

V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪(Ⅱ)*

内田 英治**

要 旨

冬季の季節風時に日本海上にしばしば出現するV字型(内部の雲系はトランスバーサル型)の雲パターンについて、気象衛星の資料(マルチセグメントを含む)、レーダー資料、降雪量資料(毎時のアメダス資料他)、風などの地上観測資料(毎時のアメダスやその他の資料)により詳しい解析を進めた。とくに代表点として北陸地方の高田、福井について調べたところ、この雲系の出現時、地上にSW寄りの風が入る場合、降雪が強まることがわかった。諸データを総合して雲系の概念的モデル図を作った。

また、海水温分布と収束(全般の場合、および摩擦収束)を考慮した場合、高い海水温の領域で収束が強くなったとき対流雲がとくに発達することが期待される。

1. はじめに

「天気」第26巻第5号(1979年5月号)に内田は標記の題目で気象衛星雲画像にあらわれたV字型の雲パターンについて解析をした。これは冬季の季節風のとき、日本海上にしばしば出現する特異の雲系であって、ふつうの季節風の中の雲は大体風向に沿った筋状の雲である。しかし、この場合はときどき風向(850 mb)と直角方向の雲列をもった雲系(トランスバーサル雲系)が出現し、その外郭をみるとV字型となっているため、これをV字型の雲パターンと呼んでいる。この雲系が出現するとその風下の日本海沿岸地帯に大雪が降ることが多いため、このパターンによるきめ細かい大雪予測(12時間以内の約100 km 平方内の降雪量予測)に役立たせる目的で、まずその構造の研究からスタートした。

その後、穂積ら(1979, 80)、元木ら(1981)、村松(1979)、八木ら(1979, 80)、Kurokawa(1981)、Uchida(1980)、Yagi *et al.*(1980)は種々の立場からこの現象をとりあげ、このV字型雲パターンが日本海西南部の収束帯上にできること、北朝鮮ハムキョン山脈より励起され

た進行重力波によるものであることなどを追跡した。

日本海においては船舶や航空機による観測が乏しく、気象衛星資料のチェックとしては沿岸のレーダー、高層、地上観測資料しかないが、沿岸地方の大雪と関係させてこの雲系を調べるうえで、まずその概念的モデルを作成する必要がある。

今回は衛星資料と共に、レーダー、地上観測資料を利用し、とくに北陸地方の大雪のときの高田と福井のデータを中心にそのモデルの手がかりを考察した。これが手がかりとなれば、将来とくに北陸地方のきめ細かい大雪予測に資することができると思われる。なお前回の内田(1979)の報告は、海拔60 m以下の沿岸部の気象官署の観測点だけを用いたが、今回はアメダスデータも利用した。

2. 解 析

典型的なV字型の雲パターンの出現した1978年1~2月と1980年2月の例につき、次のように解析した。

2.1. 1978年1月31日~2月4日の例

2.1.1. 総観図

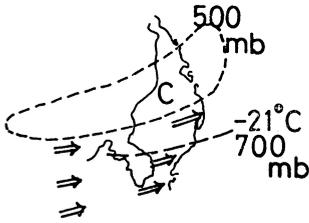
V字型雲系の出現する総観図については前回論文(内田, 1979)に記したのと大体類似している。すなわちその特徴は、500 mb面で寒気核が沿海州から北海道にかけて存在すること、700 mb面で -21°C 線が本州を横

* V-type cloud pattern, and severe snowfalls at coastal areas of the Japan Sea (Ⅱ).

** Eiji Uchida, 気象庁観測部。

——1981年6月4日受領——

——1981年10月27日受理——



第1図 V字型雲パタンの出現した時の総観場の例 (1980年2月6日, 12Z), [強風帯: 矢印, 500 mb 寒気核: 鎖線 (C印), 700 mb 等温線 (-21°C): 破線].

断していること, 地上天気図で等圧線 (だいたい南北に走る) は日本海上にて西方にやや湾曲した型 (いわゆる袋型) を示すこと等である.

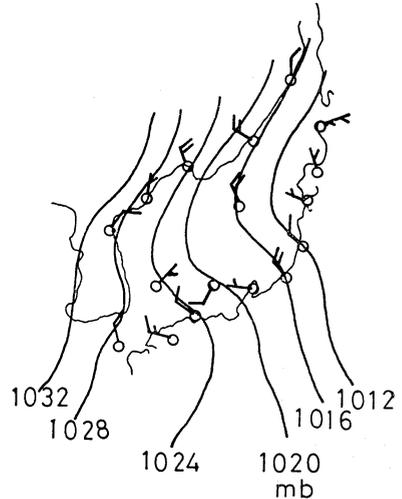
したがって総観図の代表として, あとで詳しく解析をした1980年2月6日の例を掲げる (第1, 2図).

2.1.2. 気象衛星の雲パタンとレーダーエコー

1月31日より2月4日までの間のV字型雲系 (変形型も含む) の出現から消滅までの継続時間を調べると, 半日~1日程度である. 北朝鮮ハムキョン山脈 (雲系の風上) から北陸地方までは約 1,000 km であり, 第1報で述べたように雲系のトランスパーサルなパタンが下層風 (850 mb を代表にとる) にはほぼ直角となることから, かりに風速 50 km/h (だいたいこの程度が実測値としてあげられる) で雲が流されたとすると, 約20時間かかる. 八木の言うように大陸のこの山脈からこの雲系が励起されたものとして, 20時間が経過してV字型が完成し, それから半日~1日継続するため, 励起の原因としての気流は30~40時間継続して吹いたことになる.

