

# オホーツク海域における大気中の熱収支と 下層気温の変動について

—1979年の梅雨期における事例解析\*—

加藤 内蔵進\*\*

## 要旨

高層観測資料に基づいて、1979年6月5日～7月25日におけるオホーツク海域での大気中の熱収支を解析した。特に、オホーツク海高気圧の出現した2つの期間（7月13日00GMT～14日12GMT、及び、6月26日12GMT～28日00GMT）について詳しく議論する。本稿では前者の期間をステージ(D)、後者をステージ(A)と呼ぶことにする。

気温の下降率の大きいのは、いずれのステージにおいても、地上から約150 mbという薄い層に限られる。ステージ(A)での下層気温の下降は東風に伴う寒気移流によってもたらされる。しかし、ステージ(D)では、非断熱冷却が気温を下降させる。なお、海面での下向き顕熱フラックスのみでは、ステージ(D)における非断熱冷却率の大きさを説明出来ない。海域全域に発生した層雲（もしくは霧）の雲頂からの長波放射による冷却による寄与が大きいものと示唆される。

## 1. はじめに

東北日本では梅雨期から夏期にかけて地上気温の変動が大きく、冷害のために凶作となる年も多い（松倉, 1962）。東北日本における低温はオホーツク海高気圧（この論文では、オホーツク海付近に中心を持つ地上天気図上で解析される高気圧を、オホーツク海高気圧と呼ぶ）発現時に東寄りの風で移流される寒気によってもたらされることが多く、その寒気層の厚さは地上～900 mb 面と薄い（安藤, 1962；工藤, 1984；二宮, 1984）。

第1図（1979年7月中旬における海面水温の分布、気象庁海況旬報）に示されるように、オホーツク海から千島列島東方にかけての45°N以北の海域では海面水温が

5～10°Cと低い。下層気温が低い領域は（例えば Nino-miya (1984) の Fig. 4 を参照）、第1図の海面水温の低い領域にほぼ対応する。海面水温分布は下層気温分布に大きな影響を与えている点が示唆される。しかし、これらの海域上での下層大気の冷却機構に関して、高層資料に基づく定量解析等による研究は未だなされていない。

オホーツク海付近は東西の下層気温のコントラストが強く、しばしばこの海域内でオホーツク海高気圧が発生発達する。Ilinskii (1959) や倉嶋 (1969) によれば、この海域内で発生するオホーツク海高気圧は他の領域から移動してきたものも含めた全体のオホーツク海高気圧の半数を占めるといふ。

ところで、事例解析によれば、オホーツク海高気圧の中心付近にも下層の薄い寒気層がみられる。また、東北日本での寒気侵入時の地上気温の上昇量は、地上～900 mb 付近の層における気温の下降でほぼ説明がつくという（工藤, 1984）。

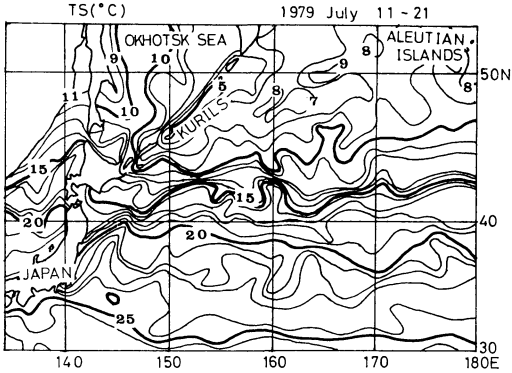
オホーツク海域における下層気温の変動過程を熱収支解析を用いて考察することは、単に冷たい海面上での大気の冷却機構のみならず、オホーツク海高気圧の成長過

\* Heat budget in the atmosphere and the variation of the air temperature in the lower layer over the Okhotsk Sea (A case study during the Baiu Season in 1979).

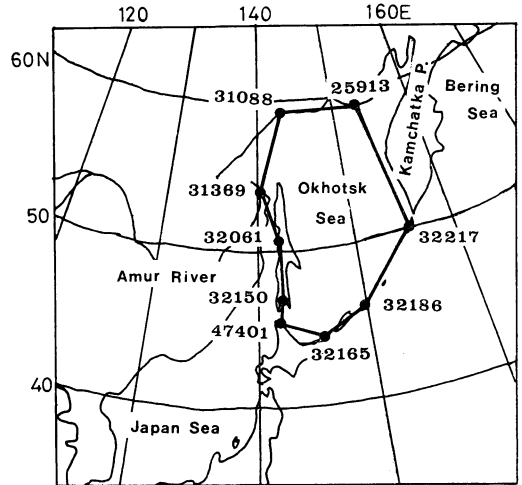
\*\* Kuranoshin Kato, 東京大学海洋研究所（現在、鹿児島地方気象台）。

——1985年1月21日受領——

——1985年6月12日受理——



第1図 1979年7月中旬における海面水温(°C)の分布(気象庁海況旬報より).



第2図 解析領域. 黒丸と5桁の数字は、それぞれ、収支解析に用いた高層気象観測点の位置と国際地点番号を示す.

程の理解のための重要な情報の1つを提供するものと思われる. 大川(1973)はオホーツク海高気圧の成長に関して、冷たい海面での「シールド層」を考えることにより説明を試みた. しかし、下層での熱のバランスに関する定量的な議論は未だなされていない.

