

101:103:104 (オホーツク海高気圧; 冷夏;
ブロッキング; ロスビー波)

3. オホーツク海高気圧の成因と予測への鍵

中村 尚*・深町 知宏**

1. はじめに

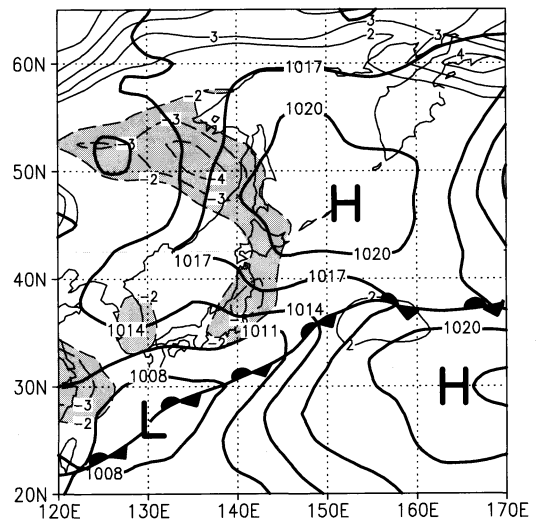
オホーツク高気圧が梅雨期を特徴付け、盛夏期におけるその頻繁な出現が北日本や、年によっては東日本にまでヤマセ¹⁾を吹かせ、冷夏をもたらすことは良く知られている(第1図)。2003年の夏もオホーツク海高気圧が度々出現し、1993年以来の顕著な冷夏となったことは記憶に新しい。オホーツク海高気圧の動向を正しく予測できるかが、夏季の天候予報の重要な鍵となるのだが、それにはその形成過程をきちんと理解することが必要となる。

季節進行に伴い、周囲の陸地は5月までにはオホーツク海と同程度にまで暖まり、6~8月にかけては、逆にオホーツクが陸地より数度冷たいという状況が続く(第2図)。この冷たさこそがオホーツク海高気圧の形成に重要と信じられてきた。また、地上の寒冷なオホーツク海高気圧が上空には暖かいブロッキング高気圧を伴うことも以前から指摘されてきた(Suda and Asakura, 1955; 倉嶋, 1969; 大川, 1973; Ninomiya and Mizuno, 1985; Wang, 1992)。こうしたオホーツク海高気圧の研究の歴史については加藤(1995)に詳しい。最近、東海大学の立花ほか(2002, 私信)が実施した観測により、オホーツク海高気圧の冷たく霧に満ちた混合層の厚さが500 mほどしかないこと等がわかってきたが、高気圧の発達にオホーツクの冷たさがどう関わるかについての本格的な議論は殆どなされてこなかったのが実情である。そこで、我々はこうした課題に客観解析データの解析から取り組んでいる(中村ほか, 1997; 中村, 2003; Nakamura and Fukama-

chi, 2004)。本講演では、その最新の成果をご紹介しつつ、それに基づき2003年夏の事例を振り返り、オホーツク海高気圧の形成に関する予測可能性について論じたい。

2. オホーツク海高気圧の形成過程

第2図に見られるような、初夏から盛夏にかけての極東での明瞭な季節進行を考慮し、1965~92年に出現した顕著なオホーツク海高気圧15例の合成図を各月別個に作成した。その結果、初夏(5月)と梅雨後期(7月)で、その形成過程や循環偏差の鉛直構造が本質的に異なることが判明した(Nakamura and Fukama-



第1図 1993年7月21日午前9時(JST)の海面気圧(太線; 3hPa毎)と地上気温偏差(細線; 1°C毎; ゼロ線は略; 破線は低温偏差で-2°C超の偏差に陰影)。米国環境予測センター(NCEP)と同大気科学研究センター(NCAR)再解析データに基づく。前線の位置は筆者らの推測。

* 東京大学大学院理学系研究科地球惑星科学専攻。

** 気象庁海洋気象情報室。

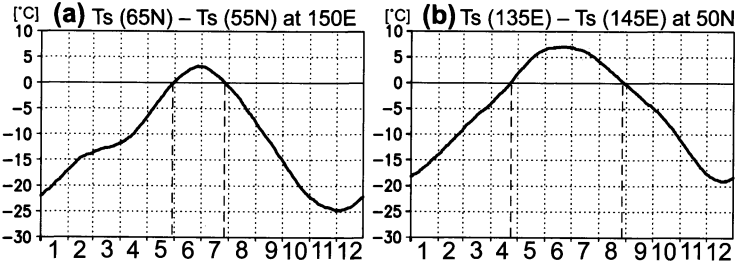
¹⁾ ヤマセに関しては、気象研究ノート第183号「ヤマセ」(1995年日本気象学会刊行)に総合報告がある。

chi, 2004; 以下NF04と略記).

