

対流圏における急激な温度上昇に関する研究： 1989年冬季アラスカの事例解析

早 崎 将 光*・田 中 博**

要 旨

1989年2月にアラスカ付近を中心に典型的な Ω 型ブロッキングが形成された。このブロッキング形成初期にアラスカにおいて、地表面気温が約1週間で30 K以上上昇する現象が観測された。昇温は地表付近のみにとどまらず、対流圏のほぼ全層におよんでおり、成層圏の突然昇温に対して対流圏突然昇温とも呼べる現象であった。

Tanaka and Milkovich (1990) の熱収支解析によると、昇温初期に顕著な下降流があり、その後は低緯度からの水平温度移流が卓越していることが明らかとなっている。本研究では、このような対流圏における突然昇温現象の水平・鉛直規模を把握し、渦位 (Q) や速度ポテンシャル・発散風などを用いることで昇温初期に発生した下降流の原因について考察した。

対流圏突然昇温の水平規模は経度幅で30~50°, 緯度幅で15~20°程度であり、成層圏突然昇温と比べて局所的な現象であるが、鉛直方向には300ないし400 hPaより下層の対流圏のほぼ全層にわたって10~40 Kの昇温が見られた。また、渦位・鉛直流・上層の収束場などの分布から、昇温初期の明瞭な下降流の形成要因としては、1) 上層の High- Q 移流に伴い日本付近で爆弾低気圧が連続して発生、2) 2つの爆弾低気圧の間で気塊が収束することで強い下降流が形成、3) 上層 High- Q の移流に伴い収束・発散場も日本付近から北東へ移動、4) 強い下降流場も上層の収束場の移動によりアラスカ上に到達した、ということが明らかとなった。したがって、アラスカ上での対流圏突然昇温をもたらした顕著な下降流は、日本付近で2つの爆弾低気圧が連続して発生した事が原因と判明した。

1. 序論

1989年1月末から2月に、主にアラスカを中心として等価順圧的構造を持った Ω 型ブロッキングが形成された。このブロッキング高気圧は強弱を繰り返しながらも2月いっぱい、ほぼ1か月間持続し北半球対流圏循環場に大きな影響を与えた(前田, 1995)。地上でも Fairbanks (64.8°N, 147.9°W) において海面気圧にして1078 hPaに達したため航空機の高度計(測定した気圧から計算する)が正常に動作せず、航空機の発着が出来なくなる事態に至った(Tan and Curry, 1993)。

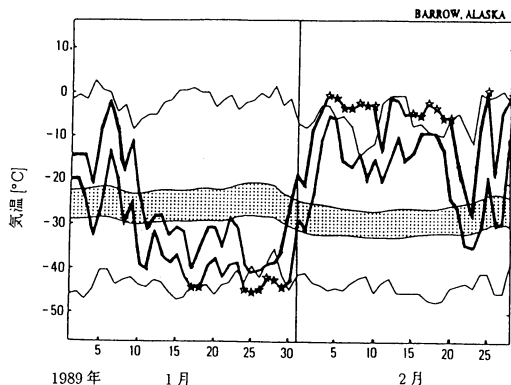
このブロッキング形成期に、アラスカでは観測史上

稀にみる急激な気温変化が生じた。Barrow (71.3°N, 156.8°W) での地上気温は1月末におよそ-40°Cとなり、平年値の期間(当時は1951~1980年)の最低気温記録を下回るような低温状態から、約1週間後の2月はじめには0°C近くまで約40 K気温が上昇し、同じ平年期間の最高気温記録を上回るという非常に急激な気温変化が生じている(第1図)。この高温状態はほぼ2月いっぱい継続し、Barrowにおける2月平均気温は平年より15.3 K高く、標準偏差の4倍を越える値となった(田中, 1989, 1992)。また、Barter Island (70.1°N, 153.6°W)の1971年から1989年の月平均地表面気温の偏差では、1989年1月平均気温の負の偏差は過去に幾度か同規模の変動があるのに対し、2月平均気温の正の偏差は少なくとも過去20年間の最大偏差の2倍に達している(Walsh and Chapman, 1990)。このように1989年1月から2月にかけて、アラスカを中心とし

* 筑波大学地球科学研究科。 ** 筑波大学地球科学系。

—1998年5月15日受領—

—1998年11月9日受理—



第1図 1989年1月1日から2月28日までのBarrow (71.3°N, 156.8°W) における地上気温時系列。縦軸は気温(°C)。太実線は日最高・最低気温を、細実線は平年値(1951年から1980年まで)の最高・最低気温記録を、陰影部は平年値の期間での日最高・最低気温の平均値の範囲。最高・最低気温記録が更新された日は星印が記してある(Tanaka and Milkovich, 1990)。

て循環場・気温場ともにきわめて急激な変化をした。

数日で40 K程度の気温の急激な上昇の例としては、成層圏突然昇温現象がよく知られている。Scherhagが1952年に発見した成層圏突然昇温は、対流圏では見られない急激な気温変化を示す現象であるとして数多くの研究がなされてきた。その結果、昇温については下降流に伴う断熱圧縮として説明され、発現機構については、対流圏で増幅されたプラネタリー波が成層圏内を鉛直伝播していく時、波と平均東西流の相互作用によって極夜ジェットが崩壊して極域の下部成層圏の気温が突然上昇する現象であると説明されている(Matsuno, 1971; 松野・島崎, 1981)。

それに対して、1989年のアラスカにおける昇温は、時間的には1週間から10日という短期間に地上において30から40 Kの昇温が生じており、この意味では成層圏突然昇温に匹敵する現象であった。昇温の範囲は鉛直方向には対流圏のほぼ全層、水平方向にはアラスカを中心とした数千 km の範囲におよび、成層圏突然昇温に対して対流圏における突然昇温現象(Tropospheric Sudden Warming)とも呼べる現象である(田中, 1992)。

Tanaka and Milkovich (1990; 以後 TM とする)による1989年アラスカ領域300 hPa 以下の対流圏における熱収支解析の結果、昇温の始まった1月30日以後

に顕著な下降流があり、2月1日からの下降流の衰退と共に低緯度からの水平温度移流が増加、2月3日以降は顕著な暖気移流となっていた。すなわち、昇温の初期については断熱圧縮が、その後の高温状態の持続は水平移流が顕熱収支の主要な項であることが明らかとなっている。下降流に関しては、Tan and Curry (1993)によるアラスカで観測された非常に強い高気圧の形成・発達期における傾向方程式を用いた解析でも、1月下旬から2月はじめにかけて対流圏のほぼ全層(300 hPa 面以下)に及ぶ高気圧性渦度と顕著な下降流の存在が報告されている。

双方の研究例共にアラスカ上での顕著な下降流は1月末から2月はじめにかけての期間のみであることが報告されているが、その後の期間もアラスカ上空はブロッキング高気圧に覆われているにも関わらず初期のような明瞭な下降流は見られない。

このように、1989年冬季アラスカでは、数日程度という短期間で30 K から40 K もの昇温が生じていること、昇温初期には下降流が顕著であることから、成層圏突然昇温との類似も見られる。しかし、先の熱収支解析や傾向方程式による解析はアラスカ周辺領域や地表で観測された強い高気圧の領域に限定されており、昇温初期に見られた強い下降流の起源や下降流の発生機構に関しては明らかにされていない。

そこで本研究では、断熱・非粘性を仮定した場合の気塊の保存量である等温位面上の Ertel のポテンシャル渦度(渦位)を用いることで、昇温をもたらした気塊の起源を調べ、また鉛直流と密接に関連する対流圏界面付近の発散場を見ることにより、対流圏における突然昇温時に顕著であった下降流の形成の原因を明らかにすることを目的とする。

