



# HOKKAIDO UNIVERSITY

Title	札幌の大雪の事例解析 : 1983年2月26~27日の場合
Author(s)	遠藤, 辰雄; ENDOH, Tatsuo; 若浜, 五郎 他
Citation	低温科学. 物理篇, 46, 15-36
Issue Date	1988-03-10
Doc URL	<a href="https://hdl.handle.net/2115/18545">https://hdl.handle.net/2115/18545</a>
Type	departmental bulletin paper
File Information	46_p15-36.pdf



## 札幌の大雪の事例解析\*

—1983年2月26—27日の場合—

遠藤辰雄・若浜五郎

(低温科学研究所)

(昭和62年10月受理)

### I. はじめに

近年、都市の過密化、近代化など社会の変容に伴い、豪雪災害もその規模が拡大し、様相が複雑化してきた。例えば人口が150万を越える札幌市では、市街地の拡大・過密化、周辺都市間の交通システムの整備拡充、各種ライフラインの高度化が進んでいるが、いったん集中的な豪雨にあると道路・鉄道の麻痺、社会・生活を支えるライフラインの混乱など各種都市雪害が発生し、近代都市としての機能が大幅に低下する。その影響は周辺地域にも拡大し、交通運輸の混乱など、後遺症は大雪が終わったのちも数日ないし一週間以上も続く。

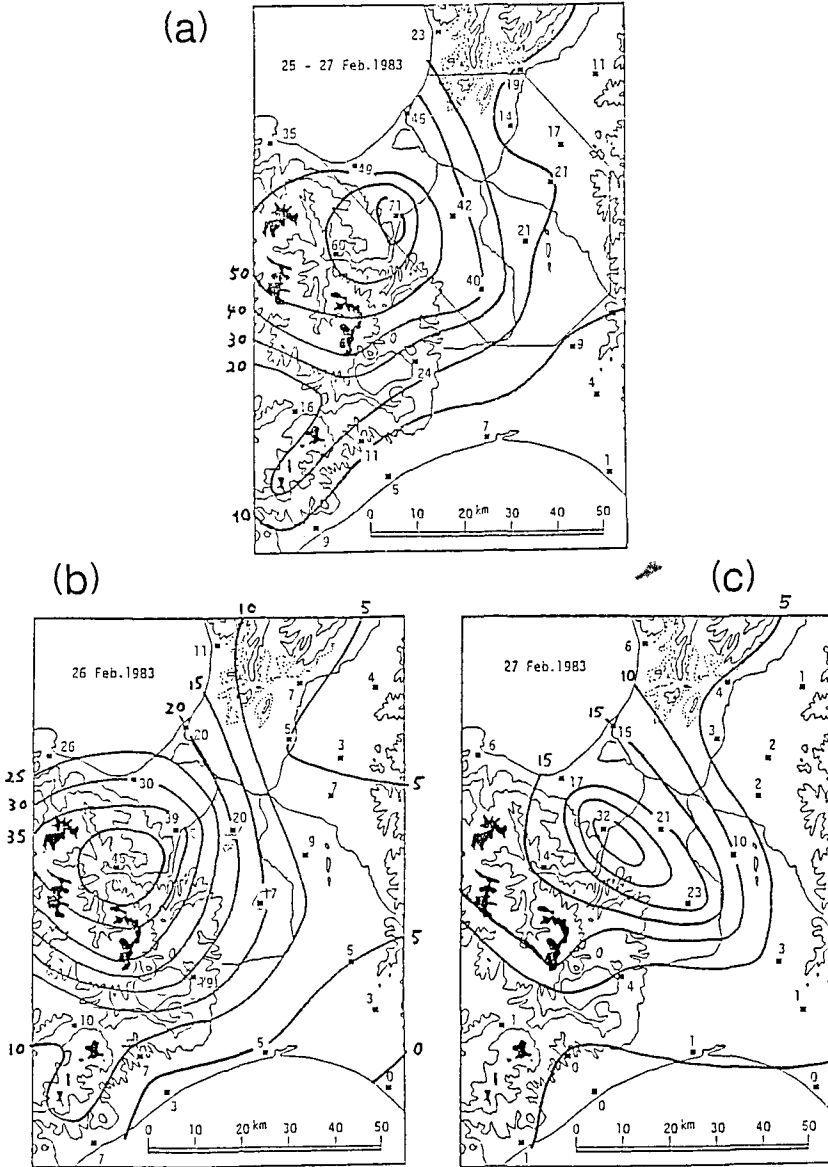
このような都市雪害をもたらす大雪は年に数回ないし数年に1回の割で起る。例えば、1983(昭和58年)2月26~27日、札幌地方は2日間に積雪深にして1mをこえる記録的な大雪に見舞われ、交通の混乱等、都市機能が半ば麻痺状態となった。このような雪害をもたらす大雪の降り方やその時の気象状態を知ることは、都市雪害の軽減対策や豪雪の予測に役立つことが期待される。そこでわれわれは上記2月26—27日の豪雪時の気象・雪氷資料を収集・解析した。以下、その結果を報告する。

### II. この大雪の概要

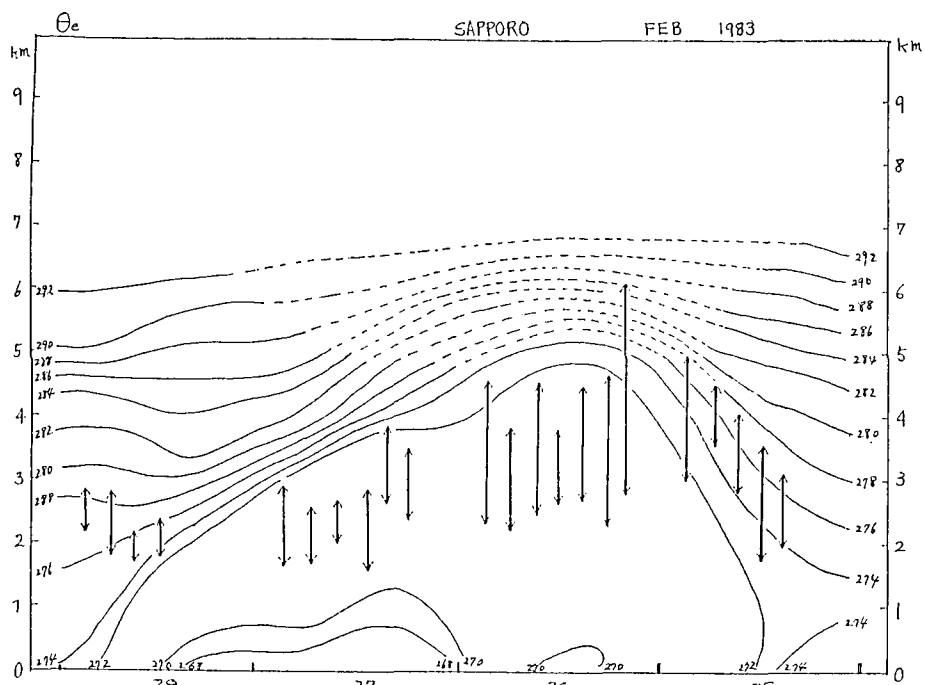
前述のように、1983年2月26日未明、札幌地方に降り始めた強い雪は26日から27日にかけて降り続き、2日間で新積雪深が1mを越す記録的な大雪になった。この一連の大雪の総降雪水量(雨量換算)をアメダス資料から求めたのが第1図(a)である。札幌市の市街地で最大値71mmを中心に、ほぼ同心円状に降雪があったことがわかる。この期間は石狩地方は一般的に風が弱かったのでアメダスの降雪量計の捕捉率が高く、また、降雪総量が多かったので、アメダスの降雪量分布を時間を追って細かく分け、降雪量と降雪域の時間的変遷を追求することが可能である。そこで先ず2日間の総降雪量を2月26日分と27日分の2つに分けてみた。第1図の(b)、(c)がそれで、それぞれ、26日、27日の24時間降雪水量の分布である。これらを比較してみると、最大降雪域は、26日では手稲山系にあったのが27日には札幌市街を中心とする石狩低平地に移動したことが、降雪量のコンターの形が、26日ではほぼ同心円状であったのが、27日には北東・南東方向に伸びる長円形に変わったことがわかる。このことは、2日間連続