つぎにV字型雲パタンの出現した時のレーダーエコーとアメダスによる1時間降水量とを対比させる. その場合, レーダーエコーにもトランスパーサル型が出現する. そして, そのような場合, 大体, 沿岸地帯には広く降雪があった. (もちろん, この種の雲系でない場合, たとえば低気圧性のうず状雲などの出現の時にも降雪はありうる.) しかし, トランスパーサルの出現はたしかに大雪の起こる必要条件の1つに数えあげられる. そして, トランスパーサルの雲系の南西外縁側で 850 mb の風に平行に C_b ラインが出現する場合があります, それが沿岸地域に侵入すると, とくにそこでは大雪が起こる (村松, 1979).

つぎに降雪の多かった1978年2月2日, 15時のレーダーエコー図 (新潟と福井のコンポジット図) と15~16時



第2図 第1図に同じ (地上の等圧線と風).

の降水量 (mm) の図を一例として掲げる (第3図). この場合, 里にも山にも降雪が多い. そしてトランスパーサルの雲列の押しよせた沿岸地帯には幅数 100 km にもわたって大雪が降り, 山岳地帯にもかなり降っていることがわかる.

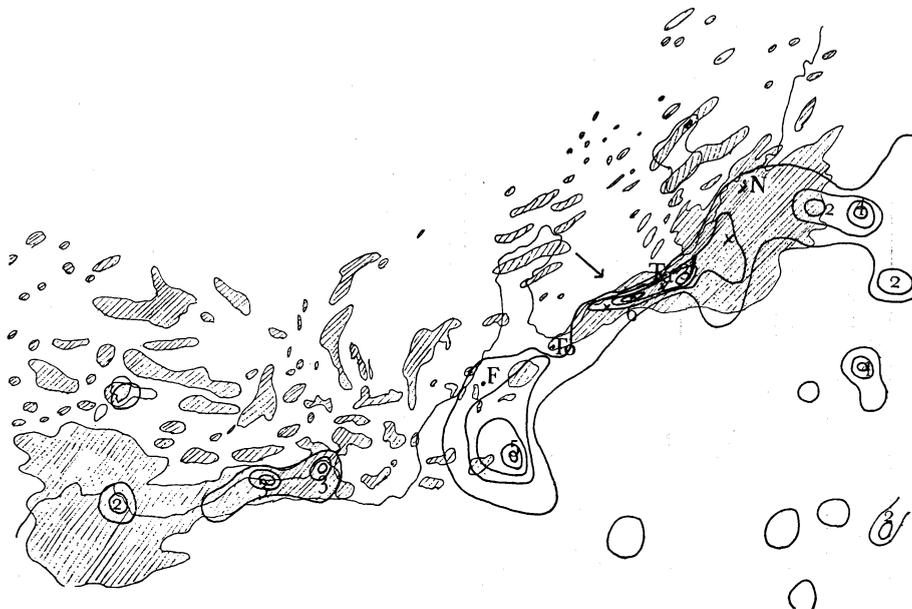
この時の雲パタンの帯状雲列の幅は大体 15 km, 間隔 (雲列の中心より隣の雲列の中心まで) は大体 20 km である.

とくに高田付近では降雪が多かったので, その地点の気象状態を詳しく調べることにする.

第4図は高田の1月31日~2月2日の諸気象要素のシーケンスである (高層風は輪島における観測).

この中ではエコー面積は降水強度や風向・風速の変化と対応させている. 切りとったレーダー領域の幅 10 km 自体に特別な物理的意味はないが, 風向の変動などを考慮して適宜きめた値である. 200 km は冬季の降雪の場合のレーダーエコーの探知距離を考え, この値を radial 方向に対して定めた. 明確な帯状構造のあるとき観測点より順次, 帯に番号をつけた. 最大8個に達する場合もあった. この帯状のエコーが明確に出現した1月31日9時から2月2日21時までの期間, 帯の間隔の平均をとると約 37 km になり, エコー幅は約 8 km となる.

これを衛星から見た雲列と比べると, 平均的には雲列の幅 15 km はエコー幅 8 km (ほぼ1/2) に, 雲列の間隔 20 km はエコー間隔 37 km (ほぼ2倍) に対応している. 個々の雲列に対するこの量的関係については今



第3図 レーダーエコー・スケッチ図と降水量分布(2月2日, エコーは15時, 降水量(mm)は15~16時, エコー強度は海上でW(高度3.0km)Cu, 沿岸でW~M(3.0~4.0km)Cu or Mx, 陸上でW~M(2.5~3.0km)Cu or St, なおN(新潟), Ta(高田), To(富山), F(福井). 矢印は輪島の12zのデータより出した900kmと850mbの風向の平均).

