

北海道南東海上の、霧または層雲・層積雲のある 気層での熱・水蒸気収支*

川野 浩**

要旨

海霧の発生時における、海面からの冷却と放射などによる冷却の効果を見積るため、北海道南東海上で、気温が海面水温より低く、海上が層雲・層積雲に覆われていた期間 (STAGE 1) と、気温と海面水温が近く、海霧が発生していた期間 (STAGE 2) について、熱と水蒸気の収支を計算した。

STAGE 1 では、地上から約 100 mb の厚さが対流混合層と推定される。混合層は、下層では加熱されているが、上層での冷却の方が大きく、全体として冷却されている。混合層上部の冷却は、雲の上端での水滴の蒸発と放射によるものと考えられ、混合層は、主に上層での冷却によって維持されていると推定される。

STAGE 2 では、混合層は薄く、その厚さはおよそ 25 mb~75 mb である。混合層は、各層とも非断熱的に冷却されているが、冷却の極大は、STAGE 1 と同様に混合層上部から安定層下部にかけてであり、STAGE 1 と同様に、放射冷却と水滴の蒸発の効果が大きいと推定される。また、冷却の極大が混合層上部から安定層にかけてであることから、STAGE 1 と同様な対流の存在が示唆される。

1. はじめに

道東の霧についてはこれまでいろいろな調査がなされているが、霧の成因については、単に冷たい海面で冷やされて発生するとされることが多い(海霧研究グループ, 1985 など)。しかし、加藤 (1985) は、高層観測資料から、オホーツク海高気圧形成時の熱・水蒸気の収支を計算し、霧や層雲のある海上では、雲頂での放射による冷却が、気温の低下に大きく寄与していると推定している。一方、Schubert *et al.* (1979b) は、放射を含む層雲・層積雲対流モデルにおいて、層雲・層積雲が低くなって霧となる可能性があることを示し、そのさい、層雲・層積雲の上端での放射冷却と水滴の蒸発が対流を維持するために必要だと考えた。また、Oliver *et al.* (1978) は乱流と放射を含む数値モデルを用い、霧の発生に対して放射冷却が無視できない重要な効果を及ぼしていることを明らかにしている。

そこで、本研究では、北海道南東海上で、霧または層雲・層積雲の発生している時の熱・水蒸気収支を計算し、気温が海面水温より高い場合と低い場合の、熱や水蒸気の配分について比較しながら、霧の発生している時の、水滴の蒸発や放射冷却の効果について考察する。

2. 資料と解析方法

霧は、海面上の薄い境界層内での現象であるため、海上での鉛直方向に解像度の高い高層観測資料が不可欠である。1980年から、毎年5月中旬頃に啓風丸が北海道南東海上で高層観測を行っているの、今回の資料を利用して解析を行った。霧の最も多い季節は7・8月であるが、5月でも年によっては海霧が多く発生している。本研究では、啓風丸の観測資料が得られる年の中で、5月の釧路での霧日数が最も多かった1984年について解析した。この年に啓風丸が高層観測を行ったのは、5月10日 00Z から5月23日 00Z までである。

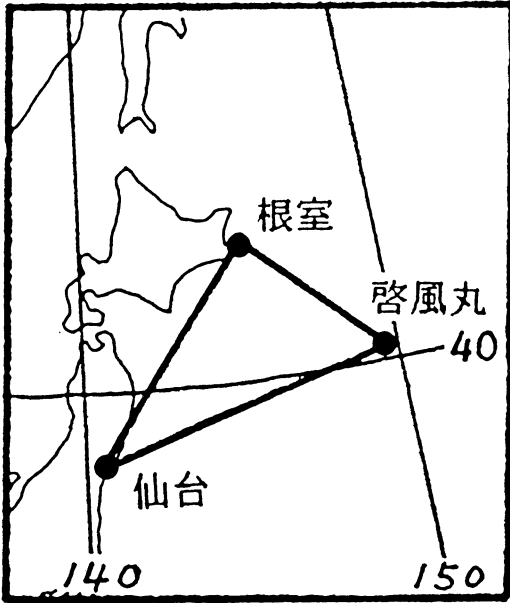
第1図に示す、根室・仙台・啓風丸の3地点の12時間ごとの高層観測資料から、指定面・特異点両方のデータを使い、鉛直座標として p^* 座標 ($p^* = P_{\text{suf}} - P$; P_{suf} は地上気圧) を用いて、25 mb ごとに内挿したものを基礎資料とした。