2章では解析に用いたデータと渦位などの解析方法について説明し、3章では温位場・渦位場などの解析による結果を、4章では結果からの考察と今後の課題について述べる。

2. データと解析方法

解析資料として NCEP (National Centers for Environmental Prediction)/NCAR (National Center for Atmospheric Research) 全球再解析データの1989年1月から1989年2月までの期間を用いた。用いた時間間隔は0000Z と1200Z の1日2回である。水平格子点間隔は経度・緯度方向共に2.5°間隔の144×73地点、鉛直方向は1000 hPa から100 hPa までの指定気圧面

(全12層)である。

それら各地点の各層において水平風 $\vec{V} = (u, v)$, 鉛直流 w , ジオポテンシャル Φ , 気温 T の5要素が定義されている。等温位面での渦位データとしては中・高緯度での対流圏界面付近の様子を見るため、300 K, 315 K の温位面を用いた。

温位 $\theta = T(p_0/p)^{R/c_p}$ を鉛直座標に取った場合の θ 系の渦度方程式と連続の式から以下の渦位方程式が得られる。

$$\frac{D}{Dt} \left(\frac{f + \xi_\theta}{\sigma} \right) = \frac{1}{\sigma} \vec{k} \cdot \nabla_\theta \times \left(\vec{F}_r - \dot{\theta} \frac{\partial \vec{V}}{\partial \theta} \right) + \frac{f + \xi_\theta}{\sigma^2} \frac{\partial}{\partial \theta} (\sigma \dot{\theta}) \quad (1)$$

ここで $D/Dt = \partial/\partial t + \vec{V} \cdot \nabla_\theta$, ∇_θ は θ 面上の水平微分演算子, f はコリオリパラメータ, ξ_θ は等温位面上の相対渦度, $\vec{k}$ は鉛直上向きの単位ベクトル, $\vec{F}_r$ は粘性摩擦の項, $\dot{\theta} \equiv d\theta/dt$, σ は

$$\sigma = -\frac{1}{g} \frac{\partial p}{\partial \theta}$$

で定義される安定度のパラメータである。

(1) 式において、気塊の運動が断熱的であり粘性摩擦がない ($\dot{\theta} = 0$, $\vec{F}_r = \vec{0}$) と仮定すると、(2) 式で定義されるような渦位 Q が保存される。

$$Q = \frac{f + \xi_\theta}{\sigma} \quad (2)$$

大気大循環のような大きな現象を見る場合、時間スケールの短い現象であれば大気の運動が断熱的かつ摩擦がないという仮定は近似的に成り立つため、渦位は時間に関して保存される。したがって、ある温位面上における渦位の分布の時間変化を見ることで、気塊の運動を追跡することが可能になる (Hoskins *et al.*, 1985; Crum and Stevens, 1988; 前田, 1995)。この等温位面上におけるポテンシャル渦度の分布図は Q-map と呼ばれる (二階堂, 1986a, 1986b)。

一般に渦位 Q はコリオリパラメータ f の大きな高緯度や安定度の大きな成層圏で大きな値をとる。また、 Q は低気圧性循環では大きな値 (High- Q) に、高気圧性循環では小さな値 (Low- Q) となる。中・高緯度での315 K 面における渦位は、おおむね $1.6 \sim 6.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ の範囲の値をとる。以後の議論では $1.0 \times 10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1} \text{ K kg}^{-1}$ を 1 PVU (Potential Vorticity Unit)

と定義する (Hoskins *et al.*, 1985)。目安として対流圏ではおおむね 1 PVU 以下、対流圏界面でおおよそ 1.5 PVU 程度となる (Bluestein, 1993)。

また、渦位の鉛直構造を見るため、 p 面での渦位

$$Q = -g \left(f \vec{k} + \nabla_p \times \vec{V} \right) \cdot \nabla_p \theta = -g \left(f \frac{\partial \theta}{\partial p} - \frac{\partial v}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial p} \frac{\partial \theta}{\partial y} + \xi_p \frac{\partial \theta}{\partial p} \right) \quad (3)$$

を計算した。ここで $\nabla_p = (\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial p})$ である。(3) 式中の各項は、 p 面上の渦度 ξ_p については p 面での水平風を球面調和関数展開 (R25切断) して水平風の回転成分の展開係数から、温位と水平風の鉛直微分は3次の自然スプラインを用いて、温位の水平微分は隣接する点との中央差分によりそれぞれ計算した。

また、鉛直流と密接に関係する上層での収束・発散場の状態を見るため、高緯度での対流圏界面に近い 300 hPa 面における速度ポテンシャル χ と発散風 $\vec{V}_x \equiv \nabla_p \chi$ を計算した。速度ポテンシャルは p 面上の発散を D とすると、次式で定義される。

$$D = \nabla_p \cdot \vec{V} = \nabla_p^2 \chi \quad (4)$$

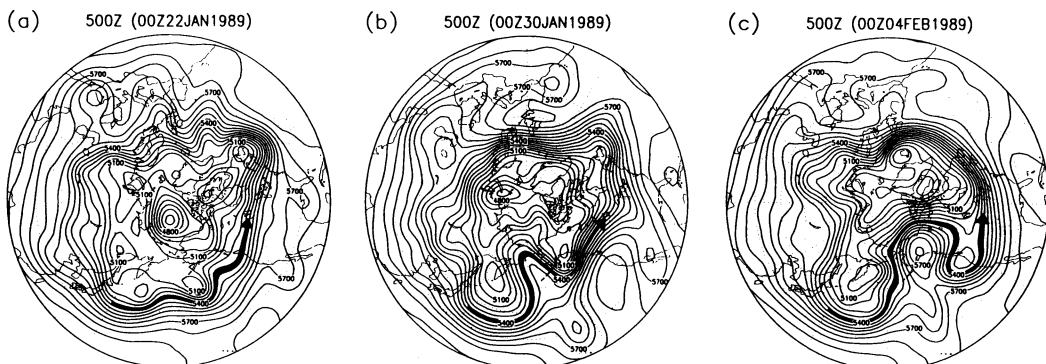
この定義では発散風 $\vec{V}_x$ が等ポテンシャル面に直交し、速度ポテンシャルの極小 (極大) 域で発散 (収束) となる。定義から明らかなように、速度ポテンシャルの等値線が密な所ほど強い発散風となる。

3. 結果

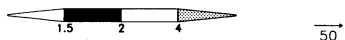
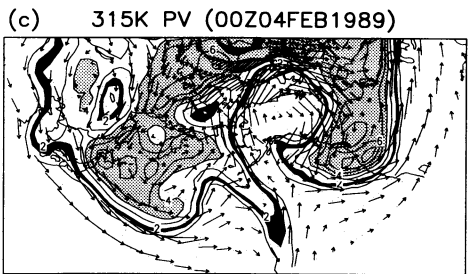
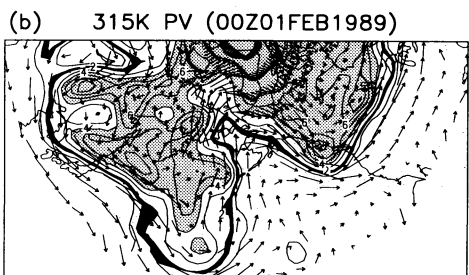
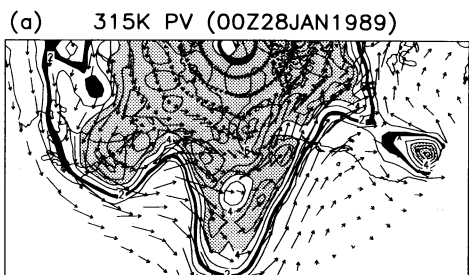
3.1 昇温前後の循環場の状態

