

## 日 本 海 の 気 象\*

—昭和 47 年度秋季大会シンポジウム予稿—

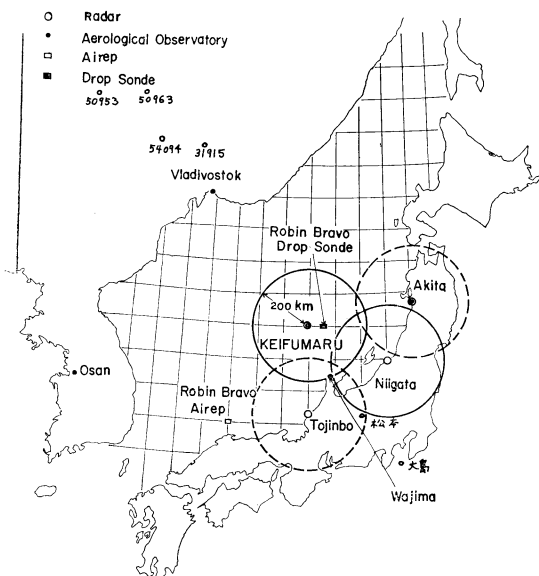
1. 日 時 : 10月25日 (水) 14 : 20~17 : 00
2. 会 場 : 新潟商工会議所
3. 座 長 : 久保次郎・田中文治
4. 話題提供者
  - 1) 日本海における垂直安定度と降水 久保田 効(新潟)
  - 2) 日本海側の雪の長期予報 百瀬 悦也(新潟)
  - 3) 日本海の波浪 浅井 俊夫(金沢)
  - 4) その他の問題について 樋口 敬二(名大)  
駒林 誠(気大)

### 日本海における垂直安定度と降水

久 保 田 効\*\*

#### 1. はしがき

冬の日本海上の気象の特徴は、大陸からの寒気の流出に伴う種々の激しい気象変化である。まずそれは、日本海の地上低気圧から南西に延びた寒冷前線の通過に伴う、西よりの強い突風によって始まる。この突風は、ひょうや雷を伴うことがしばしばである。その後、次の地上高気圧の中心が、日本付近までやって来るまでの数日間、気温が下り、北西の強風と、断続的な降雪が続く。強風のために、日本海はシケ、北陸の沿岸では高波が生じる。ただ、寒気の流出する数日間、強風や雪が一樣に続くわけではなく、シノプティックな天気図には現われないメソ低気圧が海上に発生して通過する際に、一時的に強風が止んだり、にわか雪が地雪に変わったりする。強風時のにわか雪が山沿いに大雪を降らせるのに対して、この地雪は平野部に大雪を降せることがしばしば