後, 日本海上の衛星による雲パタンと対流雲発達ということによって多くの研究課題を与えるものと思われる。

2.1.3. 風と降雪

850 mb と 900 mb の風は降雪の強度変化と比べて変化は少ない。つぎに第4図に示される高田の地上風と, 高田と同じ降雪の多かった福井の地上風とを調べると, 大体同じ変化を示すので, 高田を例にとる。降雪と風の対応を大まかに見ると, 降雪の多い時には主風向(NW)よりSWもしくはNEの方に風向ははずれてきて風速も小さくなってきている。このため雪の捕捉率もよいと思われる。またその時はエコーの帯の現われ方も, エコー面積も大きくなってきている。その面積比率(幅10km×長さ200km中のエコー面積比率)は30~40%程度である。

なお, 降雪の深さ(9時日界)は1月31日は48cm, 2月1日は52cm, 2月2日は81cmである。降雪の種類はしゅう雪がほとんどである。この降雪傾向は福井においてもほぼ同じであった。

2.1.4. 海面水温

平均値のデータによると, 1月下旬は能登半島沖で

10~12°Cの等温線がSW~NE方向に走っている。2月上旬になると10~11°Cの等温線がW~Eに走る。新潟と敦賀沿岸の海面水温は1月下旬はそれぞれ10, 13°C, 2月上旬は10, 12°Cである。2月上旬の全般的パタンは比較的1980年2月上旬と似ているので, 後の解析の参考として第5図にそれを掲げる。この図から, 能登半島の沖の下層大気中でSWの風が吹けば, それより上層のNWの風より数°C暖かい空気が流れることになる。トランスバーサル雲列の風下側(日本海沿岸に近い海上)の雲の下方でこの流れこみが起れば, 雲は強い鉛直不安定となり, 大雪の降ることが考えられる。

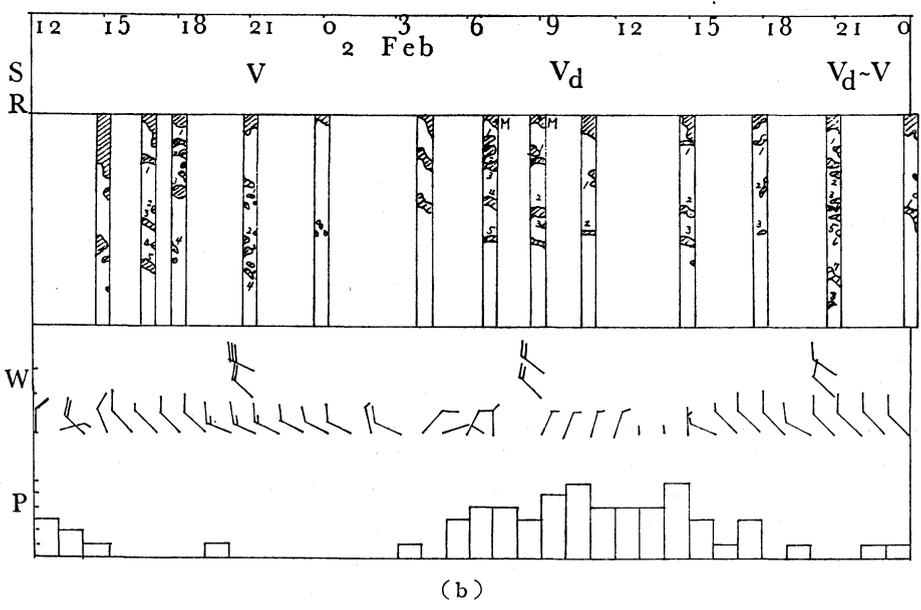
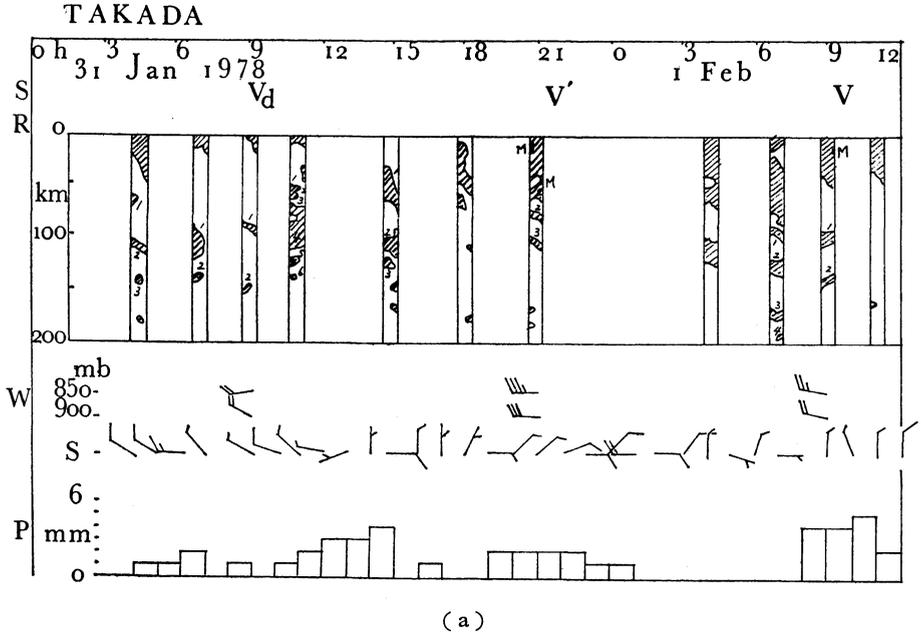
2.2. 1980年2月1日~9日の例