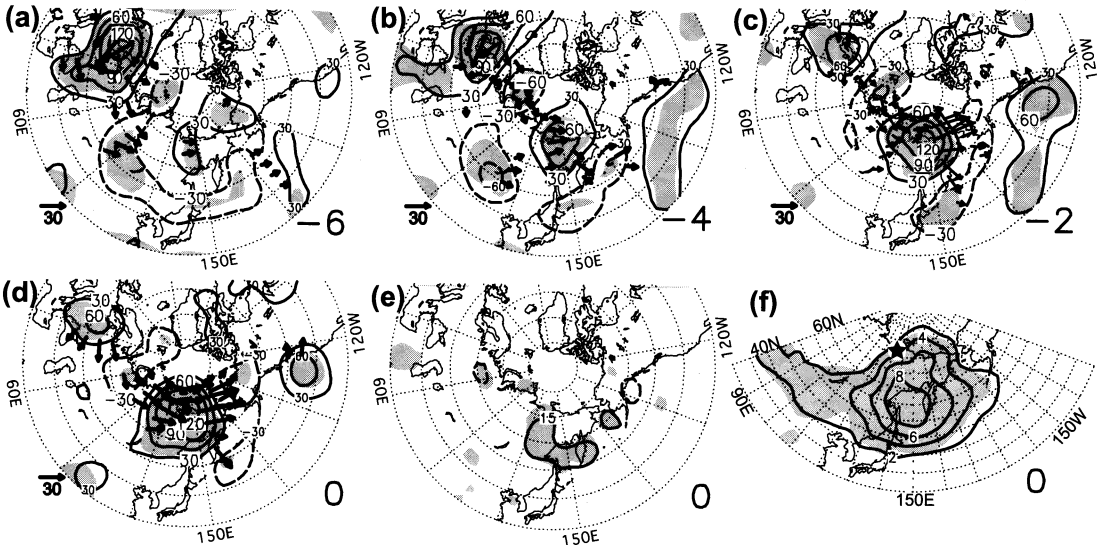
まずは、冷夏に直接関わる7月についての結果を紹介したい. 合成図に基づく対流圏循環偏差場の典型的時間発展を第3図に掲げた. 数日前に北欧で発達した高気圧性偏差(第3図a)から射出され, ユーラシア北部を亜寒帯ジェットに沿って伝播してきた定常ロスビー波束が(第3図b), 西風ジェットが南北に分流する極東上空でその伝播が

増幅し(第3図c), 局所的な砕波が起こるのに伴い上空のブロッキングが最盛期を迎える(第3図d). 停滞性偏差の増幅には移動性擾乱からのフィードバック強制は殆ど寄与しない(第3図e). 即ち, 基本流の渦位

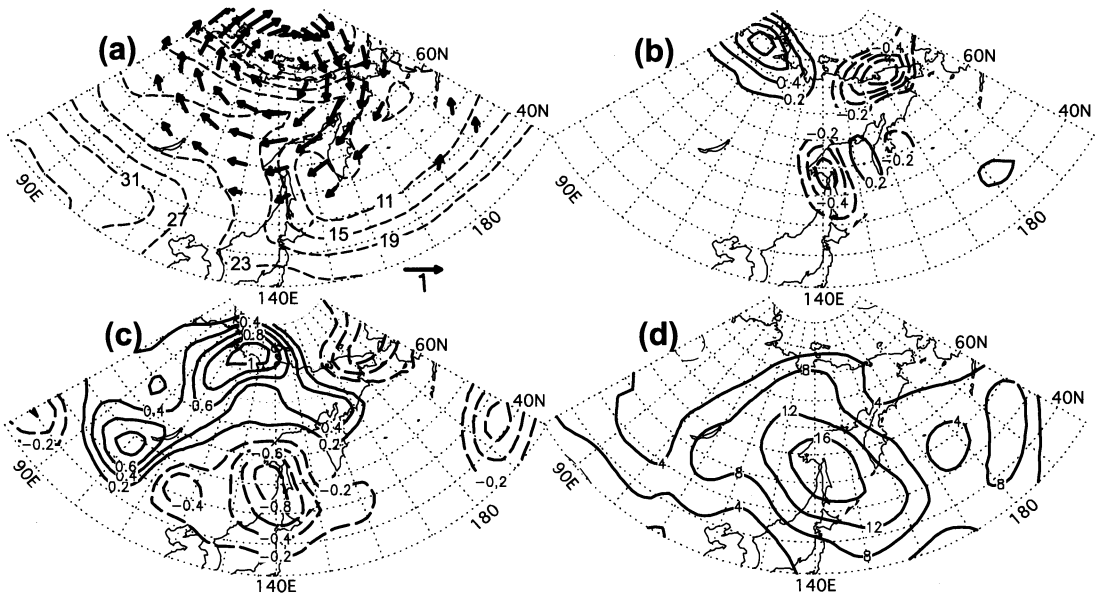
勾配が局所的に緩和される7月の極東では, Nakamura *et al.* (1997) が提唱した長周期力学主導のブロッキング形成が生じ易いのである(中村, 1999).
 なお, 第1図に示したオホーツク海高気圧の形成に



