



天 気

1983年12月
Vol. 30, No. 12

104 [熱・水蒸気収支 (寒気吹き出し, 海上)]

寒気吹き出し時における日本列島風下側の海上での熱及び水蒸気収支と雲の生成について*

川 野 浩**・三 瓶 次 郎***・加 藤 内 蔵 進****

要 旨

八丈島・館野・潮岬で囲まれる領域について成層状態や熱・水蒸気収支を解析し、冬の季節風時に日本列島を通過した空気が本州南方海上で再変質される過程を調べた。

混合層内での熱・水蒸気収支は AMTEX での結果と同様な特徴を示す。季節風の強い時には、雲頂からの雲水の再蒸発を示唆する水蒸気増加と冷却が混合層上部にみられる。海からの顕熱補給による下面からの加熱の他に、混合層上部での冷却も成層の不安定化へ大きく寄与する。しかし、AMTEX と異なり、混合層上部での水蒸気増加率は水蒸気の水平移流項(乾気移流)と釣り合う。日本列島を空気が通過する際、下層数 100 mb にわたり「乾燥」し、水蒸気を取り込み易くなる点が、海からの熱・水蒸気補給の大きいことと共に、本州太平洋岸沖での季節風時の雲の生成に対する重要な地理的要因となろう。

1. はじめに

冬季季節風時、日本列島の脊嶺山脈を吹き抜け乾燥した空気が黒潮流域へ出たあと、海からの多量の熱・水蒸気補給(Wyrski, 1966)を受ける。このため、沖合数 100 km の場所には再び、日本海域などで観測されるような

筋状の積雲列が生成される。櫃間(1980)や黒坂(1981)は本州沖での筋状の積雲の存在頻度を統計的に調査し、日本列島の地形との関連を議論した。また、衛星資料も用いた水物質の収支解析(Tsuchiya・Fujita, 1967)によると、日本列島の太平洋岸では水蒸気量が少なく局地性もあるが、数 100 km 沖では水蒸気量が急増し、海岸線に沿ってほぼ一様になるという。しかし、この事例解析では、一層として扱ったため鉛直方向の水蒸気再分配過程に関する議論が不十分である。

寒気吹き出し時の気団変質過程に関して、東シナ海域で混合層の構造と熱・水蒸気収支の詳細な解析がなされた(Murty, 1976; Ninomiya, 1977; Ninomiya・Aki-

* Heat and moisture budgets and cloud formation over the sea in the lee side of the Japan Islands during cold air outbreak situations.

** Hiroshi Kawano, 根室測候所.

*** Jiro Sanpei (故人), 気象大学校.

**** Kuranoshin Kato, 東京大学海洋研究所.

—1983年6月7日受領—

—1983年10月3日受理—

yama, 1976; Nitta, 1976; Nitta・So, 1980). 日本海域に関しても山岸(1980)が混合層の構造を調べ、Ninomiya (1968)は総観規模での熱・水蒸気収支と積雲活動、日本列島での降水との関連について調べた。これらの結果に示されるように、海況や総観場の違いにより気団変質過程にもかなり違いがみられる。

日本列島の地形とその風下での季節風時の雲の生成との関連を議論するためにも、この領域での気団変質について他の海域と比較して調べておく必要がある。佐々木(1982)*は本州南方海域の約1000 km四方の領域における熱・水蒸気収支を解析した。しかし、用いられた高層観測網が鉛直方向に粗く、収支解析の精度も充分でなかった。そこで、本研究では、水蒸気量・雲量などの急激な変化のみられる沿岸付近に関して、特異点の報告も用いて混合層の構造と熱・水蒸気収支を解析する。更に、海上での雲量の変動との関係について考察する。

2. 資料と解析方法

第1図の黒丸で示す地点の1日2回の(09, 21 LST)指定面と特異点の報告を $\log p$ (p : 気圧) に関して直線的に内挿することにより、1000~500 mb で各25 mb 毎のレベルにおける気温(T), 相対湿度(RH), 風の西風成分(u), 南風成分(v)の値を得、これらを基礎資料とした。期間は1981年1月1~31日の1か月とした。欠測の場合、時間に関して直線的に補間したが、欠測数は極めて少なかった。