\* 北海道大学低温科学研究所業績 第3092号

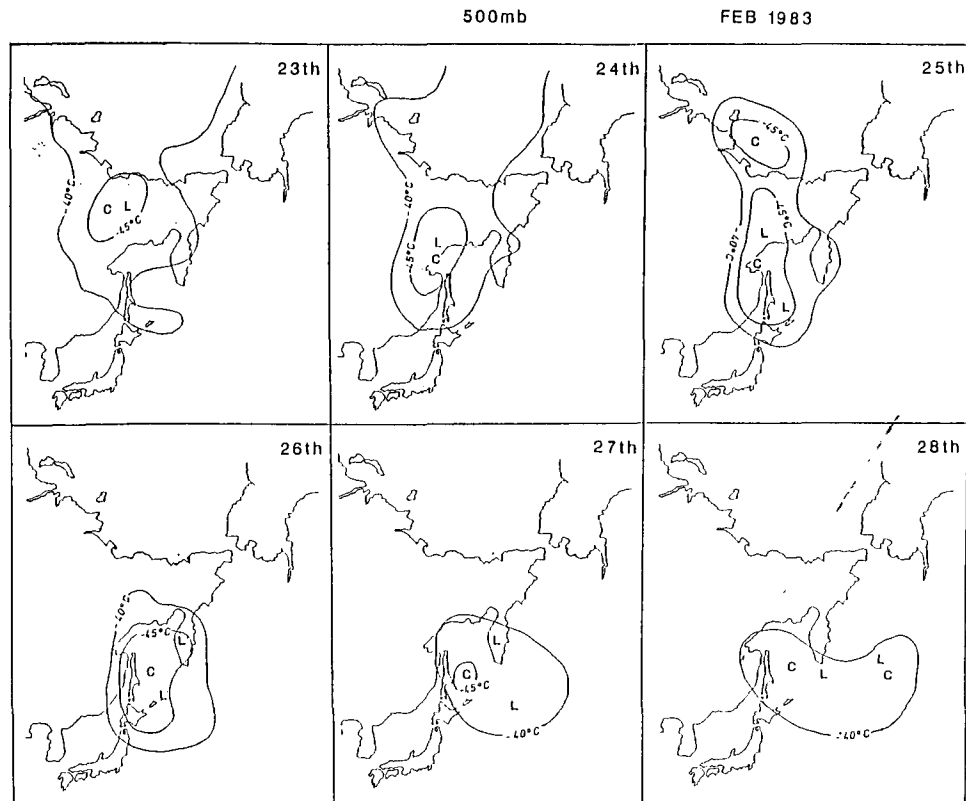
した降雪であっても、その間に雪をもたらす気象条件や降雪雲の形態などが変わったことを示唆している。そこで衛星画像等、気象資料を調べたところ、この2日間の降雪は4つの段階に分けられること、それに対して地上における降雪量分布も異なり、それぞれ特徴的な降り方をしたことがわかった。そこでまず、気象関係資料からみた2日間の大雪の概略、特徴を時間を追って調べてみる。



第1図 アメダスの時間降水量の積算値から描いた期間中の降雪分布。(a)は1983年2月25日-27日。(b),(c)は同26日と27日の比較



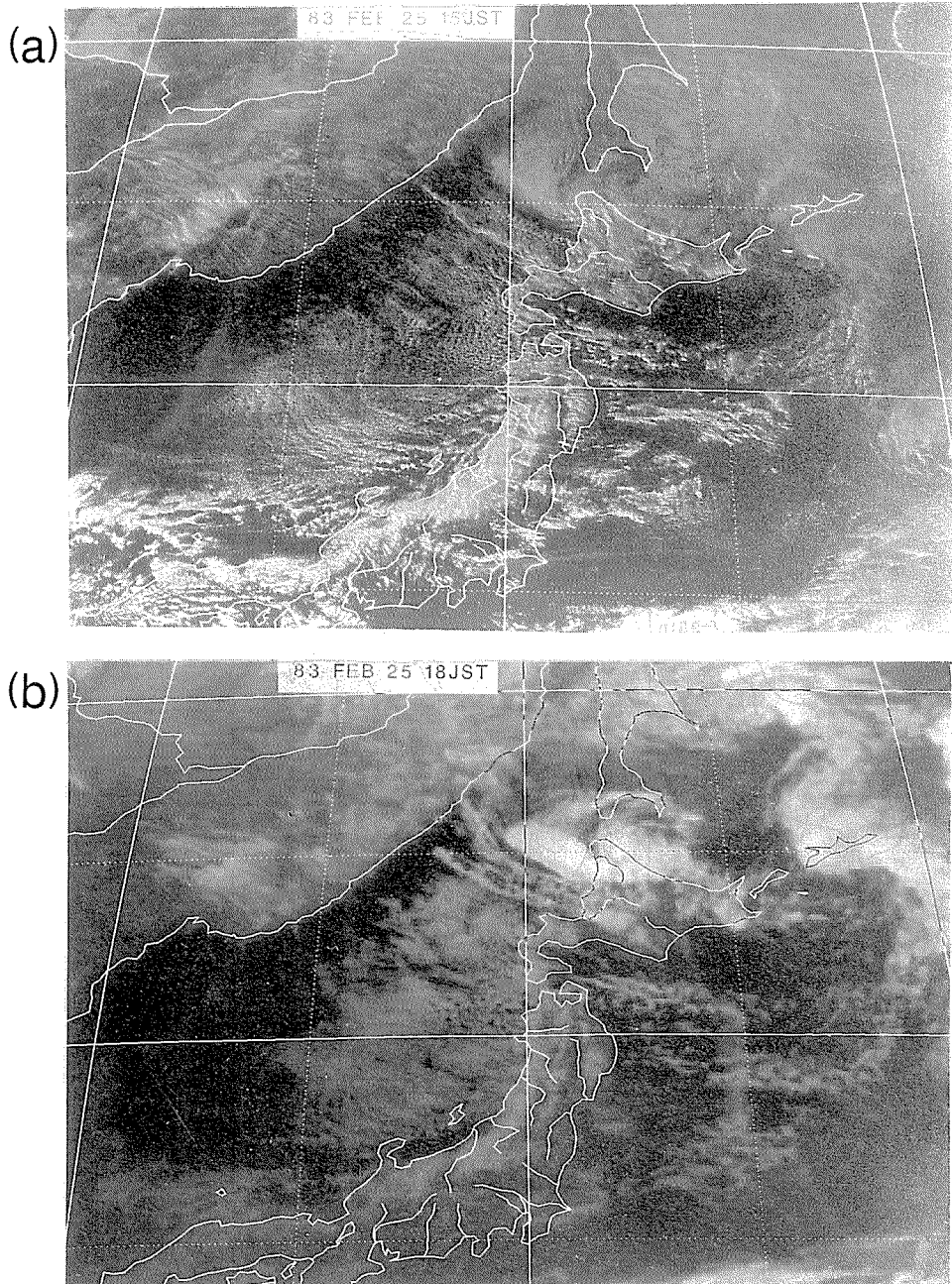
第2図 相当温位の時間断面図，矢印は札幌管区気象台レーダ観測によるエコー頂高度の範囲