第2図 (a) オホーツク海北岸を挟んだ南北の地上気温差(°C)の平年季節変化(横軸目盛は各月の初日を表す). 150°Eにおける65°Nと55°Nの間の差(北側の陸地が温暖な場合が正). (b) オホーツク海西岸を挟んだ東西の地上気温差(°C)の平年季節変化. 50°Nにおける135°Eと145°Eの間の差(西側の陸地が温暖な場合が正). 南北両地点間よりは東西両地点間の距離が短いので, 実際の温度傾度は東西方向の方がやや強いことに注意. $\sigma=0.995$ 面のNCEP/NCAR再解析データ(1979~1998)に基づく. Nakamura and Fukamachi (2004; NF04)に拠る.



第3図 7月に出現した強いオホーツク海高気圧15例の合成偏差図. (a-d) 300 hPa 高度偏差 (30 m 毎; ゼロ線は略; 破線は低気圧性偏差). 矢印は Takaya and Nakamura (2001) に基づく定常ロスビー波の活動度フラックスの水平成分(局所的水平群速度に平行). スケーリング ($m^2 s^{-2}$) は左下. (d) が地上高気圧のピーク時に対応. (c) はその2日前, (b) 4日前, (a) 6日前. 下段は (d) が地上高気圧のピーク時に対応. (e) 地上高気圧のピーク時2日前における移動性高低気圧波から準停滞性偏差へのフィードバック強制. 擾乱に伴う渦度フラックスの収束偏差を Nakamura *et al.* (1997) に従い, 250-hPa 面高度の1日当りの変化量として評価(15 m 毎; ゼロ線は略; 破線は低気圧性強制). (f) 地上高気圧のピーク時の1000 hPa 高度偏差 (20 m 毎; ゼロ線は略; 破線は低気圧性偏差). ★は300 hPa 高気圧性偏差の中心. いずれも陰影は高度偏差が信頼度95%で有意な領域. NCEP/NCAR 再解析データに基づく. NF04に拠る.



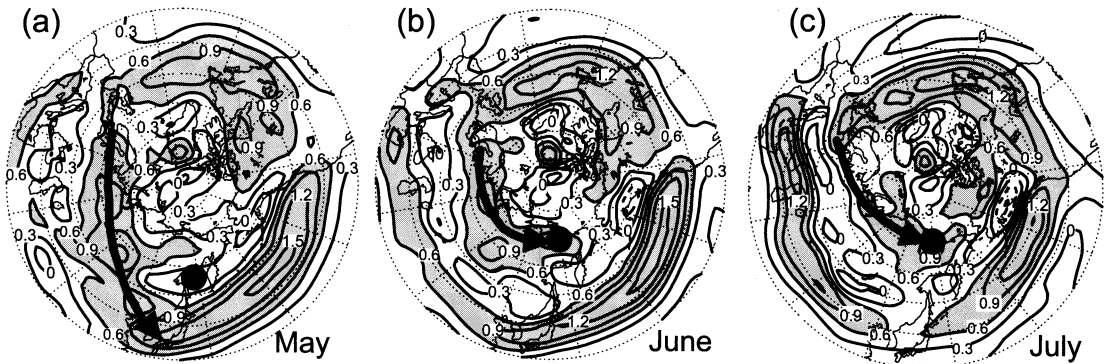
第4図 (a) オホーツク海高気圧のピーク2日前における300 hPa面の渦位偏差が1000 hPa面に誘起しようとする水平風偏差(矢印:スケール [m s^{-1}] は右下). 7月の15例の合成図に基づく渦位反転法解析. 等値線は平年の7月の1000 hPa気温分布 (4°C 毎). NCEP/NCAR再解析データに基づく. (b) その水平風偏差に伴う温度移流がもたらし得る1日当りの1000 hPa気温変化率 (0.2°C 毎; 破線は気温低下; ゼロ線略). (c): (b)と同様. 但し, ピーク2日前に実際に観測された1日当りの地表気温変化 (0.2°C 毎). (d) ピーク2日前に実際に観測された1日当りの1000 hPa面高度変化 (4 m 毎). NF04に拠る.

関わった定常ロスビー波束は, その1週間前の北欧のブロッキングを経て, その起源をもう1週間前の北米北東岸の切離低気圧にまで遡ることができる(NF04).

ところで第3図を見ると, 地表のオホーツク海高気圧に対応する循環偏差はオホーツク海上にあるのに(第3図f), 上空のブロッキングに伴う高気圧性偏差はその北方の極東シベリアに位置しており(第3図d), 循環偏差の軸が南北に傾いた傾圧構造を示す事が分かる. 即ち, 7月の強いオホーツク海高気圧は, 地表付近に著しい寒気偏差が蓄積した寒冷高気圧だと言われて来たことが, 客観的事実として確認できる. 寒冷な地表高気圧偏差が上空のブロッキング形成以前には存在しない事から, 寒気偏差の形成が上空のブロッキング高気圧の発達に因ることも判る.