* Heat and moisture budgets in the layer containing fog, stratus or stratocumulus over the sea of the southeast of Hokkaido

** Hiroshi Kawano, 札幌管区気象台。

—1988年7月4日受領—

—1989年4月10日受理—



第1図 高層観測地点と熱・水蒸気収支を計算した領域。

熱・水蒸気収支は、上記の3地点で囲まれる三角形の海域で計算した。熱・水蒸気収支解析は、寒気吹き出し時の気団変質の解析に用いられることが多いが、海霧の発生も非断熱の加熱・冷却が重要なので、気団変質と同様に熱や水蒸気の配分についての考察が有効だと考えられる。また、気象衛星の観測などからわかるように、海霧は同時に広い範囲で発生しており、一定の領域平均値について考えることが可能である。

熱と水蒸気の収支は、

$$DT = \left(\frac{P}{P_{00}}\right)^\kappa \times \left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + V \cdot \nabla \theta + \omega^* \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p^*}\right), \quad (1)$$

$$DQ = \frac{L}{C_p} \times \left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + V \cdot \nabla q + \omega^* \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial p^*}\right), \quad (2)$$

と書ける。ここで、 θ , q , V , ω^* は、それぞれ、温位、水蒸気の混合比、水平風のベクトル、 p^* 座標での鉛直流速を表す。 $P_{00}=1000$ mb, $\kappa=R/C_p$ であり、 L は水の蒸発熱、 C_p は空気の定圧比熱、 R は空気の気体定数である。バーは計算した領域での平均を表す。

DT , DQ は、それぞれ大気 の非断熱加熱率、水蒸気の増加率で、次のように表すことができる。

$$DT = \left(\frac{P}{P_{00}}\right)^\kappa \times \frac{\partial \overline{\omega^* \theta'}}{\partial p^*} + \frac{Lm}{C_p} - RC, \quad (3)$$

$$DQ = \frac{L}{C_p} \times \left(\frac{\partial \overline{\omega^* q'}}{\partial p^*} - m\right), \quad (4)$$

$\overline{\omega^* \theta'}$, $\overline{\omega^* q'}$ はサブグリッドスケールでの熱および水蒸気の輸送量であり、 m は単位時間当りの凝結量、 RC は放射による冷却率である。 $(\overline{\omega^* \theta'})_{p^*=0}$, $(\overline{\omega^* q'})_{p^*=0}$ は、それぞれ海面からの顕熱・潜熱のフラックスにあたる。ここでは $DQ = L/C_p$ を掛けて温度変化の単位に換算し、 DT と DQ の単位を合わせている。

DT , DQ は、式 (1)・(2) の右辺の各項を高層観測資料から計算し、その残差として求めることができる。式 (3) (4) の右辺の各量は、観測によって求めるべき物だが、観測値は容易には得られないので、本研究では DT , DQ の分布をもとに考察するにとどめる。

(4) 式と (5) 式を加えると

$$DT + DQ = \left(\frac{P}{P_{00}}\right)^\kappa \times \frac{\partial \overline{\omega^* \theta'}}{\partial p^*} + \frac{L}{C_p} \times \left(\frac{\partial \overline{\omega^* q'}}{\partial p^*}\right) - RC, \quad (5)$$

となり、水滴の蒸発・凝結の項が消去され、熱と水蒸気のサブグリッドスケールの輸送の項と、放射の項だけが残る。これから水蒸気の蒸発・凝結の効果と、サブグリッドスケールの輸送と放射の効果を分離して考えることができる。

高さ P^* での鉛直流 ω^* は、連続の式から

$$\overline{\omega^*} = - \int_0^{P^*} \overline{\nabla \cdot V} dp^* \quad (6)$$

