

# 冬期の日本海上の安定層の特徴\*

山 岸 米 二 郎\*\*

## 要旨

この報告は、冬期の日本海東部で観測される対流圏下層の安定層の特徴を述べる。用いた資料は、啓風丸、秋田、輪島、米子の高層観測資料である。北西季節風が持続する時は、沿岸から沖合 300 km 付近では、地上からおよそ 200 mb の高さに安定層が持続する。しかし、陸上では明瞭な安定層は観測されない。海上および陸上で明瞭な安定層が観測されるのは、地上等圧線の高気圧性曲率がはっきりしている時である。総観場の変動に応じ海上の安定層高度が 50~100 mb/day の変化を示すことがある。この変化には、海面からの顕熱補給量の変動が大きく寄与しているように思われる。

## 1. 序 論

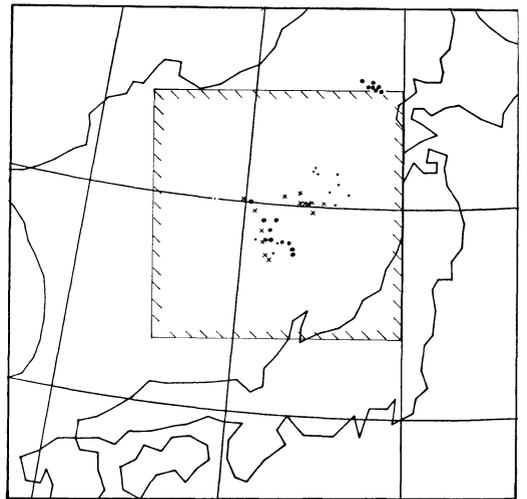
冬期、寒気吹き出し時の東シナ海域では、850~700 mb 付近にかなり定期的に安定層（逆転層）が存在する。安定層は大陸から移動する寒気が相対的に暖かい海面から熱補給を受け変質する過程で生成される。その総観的特徴は、AMTEX のデータを用いて多くの人により明らかにされた（例えば Ninomiya, 1974; Saito, 1975; 斎藤, 1978）。そこでは以下のことが指摘されている。安定層は対流混合層の上限で、海面から補給される熱エネルギーの鉛直輸送は逆転層の上には達しない。安定層下の気層では強い対流混合により温位、混合比、風速等が鉛直方向に比較的一様である。安定層の下に積雲が存在する時は、そこでは気温減率は湿潤断熱減率に近くなっている。このような特徴を持つ安定層は、気団変質の盛んな冬期の日本海上でも当然存在することが推測される。

Matsumoto・Ninomiya (1966) は、ドロップゾンデと航空写真資料を用いて、季節風時の日本海で観測された安定層の特徴を論じている。また、500 mb 面の寒冷渦が日本付近を通過する時の状態は、北陸豪雪観測の資料を用いて数多く解析がなされている（例えば Matsumoto *et al.*, 1963）。しかしこれらは大部分陸上の観測資料を用いている。ここでは、啓風丸による日本海上での高層

観測資料を用い、冬期の日本海上でみられる安定層の特徴を述べる。

## 2. 観測資料

1976, 1977, 1978年の1月と2月に、日本海上で啓風丸により12時間毎の高層観測が行われている。Aerological data によると、その回数は次の通りである。1976年1



第 2.1 図 啓風丸により高層観測が行われた位置 (00 GMT のみを示す)。小さい黒丸：1976年1月、2月、×印：1977年1月、2月。大きい黒丸：1978年1月、2月。斜線で囲まれた領域については本文の説明参照。

\* Some characteristics of the stable layer observed over the Japan Sea during winter season.

\*\* Yonejiro Yamagishi, 気象庁電子計算室。

——1980年1月7日受領——

——1980年3月10日受理——

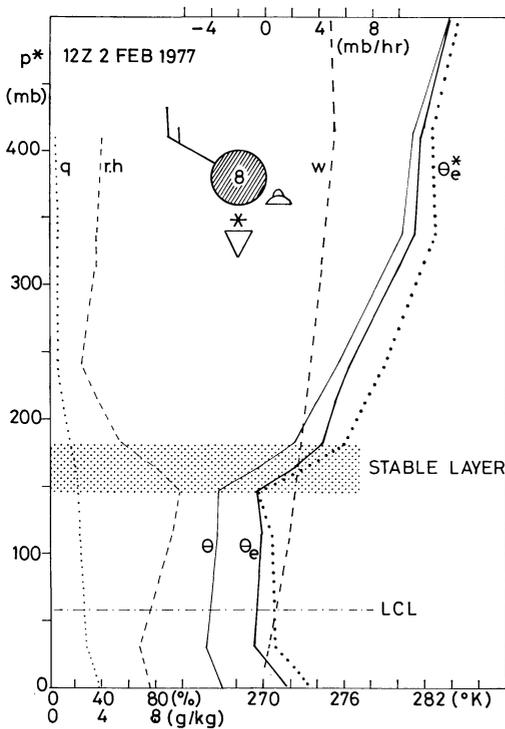
月26日 00 GMT～2月5日 00 GMT(2月1日 00 GMTは欠) および2月10日 00 GMT～2月14日 00 GMTの計29回. 1977年1月18日 00 GMT～1月25日 00 GMT および1月30日 00 GMT～2月8日 00 GMT の計34回. 1978年1月16日 00 GMT～1月25日 12 GMT および1月30日 12 GMT～2月5日 00 GMT の計32回. この時の観測位置を第2.1図に示す. 近接した地点で2回以上の観測がある時は一つの点で示す. このうち北海道西岸で観測が行われた1978年1月30日 00 GMT～2月5日 12 GMT の12回を除いたものを今回の調査対象とした. 図にみられるように, 観測結果は日本海の東半分の状態をあらわしているものとみることができる.