その過程は次のように理解できる(NF04). まず, 地上のオホーツク海高気圧の最盛期2日前にて, 圏界面付近250 hPa面の合成循環偏差(第3図d)は, 第4図aの矢印が示すような水平風偏差を地表付近1000 hPa面に伴う. これは準地衡風渦位の反転(inversion)法(Hoskins *et al.*, 1985)を用いた推定であるが, 下

方境界を仮想的に地下深く設けて地表気温偏差の影響を除去している(Takaya, 2002). 上空の高気圧性偏差が北方に位置するため, オホーツク海では風速 1 m/s 程度の東風偏差が卓越しており, これがオホーツク西岸付近の強い東西温度傾度(第2図b)を横切るため, 1日当り $0.5\sim 0.7^\circ\text{C}$ にも達する顕著な寒気移流(偏差)が起こる(第4図b). それは, 実際に1000 hPa面での観測される気温低下(1日当り $0.6\sim 0.8^\circ\text{C}$; 第4図c)の大部分を説明し得るほど強い. こうして形成された地上寒気は高気圧性渦位偏差として振舞う(Hoskins *et al.*, 1985). 実際, 7月のオホーツク海高気圧発達時に観測される1000 hPa面高度の上昇は, 東風偏差に因り寒気が蓄積される領域で最大となる(第4図b~d). 以上のように, 7月の寒冷なオホーツク海高気圧の形成には, 冷たいオホーツク海と暖かい大陸との東西気温差が不可欠なことが解った. この重要性は, 第4図aにおいて, 7月の平年気温分布に代えて5月の分布を与えた仮想実験にて, 同じ7月の風偏差を与えても寒気移流が殆ど起きないことから確認できる(NF04).



第5図 30°N以北における平年の250 hPa面上のErtel渦位の南北傾度 ($\partial Q/\partial y$; 0.3毎; 陰影は0.6以上; 単位は100 km当たりの渦位単位). 陰影部はロスビー波の導波管に対応. (a) 5月, (b) 6月, (c) 7月. 陰影域が準定常ロスビー波の導波管に対応. 太矢印は, 推測されるロスビー波の典型的な伝播経路. 強いオホーツク海高気圧15例の合成図に基づく, 300 hPa面における高気圧性偏差の中心 (●) も図示. NCEP/NCAR再解析データに基づく. 北極を中心とした極投影図 (手前側が140°E).