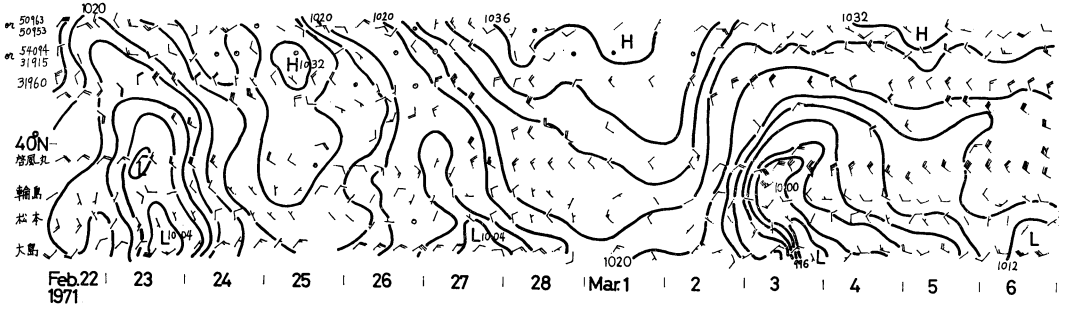


第1図 啓風丸, その他解析に用いた観測点の位置

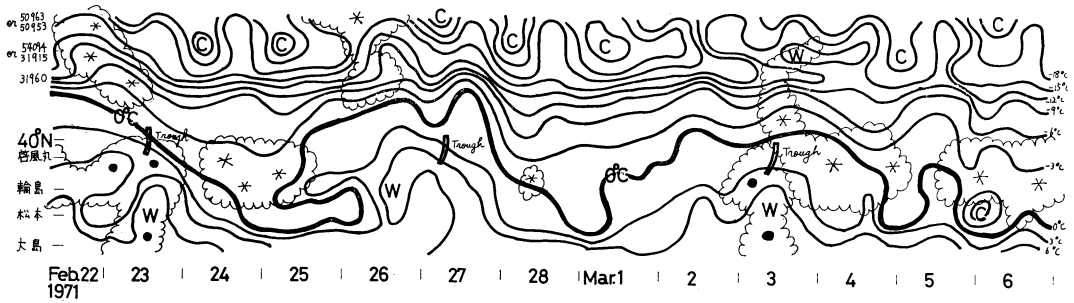
\* Meteorology in the Sea of Japan

\*\* I. Kubota 新潟地方気象台

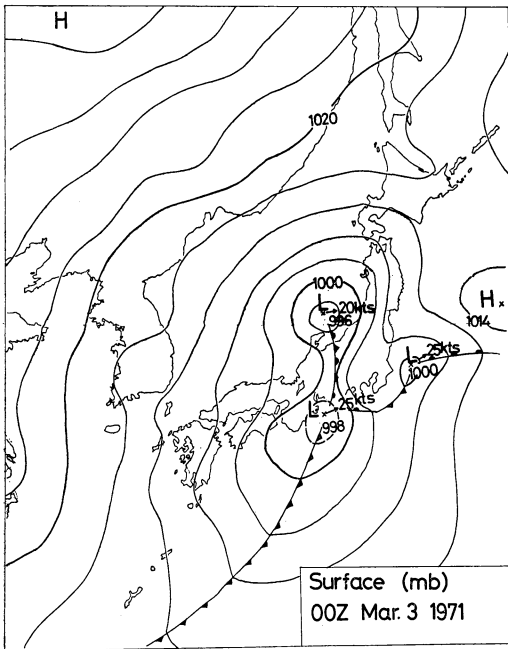
—1972年 7 月29日受理—



第2図 ハルビンから大島にいたる線上の、風と気圧のシーケンス。数字はミリバル。風速はノット。



第3図 ハルビンから大島にいたる線上の、気温と降水域のシーケンス。等温線は3°C毎。



第4図 第3回目の低気圧が、啓風丸の近くを通過しているときの地上天気図

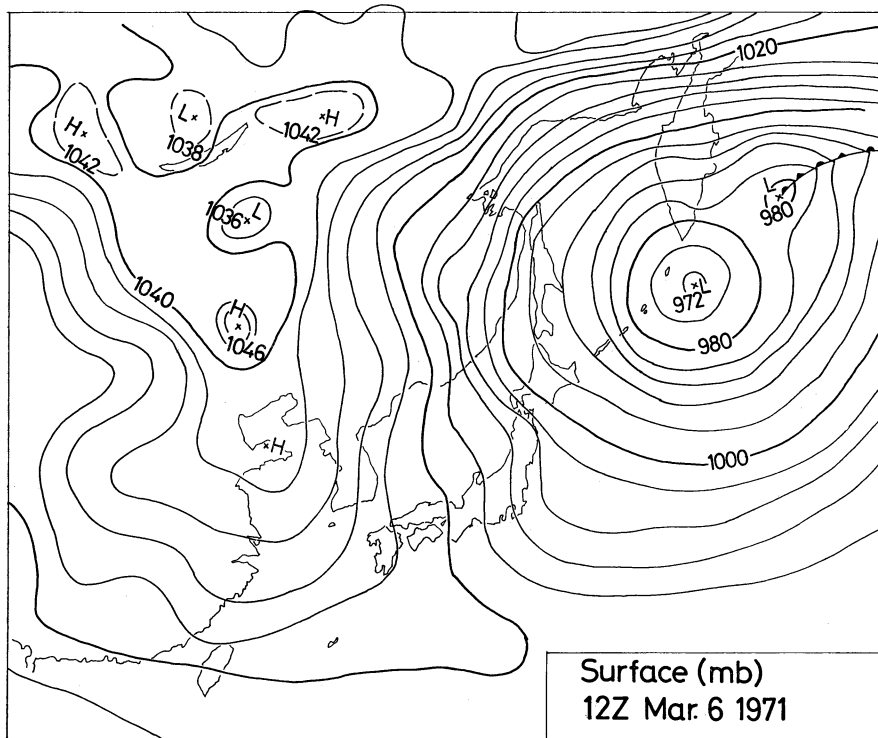
である。

これらの寒気流出の機構については、その膨大な研究結果が、気象庁技術報告の第66号「北陸豪雪調査報告」(1968)や気象研究所の Collected papers of "Heavy snow storm research project, J.M.A." (1967) にまとめられている。これ以上、寒気流出の機構の調査をしても新しい仕事とはならないだろうと思わせる程の圧巻である。1971年冬の2週間、能登沖において啓風丸による定点観測が行なわれた。2週間の定点観測は北陸豪雪特別観測にはない長期のものである。ここでは、この新しく付け加えられた観測資料の報告を行ないたい。その資料解析は、垂直安定度と降水に主眼が置かれる。