3. 相当温位の鉛直分布と安定層

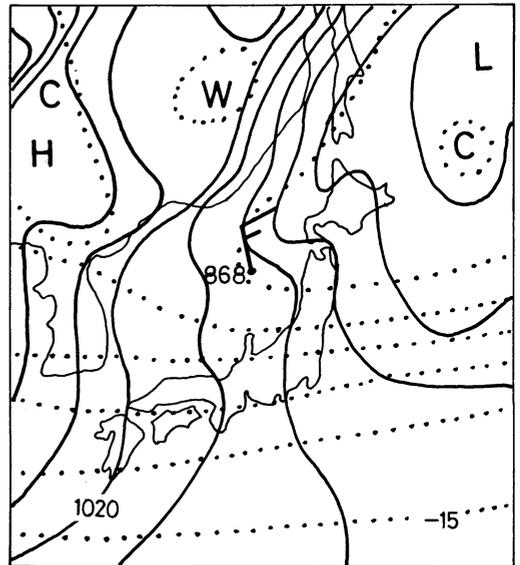
久保田(1973)が指摘したように, 今回の場合も日本海上では, 対流圏下層は殆んど常に対流不安定 ( $\partial\theta_e/\partial z < 0$ ,  $\theta_e$  は相当温位) の状態になっている. 地上の相当温位(海上での観測の場合は甲板上での値を以後このように呼ぶ)と等しい相当温位を持つ高度を目安とすると, 相当温位の鉛直分布の特徴は次の三つに大別できる. 高さのスケールとして海面からの気圧差  $p^*$  ( $p^* = p_{\text{surface}} - p$ ) をとり, 上に述べた高度を  $p^*(\theta_e)$  であらわす. この時,

(1)  $100 \text{ mb} \leq p^*(\theta_e) \leq 300 \text{ mb}$  の場合 北西季節風が卓越する時の状態である. 季節風が持続する時は  $p^*(\theta_e) \sim 200 \text{ mb}$  である.

(2)  $p^*(\theta_e) \geq 300 \text{ mb}$  の場合 500 mb 面の振幅の大き



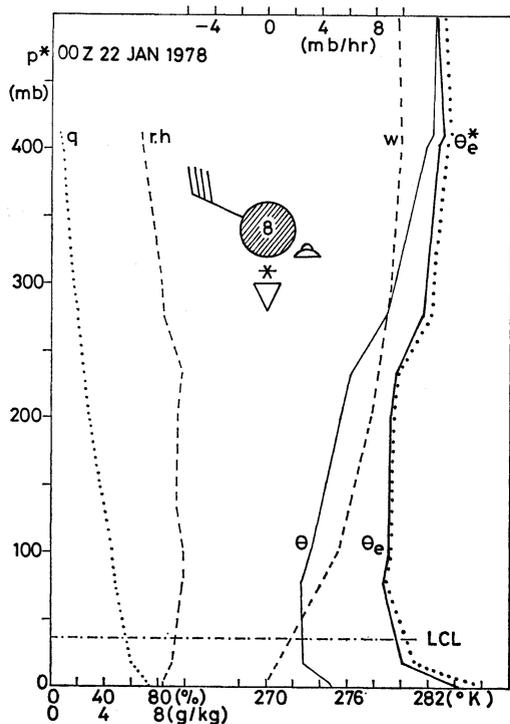
(a)



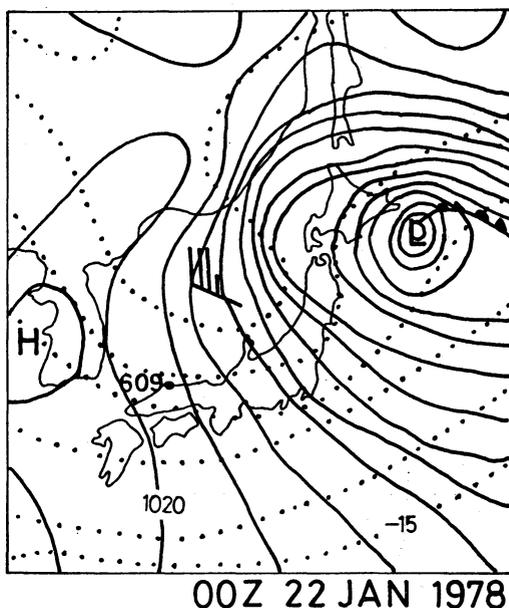
(b)

第3.1図 (a) 啓風丸により観測された, 1977年2月2日 12 GMT の温位 ( $\theta$ ), 相当温位 ( $\theta_e$ ), 飽和相当温位 ( $\theta_e^*$ ), 比湿 ( $q$ ), 相対湿度 ( $r.h$ ) の鉛直分布. 持上げ凝結高度 (LCL), 安定層 (陰影部) も示されている.  $w$  は鉛直  $p$ -速度 (図の上側のスケール). 船上で観測された風向, 風速 (ノット), 天気 (降水現象のある時のみ示す), 下層雲型, 中・下層雲の雲量 (円内の数字) も示す.