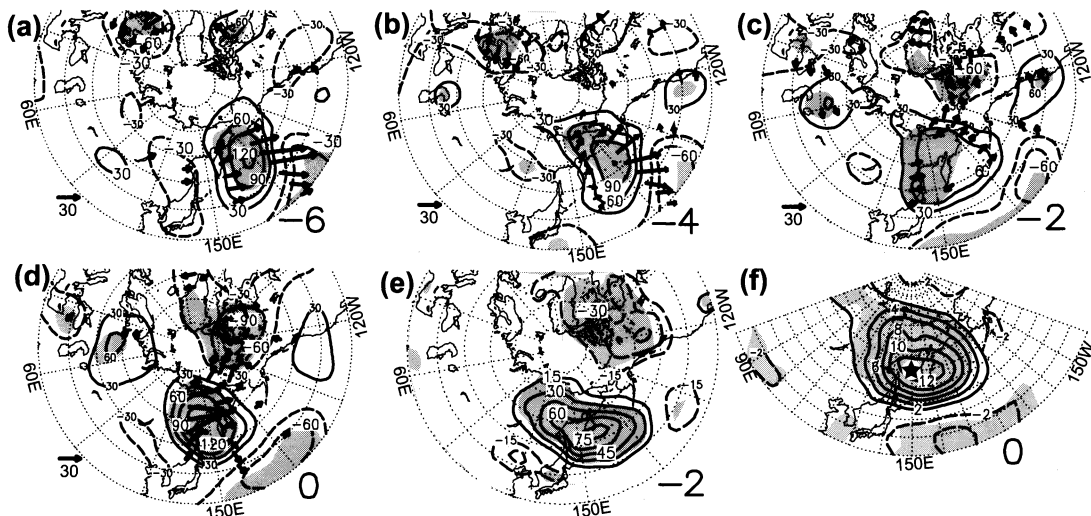
3. 北極海沿岸の導波管と極東の季節進行

前節の結果から, オホーツク海上に東風偏差をもたらすためには, 上空の高気圧性偏差はその北方に形成されなくてはならない. その偏差が定常ロスビー波に伴うものであれば, その導波管はオホーツクよりも高緯度に位置しなくてはならない. 実際, 平年7月において, 250 hPa渦位の南北勾配 ($\partial Q/\partial y$) を1つの指標とする定常ロスビー波の導波管は, シベリアの北極海沿岸上空に東西に形成されており (第5図c), 北欧で発達したブロッキング高気圧が衰弱する際に射出される定常ロスビー波が効果的に北東シベリアに伝播し易い状況になっている. この導波管を形成する上空の西風は, 夏季に暖まるシベリア大陸と夏でも冷たい北極海との間の気温傾度に伴う温度風の反映である. 即ち, 梅雨後期のオホーツク海高気圧の頻繁な出現は, 極東・シベリア域での大気・海洋・陸面・海霧 (大気放射)の相互作用の側面とも捉えることができよう. つまり, この亜寒帯ジェットの形成はユーラシアの季節進行の一環と考えられる. 実際, 250 hPa面における $\partial Q/\partial y$ の分布を見ると, シベリアが暖まる6月には, 7月同様に北極海沿岸に導波管が形成されている (第5図b). これに対し, 5月においてはシベリア北部が暖まり切っていないのを反映し, 導波管は北極海沿岸ではなく, シベリア中部を横切り極東中緯度に達している (第5図a). このため, 例え北欧でブロッキングが発達したとしても, その影響はオホーツクやその北方に及び難いのである (NF04).

では, 5月のオホーツク海高気圧はどのように発達

するのであろうか? 過去15例の合成図に基づく典型的な時間発展は (第6図), オホーツク海高気圧の形成過程が7月とは本質的に異なることを如実に示している (NF04). 即ち, 5月では初期の循環偏差は下流側の北太平洋中部に現れる (第6図a). 即ち, 7月とは異なり, 上流側からのロスビー波束の伝播が原因ではない. 5月のケースでは, 北太平洋に形成された高気圧性偏差が徐々に西に発展して来て (第6図b), オホーツク海上空でさらに発達することで (第6図c), 上空のブロッキングと地表の高気圧性偏差が形成される (第6図d, f). この準停滞性偏差の発達には, 移動性高低気圧波に伴う過度輸送に因るフィードバック強制が本質的な寄与をしている (第6図e). これは, 高気圧偏差の存在に因って北西太平洋上の西風が弱まると共に, 移動性高低気圧波の活動も弱まり, 極向き過度輸送が平年より弱まることに対応している. 5月においては, 太平洋の移動性高低気圧波の活動は春の極大期の直後でまだ活発であり (Nakamura, 1992), 冬季のように移動性擾乱との相互作用に因ってブロッキング形成が起こる. また, 移動性擾乱からのフィードバック強制は, その力学的性質から順圧構造を持つ循環偏差の形成に適している. かつ, 5月においては海陸温度傾度が顕著ではなく, オホーツク周辺で下層の温度移流が効き難い. 実際, 観測される高気圧性偏差の中心は上空・下層ともオホーツク海上にあり (第6図d, f; 第5図a), ほぼ等価順圧構造を示している.

一方, オホーツク海高気圧が6月に最も発達した15例の合成偏差場においては, 5月型と7月型の特徴が



第6図 第3図と同様。但し、5月に出現した強いオホーツク海高気圧15例の合成偏差図。

混在する(NF04)。これを気候平均場の季節進行の観点から捉え直せば、6月は北太平洋上で移動性擾乱がまだある程度は活発な一方、オホーツク上空では西風分流が最も顕著で渦位勾配が最も緩む。かつ、シベリアも暖まって、北極海沿岸上空の亜寒帯ジェットに伴うロスビー波の導波管も形成されている(第5図b)。よって、5月・7月型何れか単独の機構でもブロッキングは起こり得るし、双方の型が同時に起こり得る。また、6月にはオホーツク沿岸に存在する顕著な海陸温度傾度を反映し、ブロッキング形成の型に依らず、地表には寒冷な高気圧偏差が形成される(NF04)。