第3図 500mb 面上の  $-40^{\circ}\text{C}$  及び  $-45^{\circ}\text{C}$  の等温線及び寒気核(C)と低高度(L)の経日変化，1983年2月23日—28日まで気象庁印刷天気図による

### III. 解析結果

解析に用いた資料は静止気象衛星 GMS「ひまわり」の雲画像とアメダスによる時間降水量、風向風速のデータが主なものである。この他に札幌管区気象台観測課のレーダエコー資料

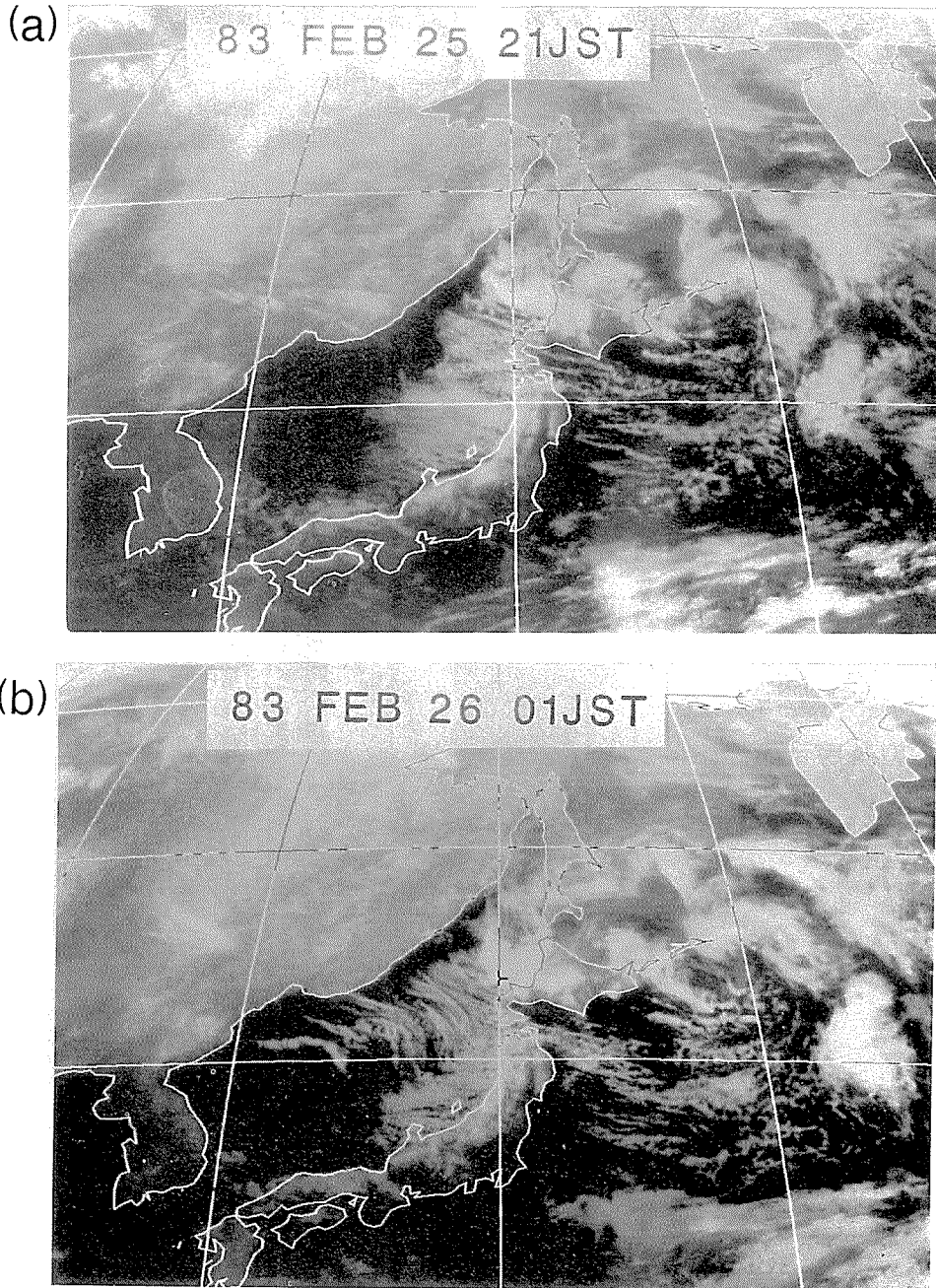


第4図 「ひまわり」の雲画像, (a): 1983年2月25日15時可視画像  
(b): 同18時赤外画像

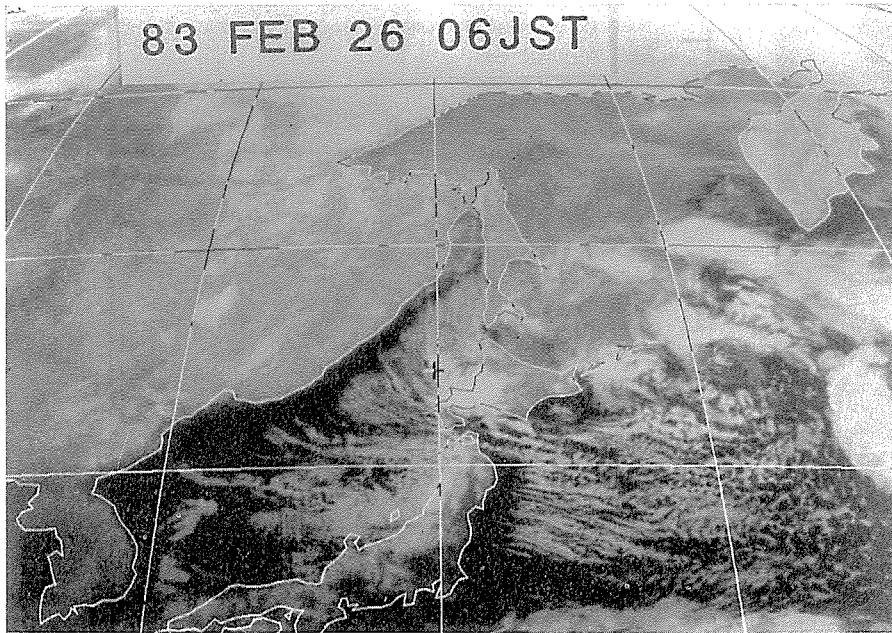