(b) 1977年2月2日 12 GMT の地上等圧線分布 (実線, 4 mb 毎) と 500 mb 等温線 ( $5^\circ\text{C}$  毎). 黒丸の傍の数字は安定層下面の気圧.



(a)



(b)

第3.2図 第3.1図に同じ。但し1978年1月22日00 GMT の場合。

いトラフあるいは寒冷渦の近傍で観測される状態。 $p^*(\theta_e)$  が 500 mb を越えることもある。

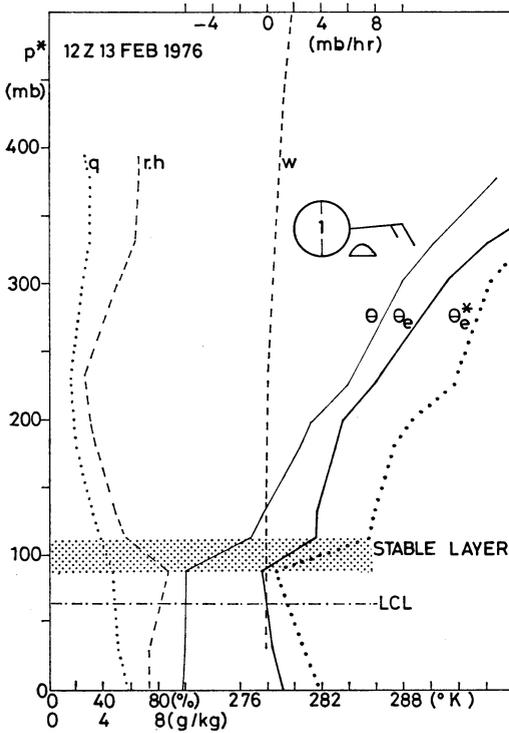
(3)  $p^*(\theta_e) \leq 100$  mb の場合 移動性高気圧が日本付近を通過し、温暖な空気が日本海に移流する時の状態。この場合は対流不安定成層が存在しないこともある。

この報告で以後安定層という用語を次のように定義する。すなわち“気温の鉛直成層が逆転または等温の分布を示す層で、その厚さが 15 mb 以上であること。また接地逆転の層ではないこと”。

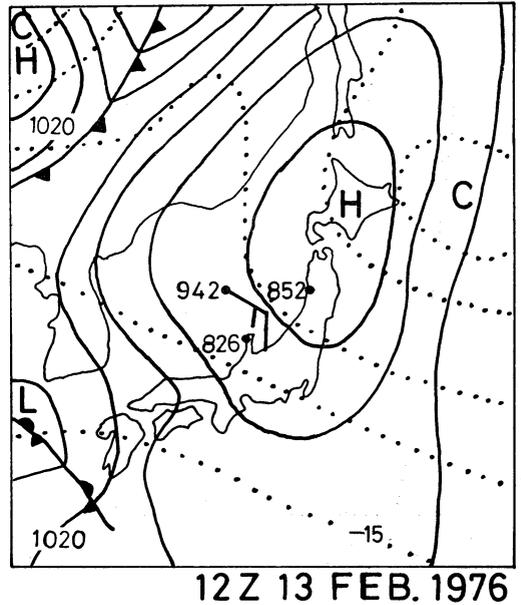
上に分類した(1)(3)では、 $p^*(\theta_e)$  の近傍に安定層が観測されることが多い。しかし、(2)の場合には  $p^*(\theta_e)$  の近傍の安定層はまれにしか観測されない。(1)(2)(3)の例としてそれぞれ、1977年2月2日12 GMT, 1978年1月22日00 GMT, 1976年2月13日12 GMT の場合を示す。第3.1図(a)～第3.3図(a)に、啓風丸で観測された諸気象要素と天気、雲形、鉛直速度を示す。気温  $T$  での飽和比湿を  $q^*(T)$  とした時、 $\theta_e^*$  を  $\theta_e^* = \theta \times \exp(Lq^*(T)/C_p T)$  で定義し飽和相当温位と呼ぶ。また、 $w$  は準地衡風近似の  $\omega$ -方程式から得られた鉛直  $p$ -速度で

第2.1図の斜線で囲まれた領域の平均値である。第3.1図(b)～第3.3図(b)に地上天気図と500 mbの等温線分布を示す。第1の例は500 mbの寒冷渦が北日本を通過したあとで、北陸地方ではいわゆる山雪タイプの降雪のある時である。第2の例は500 mbの寒冷渦のすぐ西側、第3の例は移動性高気圧の後面の状態を示している。