突然昇温発生前後の日々の循環場を第2図に示す。TM でも指摘されている (TM の Fig. 2b) ように、1月中旬から27日ころまでは太平洋上で非常に強い帯状流となっている (第2図 a) が、28日から30日にかけてジェットのスネ行が始まり (第2図 b), 2月4日には顕著な Ω 型のブロッキング高気圧が形成されている (第2図 c)。この Ω 型ブロッキングは強弱を3回ほど繰り返しながらほぼ2月いっぱい継続しており、月平均高緯度でも大きな正偏差となっている (前田, 1995)。

第3図は突然昇温前後の315 K 面の渦位 (等値線) と水平風 (ベクトル) である。1月28日 (第3図 a) には北日本は4.0 PVU 以上の渦位の峰 (High- Q) に覆われ、その東側 (150°E 付近) には1.0 PVU 以下の渦位の谷 (Low- Q) があり、低緯度気塊が55°N 近辺まで侵

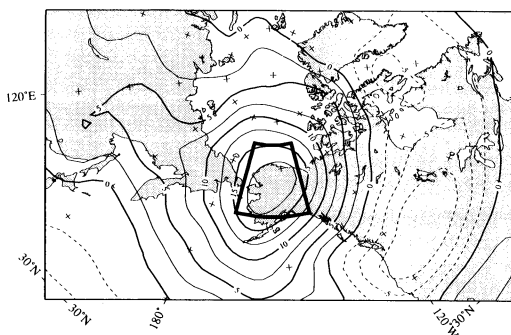


第2図 突然昇温前後の日々の500 hPa面のジオポテンシャル高度で、(a) 1月22日、(b) 30日、(c) 2月4日の0000Zを表す。等値線間隔は60 m。図中の黒矢印は、アラスカ付近を中心とした高度5340 mから5400 mの部分塗りつぶしたものの。



第3図 315 K面における渦位分布図（陰影つき等値線）と水平風（ベクトル）：(a) 1月28日、(b) 2月1日、(c) 4日の0000Z。等値線は1.0 PVU以上のみで1.0 PVU間隔。黒帯は1.5から2.0 PVU、薄い陰影部は4.0 PVU以上の領域を表す。

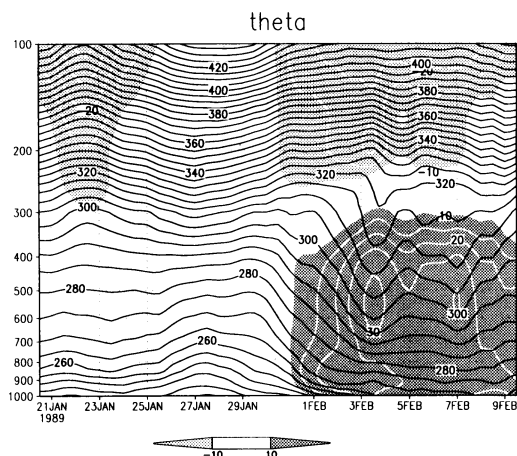
500hPa T: (1-15 Feb)-(16-31 Jan)



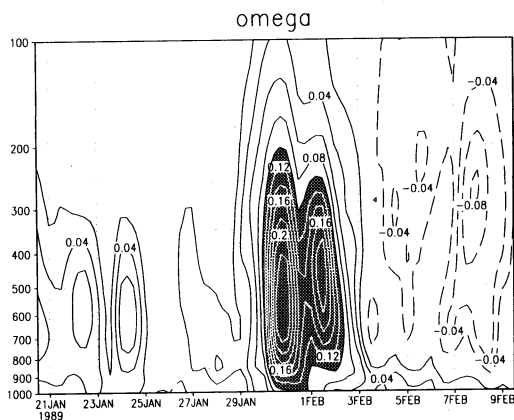
第4図 500 hPa面における半月平均気温の変化量（2月前半－1月後半）。等値線間隔は2.5 Kで正（負）偏差が実線（破線）。太線枠内は本研究で定めた昇温領域である（3.1節参照）。

入している。同じ時期のアラスカ上はおよそ6.0 PVUのHigh-Qに覆われていることから、1月28日当時のアラスカ上の315 K面は下部成層圏に属しているとみなせる。

日本の東海上にあったLow-Qは時間の経過とともに北東方向に移動し、2月1日には対流圏界面に相当する1.5から2.0 PVUの領域はほぼ180°に沿って30°Nの中部太平洋から65°N付近のアラスカの西端にまで到達している（第3図b）。2月4日には、アラスカからカナダ北西部にかけての広い領域が1.0 PVU以下のLow-Qで覆われ、ブロッキングパターンが明瞭である（第3図c）。その後もアラスカ付近は基本的にはLow-Qで覆われ、315 K面における2月のアラスカ付近の渦位の平均（1982～1994年）からの偏差は



第5図 昇温領域平均温位 θ の時間-鉛直断面。等値線間隔は5 K。1月29日0000Zからの偏差が+10 K以上(-10 K以下)の部分には濃い(薄い)ハッチをかけてある。



第6図 昇温領域平均鉛直流 ω の時間-鉛直断面。等値線間隔は0.02 Pa/sec(ゼロ線は省略)で、+0.1 Pa/sec以上の部分には陰影をつけてある。

-2.0 PVUに達した(図略)。

また、700 hPa面における半月平均気温変化量では、1月後半から2月前半にかけてアラスカを中心として最大20 Kの昇温が見られる(TMのFig. 4)。気温上昇の範囲は下部対流圏にとどまらず、400 hPa面まではほぼ一様に昇温しており、500 hPa面でも最大で20 K近い昇温がみられる(第4図)。水平規模は+10 K以上の昇温範囲が東西方向には東シベリアからカナダのユーコン地方まで、南北方向には50°Nから80°Nまで、+15 K以上の範囲でも南北方向に60°Nから75°N付近まで、東西方向には140°Wから170°Wにまで及んでいる。また、300 hPaより上層では昇温の中心が東シベリア上にある(図略)。これ以後、本研究では1月後半から2月前半にかけて500 hPa面で+15 K以上の昇温が見られた60-75°N、140-170°Wの範囲を昇温領域として設定する。