2.2.1. 総観図

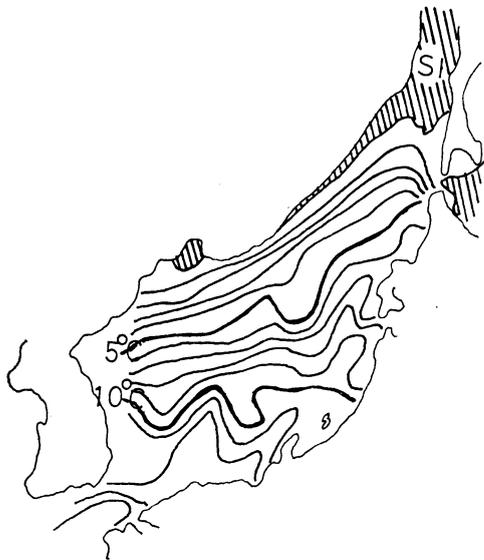
これについては既に第1, 2図に掲げた。

2.2.2. 気象衛星の雲パタンとレーダーエコー

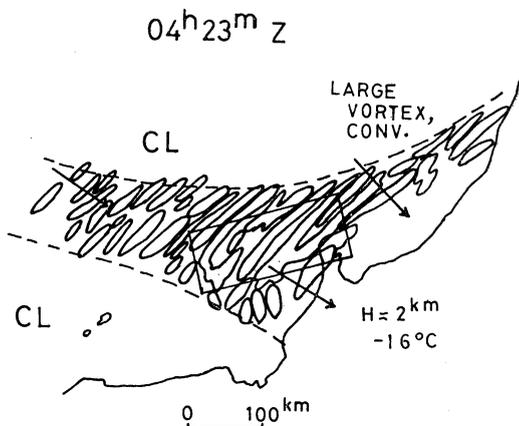
この例のV字型雲系も半日~1日の継続時間であった。とくに2月6日には地域的なデータを切り出すマルチセグメントによる衛星の特別観測が13時23分より7分間隔で4回行なわれた。このため, 9時より午後までレーダーエコーと衛星の雲写真との対応を行った。



第4図 (a, b) 高田におけるレーダーエコー, 地上と高層風 (高層風は輪島の値), 降水強度のシーケンス (1978年1月31日~2月2日). SはV字型雲パタンの種類 (V_dは変形型, V'は風下の upper層に層状雲を伴う型), Rは高田より風上に幅10 km, 長さ200 kmにわたりレーダーエコー図を切りとったもの. また図中のMは中程度のエコー強度を示す.



第5図 海面水温分布 (1980年2月上旬, SIは海氷).



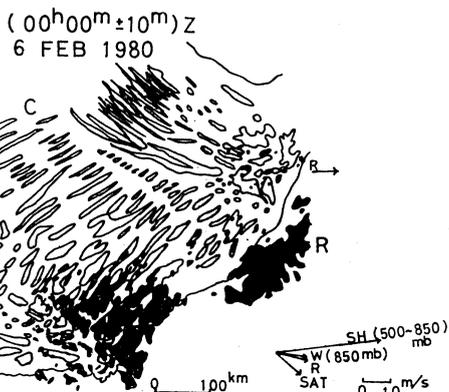
第7図 マルチセグメントの気象衛星の雲解析 (1980年2月6日13時23分, CLはここにも雲のあることを示す. 矢印は雲の移動方向).

しても高さ 1.2~1.3 km 以下の雲は見えなくなることによるのかも知れない.

この10分のズレの間にも雲もエコーも移動するが、エコーの速度は 6~7 km/10分 程度であり、衛星による雲も同方向に移動していることがマルチセグメントによって認められているので、この図の位置関係は大して変わらないと見てよい。すなわち、雲のあるところにエコーも大体対応している。そして沿岸地帯に来て雪雲が急に発達している。また沿岸で Cu から、Cu と St との混合 (Mx) 型に変わっている。

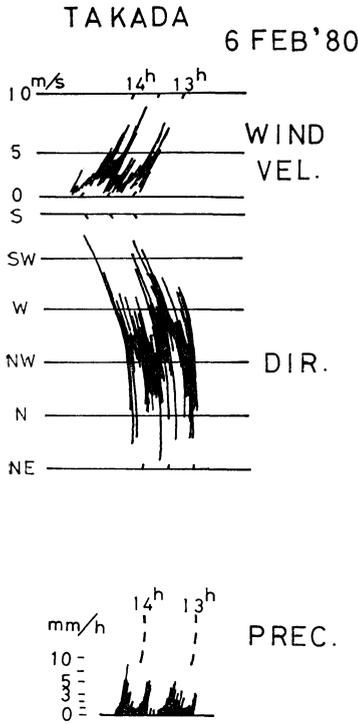
マルチセグメント解析は気象衛星センターの元木、里見 (1981) によってなされた。その時の13時23分のスケッチ図を第7図に示す。ひきつづく7分毎の3例のV字型の外形はあまり変化していない。トランスパーサル雲列の移動は確認された。もちろん、V字型の外側にも雲はある (CL)。黒体温度 (T_{bb}) とともにうず度や発散量も緯経度 0.2° ごとに計算されている。V字型雲系の風下領域 (沿岸に近い海上) の北側部分に大きなうず度 ($+2.07 \times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$) と収れん ($-1.92 \times 10^{-3} \text{ sec}^{-1}$) のところがある。またV字型の内部では、うず度や収れんについて±の領域が入りこんでいる。ただしこれは上層の雲による大体の値であり、これによる定量的な力学解析(たとえばメッシュサイズを 0.2° より大きくとって解析することも必要であろう) は今後の検討課題と思われる。