これらの図によれば、気団変質の盛んな時には地表面付近に10～20 mbの厚さの絶対不安定の成層がある。また、安定層の下では温位は高度に対してほぼ一様か、高度とともにわずかに増大している。相対湿度は、安定層の下で極大となりそれより上では急に減少している。また、比湿は高度とともに徐々に減少しているが、安定層のところで減少の度合いが大きい。相等温位と飽和相当温位の鉛直分布は、安定層が対流雲の上限であることを示している。第3.2図(a)の例では安定層は存在しないが、相当温位や相対湿度の鉛直分布からみて、対流活動の上限は  $p^* \approx 250$  mb 付近であることが推測される。ここに示した熱力学的要素の鉛直分布の特徴は、AMTEX



(a)



(b)

第 3.3 図 第 3.1 図と同じ。但し 1976 年 2 月 13 日 12 GMT の場合。

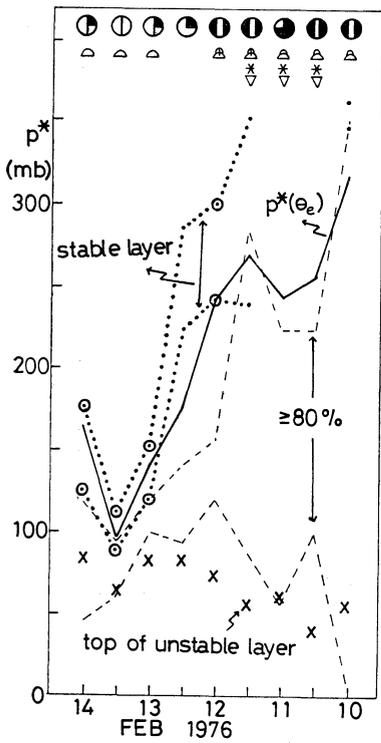
領域で寒気吹き出し時に観測された特徴と同じである (例えば Saito, 1975; 斎藤, 1978)。

4. 安定層の時間変動

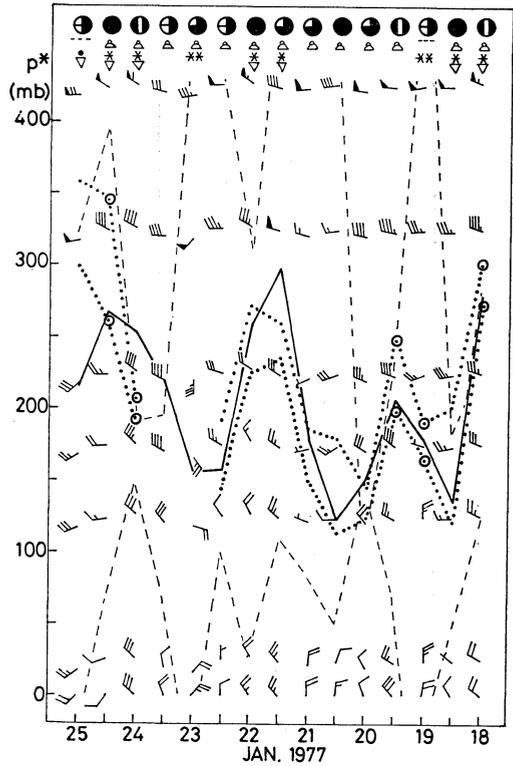
安定層が比較的連続して観測された 3 例について、その時間変動を第 4.1 図(a)(b)(c)に示す。第 4.3 図に示すように、啓風丸の観測位置は日によりかなり変動している。したがって、以下に示す例では、空間変動の効果も含まれている。これについては本節の最後で論ずる。図(a)は 1976 年 2 月、(b)は 1977 年 1 月、(c)は 1977 年 1 月～2 月の場合である。北西季節風が持続した時 (第 4.1 図(c)に示す 1977 年 1 月末～2 月 4 日) は安定層高度の大きな変化はない。しかし、1977 年 1 月の場合 (第 4.1 図(b)) は安定層が 1 日程度の時間スケールで大きく変動している。第 4.1 図(b)(c)では、安定層の上に高湿度の領域が上層まで達する場合がかなりある。これは、安定層の上で非常に急激に相対湿度が減少するという東シナ海領域の場合 (例えば Saito, 1975; 斎藤, 1978) と異なる。しかし、非常に低温なので湿度

観測の誤差が大きいことも考えられる。第 4.1 図(b)の場合の安定層高度は、地表付近で北西風が強い時に高く、風が弱いかまたは風向が東成分を持つ時に低い傾向がある。

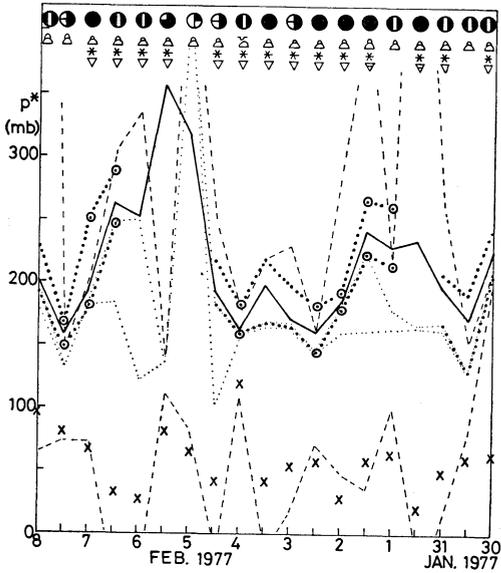
安定層の高度を高める要素は混合層内の対流混合の強さと領域の上昇速度の二つによるとされている。また、Ishijima (1977, 1979) は、対流混合の活発な AMTEX 領域での安定層下面の高度と境界層内の安定度の関係を論じている。ここでは、総観的な観点で安定層の高度変化に寄与すると思われる要因を定性的に検討する。第 4.2 図に啓風丸および輪島での安定層下面の高度と静的安定度 ( $S \equiv -\partial\theta/\partial p = (\theta_{500} - \theta_{1000})/500$ ) との関係を示す。二つ以上の安定層がある場合は一番低い安定層を図示してある。ここでは、安定層が気団変質の過程で生成されたものか、前線にともなうものか等の区別をしていない。しかし、啓風丸の観測 (第 4.2 図(a)) では安定層の底面は大部分地上から 100~300 mb の間にあり、これは対流混合層の上端の代表的な値とみてよいであろう。図でみられるように対流圏下層の静的安定度が小さ