本研究では、オホーツク海域における大気中の熱収支を海域周辺の観測点での高層気象資料を用いて解析する. 特に、オホーツク海高気圧の持続する時間スケールである3~4日(杉中, 1965)程度の下層気温の変動について考察する(オホーツク海高気圧の発達過程については本稿では立ち入らないが). 解析には、指定面レベル及び特異点レベル双方の資料を用いる.

2. 資料と解析方法

第2図に示す各観測点についてリアルタイムで入電する観測資料を編集した磁気テープ、DCD(Decoded) Monthly Tape(気象庁電計室)、より読み出した1日2回(00及び12GMT)の指定面(TEMP-A)及び特異点(TEMP-B)における高層気象観測資料を使用する. 気温( $T$ )、気温と露点温度の差( $T-T_d$ )、風の西風成分( $u$ )、南風成分( $v$ )を200~1000 mbの層について25mb間隔のレベルに内挿する. 期間は1979年6月5日~7月25日である. 欠測や異常値については、その時刻の各12時間前後が利用可能な場合には時間に関して直線的に内挿する. そうでない場合には欠測のまま残す. 海拔高度が100mを越える観測点があり海面レベルでの代表性に欠けるため、1000 mbを大気下端として扱った. 1000 mbより下層の約15 mbを無視することになるが、現象の厚さは約100 mb程度はあり、ほぼ950 mbレベルで

代表することが出来るので議論には差しつかえないものと判断した.

時刻  $t_j$  におけるオホーツク海域平均の気象要素の値、及びその時間や空間での1次微分量を評価するために、最小2乗法を用いて、 $T, q, u, v$  を多項式

$$A^{(j)} = A_0 + A_1(\varphi - \varphi_0) + A_2(\lambda - \lambda_0) + A_3(t - t_j) \quad (1)$$

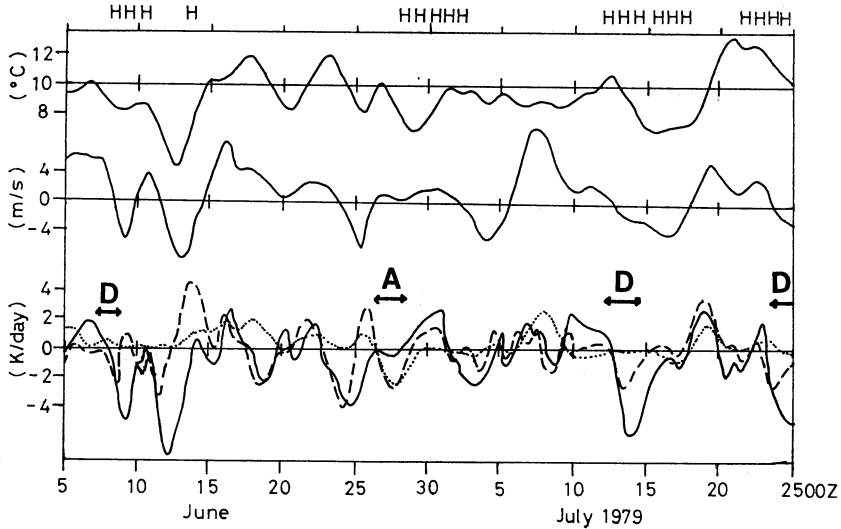
に当てはめた. こうして得られる係数  $A_0, A_1, A_2, A_3$  を以下の収支解析で使用する. ここで  $q$  は比湿,  $\varphi, \lambda, t$  はそれぞれ緯度, 経度, 時刻,  $A^{(j)}$  は時刻  $t_j$  における気象要素  $A$  の値である. また,  $\varphi_0 = 52^\circ N, \lambda_0 = 148^\circ E$  とする.  $A_0$  を要素  $A$  のオホーツク海域での平均値と見なす. 当てはめの際、時刻  $t_{j-1}, t_j, t_{j+1}$  における観測値を用いる.

大気中における非断熱加熱率 (apparent heat source) ( $Q_1$ ) 及び水蒸気の実質的減少率 (apparent moisture sink) ( $Q_2$ ) を各観測毎に評価する. ここで、

$$Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{T} + \left( \frac{p}{p_0} \right) R/C_p \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}, \quad (2)$$

$$Q_2 \equiv - \frac{L}{C_p} \left( \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{V} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p} \right), \quad (3)$$

$\theta, \bar{V}, \bar{\omega}, \nabla$  はそれぞれ、温位、水平風ベクトル、 $p$ -鉛



第3図 (上段) オホーツク海域で平均した  $T_{950}$  ( $^{\circ}\text{C}$ ) の時系列. (中段) ( $46^{\circ}\text{N}$ ,  $148^{\circ}\text{E}$ ) における  $v_{950}$  ( $\text{ms}^{-1}$ ). (下段)  $925\sim 950$  mb 層におけるオホーツク海域での  $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}$  (破線),  $-\bar{V}\cdot p\bar{T}$  (点線) 及び  $Q_1$  (実線) を  $\text{K day}^{-1}$  の単位で示す. 12 GMT の気象庁印刷天気図上で「オホーツク海高気圧」が出現した日には図の上端に文字 H を印した. オホーツク海高気圧が出現した頃, 気温下降が  $Q_1$  とバランスする期間を D, 水平移流とバランスする期間を A で示した.