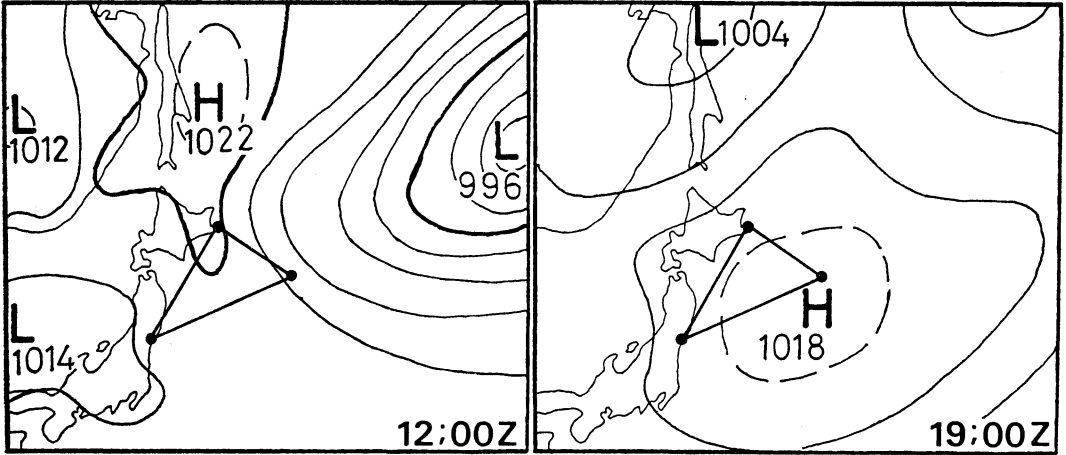
で求めた。

風のデータについては上層ほど大きな誤差があると考えられる。この誤差は ω^* の誤差として大きく現われ、熱・水蒸気収支の計算に影響を与えるが、この論文で考察する範囲は ω^* の小さな下層に限られるので、 ω^* は特に修正はしなかった。

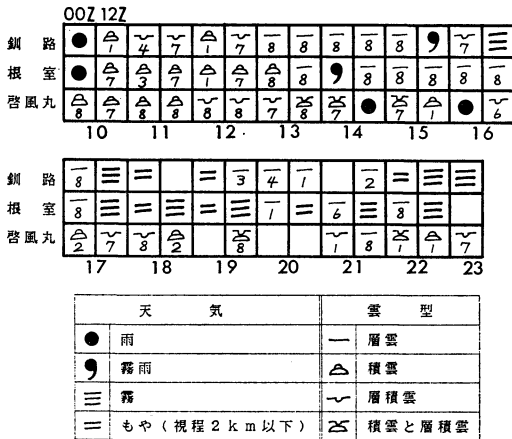
3. 期間中の気象経過と解析期間の分類

解析した期間の総観状況を簡単に述べると、10日に低気圧が北海道南海上を東進した後、オホーツク海から高気圧が南東進し、15日には千島南海上に達している。16日から17日にかけて気圧の谷が通った後、日本海から進んできた高気圧が、北海道の南東海上で強まりながらゆっくり東進した。すなわち、北海道南東海上は、前半はオホーツク海高気圧、後半は南東海上の高気圧の影響を受けている。第2図に前半と後半の地上天気図の一例を示す。

第3図に示すように、釧路での地上観測によると、期間前半の15日までは、ほとんど毎日層雲または層積雲による曇りとなっており、霧は観測されていない。反対に、



第2図 1984年5月12日 00Z と、19日 00Z の地上天気図。図中の3三角形は計算を行った領域12日はオホーツク海高気圧が北海道南東海上に張り出しており、19日は北海道南東海上に中心を持つ高気圧が北海道南東部を覆っている。



