影響を及ぼしうると考えられる。この様に、東アジアから北太平洋域の気候システムを考える上でもシベリア高気圧の研究は重要である。

図 1a に、NCEP/NCAR 再解析データに基づく、冬季の海面気圧 (SLP) の気候平均の図を示す。1030-hPa を越える中心気圧を持つシベリア高気圧を確認することが出来る。一方、対流圏下層 850-hPa における寒気中心の位置は、シベリア高気圧の気候平均の中心位置の東側、日本列島の北側に位置していることが分かる¹。また、図 1b から明らかなように、シベリア高気圧中心位置の上空 (対流圏上層 250-hPa) にはプラネタリー波に伴う強い高度場偏差はとくに見られない。これらの図は、気候平均の状況において、極東

¹伝統的に、シベリア高気圧の成因は、地表付近の放射冷却と言われてきたが、図 1a から分かるように、シベリア高気圧中心と寒気中心の位置は必ずしも一致しない。高橋 (1955) 等ですでに触れられているように、シベリア高気圧の成因として、地表付近の放射冷却だけでなく、北半球規模の対流圏上層の循環の影響も無視できないが、この点に着目した研究は少ない。シベリア高気圧の生成のメカニズムも興味ある研究課題であるが、本研究では直接には取り上げない。

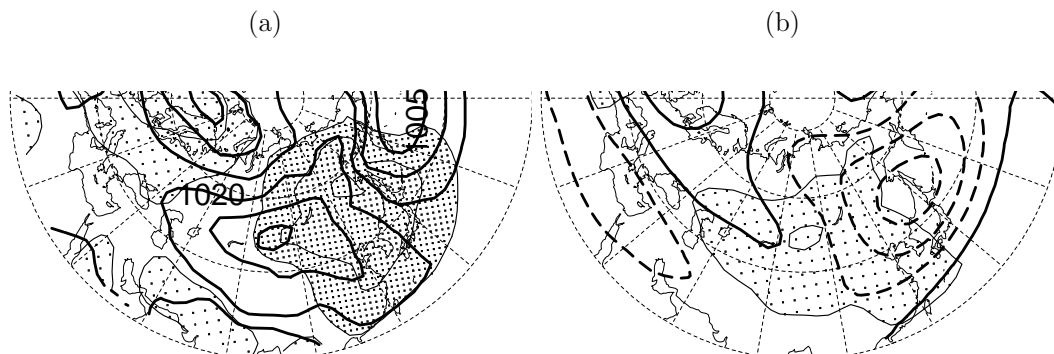


図 1: NCEP/NCAR 再解析データに基づいて計算したユーラシア大陸上及び北太平洋地域の気候平均場。期間は 1958-98 年で、11 月 16 日から 4 月 14 日までの 150 日平均。(a) 等値線は平均の海面気圧 (SLP) で 5-hPa 毎。影は東西平均からのずれで定義した 850-hPa の温度偏差分布で、薄が正 (+2 K 以上)、濃が負 (-2 K 以下)、細線は $\pm 2, \pm 6, \pm 10 \dots$ K。(b) 等値線は東西平均からのずれで定義した 250-hPa の高度場偏差分布で、 $\pm 50, \pm 150, \pm 250 \dots$ m (破線が負)。影は、気候平均場における 1020-hPa 以上の SLP 分布図 (シベリア高気圧) で細線はそれぞれ 1020, 1030-hPa。

付近を中心に強い傾圧的構造が対流圏に見られることを示唆しており、東アジアを中心に強いモンスーンが観測されることと符合する訳である。

さて、シベリア高気圧の研究は、主にその変動に注目して行われてきた。それらの研究の大部分は、中緯度への寒気の吹き出しという視点から、対流圏下層の循環に注目したものである (Ding and Krishnamuruti 1987, Ding 1990, Esbensen 1984, Clark et al. 1999 など)。対流圏上層の循環とシベリア高気圧の変動との関連については、わが国の冬の長期予報を左右する要因として、経験的な知識が蓄積されてきており、そこからは対流圏上層の波動の寄与が示唆される (Suda 1957, 和田 1965)。また、Joung and Hitchman (1982), Hsu and Wallace (1985), Hsu (1987) のように、上空の循環変動と地上の寒気の吹き出しとの関連性について言及した論文もあるが、その力学的なメカニズムは明らかにされていない。また、これらの研究では、同じモンスーンの変動でも、総観規模変動すなわち周期数日の現象を取り扱うことが多かった。