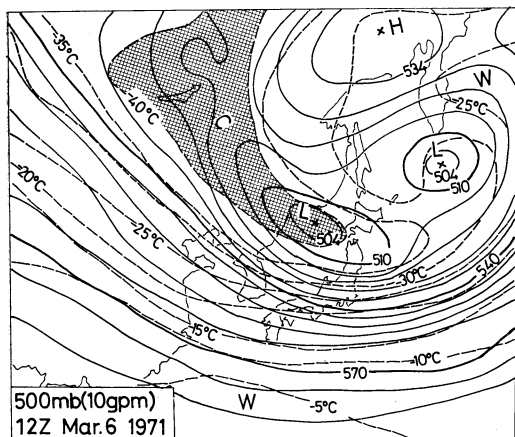
### 2. 観測期間中の総観場

啓風丸の観測期間 1971年2月22日—3月6日、観測位置 39°N 136°E から半径 30km の円内。第1図には、啓風丸の位置と、解析に用いたその他の観測点の位置が図示されている。

第2図には、ハルビン(50953)または通河(50963)から、日本海を横断して、大島にいたるまでの地上気圧と風のシーケンスが示されている。ここで54094は牡丹江、31915は Pogranychnyj, 31960は Vladivostok であ



第5図 最後の寒気流出時の地上天気図。この頃、啓風丸では、観測期間中での最大風速、最低気温、最大顕熱流束を観測した。



第6図 最後の寒気流出時の 500mb 天気図

る。本州南岸沖と日本海とを同時に、低気圧が、2月23日、27日および3月3日に通過しており、3月3日のものが最も発達していたことが分る。風についてみれば、ウラジオから啓風丸にいたる海上の風速は、摩擦が小さ

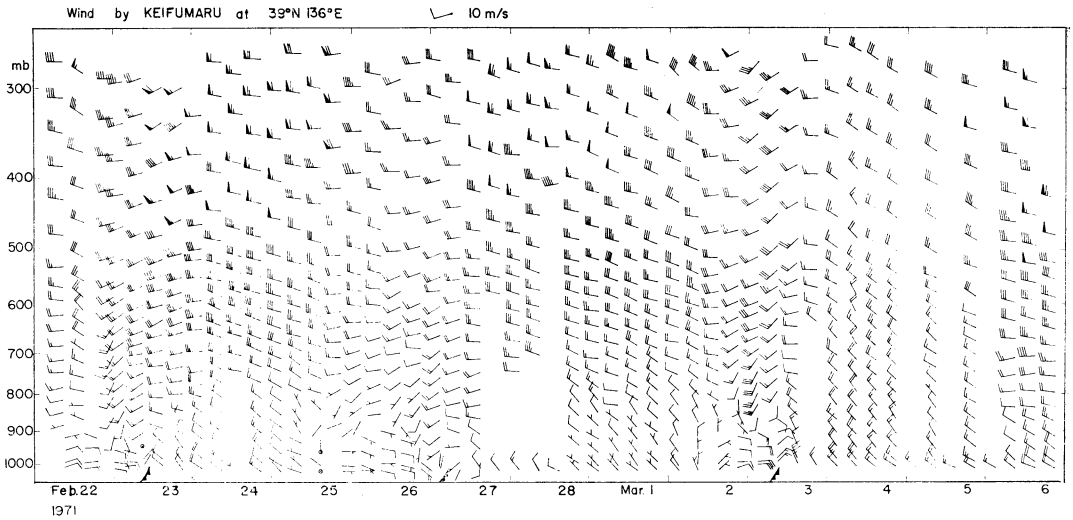
いたために陸上よりかなり大きい。

第3図には、気温と降水域のシーケンスが示されている。大陸の地面温度から日本海面温度に到ると不連続に暖かくなっているのが、全期間、ウラジオ付近で、気温の南北傾度が大きい。0°C以下の寒気は、寒冷前線の通過後、本州まで南下している。2月23日と3月3日に通過するまで、本州では地雨が降っていたが、通過後、本州の太平洋側では止み、日本海側では雪が降っている。2月27日の寒冷前線通過時には、ほとんど降水がなかった。どの程度の寒気が流入するときに対流による降雪があるのか、ないのか、天気予報を行なう場合は、重要な問題であるが、その判定基準はまだ確立されていない。