第3図 釧路、根室と啓風丸の天気と雲の状態。空欄は晴または曇りで、下層雲がないことを示す。数字は雲量で1/8単位。

16日以降はほとんど毎日霧が発生しており、根室でもほぼ同様である。第4図は気象衛星センターマンスリーレポートによる雲解析図だが、これによると、北海道南東海上は広い範囲にわたって霧または層雲、および、層積雲におおわれている。衛星からは霧と層雲を区別できないが、釧路・根室の観測を参考にすると、北海道沿岸では前半は層雲または層積雲であり、後半は主に霧になっていたと推測される。一方啓風丸では、期間を通してほとんど層積雲を観測しており、後半の期間は、北海道沿岸では霧であり、沖合いでは雲底が海面からはなれて層

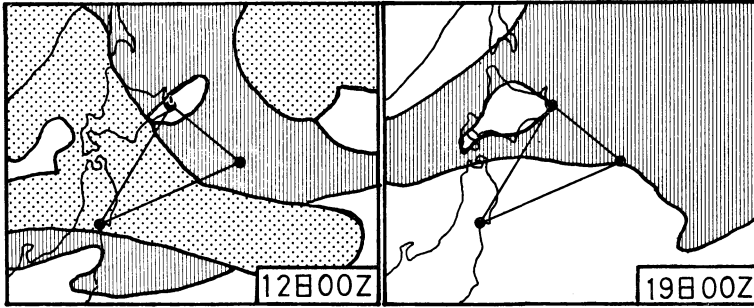
雲・層積雲となっていたと考えられる。

第5図に根室・仙台・啓風丸の3地点平均の地上気温の経過を示す。15日までは気温が海面水温より2~3度低く、16日以降は気温が海面水温に近い値を上下している。すなわち、前半のオホーツク海高気圧の影響を受けた期間は気温が海面水温より低く、後半の北海道南東海上の高気圧の影響を受けた期間は気温が海面水温に近い値であったことがわかる。

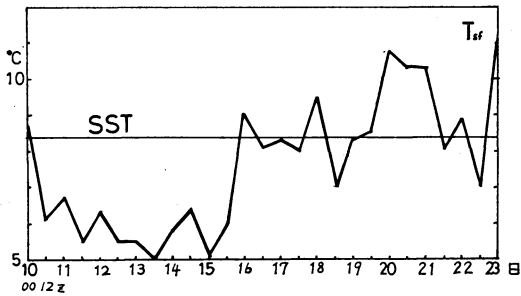
さらに、第6図に示すように、3地点平均気温の減率が1 K/25 mb 以下の安定層（地上付近でおよそ0.4 K/100 m の温度減率にあたる）が期間を通して存在しており、その下端の高さは、16日までは75~100 mb、18日からは25 mb くらいの高さで、ほぼ一定である。

以上の4点から、オホーツク海高気圧の影響があり、気温が海面水温より低い期間 (STAGE 1) と、北海道南東海上の高気圧の影響があり、気温が海面水温に近い期間 (STAGE 2) とは明瞭に区別できる。

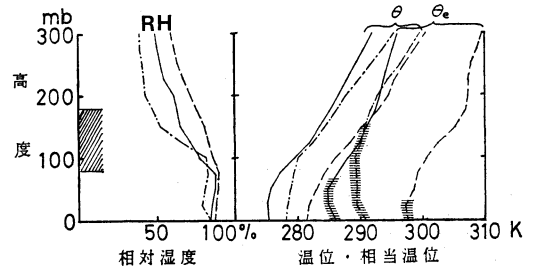
STAGE 1 では大気は海面から加熱される事になるので、対流混合層が形成されることが期待される。一方、STAGE 2 では大気と海面との熱の収支は小さいと予想され、通常のような下から加熱されるような対流混合は考えられない。一方、いずれの場合も下層に層雲・層積雲または霧が存在しているという点では一致しているので、放射収支の面では大きな差はないとも考えられる。これらの点について、以下の章で熱収支の面から考察する。