3.2 突然昇温の鉛直規模とその時間変化

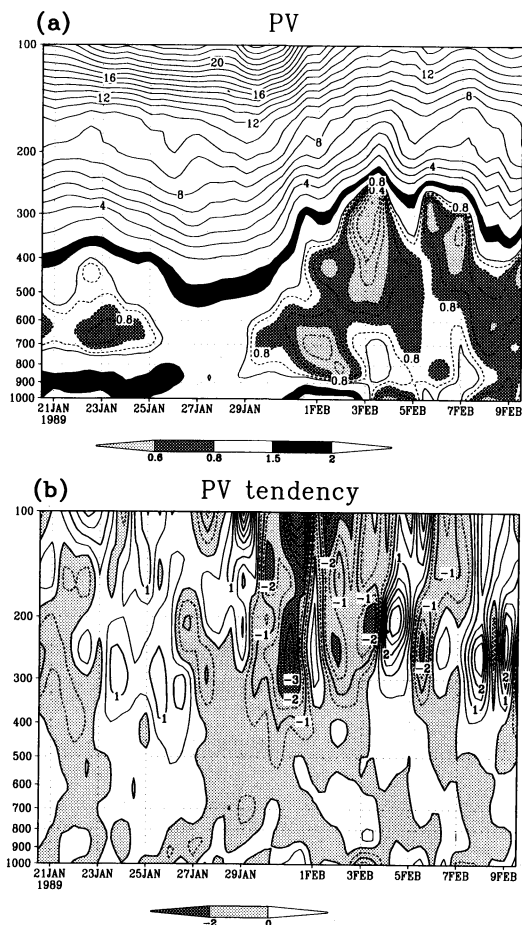
3.1節で定めた領域平均温位の時間-鉛直断面を示す(第5図)。各温位面は260 K以下では1月27日頃から、300 K以下は29日から30日にかけて、300から320 Kは2月1日頃から降下しており、とりわけ1月31日から2月1日にかけて急激な降下が見られる。最も温位面降下が大きかった280 K面は、低温期(29日ころ)には500 hPa面付近に位置していたがおよそ5日後の2月3日には800 hPa以下まで降下している。温位面の降下は下層の方がより早く、下部対流圏(700 hPa)と

上部対流圏(300 hPa)で4日程度の差がある。

Barrowにおいて最後に最低気温記録を更新した1月29日を基準とした偏差(図中のハッチ)で見た場合、対流圏のほぼ全層で+10 K以上、2月3日から4日の対流圏中層では+30 K以上の非常に大きな昇温が見られる。この昇温の時間スケールの短さと昇温規模は中緯度帯ではほとんど見られない特異な現象であると言える。また320 K面より上層の下部成層圏では、対流圏の昇温とは逆に降温が見られる。これは温度偏差の基準とした1月29日前後の約3日間で小規模昇温(minor warming)が生じ、昇温領域が27から30日にかけてアラスカ上空に位置していたためである(図略)。1月下旬から2月上旬の期間で対流圏(成層圏)では温位面が降下(上昇)していることから、対流圏での昇温に伴って対流圏はより厚くなり、暖かい高気圧的な構造を持っていることが分かる(Tan and Curry, 1993)。

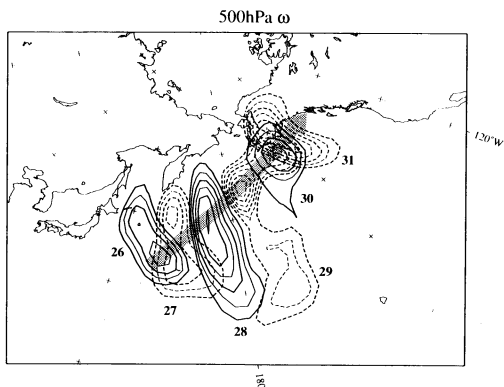
第6図は昇温領域における鉛直流 $\omega \equiv dp/dt$ の時間-鉛直断面である。1月30日から2月2日にかけて500 hPa付近を極大として対流圏のほぼ全層に強い下降流が見られ、第5図でみられた温位面の降下時期とほぼ一致している。この明瞭な下降流は2月2日で終り、その後2月末まで弱い上昇流が断続的に存在している。

同じ期間の渦位の鉛直構造とその時間変化率(第7図)を見ると、1月末の低温期、特に1月23日から27



第7図 (a)：昇温領域平均渦位の時間—鉛直断面。等値線は1.0 PVU 以下(破線)が0.1 PVU 間隔, 1.0 PVU 以上(実線)が1.0 PVU 間隔, 0.6から0.8 PVU は濃いハッチで, 0.6 PVU 以下は薄いハッチで, 1.5から2.0 PVU は黒塗りで表してある。(b)：同じ領域平均渦位の時間変化率[PVU/day]で, 変化率が負の部分にハッチがかけられている。等値線間隔は0.5間隔。

日にかけて全層にわたり渦位が増加する傾向にあり, 対流圏界面に相当する1.5から2.0 PVU の領域が500 hPa 付近にまで下降している。25日から29日にかけては対流圏全体がほぼ—様な渦位(1.0から1.5 PVU)となっているが, 27日頃から200 hPa 面以下で渦位が減少する傾向が見られる。また, 顕著な下降流があった1月30日から2月1日頃にかけて, 相対的に低い渦位(Low-Q)が対流圏中・下層(600から850 hPa 付近)に現れている。 p -面での運動を考えた時の渦位の保存

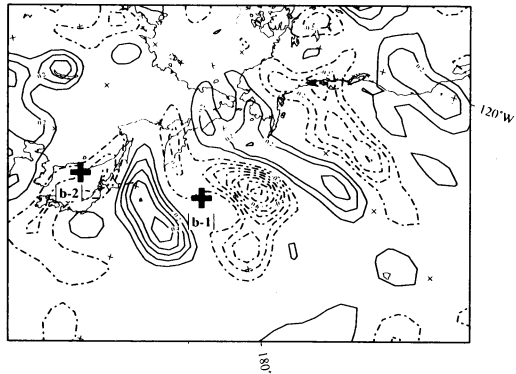
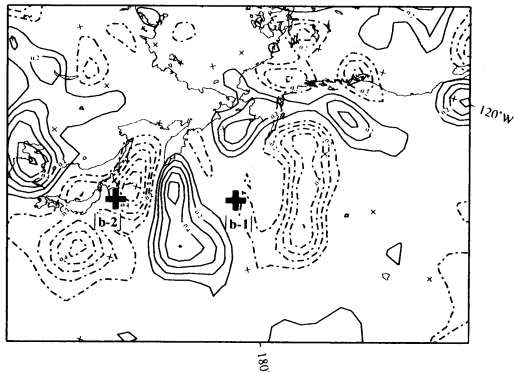
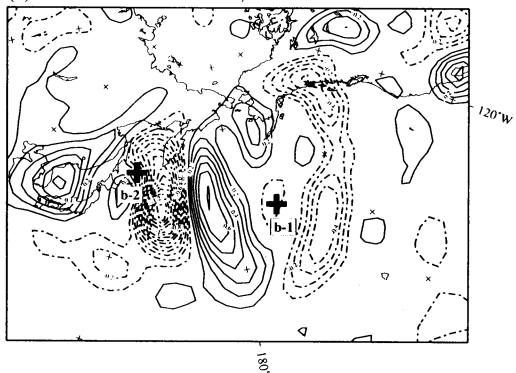
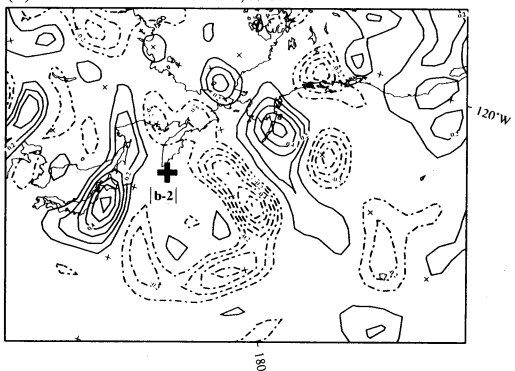


第8図 アラスカ上で観測された, 昇温初期に卓越した下降流領域の1月26日から31日までの移動の様子。500 hPa 面における鉛直流 ω を1日おきに実線・破線を交互に使用して描いている。等値線は+0.2 Pa/sec 以上のみ, 0.1 Pa/sec 間隔で表示。