T_{bb} 測定によると図中の四角形内で、輪島のデータを

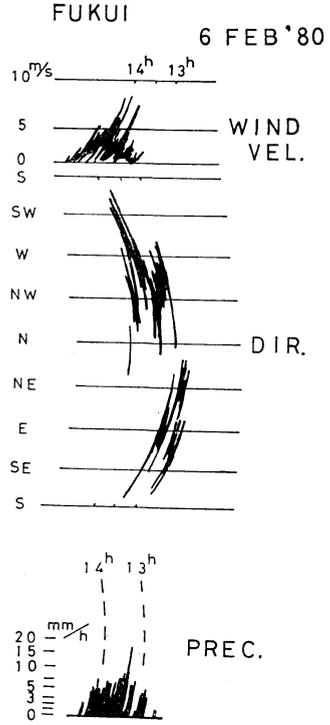


第6図 衛星による雲とレーダーエコーの合成図 (W は 850 mb 面の風, R はレーダーエコー進行速度, SAT は衛星の雲の進行速度, SH は 500~850 mb の鉛直シア)。[雲のすき間は実線で囲み, レーダーエコーはぬりつぶしてある].

その際、前回の論文 (内田, 1979) ではこの対応時刻が約30分程度ずれていたが、この例では±10分以内 (推定値) で同定された。それを第6図に掲げる。レーダーエコーは海岸 100~150 km 沖合より探知されている。それより沖合にはエコーが見えないが、地球の曲率のため約 150 km を超えると、レーダービームを水平に発射



第8図 高田の地上観測 (1980年2月6日, 風速, 風向, 降水強度).



第9図 福井の地上観測 (1980年2月6日, 風速, 風向, 降水強度).

参考にした場合, 雲頂は 2 km, 雲頂温度は -16°C である. またレーダーエコーは沿岸付近で 2~4 km の高度に達している.

2.2.3. 風と降雪

黒川 (1981) は, 日本海とその周辺的气象観測点から日本海上に三角形のメッシュを作り, 日本海の地上収束量を計算し, 平均 10^{-5}sec^{-1} のオーダーの値を得ている (最大値 $-6 \times 10^{-5}\text{sec}^{-1}$).

したがってV字型雲パタン出現の時は, 下層大気は収束状態にある.

また既に第6図に示したように, 衛星の雲の移動はNW→SEであるが, レーダーエコーの移動は能登半島付近でWNW→ESEで海岸線にやや平行する傾向が見られる. 輪島の 850 mb の風向はレーダーエコーの移動方向とほぼ同じである. しかし 500~850 mb 間の風の鉛直シアは少なくとも衛星による雲の移動方向とは相当開きがある. これは前回の論文 (内田, 1979) にも現われている.

地上の風向・風速と降水強度につき, 高田と福井の例を示す (第8, 9図). これはマルチセグメント観測の行われた時刻に対応するものである. この時の降水強度はピーク最大 5 mm/h (高田), 17 mm/h (福井) 程度であり (高田, 福井間は約 200 km) 中程度のしゅう雪である. (また新潟, 富山, 金沢ではこの時間帯では雪はほとんど降らないか, ごく散発的 (最大 1 mm 程度) であった). これを風の変化と対応させると, NW の季節風が比較的一様に吹く時と異なり, この時刻ではSWの風がときどき入ってくるのがわかる. そして降雪と対応させると, 強いNWの風が吹いて後, 風速が弱まり, W~SWの風が入るとき降雪が強く起こっている. (新潟, 富山, 小松, 金沢では大体NWの風である).

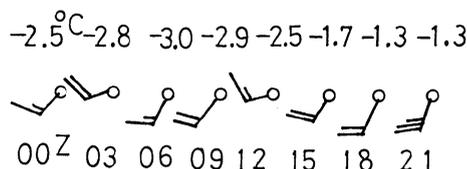
日本海のブイ ($37^{\circ}45'N$, $134^{\circ}23'E$, 輪島西方約 200 km 沖) の 6日 03 Z では風向はSSW, 風速は 5.5~7.9 m/s (測器は海上 7.5 m の高度にセット) であった. この日は, 風の状態はあまり変らなかった (第10図).

第4図の高田の場合, このデータではS寄りの風は必ずしも多く入っていないが, NWよりはずれて風速が

弱まったとき降雪が多くあることは一致している。

福井の場合にも同様な現象が見られる。この北陸地方におよぼせるトランスパーサル型雲系については、地表のこの性質は特有のもののように考えられる。

$$H = 7.5 \text{ m}$$



第10図 日本海のブイのデータ (1980年2月6日, 位置は 37°45'N, 134°23'E).

2.2.4. 海面水温

第5図の2月上旬の海面水温分布を見ても沿岸付近(とくに能登半島の北西海上)では暖流の影響があるし、37~38°N, 135°E 付近では暖流の補償流と思われるような1~2°C低い海流が南下している。ブイによると2月6日03Zで海面水温は8.8°Cであり、この日は1日中8.6~8.8°Cの範囲内の変化であった。ところで海面水温分布に第5図のような変化があっても衛星による雲パタンはほとんど変化しないので、海面水温が直接雲パタンに効くとは考えにくい。しかし、海面より大気中に補給される熱と水蒸気は、当然対流雲の活動に多かれ少なかれ影響を与えていると考えられる。ただどれくらい定量的効果を与えているかが問題なのである。