及び高層課のラジオゾンデ資料，さらに，気象庁発行の印刷天気図及びエアロジカルデータを使用した。

### 1. 高層資料にみるこの大雪の概況

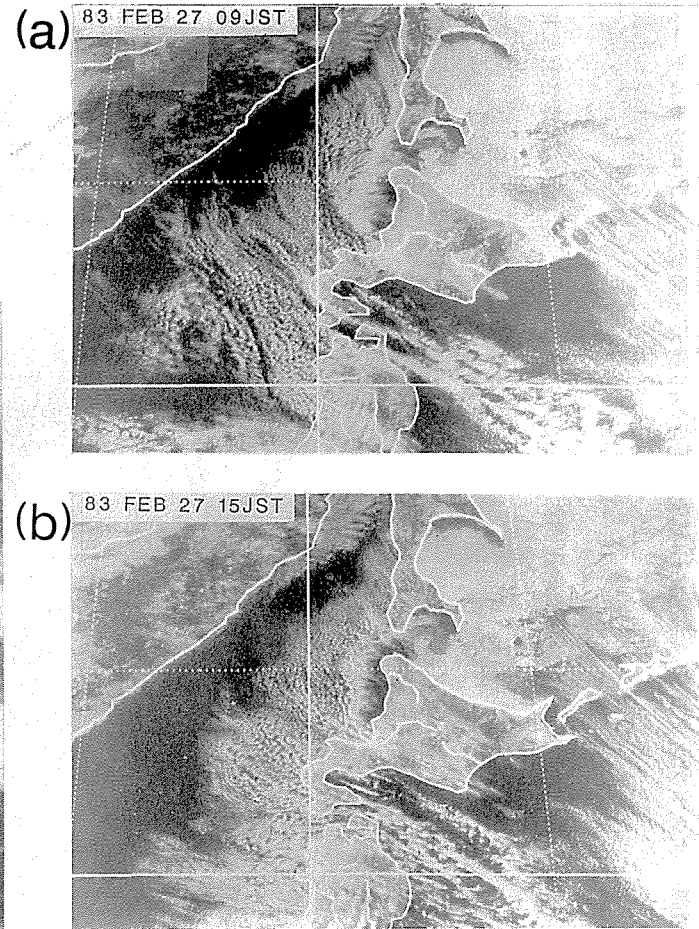
第2図は札幌管区気象台の高層気象観測によって得られた気温と湿度から計算された相当



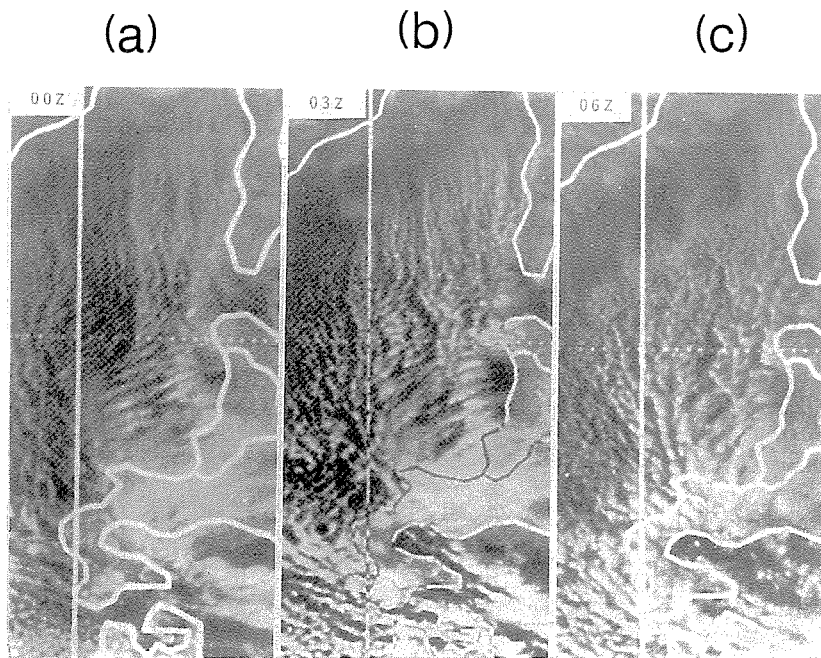
第5図 「ひまわり」の赤外画像，(a): 同25日21時，(b): 26日1時  
石狩湾小低気圧の最盛期



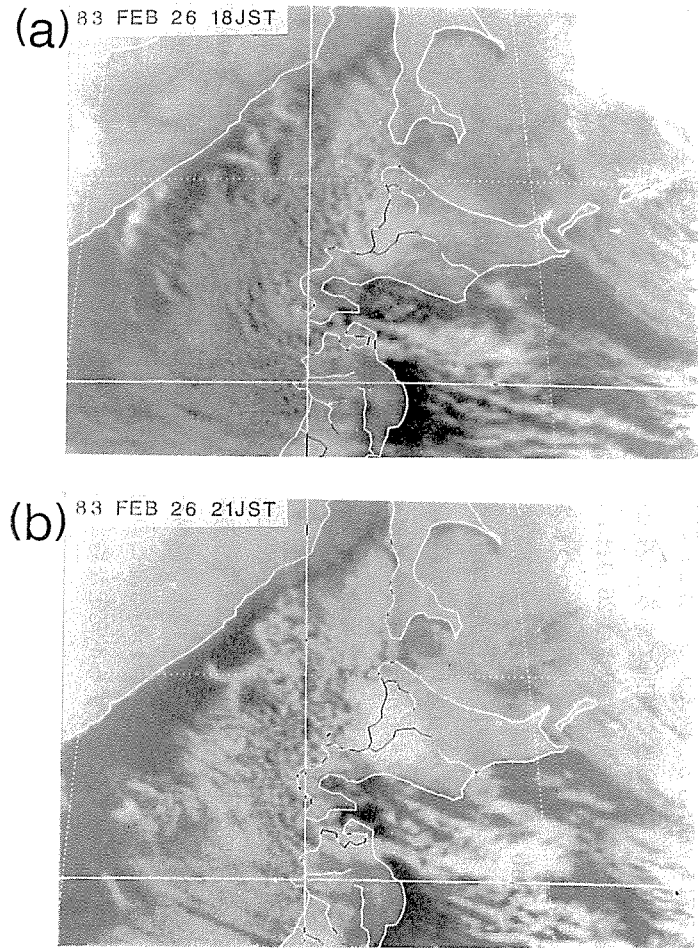
第6図 「ひまわり」の赤外画像1983年2月26日6時  
石狩湾小低気圧の末期