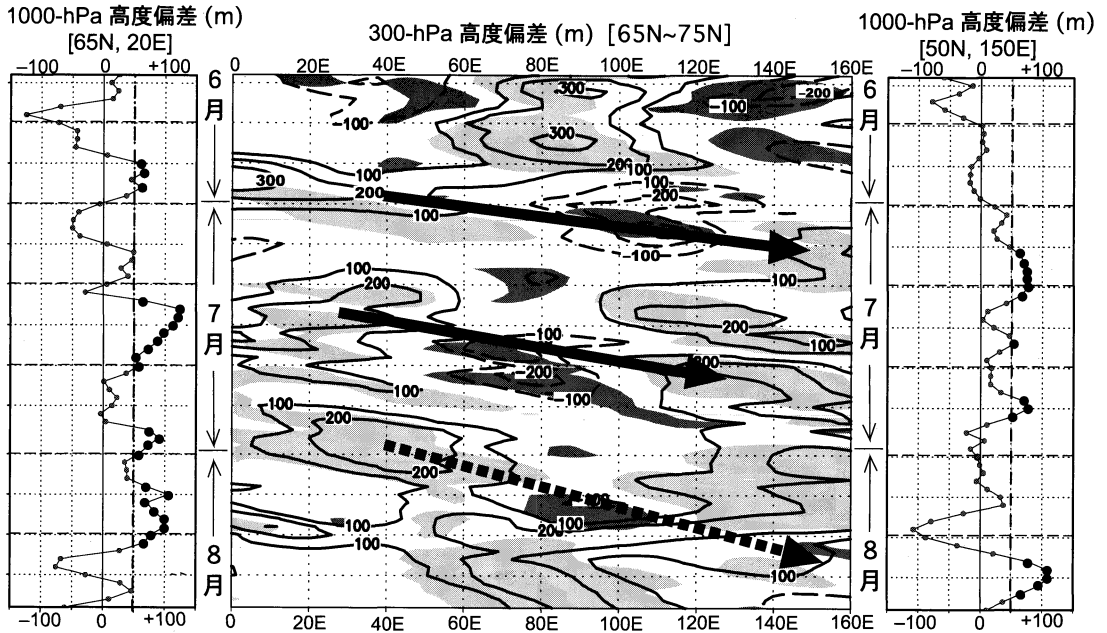
なお、5月型・7月型どちらであろうとも、一旦オホーツク海高気圧が出現すると冷たいヤマセが吹くのは、ヤマセが海洋の亜寒帯前線の上(～42°N)を横切って、東日本に寒気移流をもたらすからである(Kodama, 1997; NF04)。

4. 2003年のオホーツク海高気圧

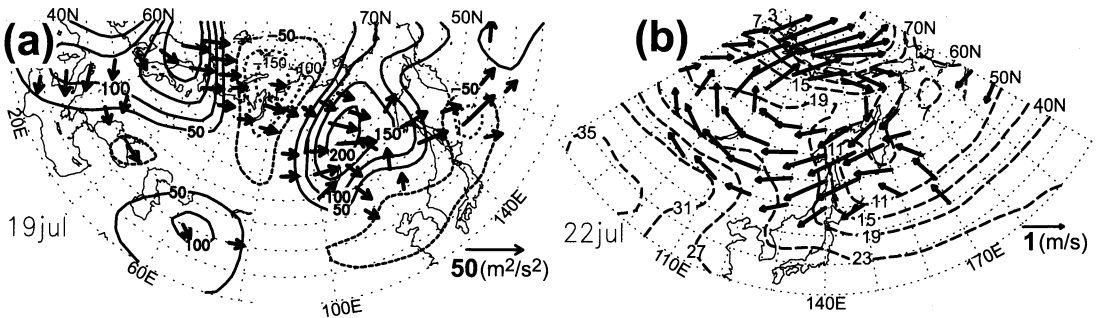
2003年に全国的な冷夏をもたらした直接の原因は、異常に弱かった太平洋高気圧と頻りに出現したオホーツク海高気圧であった。我が国の低温傾向が特に顕著だったのが7月上旬以降であったこと(高野, 2005)から、低温の原因が「7月型」のオホーツク海高気圧の形成であろう事が推察される。実際、7月10日過ぎと下旬のオホーツク海高気圧の発達には、その数日前に北欧で発達した高気圧性偏差から亜寒帯ジェットへ射出された定常ロスビー波に伴うものであった(第7

図)。殊に、下旬の事例は将に第3図のような典型的で(第8図a)、波束の起源を北大西洋にまで遡れた。また、第4図aのように上空の高気圧性偏差がオホーツク海上に東風偏差をもたらし、寒気を移流していた(第8図b)。即ち、欧州(特に北欧)の猛暑と日本の冷夏は、亜寒帯ジェットを伝播するロスビー波によって結び付けられていたのである(木本, 2005)。この背後要因としては、ユーラシア上空では西風が例年になく明瞭に分流し、北極海沿岸の亜寒帯ジェットに沿って定常ロスビー波の導波管が堅固であったことが挙げられる(前田, 2005)。

一方、8月中旬に全国的な低温をもたらしたオホーツク海高気圧の発達はやや様相を異にする。この時期は、北大西洋からの亜寒帯ジェットが南東に大きく蛇行し、亜熱帯ジェットに合流してから日本海上空を北東に流れていた(第9図)。そのジェットに沿って、定常ロスビー波はシベリア南部上空を伝播していた。それに加えて、北大西洋からこのジェットを経由して日本海へと伝播して来た移動性擾乱が、オホーツク海高気圧の発達に寄与したようである。ただし、極東上空の循環偏差は、効果的に下層に寒気移流を生ずる分布ではなかった。にも拘わらず、北・東日本が異常な低温状態となったのは、8月の三陸沖の海面水温が異常に(平年比2°C程度)低かったことが一因であろう。この低温の原因は、7月の頻りにオホーツク海高気圧の出現とそれに伴うヤマセであったと考えられる。