そこで本研究では、現在までに蓄積された観測データを解析することにより、シベリア高気圧の季節内変動に伴う増幅過程とその力学を明らかにする。ここでは、周期一週間以上の長周期の変動に着目する。以下、シベリア高気圧の異常な増幅過程における、対流圏上層と地表付近とのそれぞれの循環偏差の間での相互作用の重要性と、その具体的なメカニズムが示される (なお、2004 年 1 月現在、本研究の結果は、J.A.S. に投稿中である: Takaya and Nakamura 2004a,b)。

2 解析方法

以下では、NCEP/NCAR 再解析データを用いて解析を行う。期間は、1958-1998 年で、11 月 16 日からの 150 日間を冬とした。シベリア高気圧の特に強まった event を解析するため、再解析データの各 grid の周囲で、過去 40 年間で地上の高気圧の特に強まった event を強い方から各々 20 例選びだし、その循環場の合成図を作成した。合成図は、ユーラシ

ア大陸上及び西太平洋域の各 grid で行ったため、シベリア高気圧の増幅過程の一般的な描像も解析できる (詳細は Takaya 2002, Takaya and Nakamura 2004a 参照)。

また、対流圏上層の循環偏差が地表付近に与える影響、及びその逆の影響を調べるため、渦位 (PV) の inversion 手法 (Hoskins et al 1985) を用いる。PV inversion においては、温度風平衡の条件と適切な境界条件のもと、力学的な保存量である PV の偏差の分布を与えると、その周りの流れの場が一意に決まる性質が用いられる。この手法により、地表のシベリア高気圧及びそれに伴う寒気の発達に、観測された対流圏上層の循環変動がどのような影響を及ぼし得るかが評価できる。この際、従来使われていた地表の境界条件を吟味し直し、人為的に設定した地表の境界条件が上層からの影響の評価に悪影響を及ぼさないよう工夫した。また、地表では、温位偏差が PV 偏差として振る舞う性質を利用して、形成強化された寒気が逆にどのような影響を対流圏上層の循環変動に及ぼし得るかについても、同じ PV inversion の手法を用いて調査した。