第7図 「ひまわり」の可視画像, (a): 1983年2月26日9時,  
(b): 同12時いずれもTモードの雲パターン



第8図 TモードからLモードへの推移。「ひまわり」の可視画像  
1983年2月26日9時, 12時, 15時をそれぞれ(a), (b), (c)  
に示す



第9図 「ひまわり」の赤外画像, (a): 1983年2月26日18時,  
(b): 同21時Lモードの雲パターン

温位を示したものである。図で矢印で示した範囲はその時に観測された札幌管区気象台で観測されたレーダーエコー頂高度の範囲である。対流活動によって混合されてできた等温位層が25日の後半から出現し、その層の厚さは26日はじめ5000 m近くまで達しているのがわかる。それ以後、混合層の高さはゆっくり減少しつつも28日まで続いた。一方、この期間の総観場として、上空500 mb高度の気温を調べたのが第3図である。2月23日ころ北極海から南下しはじめた $-45^{\circ}\text{C}$ 以下の強い寒気は25日から26日にかけて北海道に到達し、27日以後は直角に向きを変えて東へ移動しつつ衰退したことがわかる。したがって26日から27日の大雪は、強い寒気が北海道上空をおおってから東進する過程で起ったことがわかる。

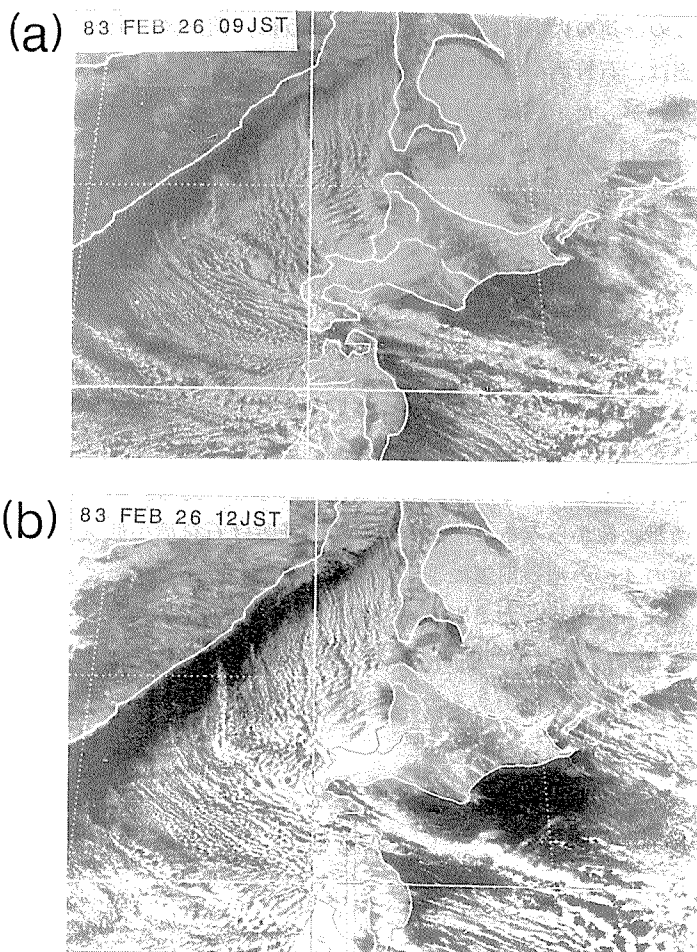
## 2. 静止気象衛星「ひまわり」の雲画像にみられる時間変化

第4図(a)は2月25日15時の可視画像である。積丹半島につながる北西からの雲列が沿海州からまっすぐ伸びて積丹半島に達し、またこれと平行する多数の筋状の雲列が北海道西岸に達している。しかし、羽幌より北には間宮海峡から南下する筋状雲がみられ、それが羽幌沖で北西風系の雲列帯と会合し、そこに正の渦場を形成しているのがわかる。またその一部は宗谷海峡から西へ湾曲しているのがわかる。この曲部は正の渦度を示していることに加えて、その場は上空に強い寒気が存在する不安定な場になっているところでもある。

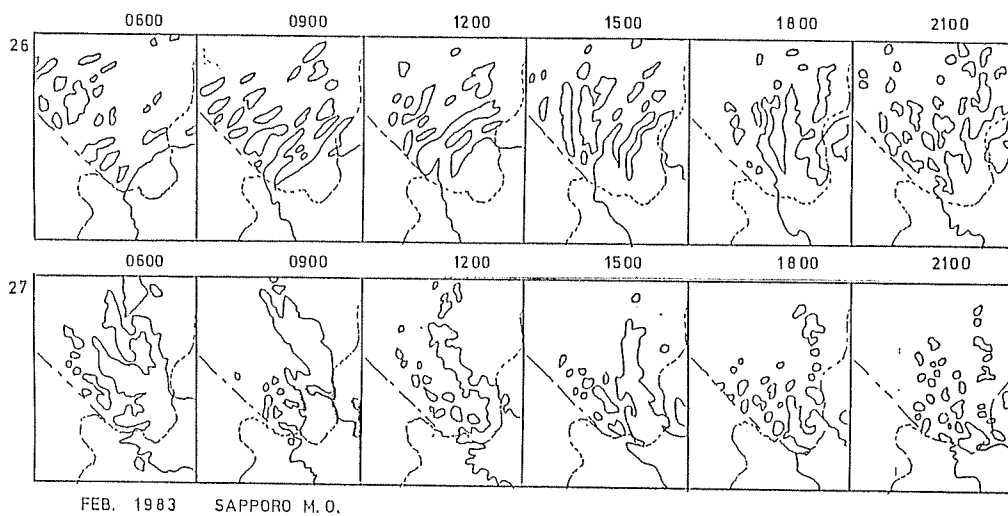
第4図(b)の25日18時の赤外画像には北西から南東へ伸びた雲列帯に密接してひときわ輝度階調の高い(すなわち雲頂の高い)雲の像としてみられる発達した雲がみられる。これは次の第5図(a)の25日21時には、さらに南下し、同図(b)の26日1時には石狩湾を中心とするU字型の地形に一致した形で上陸し始めている。またその雲の軸は、石狩湾沖から南へ伸び積丹半島で低気圧性回転の向きに曲げられ、石狩平野北部へ上陸しているのがわかる。これが後述する石狩湾小低気圧に伴う典型的な雲パターンである。この石狩湾の地形に合った低気圧性の循環を示す雲パターンは第6図の26日6時の赤外画像にも認められる。ここではさらに、この小低気圧の後面の雲パターンにおいて南西から北東へ向かう曲率をもったコマ状にのびる雲列が三本ほどみとめられる。これは後に北西風系のもとで横方向に雲列が発達するトランスバーサル・モード(以下Tモードと略記する)の雲列が上陸する前兆として注目される。その上陸は第7図(a)の26日9時と同図(b)の12時の可視画像に明瞭にみとめられる。このTモードの雲列は、次の場面で北西風系に沿って縦方向に雲列が発達するいわゆるロンジチューディナル・モード(以後Lモードと略記する)に急激に移行するが、その間の様子は第8図の(a),(b),(c)にそれぞれ26日の09時、12時、15時の3時間毎の可視画にみられるとおりである。特に同図(c)の15時(06Z)の雲画像ではTモードの雲域の南西の縁にオープンセルからなるLモードの領域が隣接しているのがみとめられる。2月26日の15時から18時にかけて、この場全体が東へ移動した結果石狩湾とその風下の石狩平野の雲系がTモードからLモードに急激に移行したことがわかる。