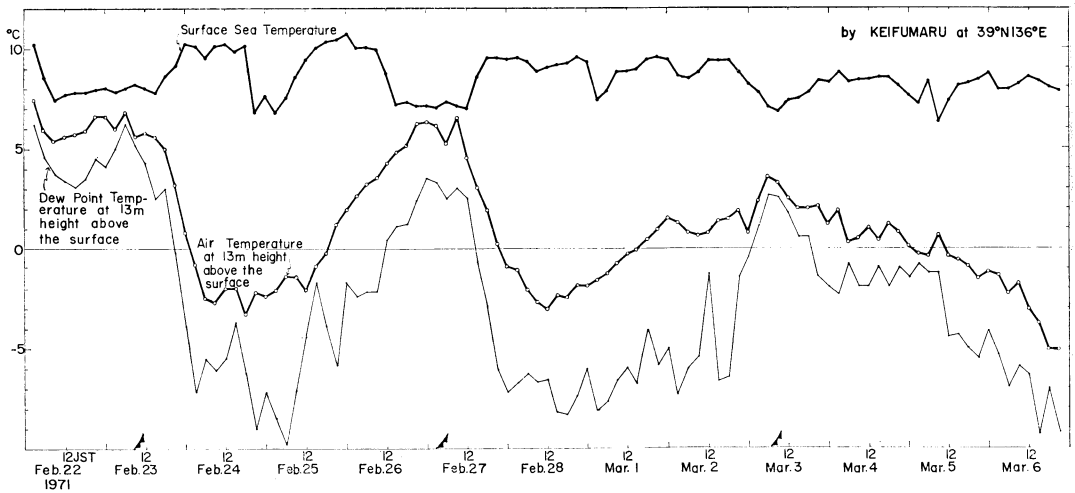
第4図は、この期間中、最も発達した第3回目の低気圧が、啓風丸の近くを通過した時の地上天気図である。第5・6図は、その後、寒気流入が始まり、啓風丸によって、最低の気温と、最大の顕熱流束および、最大風速を観測した時の地上および500mb 天気図である。

### 3. 日本海上の風と気温の経過

第7図には、啓風丸によって観測された風の高度、時



第7図 啓風丸によって観測された風の高度一時間変化. 単位 m/s.



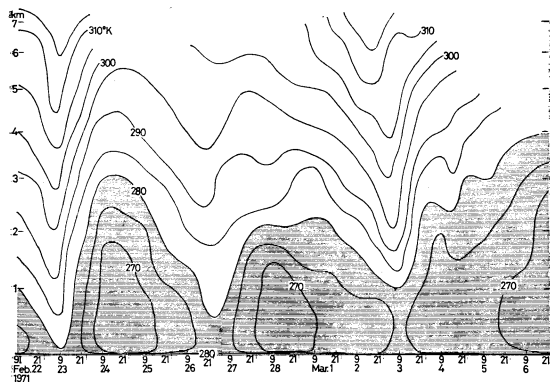
第8図 啓風丸によって観測された、海面温度、13m 高度の気温および13m 高度の露点温度

間変化が示される。寒冷前線が通過する前は、下層では東より、上層では南西風である。通過後、まず下層から、強い北西風に変わる。この変化は次第に上層にも伝わる。ここで、注目したいのは、寒気流入の期間、全層にわたって運動エネルギーが増大することである。

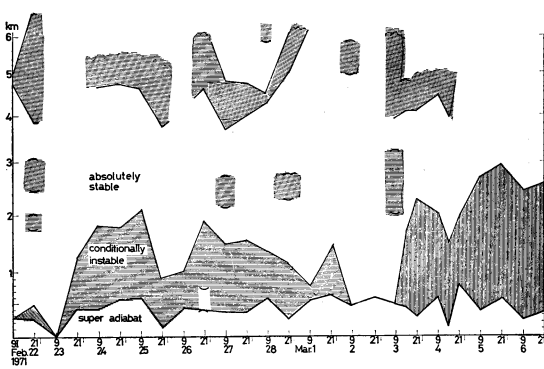
第8図には、啓風丸によって観測された海面の温度、海面から13m 高度の気温および露点温度の時間変化が示されている。海面温度は、この期間に、3°C の変動幅しか持たない。それも、主に、半径30km の円内を船