(a)

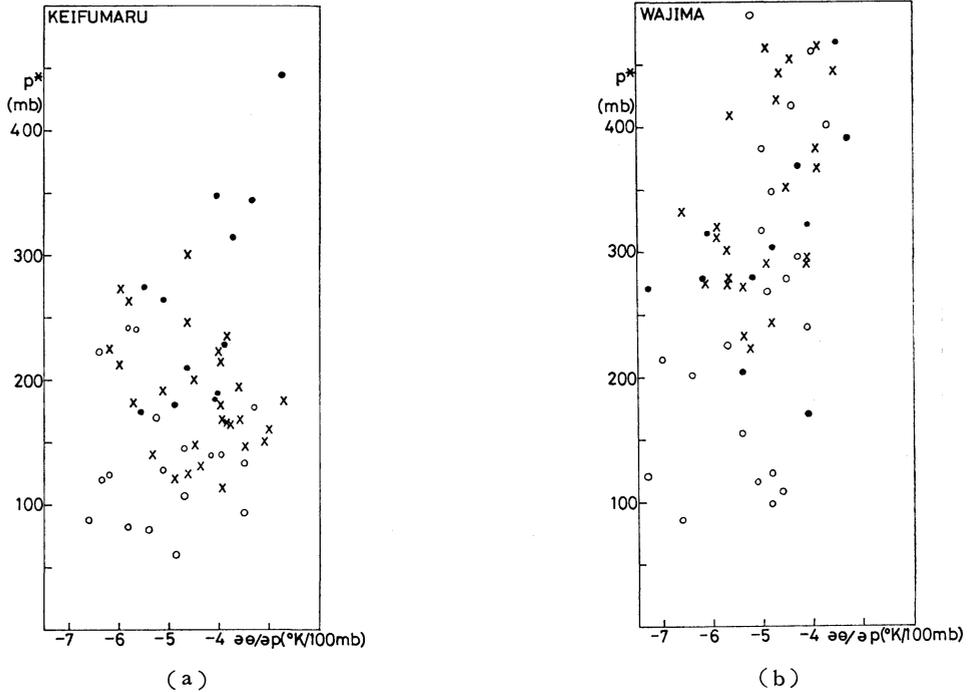


(b)



(c)

第 4.1 図 安定層高度 (太点線),  $p^*(\theta_e)$  (実線), 湿度80%以上の領域 (上端, 下端を破線で示す) の時間変化. 二重丸は安定層が逆転層であることを示す. 下層雲と中層雲の合計雲量, 下層雲形, 天気 (降水現象のみ) も示されている. 図(a)(c)の×印は絶対不安定層の上端を示す. 図(c)の細点線は相対湿度最大の高度を示す. 図(b)には, 地上, 1000, 900, 850, 800, 700, 600 mb の風向, 風速 (短い線が5ノット) が示されている. 横軸に日付けの数字が記してあるところが 00 GMT.