大気中の熱・水蒸気収支は次式で記述される。

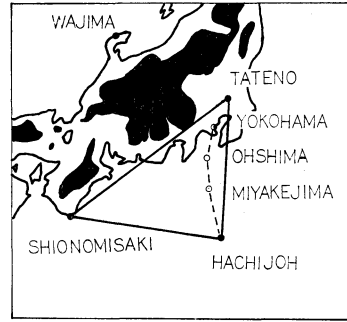
$$DT \equiv \frac{C_p}{g} \int_{p_T}^{p_S} \frac{\partial T}{\partial t} dp = -RC + CD + SH, \quad (1)$$

$$DQ \equiv \frac{L}{g} \int_{p_T}^{p_S} \frac{\partial q}{\partial t} dp = -CD + LH, \quad (2)$$

但し,
$$\frac{\partial T}{\partial t} \equiv \left(\frac{p}{p_0} \right)^{R/C_p} \left\{ \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{\theta} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right\}, \quad (3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} \equiv \frac{\partial \bar{q}}{\partial t} + \bar{\mathbf{V}} \cdot \nabla \bar{q} + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{q}}{\partial p}, \quad (4)$$

$\theta, q, \mathbf{V}, \omega, p, t, \nabla$ はそれぞれ、温位、比湿、水平速度ベクトル、 P -鉛直速度、気圧、時間、水平ナブラ演算子を表す。 $(\bar{\quad})$ は領域平均を表し、定数 C_p, R, L, g 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、重力加速度で、 $p_0=1000$ mb である。また、 $p_S=1000$ mb とした。 p_T はサブグリッドスケールの運動による鉛直輸送の無くなる高さよりも上層にとる。



第1図 解析領域と観測点。黒丸は解析に用いた高層気象観測点。収支解析は三角形で囲まれる領域について行う。破線で連ねた地点は雲量の資料を用いた観測点。海拔500m以上の山地は黒く塗りつぶしてある。

第1図に示す三角形で囲まれる領域での(3), (4)式の各項を前述の高層気象観測資料を用いて算定した。 DT, DQ はそれぞれ大気の実質的な加熱率、水蒸気の増加率 (apparent heat source, apparent moisture source) で、高層観測資料を用いて直接評価する。 RC は放射による正味の冷却率で、Katayama (1967) の1月の値を引用する。 CD は凝結による加熱率で、沿岸及び島の地上気象官署での日雨量(気象庁月報)の領域平均値を用いる。なお、領域内及び境界上の島の雨量については、第1図に示した大島、三宅島、八丈島での報告がある。海から大気への顕熱補給量 SH , 潜熱補給量 LH は、(1), (2)式の残差としてそれぞれ評価する。上昇流は、ガウスの定理を用いて計算した水平発散をもとに、連続の式から求める。但し、 $p=p_S$ で $\bar{\omega}=0$ とし、上昇流や水平発散の修正は行ってない。

ここで、 p_T を対流の及ぶ高度よりも上層にとれば原理的には海からの補給量を精度良く見積もることが出来る。しかし、高層観測に基づき評価された $\frac{\partial T}{\partial t}, \frac{\partial q}{\partial t}$ の値は上層ほど精度が悪いので、 p_T をあまり上層にとるのは得策でない。そこで、八丈島における相当温位 (θ_e) が、 $(\theta_{e_{max}} + 2(K))$ となる高度を p_T とし、各観測時毎に p_T を定義した。 $\theta_{e_{max}}$ は下層での θ_e の極大値である(極大が無い時には p_S での値を $\theta_{e_{max}}$ とした)。Kondo (1977) が指摘したような陸地の影響のため、本来海上でとるべき θ_e の値が八丈島ではやや低目に観