体が移動したことによる変動である。これに対して、13m 高度の気温は、2月22日の最高気温7.4°C から、3月6日の最低気温 -5.1°C まで、12.5°C の変動があった。上層の気温の変動を調べてみると、最も変動幅が大きいのは700mb 面であり、30°C であった。

海面から、13m 高度までの平均温度減率は最低の0.6°C/13m から6日に観測された最高の13.1°C/13m までの変動がある。乾燥断熱減率は、1.0°C/100m であるから、全期間を通じて、それよりかなり大きな超断熱減



第9図 啓風丸によって観測された温位の高度一時間変化。陰影部分は温位280°K 以下の層



第10図 啓風丸によって観測された超断熱減率層、条件付き不安定層および絶対安定層の高度一時間変化

率であったことになる。最後の寒気流入時には、乾燥断熱減率の100倍に相当する減率であったが、風も最大であったことを考え合わせると、非常に激しい顕熱と潜熱の流束が海面から大気に向っていたことを示唆している。そして、このような強い顕熱と潜熱の放出があるにもかかわらず、海面水温が、ほとんど変化しないことは、興味ある事実である。このことは、予報技術上の一便宜を与える。つまり、流入して来る上層寒気の子想が出来れば、上層と海面との間の垂直安定度が求まることになるからである。

4. 乾燥空気の垂直安定度

海面付近は、超断熱減率の層が全期間維持されていることが分ったが、この絶対不安定層は、どの位の背丈を持つものであろうか。これを知るためには、温位の高度一時間解析をすればよい。第9図が、それである。温位が280°Kよりも低い層に陰影をつけたのは、海面の温位がほぼ280°Kであるからである。乾燥空気の対流においても、海面からの顕熱によって海面と同じ温度に加熱された気塊は、陰影を付した層の上限まで上昇し得るわけである。海面から温位が最低となる高度まで、温位の高度変化は  $\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$  なので、超断熱減率の層であるが、この分布については、第10図に示す。第9図においては、なお次ぎの事実に注目したい。

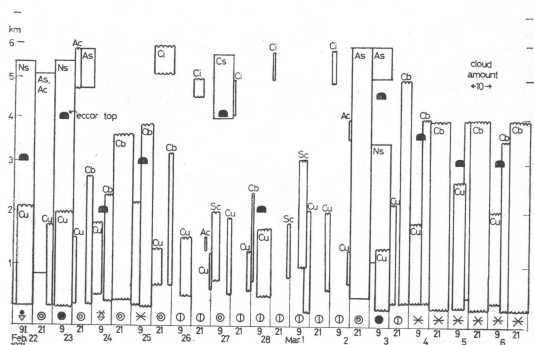
乾燥空気の対流において、海面の気塊が到達し得る高度は、第11図に図示される対流雲の雲頂の高さよりも若干低いこと。しかし、レーダーで観測されたエコー頂の上限とはほぼ同じ高度を保っていること。次ぎに、2月23日と3月3日における気圧の谷通過後、各層で気温下降が急激であること。これに対して、気圧の谷通過前の各

層での気温上昇は、緩慢であること。このことは、暖気移流時の風速が小さいのに対して、寒気移流時の風速が大なることを示している。日本海上において、寒気流入時に運動エネルギーが増大する事実は、私にとって興味のあるもう一つのテーマである。

第10図には、啓風丸によって観測された超断熱層、条件付不安定層および絶対安定層の高度一時間変化が示されている。超断熱層の厚さは13mから750mまでの間を変動している。第12図との比較から分るように概して雲底以下の表面層は、この層に属するとみてよい。乾燥断熱減率と湿潤断熱減率の間の減率を示す条件付不安定層が陰影を付して示されている。超断熱減率層のすぐ上の条件付不安定層についてみれば、2月23日と3月3日の気圧の谷通過前の1日は、その層がほとんどなく、すぐに絶対安定層になっている。これらの絶対安定層は、温度解析で分ることであるが、雲底高度から2,000m位まで、上層の方が温度の高い逆転層となっていることである。このような時は、表面層をのぞき安定なので、晴れているのではなく、これらの時にこそ、われわれはそこに地雨を観測した。