則： $dQ/dt = (\partial/\partial t + \vec{V} \cdot \nabla_p + \omega \partial/\partial p) Q = 0$ を考えた場合, 顕著な下降流(上層ほど Q が大なので, $-\omega \partial Q/\partial t > 0$) の時期にもかかわらず渦位が減少($\partial Q/\partial t < 0$) していることから, アラスカ領域の渦位変化には大きな負の水平移流($-\vec{V} \cdot \nabla Q$) が寄与していることになる。

この下降流期間の Low-Q がみられた高度を代表する温位面として280 K 面における日々の渦位分布を見ると, 上層での平均的な状態とは異なり高緯度でも Low-Q が存在している。1月29日の対流圏下層ではアラスカ上に寒気のある中心があり, 850 hPa ではアラスカ内陸部で235 K 以下となっているのに対し, 北極海上空は相対的に暖かく, 245 K 前後である。また, 280 K 面において1月29日には北極海と東シベリアにあった Low-Q (0.6 PVU 以下) が北よりの風により31日にはアラスカ上に移動し(図略), 翌2月1日には北太平洋から東シベリアとその北極海沿岸にまで張り出していた Low-Q と合流していた(第12図参照)。したがって, 昇温初期の対流圏下層の Low-Q は(相対的に暖域であった)北極海と低緯度の両方を起源とするものであると考えられる。

強い下降流が終息しはじめた2月2日頃から0.6 PVU 以下の Low-Q が上部対流圏にも現れ, 2月3日には250から500 hPa の層が0.6 PVU 以下の Low-Q (図中薄いハッチ)に覆われている。第5図とあわせて考えると, Low-Q が最も上層まで達した2月3日では250 hPa 付近(温位面では320 K 前後)でも0.1から

(a) 500hPa ω 00Z 26 Jan, 1989(b) 500hPa ω 00Z 27 Jan, 1989(c) 500hPa ω 00Z 28 Jan, 1989(d) 500hPa ω 00Z 30 Jan, 1989

第9図 500 hPa 面における鉛直流 ω の分布図。絶対値が0.1 Pa/sec 以上のみ、下降（上昇）流は実線（一点鎖線）で等値線間隔は0.1 Pa/sec。図中太十字は b-1, b-2 の地上低気圧の中心位置を表す。(a) 1月26日, (b) 同27日, (c) 同28日, (d) 同30日の0000Z。

0.4 PVU となっている。320 K 面で渦位が0.4 PVU 以下というのは平均的には30°N よりも低緯度の対流圏の気塊の渦位に相当すること、断熱かつ非粘性の仮定が成り立つ場合は渦位が保存量であること、315 K 面の渦位と水平風の分布（第3図）などをあわせて考えれば、アラスカの特に対流圏の中層以上（500から200 hPa）においては、強い下降流の後に中部太平洋の低緯度起源の気塊が侵入していると考えられる。

3.3 下降流の起源

次に、昇温領域で見られた500 hPa 付近を極大とする明瞭な下降流の起源をたどるため、1月26日から31日にかけての500 hPa 面での強い下降流域の日々の移動を第8図に示す。第6図で見られた昇温初期に現れた顕著な下降流は26日には日本の東海上に位置しており、時間の経過に伴いアラスカ方面に北東進している。すなわち、アラスカで見られた強い下降流は日本の東

海上で形成され、その勢力を維持しつつ移動してきたことがわかる（図中矢印）。この強い下降流は多少の強弱がありながらも2月2日ころまでアラスカ上に位置していたが、その後南方に移動しつつ弱まっていき、2月6日以後には顕著な下降流領域はみられなくなっている（図略）。

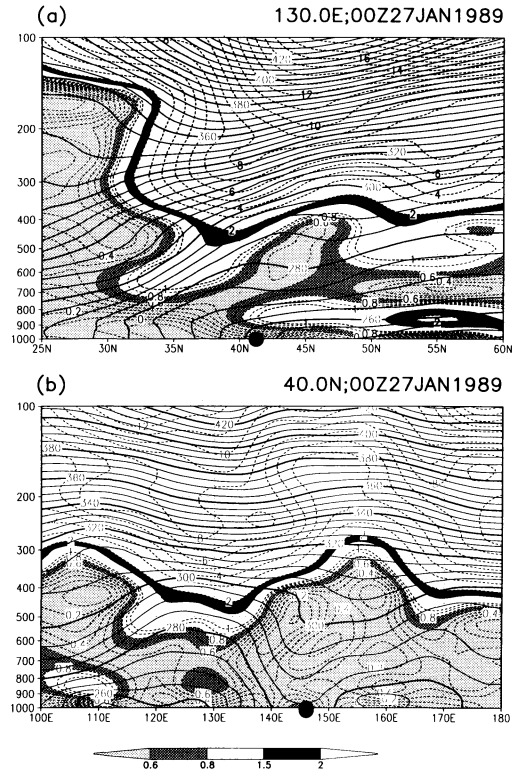
この下降流が形成・移動してくる期間の循環場の状態を示すため、1月26日以降の500 hPa 面での鉛直流 ω の分布を示す（第9図）。1月26日には日本海の低気圧（図中 b-2）に伴う弱い上昇流域がオホーツク海から日本海・九州の南海上にかけてみられる。その東側には発達した低気圧（図中 b-1）に伴い、東側（西側）で上昇流（下降流）となっている（第9図 a）。b-2に伴う上昇流は27から28日にかけて急速に強まり、28日には最大で-1.4 Pa/sec に達している。その時に b-1 と b-2 の間にある下降流は最大+0.7 Pa/sec まで強化され

ている（第9図b, c）. この時、上昇・下降流領域双方とも南北方向に著しく伸長した分布となっており、30°N付近の中緯度から60°N付近の高緯度にまで及んでいる。下降流領域がアラスカ上に到達した30日（第9図d）には、b-2の中心（カムチャッカ半島南端部）と上昇流領域とは遠く離れ、その南東側に切離した低気圧性渦（図略）に沿うように上昇流領域が位置している。

この年の日本付近の天候は、1月中旬以降は冬型が持続せず、1月としては記録的な高温状態であったが、23日以後に日本付近を通過した2つの低気圧（発生順にb-1, b-2とする）が急激に発達して一時的に冬型の気圧配置となった。特にb-2は1月27日0000Zから28日0000Zまでの24時間で1000 hPaから970 hPaまで30 hPaの海面気圧の降下が見られる（第1表）。このように急激に発達する低気圧は爆発的に発達した低気圧あるいは単に「爆弾」（explosive cyclone, または bomb）と呼ばれ、定義として60°Nにおいて1 hPa/hour以上の気圧降下が少なくとも24時間継続するような低気圧を指す（Sanders and Gyakum, 1980；小倉, 1990a, 1990b）。