第7図 (中)2003年6月中旬から8月中旬までの、ユーラシア上空(0°~160°E)亜寒帯ジェットに沿った300 hPa 高度偏差(等値線100 m 毎;破線は負値)と1000 hPa 気温偏差(淡影は正值,濃影は負値;何れも1°C 以上)の東西・時間断面図。何れも65°N~75°Nで平均した5日平均偏差に基づく。大矢印は7月に見られた2回の顕著な定常ロスビー波束の伝播,太点線矢印は伝播が不明瞭だった8月中旬の事例を示す。(左)北欧(65°N, 20°E)における5日平均の1000 hPa 高度偏差時系列(m)。右)オホーツク海(50°N, 150°E)における5日平均の1000 hPa 高度偏差時系列(m)。ともに50 m以上の偏差は●で表示。



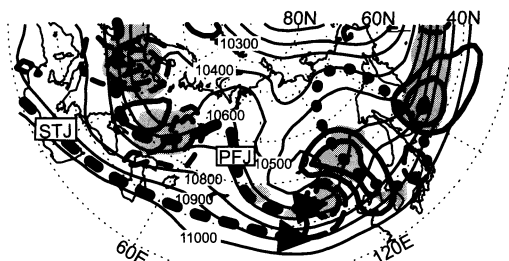
第8図 (a)2003年7月20日過ぎに最盛期を迎えたオホーツク海高気圧に伴う,19日の上空5日平均300 hPa 高度偏差場(50 m 毎;破線は負値;ゼロ線略)。矢印は Takaya and Nakamura (2001) に基づく定常ロスビー波の活動度フラックスの水平成分(スケールは右下)。 (b)21日における300 hPa 面の5日平均PV 偏差が1000 hPa 面に誘起しようとする水平風偏差(矢印:スケールは右下)。渦位反転法解析に基づく。等値線は平年の7月の1000 hPa 気温分布(4K 毎)。いずれも NCEP/NCAR 再解析データに基づく。

5. オホーツク海高気圧の予測への鍵

以上から,梅雨末期から盛夏期にかけてのオホーツク海高気圧と,それに関連した我が国の天候予測に関わる幾つかの要因がおぼろげながら見えてくる。いず

れも,ユーラシアとその周辺域での季節進行との関連の中で理解されねばならない。

その1つは,ユーラシア上空の西風の分流,特に北極海沿岸の亜寒帯ジェットの堅固さである。勿論,個々



第9図 2003年8月15日のユーラシア大陸上の250 hPa 高度場(実線:100 m 毎)。太線は、移動性擾乱に伴う高度偏差(±50, ±100, ±150 m; 破線は負値; 5日平均場からのずれとして定義)。陰影は、12~18日の7日間にて、移動性擾乱の振幅が特に大きい領域。西シベリア上空で亜寒帯ジェット(PFJ)が大きく蛇行し、中国上空で亜熱帯ジェット(STJ)と合流し、そのすぐ下流側の沿海州上空に、地上のオホーツク海高気圧に対応する上空の気圧の峰(太点線)がある。

のイベントを何週間も前から予測することは不可能だが、導波管の堅固さはオホーツク海高気圧の出現のし易さを左右するだろう。そして、その堅固さには初夏以降のシベリアの暖まり具合などが効いてくるであろう。実際、7月に例年になく亜寒帯ジェットが強かった2003年は、5月から6月にかけて、中央シベリア北部では著しく地上気温の高い状態が続き、冷たい北極海との間の傾圧性が高まっていた。ただし、その地表の傾圧性が具体的にどう上空の西風ジェットの形成に繋がるかは今一つ明瞭でない。そこで、2003年と同様、シベリア沿岸の亜寒帯ジェットが強かった1993年7月の状況を解析してみた。すると、北極海と平年より暖かいシベリアとの間で強まった傾圧性に伴って、移動性高低気圧波の活動も強化されており、それらの渦度輸送に因って上空の西風が維持されていた。このジェットの変動は夏季の「北極振動」とも言えるもので(Ogi *et al.*, 2003)、海水や積雪偏差を介しての冬季「北極振動・北大西洋振動」との関連性も指摘されている(Ogi *et al.*, 2004; 山崎, 2005)。

もう1つは、オホーツクから三陸沖にかけての水温偏差である。この海域は、黒潮・親潮混合水域に当たり、盛夏期に太平洋高気圧に覆われて晴天が続くと表層が暖められ、薄い季節温度躍層が発達するが、その薄さ故に持続し難い。実際、夏季の海面水温の経年変動は極めて大きい(Nakamura and Yamagata, 1999)。2003年のように、オホーツク海高気圧が度々出

現し、冷たいヤマセが吹き続けると、季節躍層の発達妨げられる。三陸沖の水温はそれまでのヤマセの出現頻度が、海霧・下層雲の変動を介した正のフィードバックを通じて関連してくる。予報モデルにおいて、冷水域上で地表付近に冷たい高気圧偏差が形成・維持されなければならない。