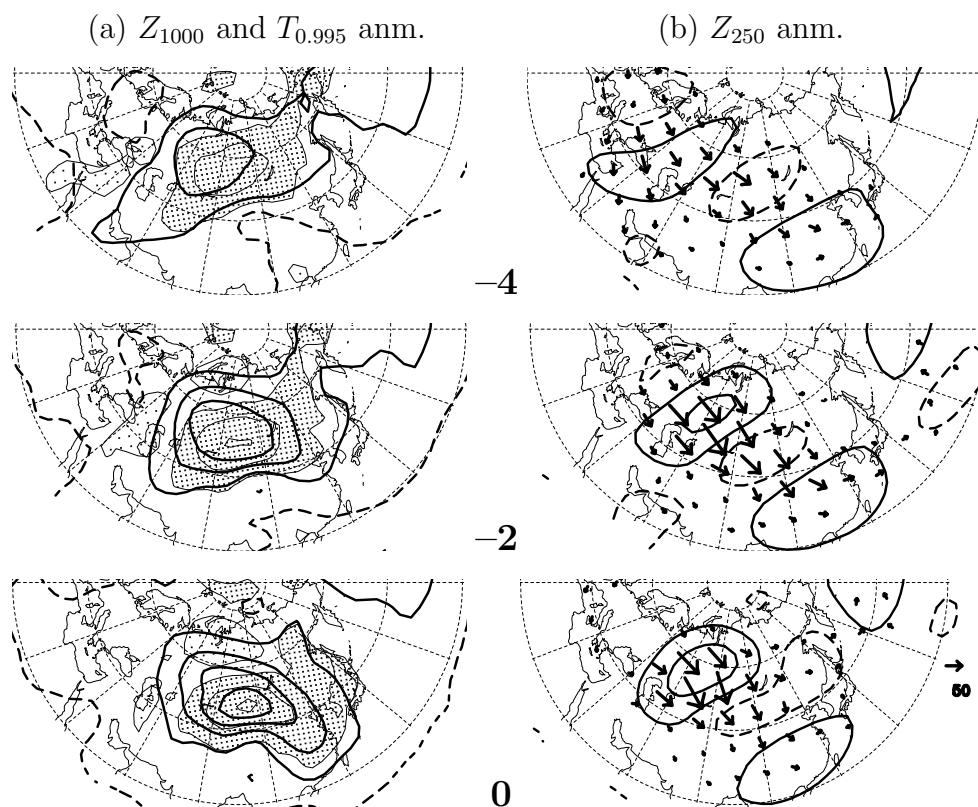


図 2: シベリア付近 (47°N , 90°E) を中心とした、高気圧偏差増幅時の長周期変動の時間発展。最近 40 年 (1958-98) で最も強い 20 のイベントの合成図。ピーク時を 0 とした日付を参照。(a) 等値線は 1000-hPa 高度場偏差合成図で、 20m から 40m 毎。影は、地表付近における温度偏差で、濃いものは負。 2K より 4K 毎。(b) 等値線は 250-hPa 高度場偏差で 50m から 100m 。矢印は wave-activity flux (Takaya and Nakamura 1997, 2001) で、スケールは右下参照。

3 結果

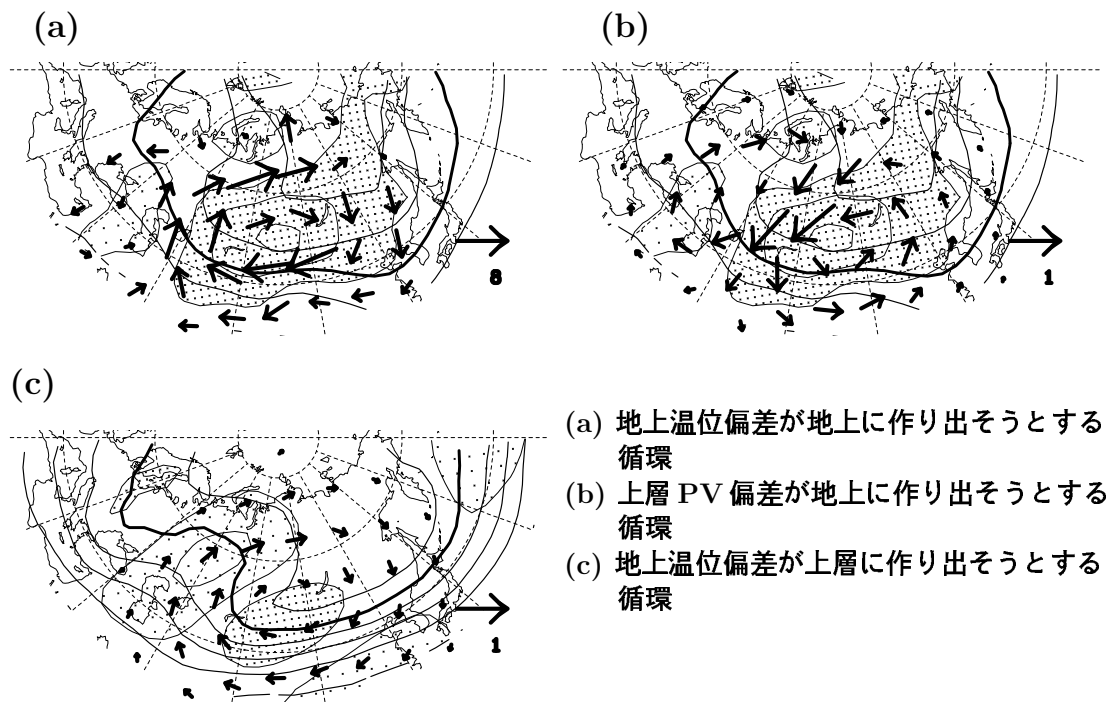
季節内変動に伴う増幅過程の結果を以下に示す。シベリア高気圧の季節内変動における異常な増幅は、上空のブロッキング高気圧の形成を伴うこと、またそのブロッキングの形成過程が、極渦に伴う極東上空の気圧の谷 (図 1b) に相対的な位置関係によって 2 種に大別されることが判明した。1 つ目のタイプは、極渦トラフの東側で卓越するもので、北太平洋上に存在した高気圧性偏差が西へ発展し、シベリア東部にまで達する場合である (「太平洋型」)。もう 1 つのタイプは、北大西洋・ヨーロッパ方面から定常ロスビー波束が上空を東へ伝播し、西シベリア付近の対流圏上層に強いブロッキングを形成する場合である (「波束伝播型」または「大西洋型」)。これは、極渦トラフの西側で卓越する。