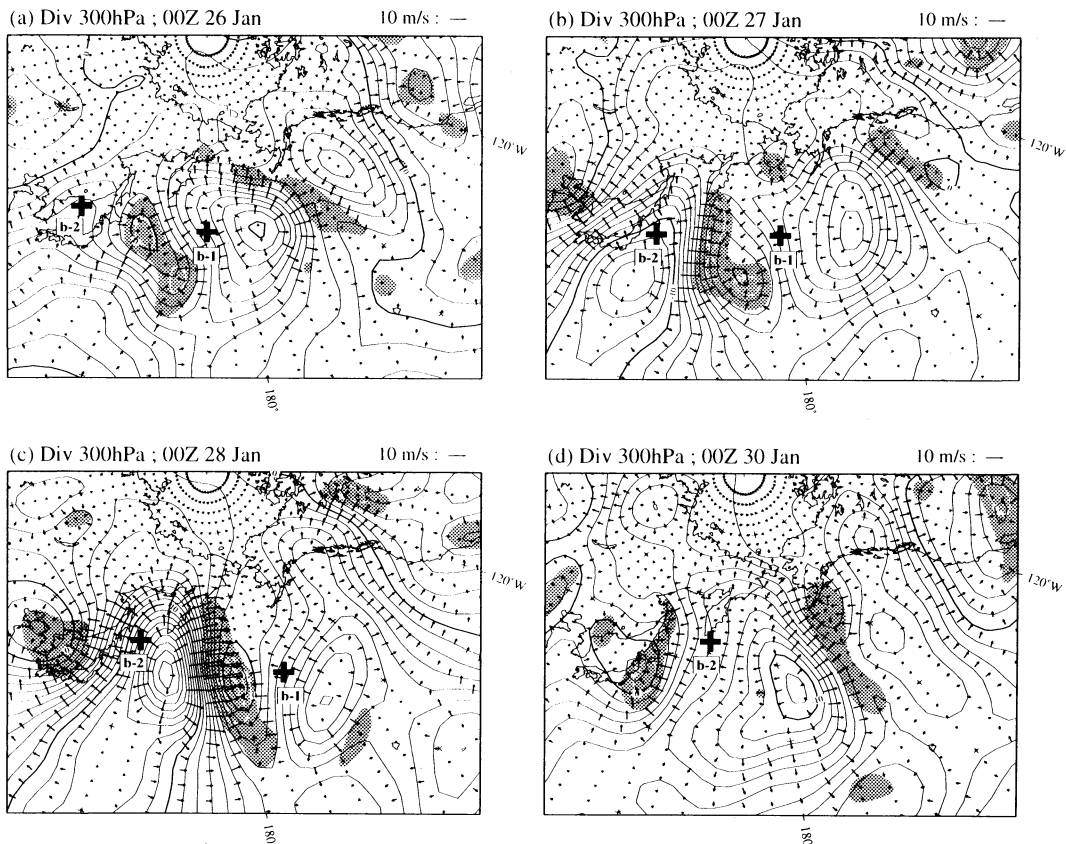
低気圧発達の大きさの指標として、Sanders and Gyakum (1980) で用いられた bergeron という単位を導入する。彼らの定めた爆弾低気圧のしきい値となる1 bergeron は、24時間の気圧降下量が60°Nでは24 hPa, 45°Nでは19.6 hPaに相当する。前述の低気圧の場合、上記の定義でいけばb-1で1.10 bergeron, b-2で1.53 bergeron に達しており、爆弾低気圧の定義を十分に満たしている。

b-2の急発達開始時（1月27日0000Z）の300 hPaでの上層渦の中心（130°E, 40°N）における渦位と温位の東西・南北の鉛直断面を第10図に示す。地上低気圧の中心（146°E, 41°N）の西にあたる130°Eの南北断面（第10図a）より、35°N付近で1.0 PVUの線が700 hPa付近まで降りてきていることがわかる。これは対流圏界面の折れ込み（tropopause folding）と呼ばれ、低気圧発達時によく見られる現象であり、爆弾低気圧の急発達に寄与する物理過程の1つとして重要視されている（Uccellini, 1990）。40°Nでは下部成層圏（およそ2.0 PVU以上）にあたる400から250 hPaでHigh-Qがあり、渦位の南北傾度の逆転が見られる。東西断面（第10図b）を見ると、上層のHigh-Qが地上低気圧の西側に位置しており、典型的な発達期の傾圧不安定波の構造である事がわかる。



第10図 1月27日0000Zの上層渦の中心（130°E, 40°N）における渦位（陰影つき破線）と温位（実線）の（a）南北・（b）東西断面図。渦位の陰影部とその等値線間隔は第7図に同じ。横軸上の黒丸は同時刻の地上低気圧の中心の緯度・経度、温位の等値線は5 K間隔である。

b-2急発達前後での対流圏界面付近における水平風の発散場の状態として、300 hPa面での速度ポテンシャル分布と発散風を示す（第11図）。26日には前述の下降流域に対応する領域（150°E, 45°N中心）で収束が見られる（第11図a）。発散風を見る限りでは、収束域の東側のb-1に伴う発散風が明瞭であり、第9図aでみられたb-1の東（西）で上昇（下降）流、という低気圧に伴う上昇・下降流の一般的なパターンに対応している。26日の時点ではb-2に伴う発散風はそれに比べて小さい。その後27日から28日にかけてのb-2の急速発達期にはb-2に伴う発散風の強化が著しい（第11図b, c）。また、アラスカ湾の南方から中部太平洋にかけては衰退しつつあるb-1に対応した発散場があり、それら2つの発散場に囲まれた領域で下降流と同様の南北に著しく伸びた収束場が見られる。



第11図 300 hPa 面における速度ポテンシャル (等値線)・発散風 (ベクトル) と収束域 (ハッチ). (a) 1月26日, (b) 同27日, (c) 同28日, (d) 同30日の0000Zである. 速度ポテンシャルの等値線間隔は $1.0 \times 10^6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$ で, 陰影部は収束域 ($-1.0 \times 10^5 \text{ s}^{-1}$ 以下), 図中太十字はb-1, b-2の地上低気圧の中心位置を表す.

アラスカに強い下降流が到達した1月30日 (第11図d)には, 上層の発散場の中心はb-2とは離れ, 北太平洋中部 (175°W , 40°N 付近) に位置している. この頃にはb-1は衰退して地上天気図では明瞭な低気圧としては見えず, 150°W を軸とした南北に伸びた発散場も弱くなっている. すなわち, b-1に伴う上層での発散場は収束域に対する空気塊の供給源としての直接的な役割は小さくなっている. またb-2もカムチャッカ半島南端部でほぼ停滞し衰退しつつある (第1表) が, これ以後も下降流はあまり衰えずにアラスカ方面に移動している. この原因については次節で議論する.

3.4 爆弾低気圧と下降流の関係

渦としての低気圧の構造から, 低気圧の前面 (東側) で上昇流, 後面 (西側) で下降流というのが一般的と思われるが, 本研究の場合第9図cに見られるようにb-2に伴う上昇流の東側に顕著な下降流が見られる.

これは比較的短期間に2つの爆弾低気圧が発生したため, それら2つの低気圧に伴う上層での発散風がその間にある収束場を強め, その結果b-2に伴う上昇流の前面でも後面の下降流に匹敵するような強い下降流が形成されたと考えられる.

これを検証するため, 本研究のように比較的短期間に連続して発生した爆弾低気圧で2つめの低気圧の事例 (以後, case I とする) と先行する爆弾低気圧が無い低気圧の事例 (以後, case II) に関して, 各低気圧に伴う上昇流場の前面と後面の下降流の大きさを比較した結果を第2表に示す.