直速度, 水平ナブラ演算子を表す. ( ) は領域平均で,  $p_{00}=1000$  mb, 定数  $C_p, R, L$  はそれぞれ空気の定圧比熱, 気体定数, 水蒸気の凝結の潜熱である.

$\bar{\omega}$  は, 実測風より計算した水平発散を用いて, 連続の式を積分することによって評価する ( $1000$  mb で  $\bar{\omega}=0$  の条件のもとに). 水平発散の誤差が高さ方向に  $h$  の 1 次式で増大するものと仮定し,  $200$  mb で  $\bar{\omega}=0$  となるように  $\bar{\omega}$  を修正する.

$200\sim 1000$  mb の各層について  $Q_1, Q_2$  の値を計算したが, 本稿においては  $700\sim 1000$  mb の各層についての結果に限定して記述する.

### 3. 下層気温の日々の変動

オホーツク海域で平均した  $950$  mb での気温 ( $\bar{T}_{950}$ ), オホーツク海南縁 ( $46^{\circ}\text{N}$ ,  $148^{\circ}\text{E}$ ) における  $950$  mb での  $v$  ( $v_{950}$ ), オホーツク海域平均の  $925\sim 950$  mb 層における  $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}$ ,  $-\bar{V}\cdot p\bar{T}, Q_1$  の時系列を第3図に示す. ( $46^{\circ}\text{N}$ ,  $148^{\circ}\text{E}$ ) における  $v_{950}$  に関してのみは, 重みつき最

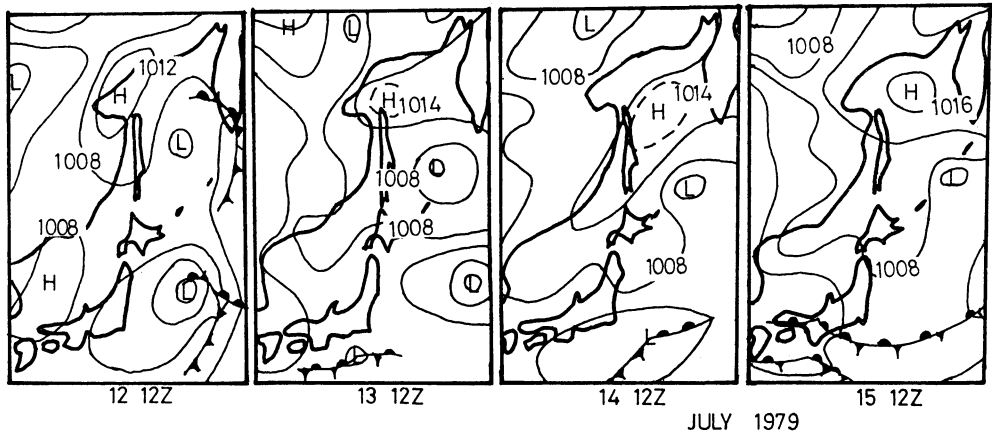
小二乗法 (重みは観測点との距離の 2 乗 ( $=(\varphi-46^{\circ}\text{N})^2 + (\lambda-148^{\circ}\text{E})^2$ ) の逆数に比例) によって (1) 式を当てはめて得た定数項 ( $\varphi_0=46^{\circ}\text{N}$ ,  $\lambda_0=148^{\circ}\text{E}$ ) として求めた. もし,  $32165$  と  $32186$  双方の観測点に欠測がなければ両観測点での平均に近い値となる.

$\bar{T}_{950}$  や  $v_{950}$  の変動には数日~1週間程度の時間スケールが卓越する. 例えば 6月10日, 7月14日, 7月24日頃

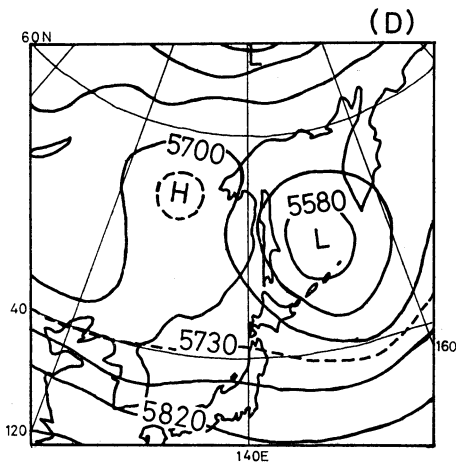
には, オホーツク海域での気温が下降しつつ ( $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} < 0$ ),

南縁 ( $46^{\circ}\text{N}$ ,  $148^{\circ}\text{E}$ ) で北風 ( $v < 0$ ) が強まっている. 第3図の上端に文字 H で示すように, そのころオホーツク海高気圧が出現している ( $12$  GMT の気象庁印刷天気図(地上)でオホーツク海域に高気圧の中心が解析されている日を H 印で示した. その中心示度は  $1015$  mb 前後であることが多かった). 6月28日頃にもオホーツク海高気圧が出現しており, 下層気温の下降が観測された.