第9図の(a)と(b)は26日18時と21時の赤外画像であるがオープンセルを含むLモードの雲列がモザイク状に侵入してくる様子がみとめられる。

その後第10図(a),(b)のそれぞれ27日9時と15時の可視画像にみられるように、いわゆる北海道西岸带状収束雲が出現し、それが約1日間も安定して持続した大雪が更に降り続いた



第10図 「ひまわり」の可視画像, (a): 1983年2月27日9時,  
(b): 同15時 北海道西岸帯状東来雲の雲パターン



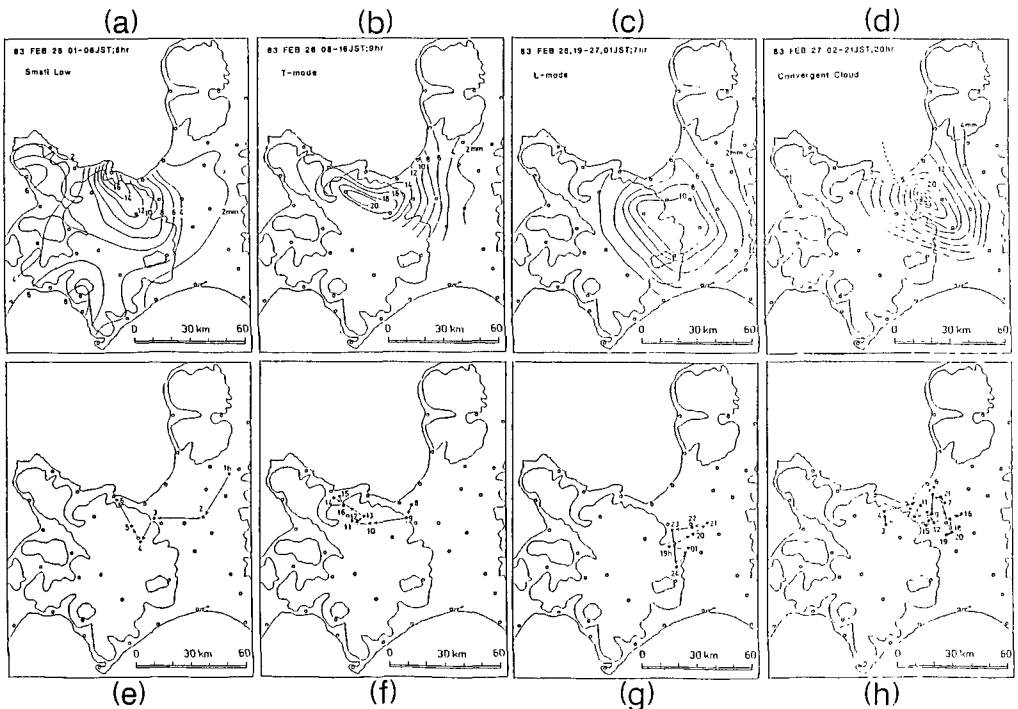
第11図 札幌管区気象台レーダ観測によるエコースケッチ

が、夜に入ってこの一連の大雪は終了した。このように、雲画像の上では、この2日間に大雪をもたらした雪雲は、石狩湾小低気圧型、Tモード、Lモード及び帯状収束雲の四つの様式に分けられることがわかった。次にこれら4つの様式の雲パターンに対応するレーダエコーについて調べてみた。第11図は札幌管区気象台のレーダ観測で得られたエコーのスケッチである。図の6時には石狩湾小低気圧に伴うエコーがみられるが9時ごろにはTモードに移行している。12時には遠藤(1986)<sup>1)</sup>によって報告されている「カニの左手」のパターンが、また15時にはTモードからLモードへの推移がみられる。21時のLモードではオープンセルのエコーが広く散在しているのがみられる。

**3. アメダス資料による降雪分布と地上風系との関係**

この一連の降雪は第1図で示したようにピーク値で70mm(雨量相当)の大雪であったことに加え、風が比較的弱かったことが特徴である。これは前述の如くアメダスの時間降水量を使って詳細な降雪分布を解析するには最適の条件であるといえる。

上述の如く衛星画像からみると、この2日間の降雪は石狩湾小低気圧、Tモード、Lモード及び帯状収束雲の4つの型の雨雲によってもたらされた。そこで、これら4つの降雪様式に対応した時間における降雪量分布、特に最多降雪域の移動を追跡してみた。第12図がそれである。図の(a)は石狩湾小低気圧の期間の降雪の積雪値の分布で(e)はその期間における1時間毎の最多降雪域の重心点の移動である。この図をみるとこの6時間の降雪雲の中心は石狩湾の