の雲列が密接して押しよせるとき、沿岸付近では広範囲に大雪になる。もちろん、この雲列の間隔が広がったり、個々の対流雲の活動が弱まったりするときには、形態上V字型やトランスパーサル雲系を保っていても降雪は弱まることもある。さらに C_b ラインの沿岸地方への侵入はときどき方向を変えることがあり、沿岸の大雪地帯もそれについて変化する。

3. 概念的モデルと対流雲の発達に関する若干の考察

3.1. 観測値による概念的モデル

従来は第一報(内田, 1979)にも述べたように、鉛直シアーと同じ方向(ロンジチュージナル型)の線状エコーが発達するとき、大雪が降るとい報告はあった。しかし、トランスパーサル型の雲系より注・警報級の大雪が起こるメカニズムについては検討が不十分であった。

今回、2章で述べたように、地上の気象資料解析により、とくに雲より下方の気層の特性がわかってきたので、これらを勘案すると、トランスパーサルの雲系の概念的モデルを第11図のように画くことができよう。

衛星による雲の解析にもとづき、トランスパーサルモード(雲列の幅は約15km, 雲列中心同士の間隔は20km)と図中放射状の破線で示すロンジチュージナルモードの存在が示される。全体は収束域(二重矢印)の中にある。海面水温は沿岸の北部と南部では多少異なる(10~12°C)。V字型雲パタンの南西側の縁(ほぼNW~SEに走る)はとくに強い C_b ラインを形成することがあり、これの下層にはとくにSW寄りの風が強くなる。2章に示したように、能登半島西方のブイのデータのSW寄りの風と沿岸の地上解析(時々SWが入ること)がこれを裏づけている。

この C_b ライン付近ではとくに下層の収束の度合いが強いと思われ、このライン状の対流雲の侵入により、強いしゅう雪性の降雪となる。そしてこのトランスパーサル

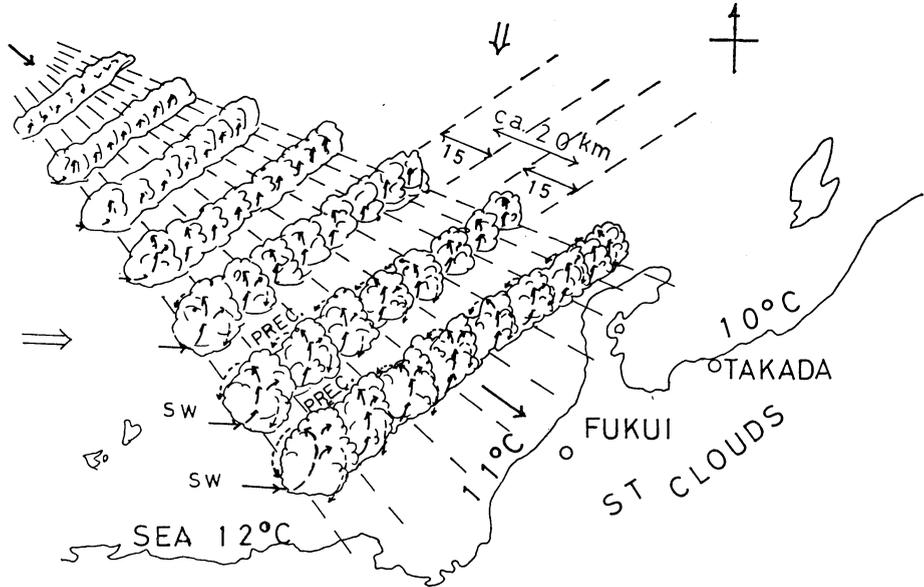
なお2.2.3.にて示したように地上解析で時々SWの風の入った高田と福井は約200kmの間隔があり、その他の地点では風向はほぼNWで降雪も非常に弱い、ほとんどない状態であるため、トランスパーサル方向の対流雲の構造に1つの示唆(SWの風の入る周期性など)を与えるが、今の段階で200kmをその周期とするのは早計と思われる。

問題となる雲パタン(トランスパーサル)が重力波によるものか、deep convectionと風のシアーの関係によるものか(内田, 1979)についてはまだ一義的に決める段階ではないと考えられるが、寒気ドームがシベリア辺に位置する場合、その南側ではこのような重力波も対流群も同時に存在するのではなからうか。いずれこれらについては数値シミュレーションによっても研究しなければならない問題が多く残されている。

3.2. 沿岸の大雪に関する対流雲の発達

とくにこの研究で問題にしているのは、この特殊なパタンの雲が北陸地方に近接してくるにつれ、対流が活発になって大雪をもたらす現象である。1981年の冬にはV字型の雲パタンが何回も出現し、北陸地方を中心にして38豪雪以来の大雪の被害をもたらしたことは我々の印象に新しいものがある。

その対流雲の発達と言っても、第3図に見られるようにエコーは沿岸より100~150km沖合から発達している。しかし、活発な対流雲は沿岸近くに位置しているであろうことは、この付近のエコー解析により大体察しが



第11図 トランスパーサル雲系の概念的モデル図。図中で二重の矢印はこの雲系が収束帯の中にあることを示す。海面水温はこの沿岸沿いに 2°C 程度の差が見られる。この雲系の南西端のロンジチュージナル雲列 (主風向添い) は、 C_0 ラインとして認められることが多い。雲の内部の矢印は流線の推定で、降雪 (PREC.) は地上で観測する限り対流雲の風の強いところが過ぎたときに強く起っているところでは考えている。