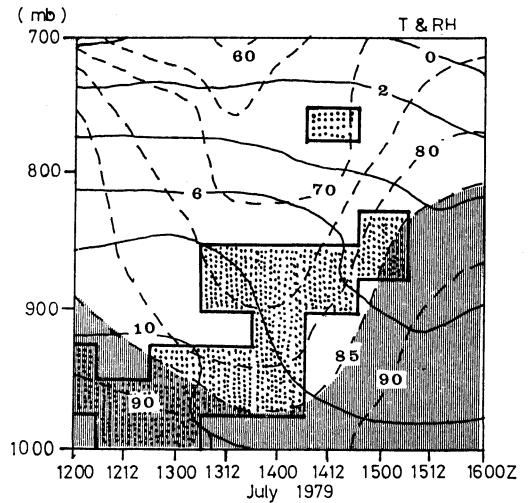
オホーツク海域での気温の変動はオホーツク海域での地上気圧と必ずしもいつも良く対応するわけではないが (例えば 7月7日頃は比較的気温が低い, 海面気圧は



第4図 1979年7月12日～15日(各12 GMT)における地上天気図(等圧線は4 mb 間隔).



第5図 ステージ(D)で平均した500 mb 高度場(gpm).



第6図 1979年7月12日00 GMT～16日00 GMTにおける海域平均気温(細実線, °C)及び相対湿度(破線, %)の鉛直時間断面. 気温減率( $\frac{\partial T}{\partial p}$ )が0.4 K/25 mb 以下の「安定層」を太実線で囲みドットをつけた. また, 縦線による影域は, 相対湿度85%以上を示す.

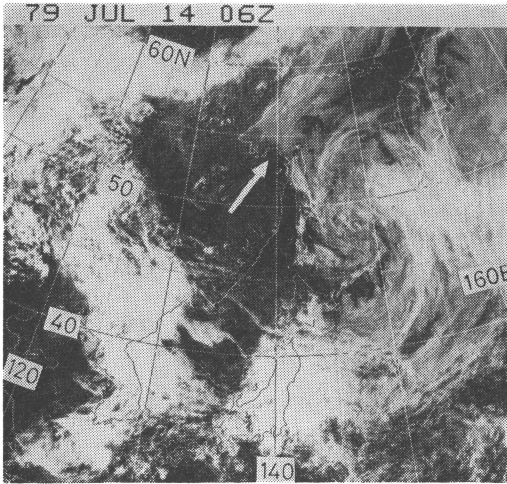
約 1000 mb と低い), 第3図に示されるようにオホーツク海高気圧出現時には下層気温が下降した( $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} < 0$ ).

第3図に示したAまたはDの文字は, オホーツク海高気圧出現時の下層気温が下降した期間を表している.

第3図下段に示されるように, 期間Aでは海域における気温の下降( $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} < 0$ )は水平寒気移流( $-\bar{V} \cdot \rho \bar{T} < 0$ )とバランスする. 一方, 期間Dでは気温の下降に見合うだけの水平寒気移流は観測されない. 非断熱冷却( $Q_1 < 0$ )が下降流による断熱昇温(図は略)を打消して気温の下

降をもたらすことになる.

そこで, 各期間の特徴について, 欠測の少なかった7月13日00 GMT～7月14日12 GMT(以下ステージ(stage)(D)と呼ぶ)及び6月26日12 GMT～6月28日00 GMT(以下ステージ(A)と呼ぶ)の2つのステージを抽出して詳しく議論する.



第7図 1979年7月14日 06GMT における GMS 可視画像。白矢印で示されるように、オホーツク海域ほぼ全域が霧あるいは層雲に覆われている。

4. ステージ(D) (7日13日 00 GMT~14日 12 GMT)

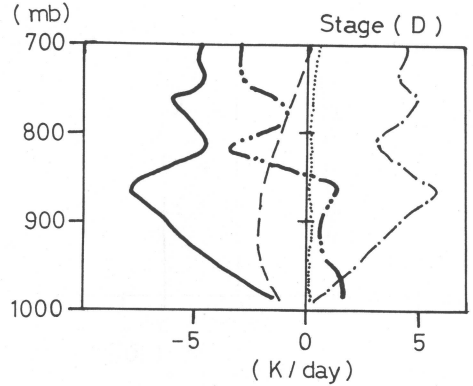
4.1. 総観場

第4図に示されるように、7月12日にオホーツク海西部に高気圧の中心が現れた。次第に南方に勢力範囲を広げながら(1008 mb の等圧線で高気圧の中心を囲む領域の面積は時間とともに拡大する)ゆっくり南下し、16日ごろ(図は略)中心が千島列島付近に達した。高気圧の中心示度は、12日に1012 mbであったが、15日には1016 mb になった。東北日本の太平洋側では14日から17日にかけて地上付近で北ないし東寄りの風が強く気温も低かった(図は略)。

第5図(気象庁数値予報課の客観解析資料に基づくステージ(D)での500 mb 平均高度場)に示されるように、東シベリア(45~60°N, 130°E)に500 mb 面でのリッジが停滞している。ステージ(D)を通して、第5図に示す領域付近の500 mb 高度場はほとんど変化していない。この高度場の特徴は、オホーツク海高気圧出現時にもっともよくみられるものようである(杉中, 1965; 倉嶋, 1969)。