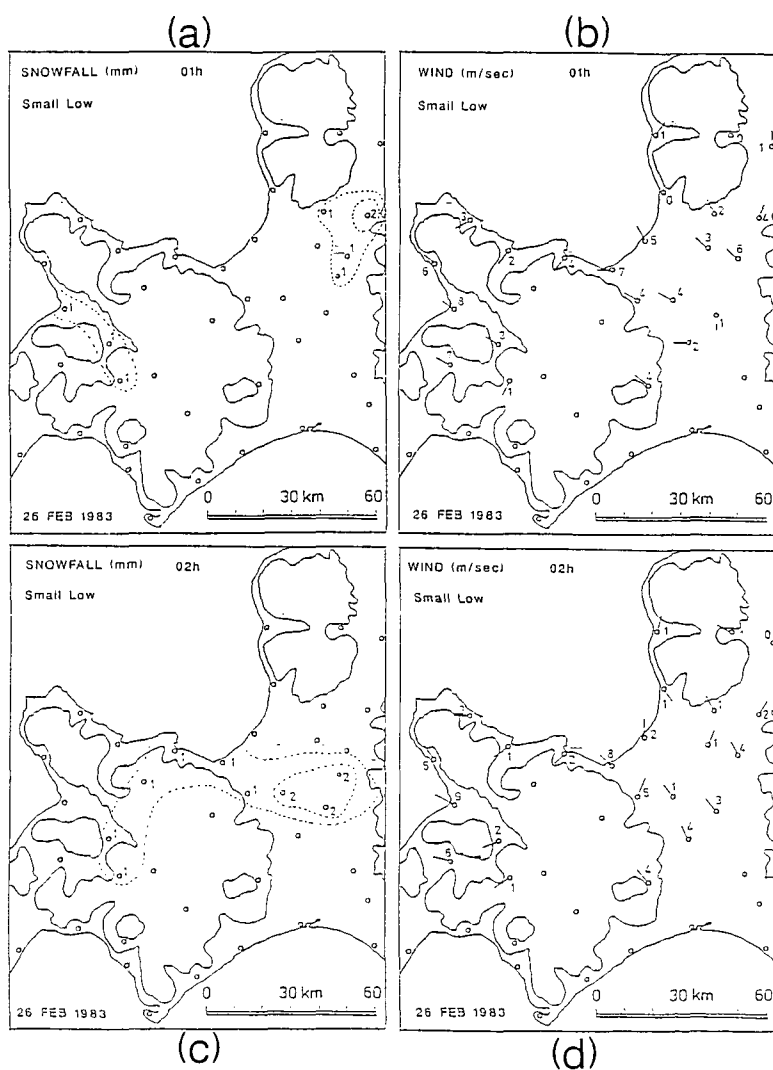


**第12図** 四つの降雪様式の識別とその特徴の比較。左より小低、Tモード、Lモード、収束雲の様式で上段は期間中の積算降雪水量(mm)の水平分布と下段は最多降雪域の時間推移で数字は観測正時を示す

南部の小樽近辺に上陸したことがわかる。一方、湾岸の北東部では、これと逆に降雪が少ないのが対照的である。このときの湾岸に沿った地上風系は第14図(b), (d)にみられるように低気圧性の回転になっていることから、この降雪分布が石狩湾小低気圧に特有な分布であるとみなすことができる。またこの間の降雪域は初めに石狩平野北部の内陸から始まり、その後次第に風上側へ移動したことが注目される。

第12図(b), (f)はTモードの降雪域である。この9時間の中に降った雪は主に石狩・山口など海岸部ほど多く、内陸深くまでは侵入しなかったのが特徴である。このときも多降雪域は8時から15時にかけて海岸付近を東から西に向かって一様に移動したことが注目される。

第12図(c), (g)はLモードの降雪分布である。多降雪域がそれまでと違って内陸深く侵入

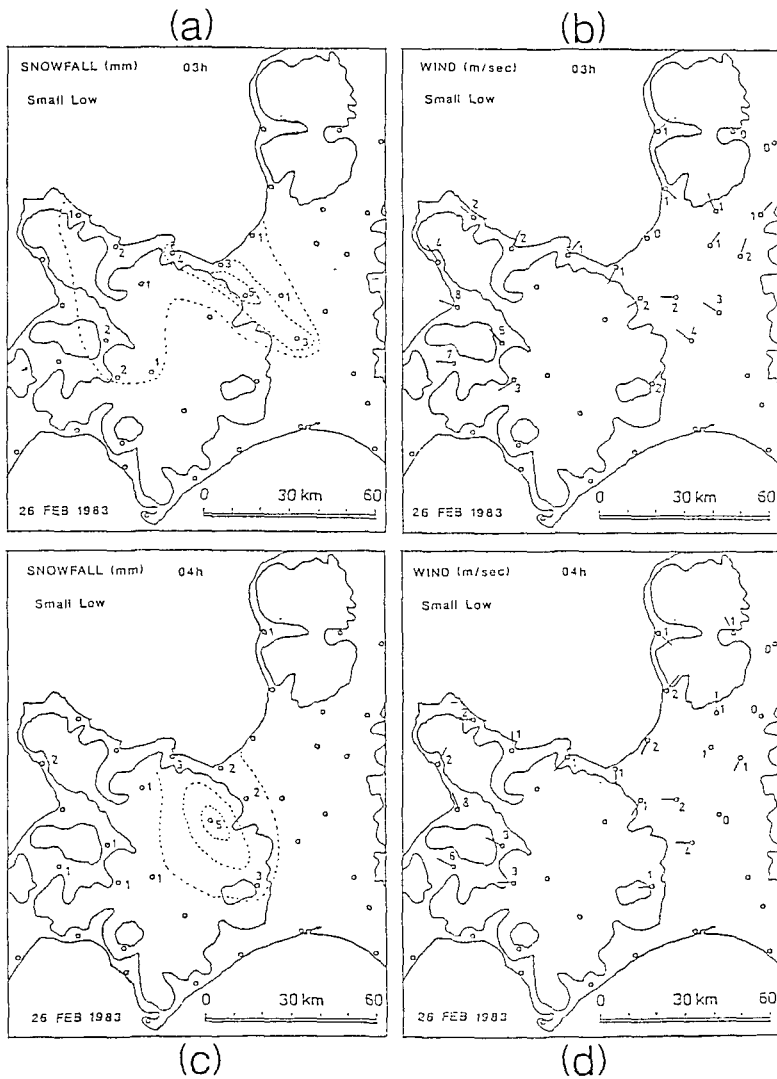


第13図 小低の例, 1983年2月26日1時(a), (b)と2時(c), (d)でそれぞれ(a), (c)は降雪分布(mm), (b), (d)は風向・風速(m/sec)を示す

したことがわかる。またこの7時間に降った雪は、他のケースに比べて幅広い分布となっているのが特徴である。Lモードの雲からの雪がなぜこのように内陸に幅広く降ったのであろうか。そのときのレーダエコーを調べてみると第11図の21時に示すように、オープンセル状の雲が水平方向に幅広く分散しそれらがそれぞれ独立に上陸した結果、そのようになったことがわかる。

第12図(d), (h)は北海道西岸带状収束雲のケースである。これは収束雲が長時間持続した約20時間の集計である。

多降雪域は再び海岸部に移り、それは札幌市を中心とする領域内でランダムに移動しているのがわかる。これは収束線が陸風と季節風の衝突によって形成された収束雲を境とする両風