波束伝播 (大西洋) 型の例を、図 2 に示す。図 2a は、過去 40 年間でバイカル湖付近 (47°N , 90°E) でシベリア高気圧が最も発達した 20 例の、1000-hPa 高度場偏差の合成図に見られる時間発展である。シベリア大陸上で高気圧性偏差が強まり、徐々に東アジア一帯に張り出す様子が見て取れる。また、一連の時間発展の期間では、高気圧性偏差の東側と南側部分とは強い地上付近 ($\sigma = 0.995$) の寒気偏差が重なっている。この寒気偏差は、ピーク時から 6 日及び 8 日前からある程度の強さをもって中央シベリア付近に存在していたものである (図は省略)。この寒気も、地上高気圧偏差と同様、ユーラシア大陸上で強まり、極東域へ吹き出す。ここで観測される極東域への寒気吹き出しは、シベリア高気圧の増幅に伴うものとしては、最も強いものの 1 つである (図省略)。

一方、図 2b は、250-hPa 高度場偏差の合成図に見られる時間発展で、対流圏上層のヨーロッパ方面からの Rossby 波束伝播が明瞭に観測される。この波束伝播に伴うシベリア上層の高気圧性偏差 (ブロッキング高気圧) が、地表付近にもともと存在していた寒気偏差の西側に発達する様子を見て取ることができる。一般に、西シベリアの地表付近に高気圧性偏差が発達するときには、対流圏上層でこのような波束伝播が見られ、この波束伝播に伴う対流圏上層のブロッキング高気圧の形成とともに地上の寒気が発達していくのが特徴である。以下、そのメカニズムを調査する。

図 3 は、PV inversion によって得られたものである。寒気偏差が自らの周りに励起しようとする循環を図 3a に示す。自らが作り出す温度移流の効果により、寒気偏差は東に移動・拡大しようとしていることが分かる。これは地表に形成されて温度勾配に沿って東進する、いわば熱的なロスビー波と観る事ができる。一方、上層の波束伝播に伴う上層の PV 偏差が地表付近に引き起こそうとする循環は、この以前より存在していた地上の寒気偏差の東方への移動を抑え、かつこの寒気を一層強めようとする働きが分かる (図 3b)。とくに、基本場の寒気 (図 1a も参照) を南方に移流しようとする効果が大きい。このように、上空のブロッキングに伴う PV 偏差の影響によって、大陸上の寒気偏差がさらに発達するのである。一方、こうして強化された地上の寒気が対流圏上層に引き起こそうとする循環は、今度は、ヨーロッパ方面から伝播してきた上層の波束を維持、強化する事がわかる (図 3c)。

一方、図は省略するが、地上にもともと寒気偏差が無い場合に、強いブロッキングが上層に形成された場合はどうなるであろうか。ブロッキングに伴う上層 PV 偏差が地上に引き起こそうとする循環が基本場の寒気を移流する効果は同様のため、やはり地上に寒気が発達され、寒気吹き出しにつながる。しかし、図 2 及び 3 の例のような相互作用が弱いため、寒気はそれほど発達せず、結果的に寒気吹き出しの規模は弱い。



- (a) 地上温位偏差が地上に作り出そうとする循環
- (b) 上層 PV 偏差が地上に作り出そうとする循環
- (c) 地上温位偏差が上層に作り出そうとする循環

図 3: ピーク時より 2 日前の分布図 (図 2 参照) をもとに計算した PV Inversion の結果。(a) 矢印; 地上付近において観測された温位偏差が 地上付近に引き起こそうとする風の間。等値線; 地上付近で観測された温度の total 場。10K 毎、太線は 273K。影; 地上付近で観測された温度偏差。濃いものが負。細線は 2K より 4K 毎。(b) 矢印; 300-hPa において観測された PV 偏差が、地上付近に引き起こそうとする風の間。等値線; 地上付近で観測された温度の total 場。10K 毎、太線は 273K。影; 地上付近で観測された温度偏差。濃いものが負。細線は 2K より 4K 毎。(c) 矢印; 地上付近において観測された温位偏差が、300-hPa に引き起こそうとする風の間。等値線; 330K (対流圏上層) で観測された PV の total 場。1PVU 毎、太線は 5PVU。影; 300-hPa で観測された高度場偏差。濃いものが負。細線は 50m より 100m 毎。