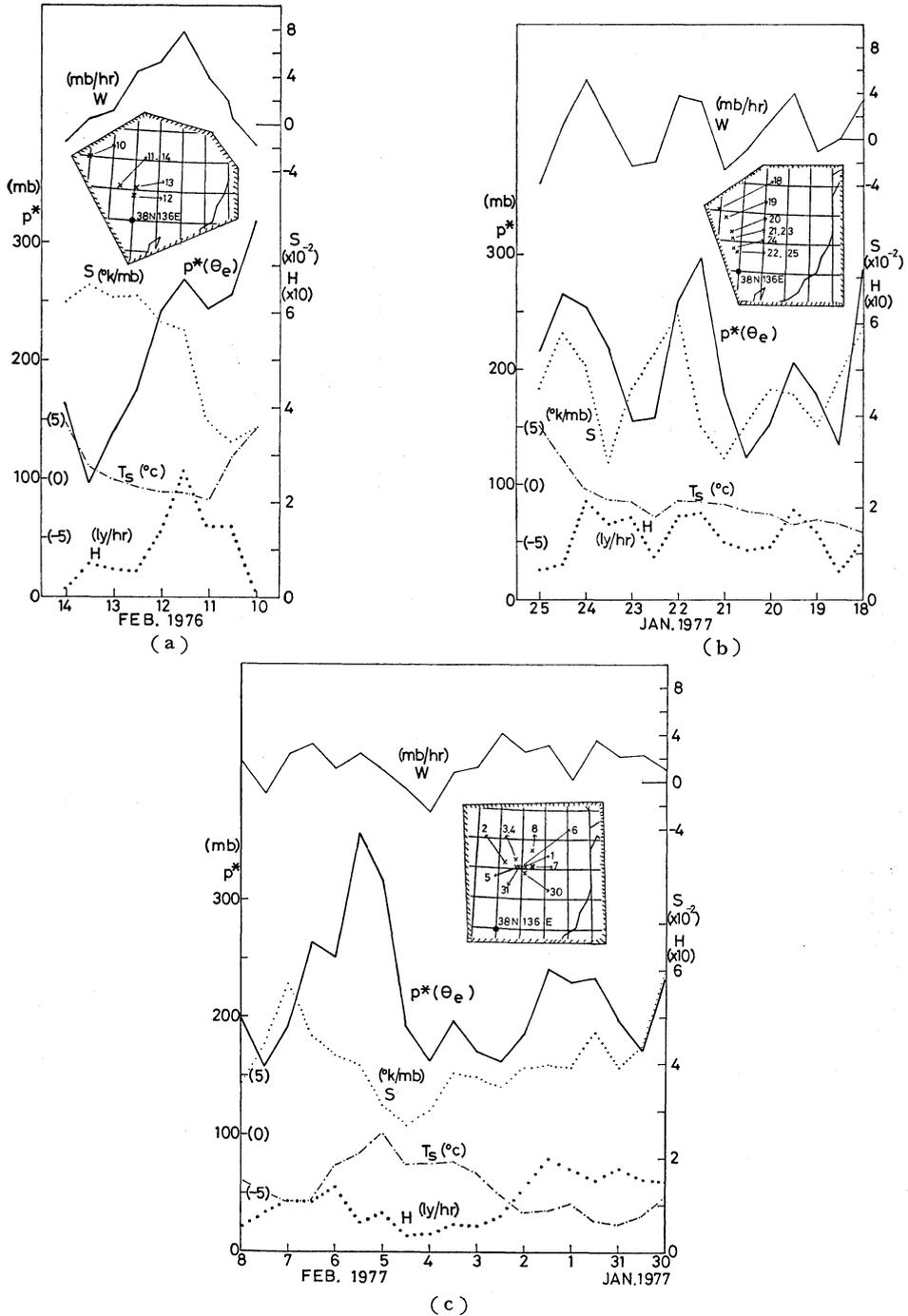
第 4.2 図 安定層下面の高度と安定度の対応((a): 啓風丸, (b): 輪島). 白丸, ×印, 黒丸はそれぞれ, 1976, 1977, 1978年の場合を示す.

い程, 安定層高度が高いという傾向は認められない. 混合層における対流混合の強さとして静的な意味での安定度を用いることに問題があるのだろう.

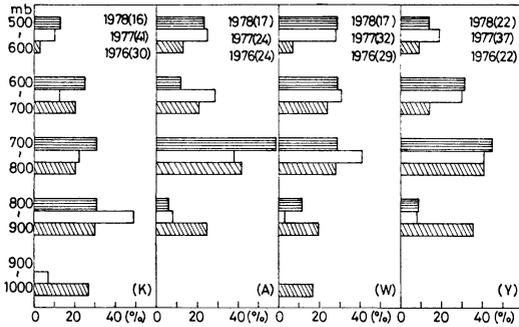
第 4.3 図は第 4.1 図に示した例について, 安定層の高さ(簡単のために  $p^*(\theta_e)$  で代用する, 第 4.1 図参照)と静的安定度や顕熱輸送量の対応を示したものである.  $w$  は 700 mb 面の鉛直  $u$  速度である(求め方は第 3 図の場合に同じ). 顕熱輸送量の計算には Kondo (1975) の式を用いた. 風と気温は, それぞれ海面からほぼ 18 m および 13 m の高度で観測されているが, ここでは補正なしに 10 m 高度の値と仮定した.  $T_s$  は船上で観測した気温であり, 啓風丸の位置は 00 GMT のものである. 図でみられるように, 対流圏下層の静的安定度と安定層高度の対応はケースにより異なっている. また, 静的安定度の変化をもたらす要因もケースにより異なる. 図(c)の場合は, 下層の寒気(下層の暖気)はそれぞれ大きい(小さい)安定度に対応している. 一方, 図(b)に示したケースでは安定度の変化は主として中層の気温変化によって引き起こされている. Saito (1975) が指摘しているように, 寒気吹き出し期には, 海面からの強い加

熱(高い海面温度または下層の低い気温)は安定層高度を高くするように働き, 強い下降流は安定層高度を低める働きをするであろう. 第 4.3 図をみると安定層高度の変化と顕熱輸送量が対応しているように思われる. 特に図(b)の場合は, 下降流が強く安定度も大きい時に安定層高度が高い傾向がみられ, 海面からの顕熱輸送に依存する対流活動の強さが, 安定層高度の変化に大きく寄与していることが推測される. また, 顕熱輸送には単に大気-海洋間の気温差のみでなく, 風速の変化も大きく寄与している.