つく。その時、どういう理由で沿岸付近でこのように発達するのであろうか。北陸地方については次の2つのことが考えられそうである。その考察を次に示す。

i) 海水温上昇による対流雲の発達

大陸から吹き出した寒気は日本海沿岸に向かって、大陸沿岸よりほぼ 10°C も暖かくなる、海面上を吹送する (第5図)。したがって、寒気は下層より暖められ、水蒸気も多く補給される。また北陸沿岸では海岸に沿って南→北に 2~3°C の変化があるし、沖あいでは海水温勾配も大きい。そして降雪が激しくなってくる時に南分の風が対流雲の下層に侵入しこれを刺激する事実がある [前項]。

そのような場合、対流雲はどれくらい発達するであろうか。これを簡単な一次元式にてチェックしてみる。すなわち、まずかりに対流雲中の雲水量の大小と降雪量の大小が比例関係にあったとする。そのとき、雲底に侵入する空気温度が上昇した場合、雲中の上昇流はどれくらい増加するか。その際雲水量はそれにつれて増加し、レーダーに検知されるような大粒の雲粒も出現すると考える。したがって、この時の上昇流の増加をまずしらべればよいことになる。

いま上昇気塊の運動を次の一次元の式で示すとする (Mason, 1971)。

$$\frac{dU}{dt} = \left(\frac{T - T'}{T'} - w \right) g - k' U \tag{1}$$

- ここに U は上昇気塊の鉛直速度
- T は気塊の温度
- T' は気塊周辺の気温
- w は雲水量
- g は重力加速度
- k' はエントレインメントに関する係数でこの場合定数とする。

($k' = k + \frac{1}{M} \frac{dM}{dt}$, ただし k は Priestley の交換係数, M は雲塊の質量)

いまこの上昇気流の初期の状態を考えて $t=0$ で $w \approx 0$ とし、 $T=274^\circ\text{K}$, $T'=273^\circ\text{K}$, $U_0=0$ とすると $\frac{dU}{dt} = 3.59 \text{ cm/sec}^2$ となり、 $T=275^\circ\text{K}$, $T'=273^\circ\text{K}$ なら $\frac{dU}{dt} = 7.18 \text{ cm/sec}^2$ となる。すなわち温度差が2倍となると速度の単位時間の増分も2倍となる。もし w が有効に働いているか、 U_0 がある

値をもつときには速度増分は2倍とはならないが、 w の値や変化度が小さく、 U_0 が1 m/s程度ならば(1)の右辺第2項の $k'U \approx 0.4 \text{ cm}^2/\text{s}^2$ (Masonによると、 $k' \approx 4 \times 10^{-3} \text{ s}^{-1}$ の値を用いている)となり右辺第1項に比べて小さいので、 $\frac{dU}{dt}$ は2倍にやや近い値に留まる。したがって雲底に入る暖気は上昇流の増大→雲水量の増大→降雪の増大というプロセスに大きな影響を与えることは間違いないであろう。

ii) 摩擦収束による対流雲の発達

先に述べた大きなスケールによる水平面内の収束状態(したがって一般的に上昇流の発生)は当然ありうる。しかし、気流に沿っても沿岸に近づくにつれ、陸地の摩擦により気流の速度は減少する。そのとき気流方向に収束が起こって空気の上昇が起こりうる。ブイの位置では6日の風速は4~6 m/s、沿岸では3~5 m/sであり、気流と直角方向が一樣である限り、摩擦消散分に費やされるエネルギーを除けば、その差分だけはかなり上昇分に費やされているのではなからうか。また北陸の山脈による気流の強制上昇効果やいわゆる北陸不連続線(山脈前面にて降雪に伴う下降流が地表面を流れ沿岸にまで至るとき、押しよせてくる気流との間につくる前線)の効果も当然のことながら、摩擦効果と同時に起こると思われる。

このようにして、沿岸より100~150 km沖合で対流雲が発達してくることに對しては、海面温度差等により、また沿岸沖合いの対流雲の発達に関しては摩擦収束等により一応定性的な説明はつくと思われる。そしてこの対流雲群は上陸して、下層よりの熱と水蒸気が断たれると、大気は安定型に変質して、対流雲→層状雲へと変化する。

以上の考察で降雪の状態(たとえば降雪の雲物理的特性や降雪中に降水粒子が風によって吹き流される現象など)については全然触れていない。それはトランスパールの雲系と沿岸地方の大雪ということが主題であり、レーダーエコーの強度と降雪域の問題を詳細に論ずるのは本論文の主題ではなく、よりきめ細かい降雪の量的予測法の研究は今後のことに譲りたい。それには衛星資料の現地への伝達法、とくにパターン予測ときめ細かく予測領域を決定すること、量的な短時間(もしくは短期間)の予測法の開発など多くの問題が残されている。

4. まとめ

(1) 気象衛星とレーダーエコーとアメダス(降水量、風)などのデータを総合的に考えて、じょう乱のモデルを考察した。

(2) V字型の雲パターンの押しよせた北陸沿岸地方の観測点のうち、代表的な高田と福井とをえらんで詳しく解析したところ、地表風向が典型的な季節風としてのNWよりずれて、とくに南分をもつ風が侵入するとき、対流雲が活発になり降雪(しゅう雪)が強くなる。