4.2. 下層寒気層の構造

7月12日 00 GMT~16日 00 GMT におけるオホーツク海平均の気温及び相対湿度の鉛直時間断面を第6図に示す。相対湿度85%以上の領域に影をつけ、気温減率( $\frac{\partial T}{\partial p}$ )が0.4 K/25 mb 以下の「安定層」を太実線で囲

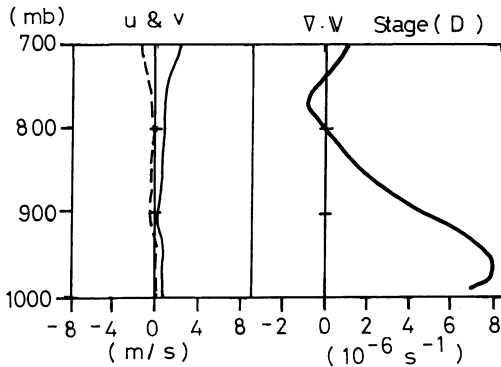


第8図 ステージ(D)で平均した  $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}$  (細い破線),  $-\bar{V} \cdot \bar{T}$  (細い点線),  $-\left(\frac{p}{p_0}\right) R/C_p \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}$  (細い1点鎖線),  $Q_1$  (太い実線) 及び  $Q_2$  (太い2点鎖線) の鉛直分布 (K day<sup>-1</sup>).

みドットをつけた。

13日 00 GMT ごろ 900~1000 mb 付近で気温の下降が始まる。気温の下降率は「安定層」付近で大きい。「安定層」は次第に上層へ移り、15日 00 GMT には 850 mb 付近に達する。以後、「安定層」底面より下方では18日頃まで気温の変化はなく低温状態が続く(図は16日までしか示していないが)。また、オホーツク海高気圧発達時に三陸沖を南下する寒気層は、海面から弱いながらも熱補給を受けほぼ中立( $\frac{\partial \theta}{\partial p} \sim 0$ )な成層となる(工藤, 1984; 二宮, 1984)。しかし、オホーツク海域では「安定層」下方の気層でも  $\frac{\partial T}{\partial p} \sim 1$  K/25 mb (約 0.4 K/100 m の気温減率) とかなり安定である。ともかく、ステージ(D)で気温の下降率の大きいのは 850 mb より下層に限られている点には注意すべきである。

GMS 可視画像(1979年7月14日 06 GMT, 第7図)が示すように、霧あるいは雲頂高度の低い層雲がオホーツク海域を広く覆う(朝鮮半島や東日本にみられる雲に比べて輝度が弱く薄い雲であることがわかる。また、図は略すが、IR 画像ではオホーツク海域に雲はほとんど認められない)。暖候期のオホーツク海域では、例えば1966年6月に43%, 7月に32%と霧の発生率が高く(函館海洋気象台海上気象課, 1967), 解析を行ったステージ(D)でも千島列島やオホーツク海域での霧の報告は



第9図 ステージ(D)で平均した  $\bar{u}(m s^{-1})$ ,  $\bar{v}(m s^{-1})$  及び  $\bar{\nabla} \cdot \bar{V} (10^{-6} s^{-1})$  の鉛直分布をそれぞれ細い実線, 細い破線及び太い実線で示す。

多かった (印刷天気図や DCD Monthly Tape によると)。

第6図に示されるように、相対湿度は「安定層」付近で高さとともに急激に減少する。900 mb 付近を境に上方で乾燥、下方で湿潤という相対湿度のコントラストが強い。従って、雲層の上面は 900 mb レベル付近ではないかと考えられよう。

4.3. 気温の下降と熱収支  
ステージ(D)で平均した

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}, -\bar{\nabla} \cdot \bar{\rho} \bar{T}, -\left(\frac{p}{p_{00}}\right) R/C_p \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}, Q_1 \text{ 及び}$$

$Q_2$  の鉛直分布を第8図に、 $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$  及び  $\bar{\nabla} \cdot \bar{V}$  の鉛直分布を第9図に示す。

気温の下降率は 900~950 mb 層で大きく ( $\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} < 0$ )、800 mb より上方では小さい。第9図に示されるように、海域平均の下層風は大変弱く気温下降に見合うだけの水平寒気移流は観測されない (第8図破線と点線を比較せよ)。