第 4.3 図によれば, 啓風丸の位置は 1 日で 200 km 程度違っている場合がある. したがって, 図に示した安定層高度の変動には空間変動の影響も入っている. Kurooka (1957) は, 米空軍の気象観測飛行結果から, ほぼ 37°N に沿う積雲の分布の模式図を作成している. それによれば, 気団変質により生ずる雲域の上端は, 日本に近づくにつれ 40 mb/100 km ほど高くなる. しかし, 第 4.3 図(b)の変動はこれだけで説明するには大き過ぎる. また, 空間平均値の鉛直流がはっきりした時間変動を示していることから, 第 4.3 図の変動は時間変動の傾向を示



第4.3図 700 mb 面の鉛直  $w$  (mb/hr, 右上のスケール), 静的安定度  $S$  (右下のスケール), 海面からの顕熱補給量  $H$  (ly/hr, 右下のスケール),  $p^*(\theta_e)$ , 啓風丸の船上で観測した気温  $T_s$  ( $^{\circ}\text{C}$ , 左側のスケール), の時間変化.  $\times$ 印は 00 GMT の観測位置. 緯度, 経度線は 1 度毎. (a), (b), (c) はそれぞれ, 第 4.1 図 (a), (b), (c) と同じ期間のものである.



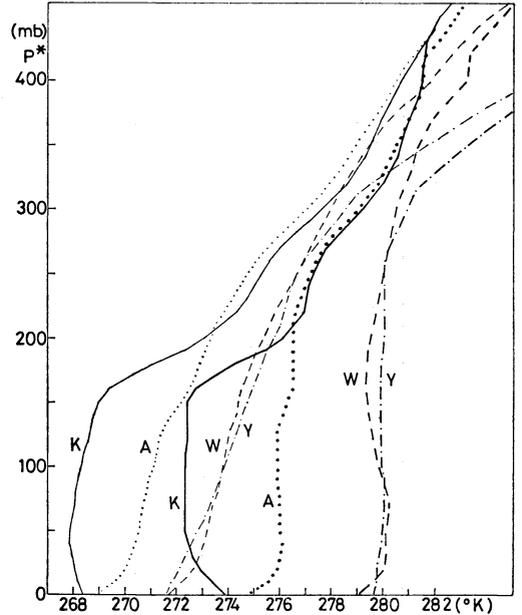
第 5.1 図 啓風丸 (K), 秋田 (A), 輪島 (W), 米子 (Y) で観測された安定層下面の高度分布. は1978, は1977, は1976年の場合を示す.

していると考えてよいであろう.

5. 安定層の空間分布

海上の観測は啓風丸による 1 点のみで空間分布の量的議論は困難である. 秋田, 輪島, 米子の高層観測と比較して若干の考察を試みる. 第 5.1 図に, 各観測点毎に 500 mb 以下で観測された安定層下端の高度分布を示す. 高度分布は 100 mb 毎の間隔で個数を計算し, 全個数 ( ( ) 内に示す) に対する百分比で示す. 種々の原因で形成される安定層の区別はしていないが, 啓風丸では 900 ~ 800 mb に安定層の下面が観測される割合が最も多い (これは典型的な対流混合層の上端と考えるとよいであろう). 一方, 陸上ではそれより 100 mb 高いところに観測される割合が多い.

1977年 2月 2日 00 GMT ~ 2月 4日 00 GMT は, 寒冷渦が北海道地方を通過した後の北西季節風が次第に弱まる時期である. この期間は, 啓風丸で観測された安定層の高度はほぼ一定であり, 船の位置の変化も小さい (第 3.1 (b), 第 4.1 (c), 第 4.3 (c) 図参照). この期間の平均の温位および相当温位の分布を, 啓風丸, 秋田, 輪島, 米子の 4 点で第 5.2 図に示す. 啓風丸の観測では地上からおよそ 150 mb の高さに安定層がある. 一方, 陸上では安定層は観測されていないが, 大陸からの寒気が海上を通過する距離が長くなるにしたがって気団変質の及ぶ高度が増加する傾向にある. 相当温位の分布からみて, 気団変質の及ぶ高度は秋田で  $p^* \approx 225$  mb, 輪島, 米子で  $p^* \approx 300$  mb 前後とみられる. 啓風丸と秋田ではその高度は  $\approx 30$  mb/100 km の割で増加していることになる. 第 3.1 図 (b) で, 1 例を示すように, 1977年 1月



第 5.2 図 1977年 2月 2日 00 GMT ~ 2月 4日 00 GMT の 12 時間毎の観測 (5 ケ) を平均した温位 (細線), 相当温位 (太線) の分布. K, A, W, Y はそれぞれ, 啓風丸, 秋田, 輪島, 米子を示す.