総観規模擾乱程度のスケールでは $\omega \simeq -\rho g w$ と近似できる (Holton, 1992) ので, 下降流領域の面積積分は鉛直方向の質量フラックスに比例した量とみなせる. そこで, 以下の式で表される質量フラックスを各低気圧の前面・後面での下降流の強さの指標として定

第1表 1月下旬に日本の東海上で発生した2つの爆弾低気圧 (b-1, b-2) の中心気圧と位置.

b-1			
日時	中心気圧 (hPa)	緯度	経度
1/22 12Z	1010	29°N	128°E
23 00Z	1004	32°N	134°E
12Z	994	35°N	142°E
24 00Z	988	39°N	148°E
12Z	976	41°N	153°E
25 00Z	968	44°N	159°E
12Z	964	45°N	166°E
26 00Z	964	45°N	170°E
12Z	968	45°N	175°E
27 00Z	972	44°N	180°
12Z	980	43°N	173°W
28 00Z	988	41°N	169°W
12Z	992	41°N	166°W

b-2			
1/26 00Z	1014	42°N	134°E
12Z	1008	41°N	137°E
27 00Z	1000	41°N	146°E
12Z	984	46°N	148°E
28 00Z	970	48°N	149°E
12Z	964	49°N	150°E
29 00Z	964	50°N	153°E
12Z	968	50°N	157°E
30 00Z	978	50°N	159°E
12Z	988	50°N	161°E

義する：

$$M = \frac{1}{g} \int_A \omega dA$$

ここで、 M は下降流に伴う質量フラックスで、 M_f (M_b) が各事例の低気圧の中心より前面 (後面) であることを意味する。計算した積分範囲 A は $+0.2$ Pa/sec 以上の下降流領域とし、日時は各爆弾低気圧の発達期にあたる、最盛期の1日前とした。なお、case I では先行する爆弾低気圧とは急発達の開始時期に2日から3日の時間差があるのに対し、case II では、それより前1週間には爆弾低気圧は発生していない。

この結果、事例毎に質量フラックスの絶対値は大きく異なるが、case I では1事例 (1994年1月) を除き、前面の方が後面よりも下降流が大きくなる傾向にあったのに対し、case II では後面の方が下降流が大きくな

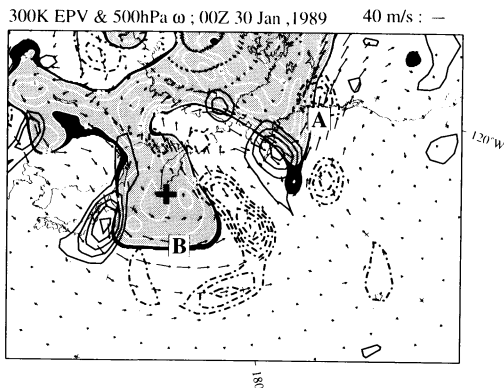
第2表 爆弾低気圧に伴う質量フラックスの指標 (M_f , M_b)。単位は $\text{kgm}^{-2}\text{sec}^{-1}$ (3.4節参照)。日時は各低気圧の発達期 (最盛期の1日前)、 δp は急発達時の気圧変化量 [hPa/day] と爆弾低気圧の強さの指標 [bergeron] (括弧内)。

case I			
日時	M_f	M_b	δp
12Z27JAN1989	17.00	11.07	-30 (1.53)
00Z24NOV1993	6.29	3.85	-22 (1.16)
00Z01JAN1994	7.93	9.89	-22 (1.12)
00Z02FEB1994	5.81	5.65	-34 (2.04)

case II			
12Z14MAR1991	6.10	8.97	-40 (2.25)
00Z24FEB1992	12.48	12.14	-36 (2.26)
00Z21FEB1994	4.50	11.34	-36 (2.60)
12Z07NOV1995	4.08	10.00	-44 (2.37)

る傾向にあった。つまり、短期間に連続して発生した爆弾低気圧の場合、2つの低気圧の間にある下降流が強くなる傾向にあるのに対し、その前に急発達する低気圧が存在しなかった場合は低気圧の後面 (西側) の方により強い下降流が形成される傾向にあった。

また、b-2が停滞・衰退していた1月29日以降でも下降流がその強さを維持しつつアラスカ方面に移動していった原因について、渦位を用いて定性的な解釈を試みる。第12図に1月30日の300K面の渦位と上昇・下降流領域を示す。シベリア東部から中・西部太平洋にかけて張り出した High-Q (図中 B で表示) の南東側末端部付近 (180° , 45°N 中心) に上昇流領域が、ブロッキングとして成長していく Low-Q とアラスカを覆っていた High-Q (図中 A) の境界部分に下降流領域が位置している。この上昇流領域は b-2 発達時の1月27日から b-2 が停滞・衰退していった28日以降にかけて、渦位 B の進行方向側の前面にあった (図略)。また、昇温初期に顕著だった下降流域は渦位 A の後面にあった。渦位と上昇流場の関係として、上層の High-Q が移流して来る場合にその前面で上昇流・後面で下降流となる (二階堂, 1986a)。したがって、b-2 が停滞・衰退していった1月29日以降でも下降流領域がその強さを維持しつつアラスカ方面に移動していったことは、渦位を用いた場合には上層の High-Q 移流による上昇・下降流場の移動として説明できるようである。



第12図 1月30日0000Zでの300 K面における渦位（ハッチ）と水平風（ベクトル），500 hPa面での上昇流（一点鎖線）・下降流（実線）。鉛直流は絶対値で0.2 Pa/sec以上のみで，等値線は0.1 Pa/sec間隔である。渦位の陰影部は1.5から2.0 PVUが黒塗り，2.0 PVU以上が濃いハッチで表されており，白線は1 PVU間隔。図中太十字はb-2の地上低気圧の中心位置を表す。記号A，Bについては3.4節参照。

4. 結論および考察

1989年1月下旬から2月上旬にかけてアラスカ付近で急激な気温上昇が発生した。場所によっては約1週間という短期間で地上気温が230 K程度から270 K付近にまで上昇している。この昇温はアラスカの地表付近のみに留まらず対流圏のほぼ全層に及んでおり，成層圏突然昇温に対して対流圏における突然昇温とも言える現象であった。

Tanaka and Milkovich (1990) によるアラスカ領域における熱収支解析の結果，アラスカ領域の顕熱増大に対しては昇温の初期に断熱圧縮が，その後に水平移流の寄与が大きいたことが明らかとなっている。本研究では断熱・非粘性を仮定した場合の保存量である等温位面上の渦位や対流圏上層の速度ポテンシャル・発散風などを用い，気塊の起源と昇温の初期に顕著であった下降流の発生機構について考察した。

アラスカ上空での領域平均の温位・鉛直流・渦位の時間変化から，1) 対流圏で昇温・成層圏で降温，2) 顕著な下降流は急激な昇温期にあたる1月30日から2月2日にかけての短期間のみで見られる，3) 下降流衰退後の2月3日には低緯度起源の気塊が対流圏のほぼ全層を覆っている，などが明らかとなった。1) のような下層（上層）で昇温（降温）という構造は成層

圏突然昇温でも見られること，昇温が1週間以内で約30 Kで，しかも2) やTMの報告のように顕著な下降流を伴うことなどから，生じた結果としては成層圏突然昇温に対して対流圏突然昇温と言えるかも知れない。3) はTMで水平移流項の増加が鉛直移流項の増加よりも3日程度遅れていることや，対流圏の上層ほど昇温が遅れていることと関連していると考えられる。すなわち，昇温初期（1月30日から2月1日ごろ）には下降流に伴い400ないし500 hPaより下層で主に昇温し，その後（2月2日以後）からは低緯度起源の暖かい気塊が300 hPa以下の主に対流圏上層の昇温に寄与している，ということである。

昇温初期に見られた強い下降流は1月26日時点で最盛期を迎えていた爆弾低気圧b-1の後面にあった。その直後の27日から28日にかけて日本の東海上で生じた爆弾低気圧b-2によってb-1衰退後も下降流が強化され，その下降流領域全体があまり衰退せずにアラスカ方面に移動してきたことが確認された。上層（300 hPa面）ではb-2による強い発散場とそのはるか東側，中部太平洋に位置するb-1に伴う発散場との間の領域で収束場となっていた。