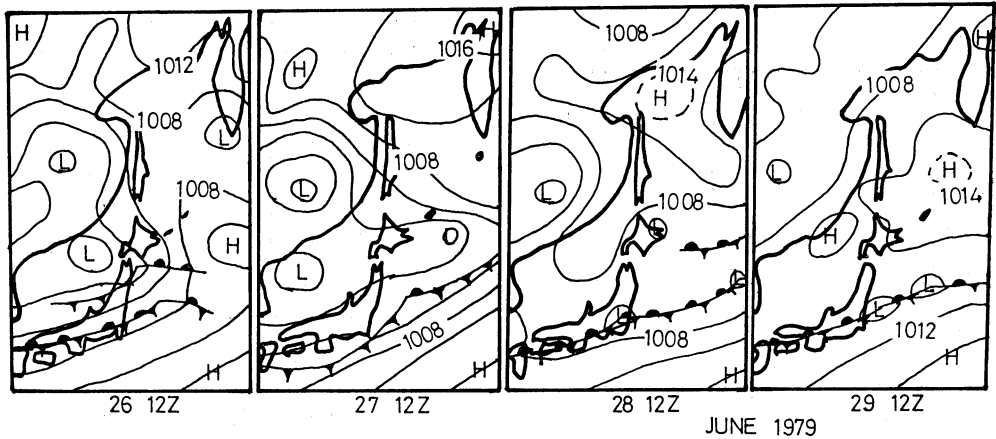
850~1000 mb 層で発散がみられ ( $\bar{\nabla} \cdot \bar{V} > 0$ )、850 mb 面で  $\bar{\omega} \sim 3 \text{ mb hour}^{-1}$  の下降流となる。下降流による温位の鉛直移流は気温を上昇させる傾向に作用するが、約  $5 \text{ K day}^{-1}$  (800~1000 mb 層の平均) の大きさの非断熱冷却 ( $Q_1 < 0$ ) によって打消され、下層気温が下降することになる。なお、ステージ(D)で平均した  $Q_1$  のプロファイルは約 870 mb の高度でピーク ( $Q_1 < 0$ ) となっている。

第1表 ステージ(D)における 700~1000 mb 層における  $Q_1$  及び  $Q_{LR} (\text{K day}^{-1})$ 。各 100 mb 毎の平均値を示す。 $Q_{LR}$  に関しては、①「海面」から 900 mb の高度までの層に雲がある場合 (雲量10)、②全層雲なし、の2つの場合を想定して見積もった。

層 (mb)	$Q_1$	$Q_{LR}$	
		①900~1000mbに雲	②雲なし
700~800	-5.3	-1.9	-1.9
800~900	-6.3	-1.7	-1.5
900~1000	-3.9	-7.9	-1.5

次に、オホーツク海域における海面での顕熱フラックスの値をバルク法を用いて評価する (Kondo (1975) の式を使用)。ステージ(D)について、オホーツク海域内の船舶による海上気象観測資料の報告 (00 Z, 12 Z) を DCD Monthly Tape から読み出した (全部で59件の報告があった)。報告地点は海域の南半分がほとんどであるが、本稿では各時刻毎の海上気温 ( $T_a$ )、海面水温 ( $T_s$ )、スカラー風速 (WS) の単純な算術平均値を領域平均値と見なした。更に、「領域平均値」をステージ(D)で平均した。簡単のために、こうして得られた平均値を用いて、海面での上向き顕熱フラックス (SH) を評価する。結果は、 $T_s - T_a = -1.2^\circ \text{C}$ 、 $WS = 5.7 \text{ ms}^{-1}$  で  $SH = -12 \text{ Wm}^{-2}$  となる。海面水温が気温よりも低く、大気から海へ下向きに顕熱が輸送されている。しかし、得られた SH の絶対値は、1967年6月に行われた函館海洋気象台による特別観測の結果と同様小さい (尾形, 1969)。ステージ(D)の SH は、もし厚さ 100 mb の気柱を冷却するとすれば約  $1.0 \text{ K day}^{-1}$  の冷却率にしかならず、前述の  $Q_1 \sim -5 \text{ K day}^{-1}$  の大きさを説明出来ない。

ところで、4.2で述べたように、ステージ(D)ではオホーツク海域を背の低い層雲 (もしくは霧) が覆い、放射過程に大きな影響を及ぼしている可能性がある。そこで、ステージ(D)で平均した領域平均の気温と比湿 (25 mb 毎) の鉛直分布を用いて長波放射による大気加熱率 ( $Q_{LR}$ ) を見積もる (正味の放射加熱率は短波放射 (太陽放射) による寄与もあるので  $Q_{LR}$  と  $Q_1$  を対応させることは必ずしも出来ないが、ここでは  $Q_{LR}$  のみにより議論する)。なお、簡単のために 1000 mb 面を「海面」とし、海面水温は 1000 mb 面での気温に等しいと



第10図 1979年6月26日～29日(各12 GMT)における地上天気図(等圧線は4 mb 間隔).

仮定する。雲の表面は黒体と仮定し、①「海面」から900 mb まで雲に覆われ(雲量10), 900 mb より上方には雲はない, ②全層にわたり雲はない, の2つの場合を想定する。Yamamoto (1952) の放射図を用いて計算した。

第1表に計算結果を示す。各100 mb 毎に平均した値を700～1000 mb 層について示した。また, ステージ(D)での  $Q_1$  の値も比較のため掲げている。

①の場合には, 900～1000 mb で平均した  $Q_{LR}$  が約  $-8 \text{ K day}^{-1}$  になる。これは雲頂からの放射が効くためであり, 雲なしを仮定した②の  $-1.5 \text{ K day}^{-1}$  に比べて冷却がかなり大きい。但し, 第8図で示されるように  $Q_1 (<0)$  のピークは870 mb 付近にあり, 雲頂を900 mb と仮定した①での800～900 mb 層の  $Q_{LR}$  は  $-2 \text{ K day}^{-1}$  程度と大きくない。もちろん  $Q_1$  の計算精度の検討も必要であるが,  $Q_{LR}$  の評価は雲量や雲頂高度に大きく左右される。従って雲に関する情報を詳しく調べて検討する必要があるが, 第1表からも, 雲頂からの放射による非断熱冷却が  $Q_1$  に大きく寄与している可能性は示唆されよう。