* 1981年度気象大学卒業研究 (1982年3月提出)。

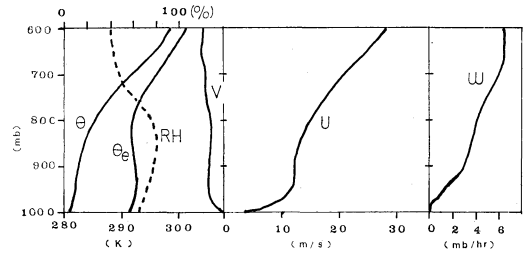
測されるであろう点を考慮して、2 K の幅を持たせた。

3. 混合層の特徴と熱・水蒸気収支一月平均—

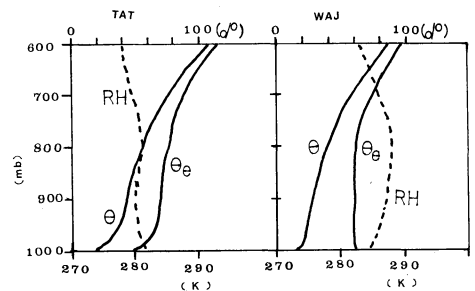
この研究の対象とした期間は、日本付近で典型的ないわゆる西高東低の冬型の気圧配置で寒い日が多かった。第2図に、八丈島における θ , θ_e , RH , u , v , 及び $\bar{\omega}$ の鉛直分布を示す。800 mb より下層で相当温位や風の東西成分はほぼ一様な値となり、鉛直方向に良く混合されている（以下、対流混合層、あるいは単に混合層と呼ぶ）。八丈島では混合層上部での安定度が大変良く、気温の逆転も頻繁に起こる。相対湿度は混合層上端付近で鉛直上方に急激に減少する。また、下降流が卓越する。第3図に示されるように、輪島（日本列島の山脈に対して八丈島と反対側）では八丈島に比べて混合層上端付近での安定度は良くない。日本海域では寒気吹き出し時に総観場が上昇流となることも多く（Ninomiya, 1968）、混合層の特徴の違いを生じさせる一因となろう。

日本列島の太平洋側の、いわば寒気の出口にあたる館野では、第3図に示されるように、相対湿度が全層50%程度と低い。輪島での可降水量（1000~500 mb で計算）は7.2 mm で、館野では5.7 mm に減少する。輪島~館野の下層風は月平均では ~WNW で、ほぼ半日かかって輪島の空気が館野へ達する（図は省略した）ので、この経路上で約 3 mm day^{-1} の水蒸気の減少があることになる。この経路付近の降水量を気象庁月報より概算すると約 5 mm day^{-1} となり、上述した水蒸気の減少は日本列島上での地形性上昇と下降による結果と解釈してもよからう（館野での気温も、輪島より数K高い）。館野では飽和に達するまでには、可降水量としてあと5 mmの水蒸気を大気中含ませ得る状態になっている。

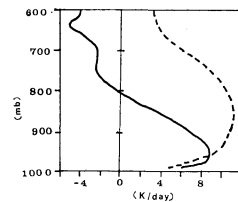
第4図に月平均の $\frac{\delta T}{\delta t}$, $\frac{L}{C_p} \frac{\delta q}{\delta t}$ の鉛直分布を示す。AMTEX でも示されたように（Nitta・So, 1980 他）、混合層下部では加熱率・水蒸気の増加率ともに大きく、混合層上部では弱い非断熱冷却を受ける。また、水蒸気増加率は混合層上部でも大きい。しかし、混合層上部での水蒸気増加率は、AMTEX では鉛直移流項と釣り合っていたのに対し、この領域では主に水平移流項（乾気移流）と釣り合う。(1), (2)式に基づき評価した SH , LH はそれぞれ 110 Wm^{-2} , 315 Wm^{-2} となる。これらは Wyrski (1966) がバルク法に基づき求めた結果とほぼ一致する。 RC や CD はこれらの値に比べると小さい。気柱での積分値に関しては、海からの熱・水蒸気の補給が、それぞれ、大気の加熱・水蒸気の増加と釣り合うことにな



第2図 八丈島における月平均の成層。左： θ (K), θ_e (K), RH (%). 中： u (m s^{-1}), v (m s^{-1}). 右： $\bar{\omega}$ (mb hr^{-1}).



第3図 月平均の θ (K), θ_e (K) 及び RH (%) の鉛直分布。(左): 館野, (右): 輪島。



第4図 月平均の $\frac{\delta T}{\delta t}$ (実線) 及び $\frac{L}{C_p} \frac{\delta q}{\delta t}$ (破線) の鉛直分布 (K day^{-1}).

る。

4. 雲量分布の変動と熱・水蒸気収支

4.1. 主成分分析を用いた雲量分布の変動の記述とカテゴリーへの分類

領域内での雲量分布の変動を調べるために、第1図に示す横浜、大島、三宅島、八丈島での地上目視観測による日平均雲量（気象庁月報）に主成分分析を適用した。空間的にはほぼ等間隔のデータ密度にするために、三宅島と八丈島の中間点にその両者の平均雲量を持つ点を加え

第1表 雲量分布の第1主成分と第2主成分の因子負荷(×100).