一方、強いオホーツク海高気圧が形成されれば、北海道が低温となるのはほぼ避けられないが、太平洋高気圧が強ければ、2002年の8月のように、著しい低温偏差は北海道に限られる。一方、1980年や1993年、2003年には、太平洋高気圧の勢力が弱く、オホーツク海高気圧の影響が広く東日本まで及び、またオホーツク海高気圧が一時的に弱まっても梅雨前線が北上しきらず、大冷夏となった。発現したオホーツク海高気圧の影響が東日本にどの程度及ぶかは、太平洋高気圧の強度にも依存するが、その予測には熱帯の対流活動の動向などもきちんと把握できなくてはならない。

参考文献

- Hoskins, B. J., M. E. McIntyre and A. W. Robertson, 1985: On the use and significance of isentropic potential vorticity maps, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **111**, 877-946.
- 加藤内蔵進, 1995: ヤマセに関連するオホーツク海高気圧の総観的総観的特徴, *気象研究ノート*, **183**, 67-90.
- 木本昌秀, 2005: 欧州熱波と日本の冷夏2003, *天気*, **52**, 608-612.
- Kodama, Y., 1997: Airmass transformation of the Yamase air-flow in the summer of 1993, *J. Meteor. Soc. Japan*, **75**, 737-750.
- 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一, *研究時報*, **21**, 170-193.
- 前田修平, 2005: 2003年夏の北半球ダブルジェット, *天気*, **52**, 586-590.
- Nakamura, H., 1992: Midwinter suppression of baroclinic wave activity in the Pacific, *J. Atmos. Sci.*, **49**, 1629-1641.
- Nakamura, H., M. Nakamura and J. L. Anderson, 1997: The role of high- and low-frequency dynamics in blocking formation, *Mon. Wea. Rev.*, **125**, 2074-2093.
- Nakamura, H. and T. Yamagata, 1999: Recent decadal SST variability in the Northwestern Pacific and associated atmospheric anomalies, "Beyond El Nino: Decadal and Interdecadal Cli-

- mate Variability”, A. Navarra ed., Springer, 49-72.
- Nakamura, H. and T. Fukamachi, 2004 : Evolution and dynamics of summertime blocking over the blocking and the associated surface Okhotsk high, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **130**, 1213-1233.
- 中村 尚, 泉 卓也, 新保明彦, 1997 : オホーツク海高気圧の形成に関わる上層のプロッキング高気圧の時間発展とその力学, *気象研究ノート*, **189**, 177-190.
- 中村 尚, 1999 : 異常気象の流体力学—プロッキング現象のメカニズム—, *ながれ*, **18**, 156-163.
- 中村 尚, 2003 : オホーツクの冷たい海と大気循環変動, *天気*, **50**, 516-526.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985 : Anomalous cold spell in summer over northeastern Japan caused by northeasterly wind from polar maritime air-mass. Part I : EOF analysis of temperature variation in relation to the large-scale situation causing the cold summer, *J. Meteor. Soc. Japan*, **63**, 845-857.
- Ogi, M., Y. Tachibana and K. Yamazaki, 2003 : Impact of the wintertime North Atlantic Oscillation (NAO) on the summer atmospheric circulation, *Geophys. Res. Lett.*, **30**(22), 2170, doi : 10.1029/2003GL017280.
- Ogi, M., Y. Tachibana and K. Yamazaki, 2004 : The connectivity of the winter North Atlantic Oscillation (NAO) and the summer Okhotsk high, *J. Meteor. Soc. Japan*, **82**, 905-913.
- 大川 隆, 1973 : オホーツク海高気圧の成長機構, *研究時報*, **25**, 65-77.
- Suda, K. and T. Asakura, 1955 : A study on the unusual "Baiu" season of 1954 by means of Northern Hemisphere upper air mean charts, *J. Meteor. Soc. Japan*, **33**, 1-12.
- 高野清治, 2005 : 2003年の日本の夏の実況と予報, *天気*, **52**, 581-585.
- Takaya, K. 2002 : Amplification Mechanisms of the Siberian High : Interaction of the Stationary Rossby Waves with Surface Baroclinicity. Ph. D. dissertation, Dept. Earth, Planetary Sci., Univ. of Tokyo, 146pp.
- Takaya, K. and H. Nakamura, 2001 : A formulation of a phase-independent wave-activity flux of stationary and migratory quasi-geostrophic eddies on a zonally varying basic flow, *J. Atmos. Sci.*, **58**, 608-627.
- Wang, Y., 1992 : Effect of blocking anticyclones in Eurasia in the rainy season (Meiyu/Baiu season), *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 929-951.
- 山崎孝治, 2005 : 北極振動と日本の夏, *天気*, **52**, 604-607.