(3) マルチセグメントによる衛星の雲観測によると、V字型の雲パターンの中のトランスパールの雲列の移動は明らかであった。レーダーエコーの速度は10分間に6~7 kmである。また衛星による雲によるうず度と取れんは 10^{-3} sec^{-1} のオーダーのところはV字型のすその近辺(沿岸の沖合)にあった。そのV字型のすそのところの雲頂は2 km、 -16°C であり、レーダーエコーは沿岸で高度2~4 kmであった。

(4) 上記の要素のほか、海面水温のデータも加味してモデルを考察した。その際、全体の場の収束の他に、気流が陸地に近づいたときの摩擦収束、暖かい海面水温の効果を含め、定性的に対流雲の発達と降雪量の増加とを考察した。

謝 辞

この研究に当っては気象衛星センター門脇俊一郎 データ処理部長、気象研究所予報研究部 八木正允主任研究官、東京管区気象台調査課 岡野誠技官より討論やデータのお世話をいただいた。また気象衛星センター元木敏博技官からはマルチセグメントのデータ提供をこころよく承諾していただいた。

ここにあつく御礼申し上げたい。

文 献

- 穂積邦彦・孫野長治, 1979: 新潟県豪雪時のレーダーエコーと降雪分布について, 日本気象学会春季大会講演。
- 穂積邦彦・遠藤辰雄・谷口 恭・孫野長治, 1980: 日本海収束帯の垂直構造とその移動に伴う降雪パターンの移動, 日本気象学会秋季大会講演。
- Kurokawa, H., 1981: Synoptic Climatological Study on the Conditions for Formation of the Cloud Bands around Japan in Winter as Revealed by Satellite Pictures, Tentative Ph D theme of Tsukuba Univ.
- Mason, B.J., 1972: The Physics of Clouds,

Clarendon Press.

- 元木敏博・里見 穂, 1981: GMS-1 による季節風の短時間連続観測 (第1報), 気象衛星センター技術報告, 第3号, 15-23.
- 村松照男, 1979: 北陸地方の里雪型大雪時における日本海西部の C_b , C_u ライン, 日本気象学会春季大会講演.
- 内田英治, 1979: V字型の雲パターンと日本海沿岸の大雪, 天気, 26, 287-296.
- Uchida, E., 1980: V-Type Cloud Pattern, and Severe Snowfalls at Coastal Areas of the Japan Sea, Extended Abstracts, Technical Conference on Climate for Asia and the Western Pacific

Area, Guangzhou, 15-20, Dec. 1980, 61-64.

- 八木正允, 内山徳栄, 内田英治, 黒川信彦, 阿部勝宏, 1979: 冬季日本海でみられた transverse モードの雲列の解析, 日本気象学会春季大会講演.
- 八木正允, 内山徳栄, 1980: 冬季日本海でみられる大規模なトランバース・モードの雲列についての統計的解析, 日本気象学会春季大会講演.
- Yagi, S. and T. Uchiyama, 1980: Analysis of Large-scale Cloud Pattern with Transverse Mode and Consideration on Mechanism of its Formation, Extended Abstracts, Tech. Conf. C.A.W. P.A., Guangzhou 15-20, Dec. 1980, 57-60.



廣田 勇 著

大気大循環と気候

東京大学出版会, 昭和56年
8月刊, 4・6判, 124頁,
980円

これは名作である。本の中から著者の大きな声が聞えてくる。本書は「若い人びとへの語りかけ」を編集方針とする「UP アースサイエンス」シリーズの1つで、内容を理解するためには基礎的な物理学と簡単な数学の知識があれば良い(直観力と哲学的思考力が伴っていればいっそう好ましい、というのが著者の希望)。電車の中でも、あるいは夜、寝ころがりながらでも読めるほど読みやすい本である。しかしその内容には深いものがあり(小生の知識が浅いだけかもしれないが?),「なぜ自然は現在のようにあるのか?」、「現在あるのが唯一の解なのか?」という必然論が展開され、問題点が指摘される。この論法でまわりの人に議論をしかければ楽しめることうけあいである。思うに著者は大気大循環と気候という題材をかりて「研究の方法序説」を、例をあげ、声を大にして我々に示すことを一番の目的にしているようだ。論旨明快、弁舌さわやかなところがなんとも言えない魅力であり、ときどき出て来る批判も心地好い。

さて本書は8つの章から成る。1. 序論では「水のみ鳥玩具」のエネルギー源が実は地球規模での大気の大循環であると言い、思いを全地球に馳せる。2. 放射と熱収支, 3. 大気の運動Ⅰ(理論的考察), と進み 4. 大気の運動Ⅱ(観測的事実)では「平均値の意味」という実に味わい深い議論をする。5. 大気の運動Ⅲ(波動とその作用)。6. 成層圏中間圏の大循環と進み「大気循環の骨格を形作っているものは光と風と波」と言ってこの章を終る。続く2つの章が気候に関するものである。7. 気候論序説では「気候とは何か」を論じ、気候における平均の意味、特に時間平均のとり方に1つの示唆を与える。8. 気候の変動、ではそもそも「変動」とはいったい何なのかといった素朴でかつきびしい疑問を提起する。そして「研究のおもしろさ」というあとがきの中で「本書に示したような基本的考察に基づいて、一見当り前のことを自分なりにていねいに考え直すことの好きな人、できる人がいたならば、そのような人は将来地球科学を専門に勉強、研究してゆく素質が十分にあるものと期待できる」。と述べて本書を終わっている。

とにかく議論の進めかたが楽しい。索引がしっかりしており、推敲のあとが十二分にうかがわれる。一読をおすすめする。

(大野久雄)