地点	第1主成分	第2主成分
横浜	+72	+46
大島	+70	+60
三宅島	+87	-11
八丈島	+87	-48
八丈島	+39	-80

て計5個の変数とした。更に、それぞれの変数を平均0, 標準偏差1になるように規格化した。

第*n*日目の第*j*地点(*j*=1, 2, ..., *M*)での変数(ここでは規格化した雲量)を*f_{jn}*とし、それらを成分とする*M*次元ベクトル*f_n*の時系列を考える(*n*=1, 2, ..., *N*)。単位ベクトル*e_i*の一次結合(その係数*Z_{in}*)で*f_n*を

$$f_n = \sum_{i=1}^M Z_{in} e_i \quad (5)$$

と表す。もし*e_i*が $\sum_{n=1}^N f_{jn} f_{kn} / N$ を第*jk*成分とする行列(*M*×*M*型)の固有値*λ_i*に対応する固有ベクトルであれば、*e_i*を第*i*主成分という。

$$\sum_{n=1}^N Z_{in}^2 / N = \lambda_i \quad (6)$$

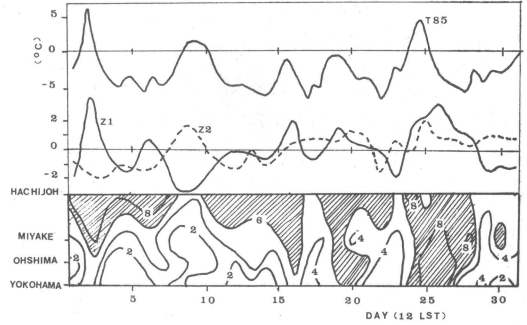
なる性質があり、*λ_i*の大きな主成分(以後、*λ₁* ≥ *λ₂* ≥ ... ≥ *λ_M*と番号をつける)ほど*f_n*の変動のパターンをよく説明する。更に、

$$\sum_{i=1}^M \lambda_i = \sum_{j=1}^M \left(\sum_{n=1}^N f_{jn}^2 / N \right) \quad (7)$$

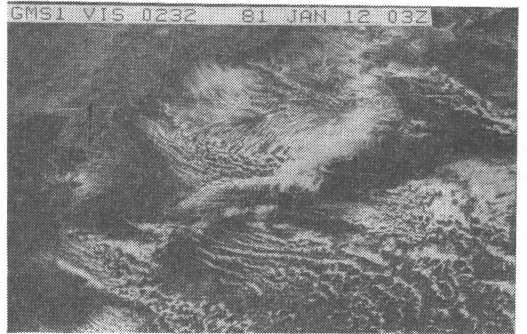
であるので、 $\lambda_i / \sum_{k=1}^M \lambda_k$ は第*i*主成分の寄与率と呼ばれる。なお、ベクトル $\sqrt{\lambda_i} e_i$ の各成分を因子負荷、*Z_{in}*を因子得点(スコア)という。ここでは*M*=5, *N*=31である。

第1表に第1主成分と第2主成分の因子負荷を示す。第1, 第2主成分の寄与率はそれぞれ53%, 29%であり、これら2つの主成分で全変動の82%が表現される。

第1主成分は、各地の雲量が各平均値に対し正相関で増減する変動を表す。第2主成分は、日本列島側の雲量が減少し沖合で増加することで沿岸と沖合との雲量のコントラストが強まる(スコア負の時)か、沿岸で増加し沖合で減少することでコントラストが弱まる(スコア正の時)。なお、月平均雲量は陸側から沖合にかけて増加



第5図 (上): 八丈島での850 mbの気温, *T₈₅₀*, (°C), (中): 雲量分布の第1主成分, 第2主成分のスコア *Z₁*, *Z₂* をそれぞれ実線, 破線で示す。(下): 第1図の破線に沿った地上観測に基づく雲量分布(10分位)の時系列。雲量6以上の領域に斜線を入れてある。



(a)



(b)