末 ~ 2月 4日は 500 mb の強風軸は日本南部まで南下し, 日本海は極気団内にある. この期間, 啓風丸の観測では安定層が持続し, その高度も大きく変化しない. 一方陸上の観測点では, 第 5.2 図に示す平均状態で安定層がないのみでなく, 個々の観測でも少ない. 第 5.2 図でみたように, 気団変質の及ぶ高度は, この期間では陸上で  $P^* \sim 350$  mb 以下と考えるとよいであろう. 1977年 1月 30日 00 GMT ~ 2月 4日 12 GMT でこの高度以下に安定層が出現した回数は, 秋田 1, 輪島 2, 米子 6 である. 地上等圧線が低気圧性シアーとなる北部で, 安定層の発現回数が少なくなっている. 海上のみならず陸上でも安定層が出現し易いのは, 日本付近に暖気が進入し高気圧におおわれている時 (例えば, 1976年 2月 13日, 14日, 第 3.3 図 (b) 参照, 1977年 1月 24日, 第 4.3 図 (b) 参照), あるいは, 寒気が流入している時でも地上等圧線が高気圧性曲率を持ち, 大気中層の下降気流も強い時 (例えば, 1977年 1月 19日, 1月 21日 00 GMT ~ 22日 00 GMT) である. 安定層下面の高度は, 例えば 1月 19日 12 GMT では, 824 mb (K), 717 mb (A), 792 mb (Y) であり, 1月 22日 00 GMT は, 802 mb (K), 779 mb (A), 723

mb (W), 766 mb (Y) となっている。上に述べたことは下降流が安定層を下げる効果を示したものであろう。

## 6. 考察

ここで、今まで述べた効果の量を当たってみる。安定層が持続するものとして、その気圧を  $p_B$  とすると (Arakawa・Schubert, 1974),

$$\frac{\partial p_B}{\partial t} = -V_B \cdot \nabla p_B + \omega_B - gE + gM_B$$

$$E \doteq \frac{(1+k)(F_{SV})_0}{\left(\frac{\partial S_V}{\partial Z}\right) Z_B}$$

$$F_{SV} = \rho \bar{w} \overline{S_V}, \quad S_V = C_p T_V + gZ$$

$k$  は地表面のフラックスと安定層での下向きフラックスを結びつける係数,  $M_B$  は積雲群により誘起される質量輸送である。第 5.2 図に示した期間を考える。  $V_B \approx 7$  m/sec (西風),  $\nabla p_B \approx -30$  mb/100 km として,  $-V_B \cdot \nabla p_B \approx 7$  mb/hr. 安定層が等温とし,  $H=10$  ly/hr,  $Z_B=1500$  m,  $k=0.2$  とすると,  $-gE \approx -3.4$  mb/hr となる。  $M_B$  を無視しても,  $w > 0$  であるから安定層高度を下げる効果が大き過ぎる。  $\nabla p_B \approx 30$  mb/100 km の値が大き過ぎることも考えられるが, 量的見積りをするには本論での議論が定性的に過ぎるのであろう。

最後に、混合層という用語について一言述べる。貿易風帯逆転層の下でもここで示したものと類似の鉛直構造がみられる。但し、熱帯では逆転層下の気層は雲層 (cloud layer) と雲底以下の混合層 (mixed layer) に区別されている。混合層の高さは海面からほぼ 500 m で、混合層と雲層の間には熱力学的に安定な転移層 (transition layer) がある (例えば Augstein, 1979)。冬期の日本海では水蒸気の絶対量が少ないために湿潤断熱減率が小さく、熱帯における雲層と転移層がぼやけているので、本論文では安定層下の気層に対して混合層という用語を用いた。

## 謝辞

この調査は数値モデルによる気団変質のシミュレーションに関連し、観測事実を明らかにしておく必要からおこなった。研究上における問題点を喚起していただいた二宮洗三氏にお礼申し上げます。啓風丸の観測データに

ついて海上気象課にお世話になりました。お礼申し上げます。

## 文献

- Arakawa, A. and W.H. Schubert, 1974: Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment, Part I, *J. Atmos. Sci.*, 31, 674-701.
- Augstein, E., 1979: The atmospheric boundary layer over the tropical oceans, in *Meteorology over the tropical oceans*, pp 73-103, Royal Met. Soc.
- Ishijima, S., 1977: Observational studies on the similarity functions C and D of the convective planetary boundary layer over the ocean, *J. Met. Soc. Japan*, 55, 449-456.
- Ishijima, S., 1979: Reply to the comments, *J. Met. Soc. Japan*, 57, 370.
- Kondo, J., 1975: Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions, *Boundary-layer Meteorology*, 9, 91-112.
- 久保田 効, 1973: 日本海上の垂直安定度と降水, *気象研究ノート*, 115, 193-216.
- Kurooka, H., 1957: Modification of Siberian air mass caused by flowing out over the open sea surface of northern Japan, *J. Met. Soc. Japan*, 35, 52-59.
- Matsumoto, S., T. Asai, K. Ninomiya, M. Iida and M. Takeuchi, 1965: Behavior of the extraordinary cold vortex over the Far East coastal area observed during the period from 22 January to 24 January 1963, *J. Met. Soc. Japan*, 43, 100-115.
- Matsumoto, S. and K. Ninomiya, 1966: Some aspects of an inversion layer over the Japan Sea under a winter monsoon situation as revealed by dropsonde and aerial photographic observation, *Pap. Met. Geoph.*, 17, 51-64.
- Ninomiya, K., 1974: Note on synoptic situation and heat energy budget during the AMTEX '74, *J. Met. Soc. Japan*, 52, 452-455.
- Saito, N., 1975: A synoptic study of the inversion during the AMTEX '74, *Pap. Met. Geoph.*, 26, 121-147.
- 斎藤直輔, 1978: AMTEX 領域の総観現象とその解析, *Technical Report of the Japan Meteorological Agency*, No. 93, 9-52.