5. 雲層と降水

第11図には、啓風丸によって観測された雲層とエコー頂の高度一時間変化および天気の時変化が示されている。雲層の横幅は雲量を表わす。9時Iまたは21時Iの全幅を占める場合、雲量は10である。2月23日と3月3日に低気圧が通過した前1日間、高さ5-6,000メートルの層雲系の雲が発生して、雨が降っている。2月27日の低気圧通過の際も上層に絹層雲が現われている。暖気が流入し、下層に温暖前線性の逆転層を持ったこれらの期



第11図 啓風丸によって観測された雲層（高さ）と雲量，エコー頂および天気の時変化

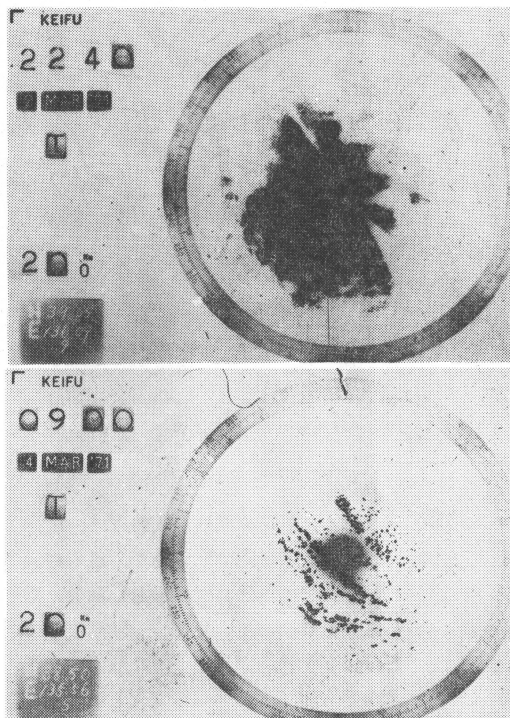
Ns は乱層雲  
 As は高層雲  
 Cs は絹層雲  
 Ci 絹雲  
 Ac 高積雲  
 Cb 積乱雲  
 Cu 積雲

など層雲系の雲は [ ] で  
 など積雲系の雲は [ ] で略図化されている。

間の雲頂高度は、寒気流入時の積雲系の雲の高さに比べると高い。毎日9時Iには200km半径の範囲内に、レーダーでとらえることの出来る主なエコーの高さが観測された。このうちで、最も高いエコー高度が第12図にプロットされている。これによると、2月23日9時I、27日9時Iおよび3月3日9時Iのエコー頂は、4,000~4,500メートルの高さを持ち、その他の期間に観測される積雲系のエコー頂の高さが2,500~3,500メートルであるのに対して高い。

第1回目および第3回目の低気圧が通過する前、約1日間は、啓風丸上のみでなく、北陸地方でも、雨が降り、通過したのち数日間は雪が降った。第3図を再び参照していただきたい。これは、第3図で示されたように、一概に、北陸地方では、冬の地上気温が、寒冷前線が通過する前は、0°Cより高く、通過した後は、0°Cより低くなるという気候的条件の結果である。このような北陸地方の気候的条件が、大雪の予報をするために好都合な便利さを与えていることを見逃してはならない。

北陸地方では、大雪と上層の寒気との間に大きな相関がある。例えば石原(1968)によると新潟県の降雪量と秋田の700-850mb層厚とは-0.472の単相関、日本海中部の500mb気温との間には-0.462の単相関がある。佐藤(1971)によると700mb気温と新潟県の日最大降雪量との間には-0.81の単相関がある。百瀬(1969)によると、長野県の降雪量と輪島500mb、700mb気温との



第12a, b図 啓風丸によるレーダー写真。レンジ200km。高度0°。上が北。aは3月2日22時40分における層状の面エコー。北西から南東に走る白線は船のマストの影響。bは3月4日9時00分における対流性点エコー群。

関係が大きい。

しかし、もし、北陸地方がもっと高緯度にあつて、冬の気温がもっとひくく、垂直安定度が非常によい時に降る温暖前線の降水が雨とはならず、雪となつたらどうであろうか。このときには、大雪と上層の寒気との間には、相関はないであろう。北陸地方の気候条件が、冬の降水現象の中から、安定成層のとき降る降水を雨として、降雪から分離してくれるために、好都合な大雪のための予報因子が得られると考えられる。