第6図 GMS 可視画像の例。(a) カテゴリー(A) (1981年1月1203 Z), (b) カテゴリー(B) (1981年1月1803 Z)。

か、という変動を表す(第5図の日平均雲量分布及び、第1, 第2主成分のスコアの時系列を参照して欲しい)。

第5図に八丈島の 850 mb における気温も示したが、第2主成分のスコアの負値と気温の低下が良く対応しており、強い寒気の侵入時に沿岸と沖合との間の雲量コントラストが強まることになる。

典型的な寒気吹き出しにあたる状況下での熱・水蒸気収支と雲の生成に果たす日本列島の役割を考察するために、第2主成分が卓越し、そのスコアが負の時、即ち、

$$Z_{2n} \leq -\sqrt{\lambda_2/\lambda_1} Z_{1n} \text{ かつ } Z_{2n} \leq \sqrt{\lambda_2/\lambda_1} Z_{1n} \quad (\text{カテゴリー(A)}) \quad (8)$$

に該当する日の成層や収支を合成する。なお、気象庁月報の日界は日本標準時の0時であるので、高層観測を用いて得られた諸量に関し、3時間のずれはあるが、前日21 LST から当日21 LST までの平均値を日平均雲量分布に対応する1組の資料とみなした。

第6図(a)に、カテゴリー(A)の日の気象衛星「ひまわり」による可視画像の例を示す。比較のため、第6図(b)に

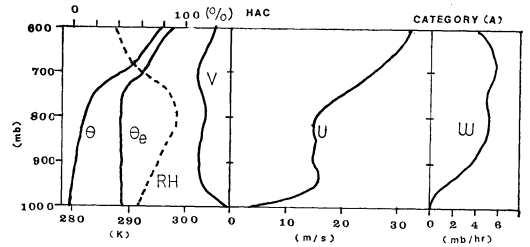
$$Z_{2n} \geq -\sqrt{\lambda_2/\lambda_1} Z_{1n} \text{ かつ } Z_{2n} \geq \sqrt{\lambda_2/\lambda_1} Z_{1n} \quad (\text{カテゴリー(B)}) \quad (9)$$

の日の例を示す。カテゴリー(A)では、日本海や本州南東方海上等で筋状の積雲が発達していることがわかる。

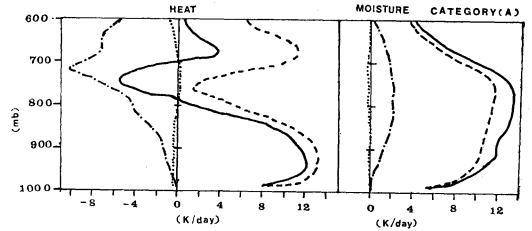
4.2. 寒気吹き出し期(カテゴリー(A))における熱・水蒸気収支

第7図はカテゴリー(A)での八丈島における成層状態の合成図である(以下、断わらぬ限り、カテゴリー(A)の結果である)。カテゴリー(A)で混合層は最も深まる。混合層上部には月平均(第2図)よりも更に顕著な安定層が存在し(合成値でも700 mb付近には気温の逆転がある)、鉛直方向の湿度の変化が急激である。混合層内の u は 15 m sec^{-1} に達する。CD は 10 Wm^{-2} (0.3 mm day^{-1}) と小さい。海から大気への顕熱、潜熱のフラックスはそれぞれ 215 Wm^{-2} 、 350 Wm^{-2} と大きく、特に顕熱フラックスは月平均の2倍近い。

第8図に(3)、(4)式の各項の鉛直分布を示す。主な分布の特徴は月平均とほぼ同様であるが、(A)では混合層上端付近(700~800 mb)での冷却率と水蒸気増加率は月平均よりかなり大きな値を示す。(A)と同様、降水をほとんど伴わない対流雲が卓越した AMTEX '75 のある期間(Ninomiya, 1977)でも混合層上部で強い冷却と水蒸気増加が見出され、雲頂からの雲水の蒸発を示唆する結果が得られている。しかし、この領域では、混合層上部での水蒸気増加率は水平移流項と釣り合ってお



第7図 八丈島の成層(第2図参照)。但し、カテゴリー(A)。



第8図 カテゴリー(A)における熱・水蒸気収支各項のバランスの鉛直分布(K day^{-1})。 (a): 熱, (b): 水蒸気。実線: apparent source, 破線: 水平移流項, 一点鎖線: 鉛直移流項, 点線: 局所的時間変化項。