なお, 第8図によれば, 850 mb より上方で  $Q_2$  も負(つまり水蒸気の実質的增加)である。このことは, 雲水の蒸発による大気冷却も非断熱冷却の要因として考え得ることを示唆する。しかし, 収支解析の精度の問題もあり, 今後の検討を待たねばならない。

倉嶋(1969)は, オホーツク海高気圧発達時の下層気温の下降を主に寒気移流によって説明した。しかし, 今回の収支解析によれば, ステージ(D)で下層気温の下降

とバランスするのは非断熱冷却である。しかも, 下向き顕熱フラックスのみでは非断熱冷却率の大きさを説明出来ない。下層に霧や層雲があることによって放射冷却が強まる可能性があることが示唆されよう。

### 5. ステージ(A)(6月26日12 GMT～28日00 GMT)

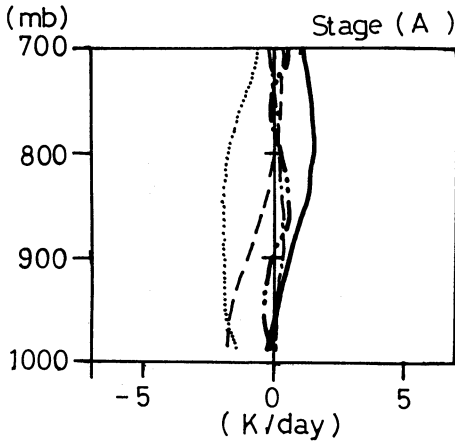
第10図に示されるように, 6月26日にはオホーツク海北東部まで高圧部が伸びてくる。28日にはオホーツク海高気圧が海域北部へ南西進してきた。1008 mb の等圧線は26日から28日にかけて南下する。なお, ステージ(A)では, 日本列島方面への寒気の南下はほとんどみられなかった。図は省略するが, 500 mb 面ではオホーツク海上空に弱い切離高気圧, 東シベリア( $50^\circ \text{N}$ ,  $130^\circ \text{E}$ )とカムチャッカ半島東方( $50^\circ \text{N}$ ,  $165^\circ \text{E}$ )に切離低気圧があり, ステージ(D)との差が認められる。

ステージ(A)で平均した

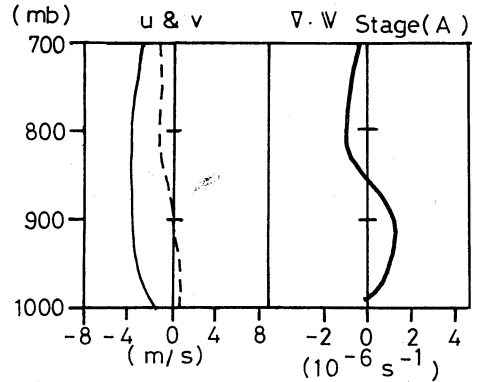
$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t}, -\bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{T}, -\left(\frac{p}{p_0}\right) R/C_p \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p}, Q_1 \text{ 及び}$$

$Q_2$  の鉛直分布を第11図に,  $\bar{u}$ ,  $\bar{v}$  及び  $\nabla \cdot \bar{\mathbf{V}}$  の鉛直分布を第12図に示す。

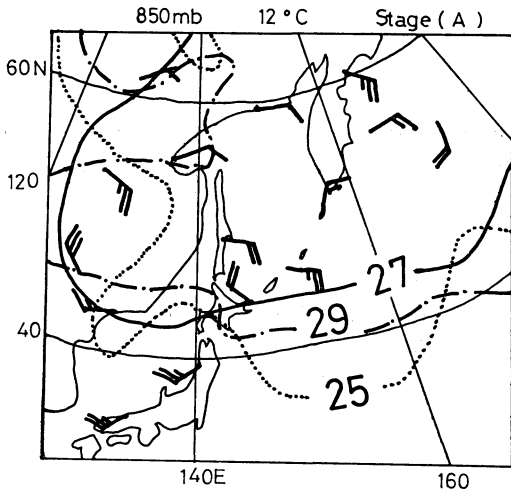
気温の下降率が大きいのは, ステージ(D)と同様に850 mb よりも下層である。下層では発散であるが, その大きさはステージ(D)に比べて小さい。領域平均で約  $5 \text{ m s}^{-1}$  の東寄りの下層風が卓越する。気温の下降は非断熱冷却ではなく, 東風による(北風ではなく)寒気移流とバランスする。衛星の可視画像によれば(図は省略), オホーツク海域で晴天域も広い。



第11図 第8図と同様. 但し, ステージ(A).



第12図 第9図と同様. 但し, ステージ(A).



第13図 6月25日～29日(12 GMT)における 850 mb での 12°C 等温線の動き. 数字は日付を示す. 27日 12 GMT における 850 mb での風を矢羽で示す (長い矢羽1本が 10 knots, 短い矢羽1本が 5 knots),

ステージ(A)を含む期間における 850 mb の 12°C の等温線の動きを気象庁印刷天気図に基づいて第13図に示す (これまでの議論でわかるように下層の寒気層を代表させるには900～950 mb 付近の天気図が最も適切であるが, ここでは 850 mb 面を用いた). 6月27日 12 GMT における 850 mb の  $\nabla$  も抜粋して矢羽で示す.