第11図には、断面図から推定された雲の高さのみではなく、横幅で雲量分布が示されている。2月26日から始まった第2回目の寒気流入に際しては、ほとんど降水がなく、ほとんど晴で経過した。これは何故であろうか。一つは、流入した寒気の程度が小さかったからであろう。しかし、これまでの解析では、単に乾燥大気の対流不安定性についてのみ触れて来たが、実際は、湿潤大気の対流不安定性が、対流による雲や降雪のありなしを決

第1表 啓風丸の位置での 700mb  $\omega$  の計算値 (21時 I)

	1971 2月 22日	23	24	25	26	27	28	3月 1	2	3	4	5	6
$\omega$ mb/hr	-8.0	+1.0	0.0	-3.0	-5.0	+1.5	-1.0	-0.5	-6.5	-2.0	+2.0	+1.5	+1.0

める真の基準を与えて呉れると考えられる。

### 6. レーダーエコーと $\omega$

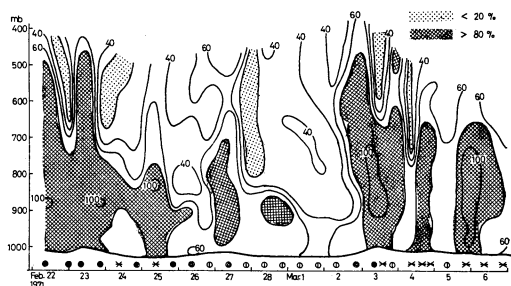
第12 a, b 図は、第3回目の最も発達した低気圧が、通過した前後に、啓風丸レーダーが、とらえたエコーである。第12 a 図は、啓風丸上で温暖前線性の地雨が降っていた。3月2日22時40分の写真で、典型的な層状の面エコーとしてとらえられている。

第12 b 図は、啓風丸上で、対流性のにわか雪が降っていた3月4日の9時00分にとらえた写真である。数 km の直径を持った対流性点エコーが散在している。点エコーは、次第に線状に並びつつある。ともかく、これらのレーダー写真は、両者の降り方がスケールの上で異なるということを判然と示してくれる。前者は低気圧スケールと同じ1,000km のスケールを持ち、後者は数 km のスケールしか持っていない。

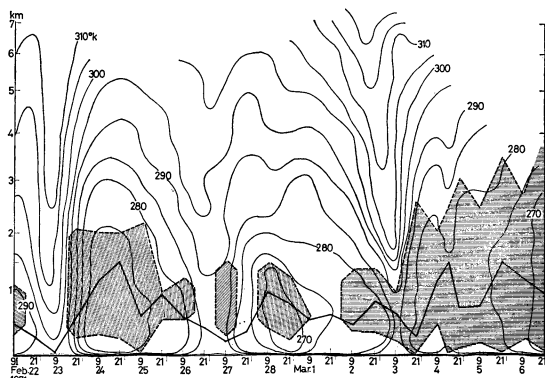
第1表には電計室で計算された 700mb の上昇気流  $\omega$  が載せられている。この格子間隔は305km であるから、高低気圧スケールの上昇気流分布を示すものである。第1, 2, 3 回目の低気圧が通過する前日の21時においては、それぞれ-8.0, -5.0および-6.5mb/hr という大きな上昇気流となって、層雲系の曇りや雨とよく対応している。しかし、寒気流入時に、対流雲の降雪がある時期には、700mb  $\omega$  は弱い下降気流が得られている。対流積雲が発達する頃、700mb では弱い下降気流となるということは、本当のことであろうか。電計室での計算モデルが305km という粗い格子間隔を持つために得られたまちがった値であろうか。福原(1967)が、輪島、秋田、仙台、館野の4点の高層風から求めた上昇気流計算によると、700mb での下降気流は不自然な値ではない。彼の計算によると、大雪時には、700mb より下層で上昇気流が得られている。

### 7. 湿潤空気の垂直安定度

5節で、対流による雲の発生や降水の有り無しには、乾燥空気の垂直安定度よりも、湿潤空気の垂直安定度の方が、よりよい判定基準を与えてくれるであろうことを述べた。従ってここでは、湿度や相当温位の解析を行なった。