第2表 カテゴリー(A)における安定度変化傾向に対する各項の寄与 ($\text{K (100 mb)}^{-1} \text{ day}^{-1}$)。記号は本文(10)式を参照。混合層下部・上部を代表させてそれぞれ、962.5~862.5 mb, 862.5~762.5 mbをとった。

	LT	HA	VA	DH
混合層下部	-0.2	-3.5	-2.2	+5.5
混合層上部	-0.4	-7.0	-5.7	+12.3

AMTEX 域との違いが注目される。

第2表は、カテゴリー(A)について

$$\frac{\partial}{\partial t} \left(\frac{\partial \bar{T}}{\partial p} \right) = - \frac{\partial}{\partial p} \left(\bar{V} \cdot \bar{r} \bar{T} \right) - \quad (\text{LT}) \quad (\text{HA})$$

$$\frac{\partial}{\partial p} \left\{ \left(\frac{p}{p_{00}} \right)^{R/C_p} \omega \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial p} \right\} + \frac{\partial}{\partial p} \left(\frac{\delta T}{\delta t} \right) \quad (\text{VA}) \quad (\text{DH}) \quad (10)$$

り、の各項の値を、混合層下部、上部の代表として、それぞれ、962.5~862.5 mb, 862.5~762.5 mb の各層について示したものである。(LT)は鉛直安定度の局所的

第3表 カテゴリー (A) における熱・水蒸気収支のまとめ (Wm^{-2}).
記号は本文第2章を参照のこと. 但し, cloud layer (750~900 mb), subcloud layer (900~1000 mb) の2層に対流混合層をわけて表示した. 上段, 下段の SH 項はそれぞれ地表面 (1000 mb) 及び 900 mb 面を通して上方へ運ばれる顕熱の対流輸送によるフラックスを表す. LH も同様 (但し潜熱).

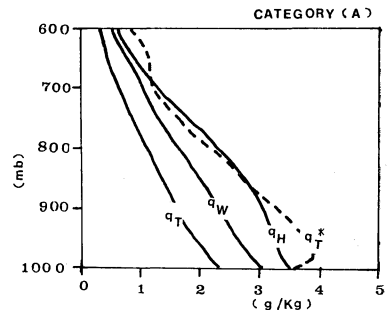
	DT	DQ	RC	CD	SH	LH
subcloud layer	130	110	10	0	215	350
cloud layer	70	230	15	10	75	240

時間変化, (HA), (VA), (DH) はそれぞれ熱の水平移流, 鉛直移流, 非断熱加熱が鉛直方向に変化しているために安定度の時間変化へ寄与する項である.

混合層下部では (DH) 項による不安定化 ($DH > 0$) が大きく, (HA) 項や (VA) 項がこれを打ち消している. 混合層上部での (DH) 項は, カテゴリー (B) や AMTEX '74 後半の寒気吹き出し時 (Ninomiya, 1975) における値である, それぞれ, 3.7, 8.7 (単位: $K (100 mb)^{-1} day^{-1}$) に比べても大きな値である. この領域では, 海面からの顕熱補給によって下層で海面近くほど加熱されることによる不安定化の他に, 混合層上端付近での強い冷却という differential heating ($DH > 0$) による成層の不安定化も, 混合層の維持にとって重要な過程である.

第3表は, 平均的な雲底高度 (八丈島の状態曲線に基づき 900 mb と仮定) を用いて, cloud layer ($p_T \sim 900$ mb), subcloud layer (900~1000 mb) における, (1), (2) 式各項のバランスをカテゴリー (A) について示したものである. p_T の平均値は約 750 mb である. 海から補給された顕熱量の3分の2は subcloud layer の加熱 (水平移流とバランス) に使われる. 海からの潜熱補給量の3分の2以上は雲層へ対流輸送される. 大気中での正味の凝結量は大変小さく, 雲底を通して対流輸送された熱・水蒸気が雲層内をそれぞれ加熱, 湿潤化する. 正味の凝結熱発生は大変小さいが, 前述したように, 鉛直方向には凝結熱の出入りが決して小さいわけではない. 結果的に $SH \sim DT$, $LH \sim DQ$ というバランスで海からの補給が再分配される混合層の維持には, それが重要な役割を演じている.