このように、定常ロスビー波束伝播に伴う対流圏上層の循環偏差と、地表寒気偏差との相互作用により、一連の系が維持強化されるメカニズムが、シベリア高気圧の増幅過程として重要である事が初めて指摘された。波動の見地からは、圏界面を導波管とし伝播してきた外部波としての定常ロスビー波が、熱的減衰の効く大陸地表面付近の強い温度傾度との相互作用を通じ不安定化して局所的に再強制され、地表付近にも著しい気温と循環の変動をもたらしたものと解釈できる。地上の寒気偏差中心付近で起こる南北熱輸送は、波の活動度 flux の上向き成分を通じて、下流側の上層低気圧性偏差を再強制しようとする。これは、地上付近の寒気が上層の波束を強化しようとする効果 (図 3c) と合致する。エネルギー論の観点からは、熱的減衰のもとで地上に生ずる、波動による南北熱輸送によって、下層の傾圧性に伴う有効位置エネルギーが波動に変換された結果、循環偏差の増幅がもたらされたという解釈が可能である。こうしたメカニズムは理論的には示されていた (Held et al. 1986) もの、現実の現象で起こることを指摘した例は過去にほとんどない。

一方、オホーツク海の北部 (67°N , 140°E) を中心として高気圧性偏差が発達する場合 (太平洋型) においても (図 4a)、東アジア付近に高気圧性偏差が張り出し、地上には寒気偏差の南下が見られる。ところが、最盛期 4 日前の上層の高度場偏差においては (図 4b)、東方からの波束伝播は見られない。この高気圧偏差は、日付変更線付近の対流圏上層の高度場偏差が西へ発展してきたもので、高気圧性偏差の碎波とも解釈できる (Swanson 2000, 2001)。それに伴って地上で励起される北東風偏差が寒気を移流し、地表の温度減衰の状況下で寒気が強化される。その寒気は、チベット高原の北東の縁まで達すると、東側の斜面にそって東アジアに南下する。このように、上層のブロッキング高気圧の成因が異なっても、北東シベリア大陸上に存在する気候平均場の寒気をチベット高原の北東の縁へ移流するような地上風を引き起こせば、東アジアへの寒気の吹き出しが起こることが確認できる。