40°N以北の気温は大陸上で高く, オホーツク海からベーリング海にかけて低い. なお, ステージ(D)でも, 大局的にはステージ(A)と同様に海陸分布を反映した下層の気温分布がみられる (図は省略). ステージ(A)では, カムチャッカ半島の東からアムール川下流域まで東風が卓越している. 12°Cの等温線は, 50°N付近では, 25日より27日の方がより内陸にあり, 東風で移流されて寒気が内陸へ侵入していることがわかる.

6. まとめ

1979年6月5日～7月25日におけるオホーツク海域での大気中の熱収支の解析を行った. 特異点レベルでの高層観測資料も用いた. 特にステージ(D) (7月13日00 GMT～14日 12 GMT) 及びステージ(A) (6月26日12 GMT～28日 00 GMT) の期間に関して議論した.

2つのステージともに, オホーツク海高気圧が出現した期間を選んだ. 特にステージ(D)では, オホーツク海上で中心示度が約 4 mb 強まり, 1008 mb の等圧線で囲まれる領域の面積で示されるような勢力範囲も拡大した. オホーツク海域での高気圧の発達あるいはこの海域への侵入につれて, 下層気温が下降する. 気温の下降は 850～1000 mb と下層の薄い層で起こる.

ステージ(A)では, 東風による水平寒気移流によって下層気温が下降する.

一方ステージ(D)では, 下層気温の下降とバランスするのは水平寒気移流ではなく, 非断熱冷却 ( $Q_1 < 0$ ) である. しかし, 海面での下向き顕熱フラックスのみでは高層観測資料により評価された非断熱冷却率の大きさを説明出来ない. ステージ(D)では背の低い層雲 (あるいは霧) がオホーツク海域を一面に覆う. 長波放射による冷



却率の見積りの結果、雲頂からの長波放射による冷却が  $Q_1$  に大きく寄与する可能性が示唆される。

倉嶋 (1969) は、オホーツク海高気圧発達時の下層気温の下降を寒気移流によって説明した。しかし、ステージ(D)など第3図にDで示した期間のように、主にオホーツク海上での非断熱冷却が数日スケールでの下層気温の下降をもたらす場合も少なくない点に注意すべきである。

海面水温が海上気温よりも若干低い海域ではあるが、海が大気から顕熱を奪って大気を直接冷却する効果はステージ(D)でも大きくない。しかし、海面からの冷却により発生した霧や層雲が放射冷却を強めるという過程を介して、冷たい海面は重要な役割を果しているように思われる。オホーツク海域内部での雲頂高度や雲量分布の詳しい調査や海域内部(周辺のみでなく)での高層観測に基づき  $Q_1$  や放射加熱率を評価すること、この海域について数値実験を用いた大気非断熱冷却のメカニズムを検討すること、及びそれらの結果もふまえてオホーツク海高気圧の成長過程を明らかにすることは、今後に残された課題である。

#### 謝 辞

この研究にあたり、東京大学海洋研究所の浅井富雄教授、木村竜治助教他、同研究所海洋気象部門の皆様から数々の助言を頂いた。とりわけ、浅井富雄教授、西川敦(東大海洋研)、工藤泰子(筑波大)の各氏からの意見は、本稿の改訂に際し非常に参考になった。ここに深く感謝の意を表します。

#### 文 献

- 安藤正次, 1962: 夏期低温の解析, 気象研究ノート第14号「東北地方の低温」, 41-47.
- 函館海洋気象台海上気象課, 1967: 昭和41年北洋漁場の海上気象報告, 函館海洋気象台海上気象報告, **24**, 87-152.
- Ilinskii, O.K., 1959: Okhotskii Antitsyklon, Trudy Dalnevostochnogo Nauchno-Issledovatel'skogo Gidrometeorologicheskogo Instituta, **7**, 10-32.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, Boundary Layer Meteor., **9**, 91-112.
- 工藤泰子, 1984: 典型的なヤマセ時のオホーツク海気団の特性—1981年6月18~21日の事例解析—, 天気, **31**, 411-419.
- 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.
- 松倉秀夫, 1962: 東北地方夏季低温の状況, 気象研究ノート第14号「東北地方の低温」, 31-41.
- 二宮洗三, 1984: 総観規模でみた東北の冷夏, 昭和58年秋季大会シンポジウム「東北の冷夏について」の報告, 天気, **31**, 159-164.
- Ninomiya, K., 1984: Characteristics of Baiu front as a predominant subtropical front in the summer Northern Hemisphere, J. Meteor. Soc. Japan, **62**, 880-894.
- 尾形 哲, 1969: オホーツク海における海況と気象との関連について, 気象研究ノート第101号, 「特集 オホーツク海の海上気象」, 418-448.
- 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.
- 杉中誠一, 1965: オホーツク海高気圧の統計的性質, 研究時報, **17**, 628-640.
- Yamamoto, G., 1952: On a radiation chart, Sci. Rep. Tohoku Univ. Ser 5, Geophys., **4**, 9-23.