3章でも述べたが, 第9図に示されるように, 館野では輪島より比湿が減少し, 比湿と飽和比湿との差は大きくなる. その差は, 可降水量 5 mm に相当する. 700~800 mb の層でも, 館野での比湿と飽和比湿の差は $1 g kg^{-1}$



第9図 輪島, 館野, 八丈島における比湿 q_w , q_T , q_H を実線で, 館野における飽和比湿 q_T^* を破線で示す. 単位は $g kg^{-1}$. 但し, カテゴリー (A).

にのぼる. シベリア大陸から日本海へ流出する寒気内での地上近くの飽和比湿が $1 g kg^{-1}$ の大きさである. 混合層上部付近の高度でもあと $1 g kg^{-1}$ の水蒸気を取り込み得る「乾燥した」空気が日本列島から送り出されることになる. なお, 八丈島の下層風向は WNW であるが, カテゴリー (A) で館野・輪島では NW である. トrajekトリー的には, 八丈島へ達した気塊は日本列島を越えて南東進し, 館野と潮岬の間を通り, 次第に東寄りに向きを変えたものと考えられる. 潮岬でも館野よりも少々相対湿度は高いが, やはり乾燥しており, トrajekトリー的に八丈島へ達した気塊の変質過程には, 輪島・館野・八丈島での成層を参照して行った議論が当てはまると思われる.

Nitta・So (1980) による AMTEX '75 の収支解析において, 雲頂付近に鋭いピークを持つ放射による正味の冷却も混合層上部では熱収支の主要項であることが示された. さらに彼らは, 観測値を積雲のモデルに適用した結果, 雲水の再蒸発のピークが混合層上端付近での冷

却と水蒸気増加のピークに高度的にも量的にも良い対応のある事をも示した。また、Asai・Nakamura (1978) は数値実験を用いて、水蒸気の凝結とその再蒸発を考えた場合に海上での混合層が発達すること、その際の混合層上端部での蒸発も大きいことを示した。本研究では放射の計算をやっていないため熱のバランスの鉛直分布に関する断定的な結論は控えねばならないが、寒気吹き出し時の本州南岸沖での混合層の形成に対して日本列島が果たす役割は次のように要約出来る。即ち、下層数 100 mb にあたり「乾燥した」空気を黒潮流域へ送り出し、海面からの熱・水蒸気の補給を促す一方、雲頂からの雲水の再蒸発も促し、これに伴う冷却でも成層が不安定化され、混合層の形成・維持に好都合な状況をつくりだす。

5. まとめ

八丈島、館野、潮岬で囲まれる領域について成層状態や熱・水蒸気収支を解析した。

混合層内での熱・水蒸気収支は AMTEX と同様な特徴を示し、季節風の強い時は雲頂からの雲水の再蒸発を示唆する非断熱冷却と水蒸気増加が混合層上部にみられる。海からの顕熱補給による下面からの加熱の他に、混合層上部での冷却も成層の不安定化へ大きく寄与する。しかし、AMTEX と異なり、混合層上部での水蒸気増加は水蒸気の水平移流(乾気移流)と釣り合う。日本列島を空気が通過する際、下層数 100 mb にあたり「乾燥」し、水蒸気を取り込みやすくなる点が、海からの熱・水蒸気補給の大きいことと共に、本州の太平洋岸での季節風時の雲の生成に対する重要な地理的要因となろう。

6. おわりに

この研究では、冬季本州南方海上における気団変質過程に及ぼす日本列島の影響について海上での熱収支を解析して議論を進めたが、山脈など地形そのものによる力学的効果に関する考察は行わなかった。季節風に伴う寒気吹き出しの弱い時、またはその最盛期を過ぎた時に関東沖にしばしば帯状の下層雲が発生し、関東地方に局地的悪天をもたらすことがある(櫃間, 1979 a, b)。櫃間(1979 b)は、本州中部の山地の南を回り黒潮域で十分に気団変質を受けた空気と、北を回って変質のあまり進んでいない三陸沖からの空気がぶつかる場所にその雲帯が発生すると説明した。山岸(1983)も、関東地方の局地的悪天に関して、地形による力学的要因を数値実験を用いて考察した。しかし、高層観測網が現象を充分解像