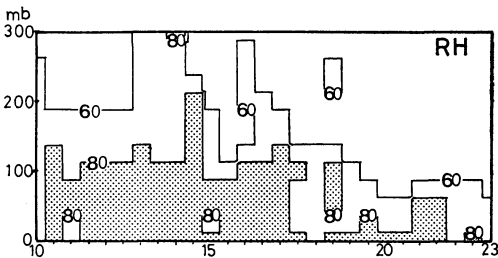
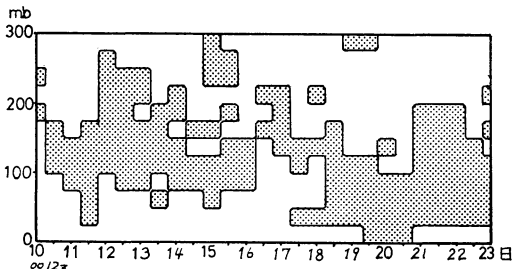
第4図 1984年5月12日00Zと、19日00Zの気象衛星による霧と雲の分布。縦線は霧または層雲、および層積雲の雲域。点彩はその他の雲域。いずれも雲量80%以上の領域。



第5図 根室・仙台・啓風丸3地点平均地上気温の経過。SSTは3地点で囲まれる海域で平均した月平均海面水温。



第7図 STAGE 1での、根室(実線)・仙台(破線)・啓風丸(一点鎖線)の、相対湿度 (RH)・温度 (θ)・相当温位 (θ_e)の鉛直分布。左の斜線は安定層を示す。対流不安定層を相当温位の線に横線で表した。



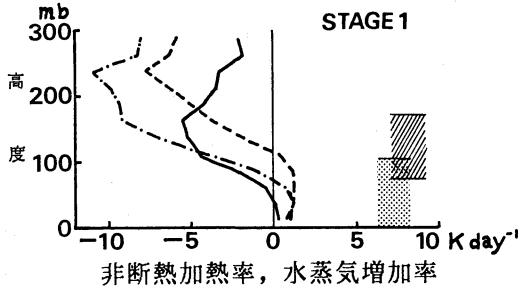
第6図 気温減率 1K/25mb 以下の安定層の経過。25mbの温度差が1度未満の層をドットで示してある。

安定層の高さと気温の経過とから、STAGE 1を10日12Zから16日00Z、STAGE 2を18日12Zから23日00Zと決めた。

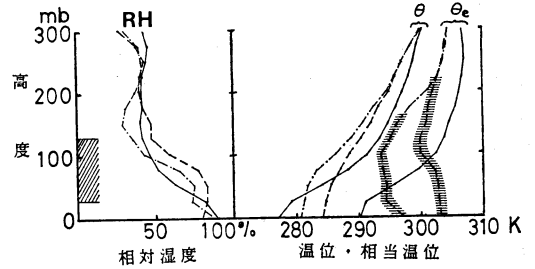
4. 熱・水蒸気収支と成層の状態

4.1 STAGE 1 (層雲・層積雲の場合)

根室、仙台、啓風丸3地点の温位、相当温位および、相対湿度の、STAGE 1の期間での平均の鉛直分布を第7図に示す。啓風丸では、海面から100mbの高さに安定層があり、その下の層では温位がほぼ一定となっている。相当温位は、海面でその上層より約1.5°C高く、そこから安定層下端まではほぼ一定となっており、安定層より下方は対流不安定となっている。このことから、安定層より下の約100mbの層は対流混合層であると推定され、安定層は下層の対流がおよぶ上限と考えられる。根室・仙台でも、啓風丸のように明瞭ではないが、



第8図 STAGE 1 での、非断熱加熱率 DT(実線)と水蒸気増加率 DQ(破線), および, DT+DQ(鎖線). 右の斜線は安定層, ドットは相対湿度80%以上の層を示す.



第9図 STAGE 2 での、相対湿度 (RH)・温位 (θ)・相当温位 (θ_e) の鉛直分布. 記号は第7図と同じ.