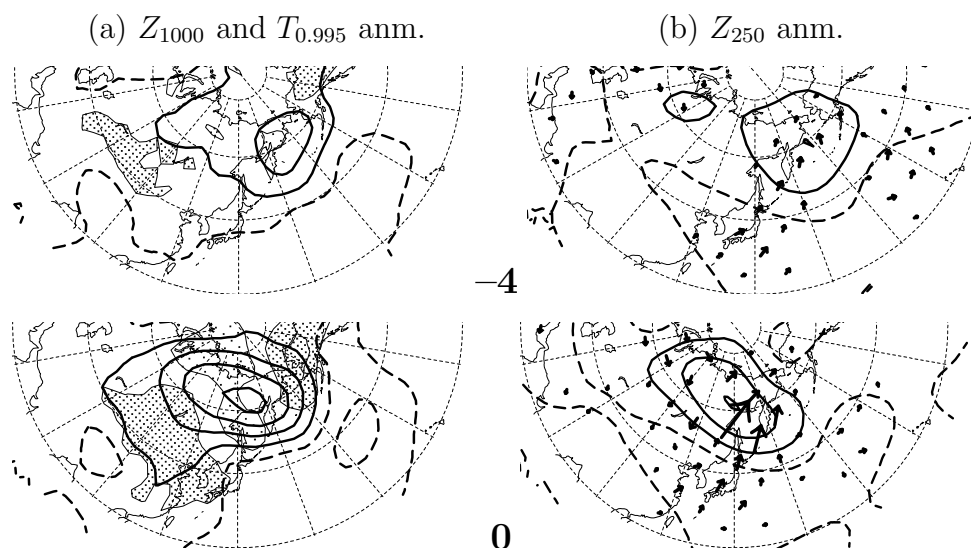
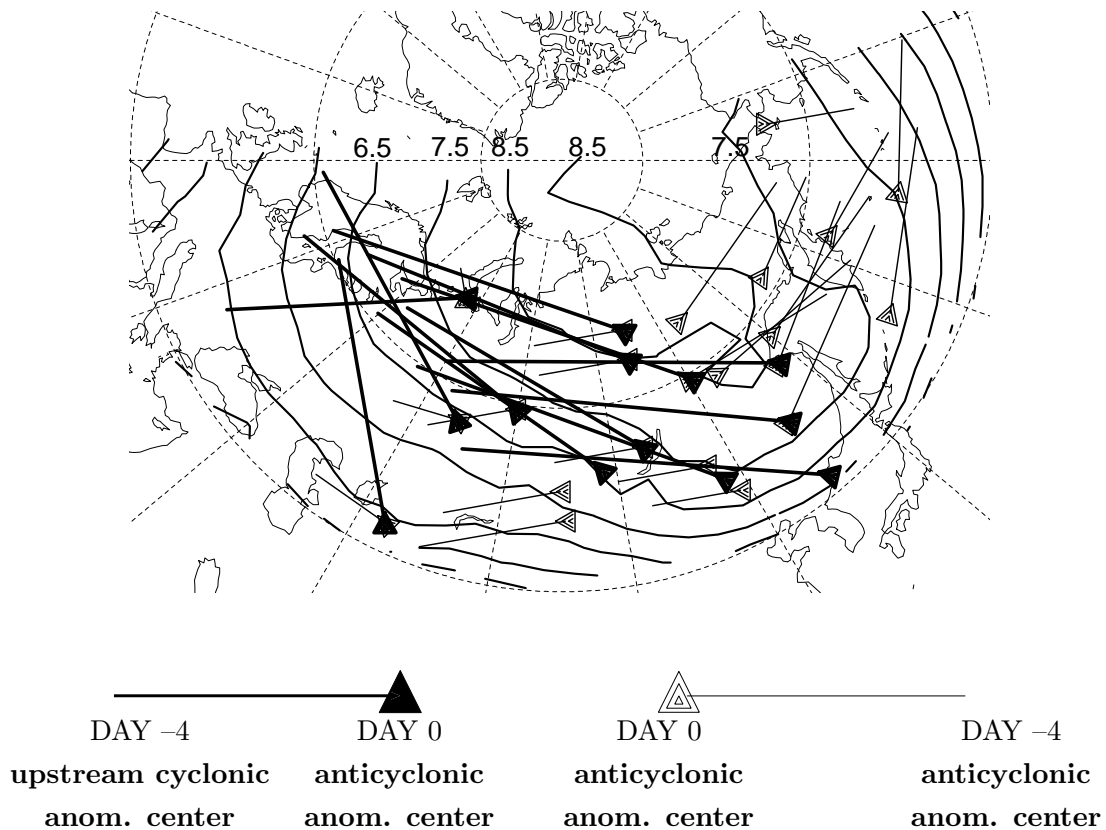


図 4: 図 2 と同様、ただし、オホーツク北部 (67°N , 140°E) を中心としたイベントの合成図。また、ピーク時 4 日前 (-4) 及びピーク時 (0)。

図 5 において、「波束伝播型」及び「太平洋型」の 2 種類のパターンの地理的な分布を示す。シグナルを強調するため、これは 250-hPa で計算したブロッキング高気圧の合成図データ (計算方法は上に同じ) をもとに、タイプの識別を行った。これを見ると、気候平

均場で極東に存在する極渦トラフの西側に波束伝播型、東側に太平洋型が卓越していることが分かる。波束伝播型は、波束源が大西洋領域にまで遡ることの出来ることが多い。すなわち、北大西洋東部で卓越する長周期擾乱が、波束伝播という形で下流側へ影響を及ぼし、シベリア高気圧の変動に関連していると解釈できる。一方、「太平洋型」は、北太平洋東部で卓越する長周期擾乱 (のうちのいくつか) が、砕波しながら西に発展することによって、シベリア大陸上の循環に影響を及ぼすと解釈することができる。