し得るほどには密でないので、解析によってその実体を把握するのは大変困難である。ところで、晩秋から冬にかけてみられる関東地方の局地的悪天をもたらすような雲の発生は、対流混合層内の現象と言われており(真島, 1980)、関東沖での気団変質過程自体を様々な状況において詳しく研究することも上述の問題の解決の方向を示してくれるのではなかろうか。現在は不可能だが、日本列島風下側で、黒潮域と親潮域との気団変質過程の比較研究も今後行う必要がある。

謝辞

この研究は川野 浩が気象大学校において行った卒業研究を共著者らと再検討しまとめ直したものである。卒業研究発表会等の機会を通して有益なコメントを下された気象大学校の各教官に謝意を表したい。

文献

- Asai, T. and K. Nakamura, 1978: A numerical experiment of Air mass transformation process over warm sea, Part I; Development of a convective mixed layer, *J. Met. Soc. Japan*, 56, 424-434.
- 櫃間道夫, 1979 a: 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域, *天気*, 26, 309-311 (及び口絵写真, 5月号).
- , 1979 b: 本州南岸沖を西進して発達する中規模の雲域(その2), *天気*, 26, 605-610.
- , 1980: 冬の季節風下での太平洋沿岸における筋状雲の分布, *天気*, 27, 767-768.
- Katayama, A., 1967: On the radiation budget of the troposphere over the Northern Hemisphere (III), *J. Met. Soc. Japan*, 45, 26-39.
- Kondo, J., 1977: Comparison of Kondo's bulk transfer coefficient with the recently-made direct observations of fluxes at the sea surface, *J. Met. Soc. Japan*, 55, 319-323.
- 黒坂裕之, 1981: 気象衛星より見た冬季の日本周辺の雲分布の特徴, *東北地理*, 33, 197-203.
- 真島恒裕, 1980: 北東気流による関東地方の局地的悪天について, *天気*, 27, 553-564.
- Murty, K., 1976: Heat and moisture budgets over AMTEX area during AMTEX '75, *J. Met. Soc. Japan*, 54, 370-381.
- Ninomiya, K., 1968: Heat and water budget over the Japan Sea and the Japan Islands in winter season—With special emphasis on the relation among the supply from the sea surface, the convective transfer and the heavy snowfall, *J. Met. Soc. Japan*, 46, 343-372.

———, 1975: Large-scale aspects of air-mass transformation over the East China Sea during AMTEX '74, *J. Met. Soc. Japan*, **53**, 285-303.

———, 1977: Heat energy budget of the polar air-mass transformed over Kuroshio region under the situation of strong subsidence, *J. Met. Soc. Japan*, **55**, 431-441.

Ninomiya, K. and T. Akiyama, 1976: Structure and heat energy budget of mixed layer capped by inversion during the period of polar outbreak over the Kuroshio region, *J. Met. Soc. Japan*, **54**, 160-174.

Nitta, Tsu, 1976: Large-scale heat and moisture budgets during the Air Mass Transformation Experiment, *J. Met. Soc. Japan*, **54**, 1-14.

———, and S.S. So, 1980: Structure and heat, moisture and momentum budgets of a convective mixed layer during AMTEX '75, *J. Met. Soc. Japan*, **58**, 378-393.

Tsuchiya, K. and T. Fujita, 1967: A satellite meteorological study of evaporation and cloud formation over the Western Pacific under the influence of the winter monsoon, *J. Met. Soc. Japan*, **45**, 232-250.

Wyrski, K., 1966: Seasonal variation of heat exchange and temperature in the North Pacific Ocean, *Univ. of Hawaii Report*, **HIG-66-3**.

山岸米二郎, 1980: 冬季の日本海上の安定層の特徴, *天気*, **27**, 321-329.

———, 1983: 関東地方の局地的悪天についての一考察, 1983年春季大会予稿集(講演番号120).

日本気象学会および関連学会行事予定

行 事 名	開 催 年 月 日	主 催 団 体 等	場 所
日本気象学会昭和59年 春季大会	昭和59年 5月23日~25日	日本気象学会	気象庁
第20回理工学における同 位元素研究発表会	昭和59年 7月 2日~ 4日		国立教育会館
第10回国際生気象学会議	昭和59年 7月26日~30日		順天堂大学 有山記念館・ 医学部
Twelfth International Laser Radar Conference	1984年 8月13日~17日	Int. Radiation Commi- ssion (IRC) Committee on Laser Atmospheric Sensing (CLAS)	Aix-en-Provence, France