同じ特徴がみられ、厚さは 100 mb より薄い、やはり、対流混合層が存在すると推定される。

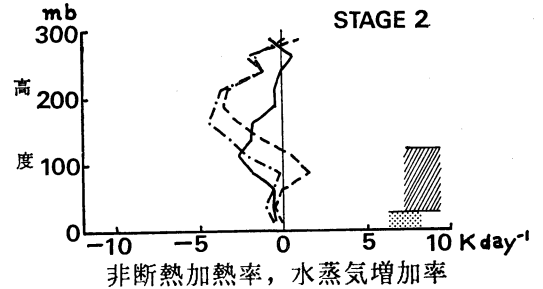
第8図に DT, DQ, および DT+DQ の鉛直分布を示す。DT は、混合層下部で正值で、弱い非断熱加熱が観測される。混合層上部から安定層にかけては、負の大きな値、すなわち、強い冷却が起きている。また、DQ は混合層内で正で、水蒸気増加が見られる。

$p^*=75$ mb 前後の層で水蒸気の増加と共に非断熱の冷却が生じており、DT+DQ が小さい。これは、混合層の上部から安定層にかけて、水滴が蒸発し潜熱が奪われていることを示している。第7図に示すように、この期間の相対湿度は地点とも混合層内で約80%と湿っているが、安定層中では大変乾燥しているため、上層の乾燥した空気が層雲・層積雲の層雲と混合されることによって、雲中の水滴が蒸発しているものと理解できる。

さらに、DT+DQ が上層で負になっていることは、対流によって顕熱および潜熱は下層から上層へ運ばれることを考えれば、混合層上部から安定層にかけての層が放射冷却により非断熱的に冷やされていることを示唆している。

$p^*=200$ mb 以上の層での大きな冷却率は、混合層・安定層より上層なので考えにくく、上層では誤差が相当大きいと考えられる、しかし、霧についての観測や数値モデルによると、霧の上端ではピークで 3~6 K/hr (数メートル~数十メートルの層で) 程度の放射冷却が見込まれるので (Oliver 1978, Mason 1981), 安定層付近の正味の冷却量は放射によるものと考えても 25 mb 平均とすればオーダーとしては妥当であろう。

一方、寒気吹き出し時と比較して、混合層での加熱率は非常に小さい。これは、Ninomiya・Mizuno (1985)



第10図 STAGE 2 での、非断熱加熱率 DT と水蒸気増加率 DQ, および DT+DQ, 記号は第8図と同じ.

の解析と同様に、気温と海面水温との差が小さいためと推定されるが、今回得られた値は、Ninomiya・Mizuno (1985) が求めた値よりさらに小さい。顕熱だけについて言えば、海面から 50 mb の層はわずかに加熱されているが、混合層と考えられる 100 mb までの積分値は負である。収支解析の精度の問題もあるが、この期間は、混合層はほとんど暖められておらず、むしろ冷やされていることになる。このことから、この期間は、海面からの顕熱の補給よりも水滴の蒸発や放射による冷却が大きく、対流混合層は主に安定層付近での冷却によって維持されていたと考えられる。

4.2 STAGE 2 (霧の場合)

STAGE 2 の温位, 相当温位, および相対湿度の鉛直分布を第9図に、熱・水蒸気の収支を第10図に図示した。温位のほぼ一定となっている層からみると、STAGE 2 での混合層の高さは、根室では 25 mb, 仙台・啓風丸ではおよそ 75 mb と推定される。しかし、相当温位は、仙台・啓風丸では、上層で非常に乾燥しているため混合層中より安定層中の方が低い (すなわち対流不安定)。

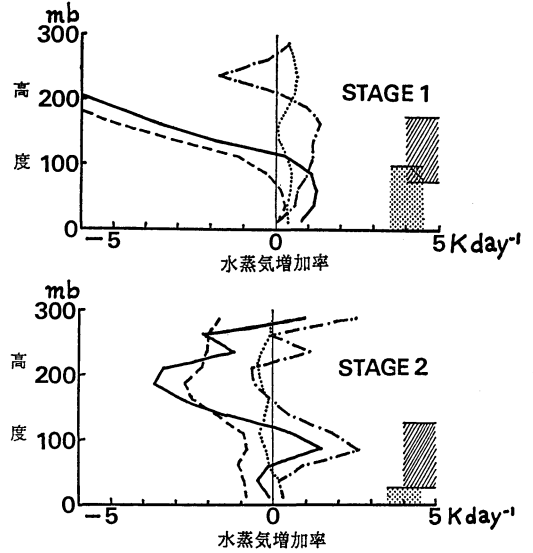
通常の対流混合層では、対流不安定が解消される高さまで対流が及び、その上層に安定層もしくは逆転層があることが多い(二宮, 秋山 1978 など)。これに対し, この期間では2つの対流不安定層の間に安定層が形成されていることが特徴である。熱収支から, 安定層中で約 2 K/day の非断熱冷却があり, また, 図示しないがこの期間も安定層付近では約 1 mb/h の下降流が観測される。安定層はこの非断熱冷却と下降流による断熱昇温とのバランスによって形成されたものと推定される。