結論として，本研究で問題となったアラスカでの昇温初期に見られた強い下降流の形成要因は，比較的短期間に急激に発達する低気圧（爆弾低気圧）が連続して発生し，それら2つの低気圧に伴う上層の発散風が2つの低気圧間の領域に収束したため，と思われる。また，この下降流が爆弾低気圧の停滞・衰退後もその強さを維持しつつアラスカ方面に移動していったのは，上層のHigh-Qの移流に伴ってその前面（後面）に位置する上昇（下降）流場が移動していったため，と考えられる。

本研究で解析対象とした1989年の事例のように，爆弾低気圧の直後にアラスカブロッキングが形成されていることは，総観規模擾乱がブロッキング形成に寄与をしているという研究例（Colucci, 1985；Crum and Stevens, 1988；Tsou and Smith, 1990；Tanaka, 1991；Nakamura and Wallace, 1993）とも矛盾していない。ブロッキング形成のメカニズムに関しては未だ不明な点が数多く残されているが，この1989年のアラスカブロッキングの事例は総観規模擾乱がブロッキング形成に対して重要であることの実例の1つと言えるだろう。ただし，本研究はあくまでも1989年のアラスカでの事例解析である。第2表で挙げたcase Iの場合でも，1989年以外の爆弾低気圧の事例では明瞭なブ

ロッキング形成には至っていない。

日本付近は爆弾低気圧が非常に多く発生する地域である (Sanders and Gyakum, 1980; Roebber, 1984) にもかかわらず日本国内の研究者による詳細な研究例が極めて少ない (小倉, 1996)。前述のプロッキング形成メカニズムの一説の検証として、さらに防災上の観点からも、わが国近海での爆弾低気圧に関してさらなる調査・研究が必要と思われる。

また、本研究で主題とした高緯度地方で観測される気温の急上昇の一般的な成因という観点からは、下降流が気温の急激な上昇をもたらすという点では降水を伴わない大規模なフェーン現象の1つとも考えられる (猪川, 1990)。しかし、下降流をもたらす原因が山岳強制ではなく隣接する2つの爆弾低気圧が原因であったことから、一般的なフェーン現象とは区別して考えるべきであろう。

今後の課題としては、他の突然昇温現象の事例を調べてそれらの現象の共通点・相違点、特に昇温と下降流との関係やそれらに対する総観規模擾乱の振る舞いを明らかにすることが必要であろう。

謝 辞

本研究を進めるにあたり、筑波大学の安成哲三教授・木村富士男教授には貴重な御意見を頂きました。また、気象庁気候情報課の二階堂義信氏には渦位の解釈に関する御意見を頂きました。この場をかりて厚く御礼申し上げます。最後に、投稿に際して2人の査読者と中村尚編集委員よりいただいた数々の有益なコメントに感謝致します。

参 考 文 献

- Bluestein, H. B., 1993: Synoptic-Dynamic Meteorology in Midlatitudes, Vol. II Observations and Theory of Weather Systems, Oxford Univ. Press, 594pp.
- Colucci, S. J., 1985: Explosive cyclogenesis and large-scale circulation changes: Implication for atmospheric blocking, *J. Atmos. Sci.*, **42**, 2701-2717.
- Crum, F. X. and D. E. Stevens, 1988: A case study of atmospheric blocking using isentropic analysis, *Mon. Wea. Rev.*, **116**, 223-241.
- Holton, J. R., 1992: An Introduction to Dynamic Meteorology, 3rd edition, Vol. 48 of International Geophysics Series, Academic Press, 511pp.
- 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.
- 猪川元興, 1990: 力学的に誘起されたフェーン, *天気*, **37**, 420.
- 前田修平, 1995: プロッキングの事例解析, *グロスベッター*, **33**(2), 20-33.
- Matsuno, T., 1971: A dynamical model of the stratospheric sudden warming, *J. Atmos. Sci.*, **28**, 1479-1494.
- 松野太郎, 島崎達夫, 1981: 成層圏と中間圏の大気, *大気科学講座* 3, 東京大学出版会, 279pp.
- Nakamura, H. and J. M. Wallace, 1993: Synoptic behavior of baroclinic eddies during the blocking onset, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 1892-1903.
- 二階堂義信, 1986a: Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図)―その1 Q-mapの原理―, *天気*, **33**, 289-299.
- 二階堂義信, 1986b: Q-map(等温位面上で解析された渦位分布図)―その2 Q-mapの実際―, *天気*, **33**, 300-331.
- 小倉義光, 1990a: 冬の海上の「爆弾」低気圧<上>, *気象*, **34**(5), 4-6.
- 小倉義光, 1990b: 冬の海上の「爆弾」低気圧<下>, *気象*, **34**(6), 8-10.
- 小倉義光, 1996: 温帯低気圧の発達立体像・中級編, *気象*, **40**(10), 12-18.
- Roebber, P. J., 1984: Statistical analysis and updated climatology of explosive cyclones, *Mon. Wea. Rev.*, **112**, 1577-1589.
- Sanders, F. and J. R. Gyakum, 1980: Synoptic-dynamic climatology of the bomb, *Mon. Wea. Rev.*, **108**, 1589-1606.
- Tan, Y.-C. and J. A. Curry, 1993: A diagnostic study of the evolution of an intense north American anticyclone during winter 1989, *Mon. Wea. Rev.*, **121**, 961-975.
- Tanaka, H. L., 1991: A numerical simulation of amplification of low-frequency planetary waves and blocking formations by the upscale energy cascade, *Mon. Wea. Rev.*, **119**, 2919-2935.
- Tanaka, H. L. and M. F. Milkovich, 1990: A heat budget analysis of the polar troposphere in and around Alaska during the abnormal winter of 1988/89, *Mon. Wea. Rev.*, **118**, 1628-1639.
- 田中 博, 1989: 1989年のアラスカの異常な冬について, *グロスベッター*, **28**(1), 33-34.
- 田中 博, 1992: Is it tropospheric sudden warming?, 西沢利栄教授退官記念論文集, 筑波大学, 60-69.

Tsou, C.-H. and P. J. Smith, 1990 : The role of synoptic/planetary-scale interactions during the development of blocking anticyclone, *Tellus*, **42A**, 174-193.
Uccellini, L. W., 1990 : Processes contributing to the rapid development of extratropical cyclones, C. W. Newton and E. O. Holopainen, Eds., *Extratropical*

Cyclones-the Erik Palmén Memorial Volume, Amer. Meteor. Soc., 81-105.
Walsh, J. E. and W. L. Chapman, 1990 : Short-term climate variability of the arctic, *J. Climate*, **3**, 237-250.

A Study of Drastic Warming in the Troposphere : A Case for the Winter of 1989 in Alaska

Masamitsu Hayasaki* and Hiroshi. L. Tanaka**

* (*Corresponding author*) *Doctral program in Geoscience, University of Tsukuba, Tsukuba 305-8571 Japan.*

** *Institute of Geoscience, University of Tsukuba.*

(Received 15 May 1998 ; Accepted 9 November 1998)

月例会「第42回山の気象シンポジウム」のお知らせ

日 時：平成11年 6月19日（土）13時30分

場 所：品川区立総合区民会館（きゅりあん）5階
第2講習室

東京都品川区東大井5-18-1

JR 京浜東北線大井町駅東口すぐ前

講演希望の方は演題に200字以内のアブストラクト
をつけて4月末までに下記に郵送して下さい。

記

〒182-0036 東京都調布市飛田給2-26-25

小岩清水 気付 山の気象研究会