Two Types of Upper-Level Blocking Formation over Siberia



4 考察

本研究では、シベリア高気圧の増幅過程が、上空の惑星波の谷に対する位置関係に依って2種類に大別されることを示した。すなわち、上流からの波束伝播に伴う場合と、太平洋から高気圧偏差が西へ発展する場合とである。いずれの場合も、対流圏上層の循環と地表付近の傾圧性の相互作用により、地表付近の寒気が強化形成される。もし、上空のブロッキングの形成の直前までに、何らかの理由により予め強い寒気が地表付近に形成されていた場合には、シベリア高気圧の著しい増幅がみられる。これは、この予め存在していた寒気に伴う地表付近の著しい傾圧性により、上層のブロッキングとの相互作用が強化されるためと解釈できる。

詳細は割愛するが、季節内変動に伴う、シベリア高気圧の異常な弱化過程についても調査を行った。弱化過程においても、対流圏上層には、図2～図4とほとんど同様なパターンを認めることができる。しかし、その偏差の極性が、増幅時とはちょうど逆になっている。この場合でも、対流圏上層と地表付近の循環偏差間の相互作用が、力学的及び熱力学的に重要であることが判明した。

さらに、このような季節内のシベリア高気圧の増幅過程と同様に、同高気圧の経年変動においても、上層の循環偏差と地表の寒気や気圧の偏差とが、互いを維持・強化しあうように働く事も示された(図は省略)。本研究の成果は、対流圏の冬季の長期予報を左右する重要な一要因であるシベリア高気圧の変動のメカニズムを初めて明らかにしただけでなく、将来の温暖化した気候状態における冬の気候を予測する上においても重要な手がかりを与え得るものである。

参考文献

- Clark, M. P., M. C. Serreze and D. A. Robinson, 1999: Atmospheric controls on Eurasian snow extent. *Int. J. Climatol.*, **19**, 27-40.
- Ding, Y., 1990: Build-up, air mass transformation and propagation of Siberian high and its relation to cold surge in East Asia. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **44**, 281-292.
- , and T.N. Krishnamurti, 1987: Heat budget of the Siberian high and the winter monsoon. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 2428-2449.
- Esbensen, S.K., 1984: A comparison of intermonthly and interannual teleconnections in the 700 mb geopotential height field during the Northern Hemisphere Winter. *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 2016-2032.
- Held, I. M., R.T. Pierrehumbert and R.L. Panetta, 1986: Dissipative destabilization of external Rossby waves. *J. Atmos. Sci.*, **43**, 388-396.
- Hsu, H.-H., 1987: Propagation of low-level circulation features in the vicinity of mountain ranges. *Mon. Wea. Rev.*, **115**, 1864-1892.
- , and J.M. Wallace, 1985: Vertical structure of wintertime teleconnection patterns. *J. Atmos. Sci.*, **42**, 1693-1710.
- Joung, C.H., and M.H. Hitchman, 1982: On the role of successive downstream development in East Asian polar air outbreaks. *Mon. Wea. Rev.*, **110**, 1224-1237.
- Nakamura, H., T. Izumi and T. Sampe 2002: Interannual and decadal modulations recently observed in the Pacific storm track activity and East Asian winter monsoon. *J. Climate*, **15**, 1855-1874.

- Suda, K., 1957: The mean pressure field characteristic to persistent cold waves in the Far East. *J. Meteor. Soc. Japan*, **75-th Anniversary vol.**, 192-198.
- Swanson, K.L., 2000: Stationary wave accumulation and the generation of low-frequency variability on zonally varying flows. *J. Atmos. Sci.*, **57**, 2262-2280.
- , 2001: Blocking as a local instability to zonally varying flows. *Quart. J. R. Met. Soc.*, **127**, 1341-1355.
- Takaya, K., 2002: Amplification mechanisms and variations of the Siberian High: Interaction of stationary Rossby waves with surface baroclinicity. Ph.D. dissertation, 146pp., University of Tokyo.
- , and H. Nakamura 1997: A formulation of a wave-activity flux of stationary Rossby waves on a zonally varying basic flow. *Geophys. Res. Lett.*, **24**, 2985-2988.
- , and ———, 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.
- , and ———, 2004: Intraseasonal amplification of the Siberian high. Part I: Formation mechanisms of the associated upper-level blocking. *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- , and ———, 2004: Intraseasonal amplification of the Siberian high. Part II: Intensification mechanisms of the cold surface high. *J. Atmos. Sci.*, submitted.
- 高橋 浩一郎、1955: 「動気候学」、岩波書店、316p.
- 和田 英夫、1969: 「長期予報新講」、地人書館、234p.