この期間の海面水温は, 平均すると気温よりわずかながら低くなっており, 大気は海面で冷やされていると考えられる。しかし, この期間の海面からの冷却量を, 3地点平均の平均気温 (9.0°C), 混合比 (6.0 g/kg), 平均風速 (2.6 m/s) から Kondo (1975) によるバルク法で大まかに見積ってみると, 顕熱はおよそ 2.5 W/m^2 (0.3 K/day/75 mb) の冷却, 潜熱はおよそ 9.0 W/m^2 (1.0 K/day/75 mb) の加熱となり, 合計で正味の加熱が期待される。ところが, 熱・水蒸気収支によると, $DT+DQ$ は全層で負であり, 正味の冷却となる。STAGE 2 の場合も, STAGE 1 の場合と同様に, 放射による冷却の効果が大きいためと推定される。放射による冷却は, 霧の上部で大きくなるので (Oliver et al. 1978), 混合層下部での冷却量が小さく混合層上部から安定層にかけての冷却の方が大きいことも, 放射冷却の効果があることを支持している。

また, $75\sim 125 \text{ mb}$ の層, すなわち, 安定層の下部で, 水蒸気の増加率が極大となり, 同時に, 非断熱冷却が極大である。これから, この層での水滴の蒸発が活発であることが推定される。

式(2)の各項の値を詳しく見てみると, 第11図に示すように, STAGE 1 では, 混合層内では水平移流項・鉛直移流項ともに正の値を取り, 乾燥した空気の流入(湿った空気の流出)を示している。これに見合う水蒸気の増加量は, $p^*=0\sim 100 \text{ mb}$ で約 13 W/m^2 (1.1 K/day/100 mb) であり, これは海面からの蒸発量で説明できる。しかし, STAGE 2 では, 水蒸気の増加率は $p^*=0\sim 75 \text{ mb}$ で積分して -2 W/m^2 (0.2 K/day/75 mb) しかなく, 混合層上部から安定層下部にかけての水蒸気の増加は下層の水蒸気の減少にほぼ見合っている。この下層では, 鉛直移流による水蒸気の増加があるが, 水平移流によって打ち消され, 差引水蒸気の減少となっている。

先に述べたような混合層上部から安定層下部にかけて



第11図 STAGE 1 と STAGE 2 での式(2)の各項の鉛直分布。

実線は DQ , 点線は $\delta \bar{q}/\delta t$, 破線は $\bar{V} \cdot \nabla q$, 鎖線は $\bar{\omega}^* \cdot \partial \bar{q}/\partial p^*$, 右の斜線は安定層, ドットは相対湿度80%以上の層を示す。

の水滴の蒸発は, 下層で大規模運動で移流されてきた水蒸気水滴となって上層に運ばれる事によって起こっていると考えると説明できる。この事から, 水滴がこの層まで運ぶサブグリッドスケールでの上昇流の存在が示唆される。STAGE1 の場合について, 対流混合層は主に混合層上部から安定層にかけての冷却によって維持されていると述べたが, 混合層上部から安定層にかけて強い冷却があり, 混合層下部の非断熱の加熱率・冷却率は小さいという特徴は STAGE 1 と STAGE 2 とで共通であり, このことから, 私は, STAGE 2 の場合も STAGE 1 と同様に対流が起きているのではないかと考える。