第13図 啓風丸によって観測された湿度の高度—時間変化。数字の単位は%網目の部分は80%以上の湿った層。また点影の部分は20%以下の乾いた層。



第14図 啓風丸によって観測された相当温位、対流不安定層および潜在不安定層の高度—時間変化。細実線が、相当温位。海面と太い実線で囲まれた層が対流不安定層。太い破線で囲まれ、陰影を付した部分が、潜在不安定層。

第13図には、啓風丸によって観測された湿度の高度—時間変化が示されている。80%以上の湿った域に網目を20%以下の乾いた域に点影をほどこしてある。

第1回目と第3回目の低気圧が通過する前約1日間は、500mb の高さまで湿っている。しかし、寒気流入時の積雲の場合、700mb の高さまでしか、湿っていない。これらの湿潤域の高度分布は、雲層の高度分布とよく対応している。

この湿潤域の高さは、層雲系の場合、約1日の周期を持って変動している。単なる日変化ではないことが、第1回目の低気圧通過前の場合には9時にその湿潤域の高さが高まり、21時に低下するのに対して、第3回目の場合は、21時に高まり、9時に低下することによりうかがい知れる。

寒気流入が始った第1日目は、非常に乾燥した空気が、上層から急激に下層へ下って来る状態がよく取らえられている。その境界は季節風逆転層として知られている。

第14図には、啓風丸によって観測された相当温位の高度—時間変化が示されている。ここで、相当温位とは、Rossby の定義した

$$\theta_e = \theta \cdot e^{\frac{Lq}{CpTc}} \quad (1)$$

により計算されたものである。ここで  $\theta$  は温位、 $L$  は凝結熱、 $q$  は比湿、 $Cp$  は定圧比熱、 $Tc$  は持上げ凝結高度における気温である。

この相当温位というのは、そのときの温位に含まれている水蒸気が、すべて凝結し、その凝結熱がそのまま全てその空気に加えられたときの温位である。この分布は、温位の分布と類似の分布をしている。ただ海面での相当温位は、 $300^\circ\text{K}$  であり、この温位よりも低い層は、最高6kmの高さまで広がっている。湿度を考慮しない温位の場合は、高さ4kmまで延びていたが、これより、ずい分高い。

最初安定な成層をしていても、気層を全体として持ち上げて飽和させると、不安定成層を提するようになる場合を対流不安定と定義するが、これは

$$\frac{\partial \theta_e}{\partial z} < 0 \quad (2)$$

と表現出来る。従って、相当温位が最小となる高度を結んだ太い実線より下層が、対流不安定層である。確かに、対流不安定層の高さは、対流雲の発達とよく対応しているようである。

次に、飽和相当温位を次式で定義しよう。

第2表 日本海上の降水の種類

	温暖前線性降水	寒冷前線性降水
1. 降水域	地上低気圧の東側	地上低気圧の西側
2. 降り方	地雨	にわか雪
3. レーダーエコー	面エコー	点エコー
4. 雲頂	高い	低い
5. 逆転層	雲層内に湿った安定層	雲頂に乾いた monsoon inversion
6. 雲層	層雲系	積雲系
7. バランス・モデルによる 700mb $\omega$	上昇	下降

$$\theta_e^* = \theta \cdot e^{\frac{Lq^*}{CpT}} \quad (3)$$

ここで、 $q^*$ は、温度  $T$  での飽和比湿である。

$$\theta_e^* < 1,000\text{mb の } \theta_e \quad (4)$$

なるとき、潜在不安定であり、

$$\theta_e^* > 1,000\text{mb の } \theta_e \quad (5)$$

なるとき、安定型であることが、例証されている。

この判定基準により、潜在不安定層を示すと太い破線で囲まれた陰影部分のようになる。この潜在不安定層は、対流雲の存在域と最もよく一致している。ここで、3月4日には福井で、3月6日には金沢で、この期間としては唯一回の発雷があったことを付記したい。このように潜在不安定層は、よく対流積雲の発達高度を表現している。しかし、層状系の雲層を表現出来ないのは、今までに述べた種々の不安定性と同様である。

8. まとめ

日本海の冬の降水は、現象的に全く異なった2つの型に分類出来ることが分った。それを第2表に示す。

北陸地方の気候条件は、温暖前線性の降水を、たまたま雨として、雪から filter out してくれるので、大雪と上層寒気との間の相関が高い。

潜在不安定層は、よく対流雲層の存在する層を表現している。しかし、同時に層雲系の雲が存在する層を表現出来ないことが分った。