STAGE 2 の期間, 安定層中に対流不安定となっていることは, 混合層中に対流が存在するという考えと矛盾するように思われるかも知れないが, 前に述べたように安定層下部で水滴の蒸発が活発だと仮定すれば, Shubert, et al. (1979b) が述べているように, 混合層中を上昇してきた気塊は, 安定層に達すると水滴が蒸発して温度が下がり周囲の空気より重くなって下降するので, STAGE2 の期間にも $p^*=100 \text{ mb}$ 付近の安定層より下層が対流が存在することは可能である。

5. まとめ

北海道南東海上での熱・水蒸気収支を、STAGE 1 (1984年5月10日12Z~5月16日00Z)と、STAGE 2 (1984年5月18日12Z~5月23日00Z)の二つの期間について計算した。

STAGE 1は、オホーツク海高気圧の影響を受けた期間で、海上は層雲・層積雲に覆われていた。この期間は、気温が海面水温より2~3度低く、地上からおよそ100 mbの高さの安定層の存在で特徴づけられる。

この期間の、安定層より下方の、厚さおよそ100 mbの層は、温位・相当温位の分布から、対流混合層であると推定される。混合層の上部から安定層に水滴の蒸発と放射によると考えられる非断熱冷却が観測され、熱収支解析によると、混合層は実質的には暖められておらず、混合層は、主に混合層上部から安定層にかけての冷却によって維持されていたものと推定される。

STAGE 2は、北海道南東海上の高気圧に覆われていた期間で、広く海霧が発生していた。この期間は、気温が海面水温に近く、安定層は地上からおよそ25 mb~75 mbの高さにある。

この期間は、STAGE 1と違って、混合層中よりも安定層中の方が相当温位が低い。熱・水蒸気収支によれば、安定層下部で水滴の蒸発と放射冷却によると推定される非断熱冷却率が観測され、この冷却によって、安定層が形成されたものと考えられる。

また、非断熱冷却率の極大が、STAGE 1と同様に混合層上部から安定層下部にかけて存在することから、STAGE 2の期間もSTAGE 1と同様に、混合層中对流が起きているのではないかと考える。

熱収支については、いずれの期間も混合層上部から安定層にかけてピークを持ち、水滴の蒸発と放射冷却によるものと考えられる非断熱冷却が起きている。STAGE 1とSTAGE 2では海面水温と気温との関係が異なるが、海面から上向きの顕熱・潜熱が大気に補給されていると考えられるSTAGE 1ですら、海から大気への(顕熱・潜熱)フラックスは上に述べた鉛直積分の冷却率の大きさより小さい。つまり、混合層上部付近での非断熱冷却プロセスが、両時間を通して、混合層維持に第1義的役

割を果たしていたことが推論される。

6. 謝辞

この論文を書くに当たって、巽保夫前札幌管区気象台予報課長(現気象庁予報課)並びに、足立崇札幌管区気象台予報課長に助言していただいたことをここに感謝します。

参考文献

- 海霧研究グループ, 1985: 釧路地方における海霧の観測, 天気, **32**, 425-433.
- 加藤内蔵進, 1985: 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, 天気, **32**, 425-433.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-Layer Meteorol.*, **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, 天気, **31**, 411-419.
- Mason, J. 1981: *The Physics of Radiation Fog*. *J. Met. Soc. Japan*, **60**, 486-499.
- 二宮洗三, 秋山孝子, 1978: 寒気吹き出し時におけるAMTEX海域の混合層・逆転層の構造と熱収支状況, 気象庁技術報告, **93**, 88-101.
- Ninomiya, K. and H. Mizuno, 1985: Anomalously 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. met. soc. Japan*. **63**, 859-871.
- Oliver, D.A., W.S. Lewellen and G.G. Williamson, 1978: The Interaction between turbulent and radiative transport in the development of fog and low-level stratus. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 301-316.
- Schubert, W.H., J.S. Wakefield, E.J. Steiner and S.K. Cox, 1979a: Marine stratocumulus convection, Part I: Governing equations and horizontally homogeneous solutions. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1286-1307.
- _____, _____ and _____ 1979b: Marine stratocumulus convection, Part II: Horizontally inhomogeneous solutions. *J. Atmos. Sci.*, **36**, 1308-1324.