第14図 小低の例, 1983年2月26日3時(a), (b)と4時(c), (d)で他は第13図と同じ

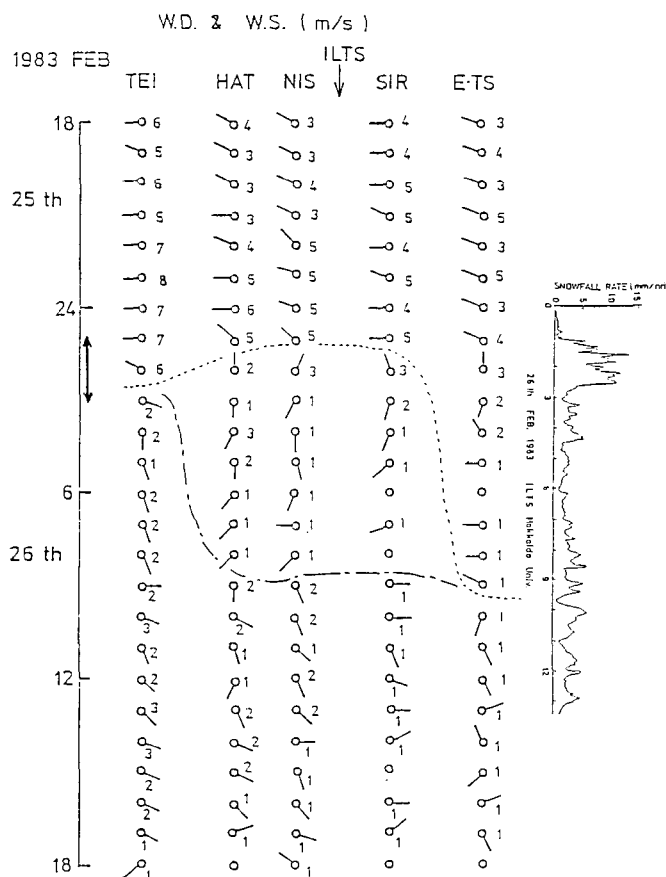
系の勢力の微妙なバランスの変動に伴って起るものとみなすことができる。

アメダスの風の毎正時の値はそれより10分前からの平均値であるのに対し、降雪水量は前1時間の積算値である。従ってそれを直接対比させるのは一般的には無理であるが、この場合の降雪の様式も風系も安定持続していたので比較してもよからう。そこでその間の連続する2時間の降雪量と風向速の分布を対比させながら、それらの関係を調べた。以下にそれを述べる。

### 3-1. 小低気圧の降雪様式

第13図は石狩湾小低気圧による降雪の初期の26日の1時と2時の連続する2時間の分布図で図の(a)と(c)は時間降水量(mm)を、また(b)と(d)は風向(16方位)・風速(m/s)をそれぞれ対応させてある。

降りはじめの26日1時の降雪は美唄、岩見沢など石狩平野の北東部にみられる。これは第5図(b)の画像で雲の上陸地点がここに対応していることと対応している。このときの地上風系は、平野部では主に北西風が一様に吹いていて、低気圧性の循環はみられない。次に2時になると多降雪域は平野部中央(野幌,長沼)部に移った。この2mmを囲む破線の領域では風

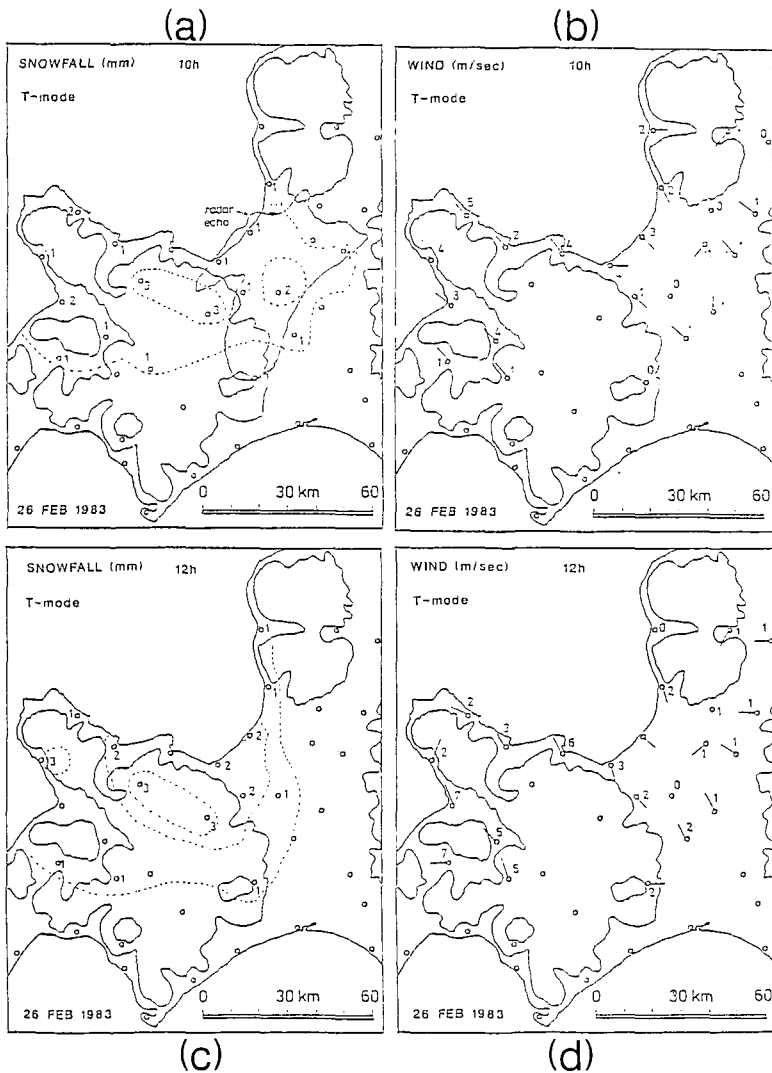


第15図 札幌市内の北西から南東に沿った手稲 (TEI)、発寒 (HAT)、西 (NIS)、白石 (SIR)、東月寒 (E・TS) の毎時の風向・風速の変化と北大低気研 (図中 ILTS) における降雪強度 (mm/hr)

が弱くなり、その風下側の風速が強まって、風上側の風速は余り変わらないか、やや弱まったといえる。これは北西風による一様な風系の上に強い降雪に伴う下降気流によって生ずる水平発散の風系が重ねられた結果と考えられる。

第14図はこの後につづく26日の3時と4時の降雪分布と地上風系である。3時には強い降雪域が札幌を中心とする石狩低地帯の南西寄りの手稲山山系沿に移行した。このときの山口、札幌、恵庭などの風向をみると山岳斜面での降雪に伴って生じた斜面下降流が放射状に流れ出しているのがわかる。

次に4時の図をみても、降雪域の中心は札幌から、さらに山寄りの小金湯へ若干移動しているものの、同様の風系が維持されているのが注目される。

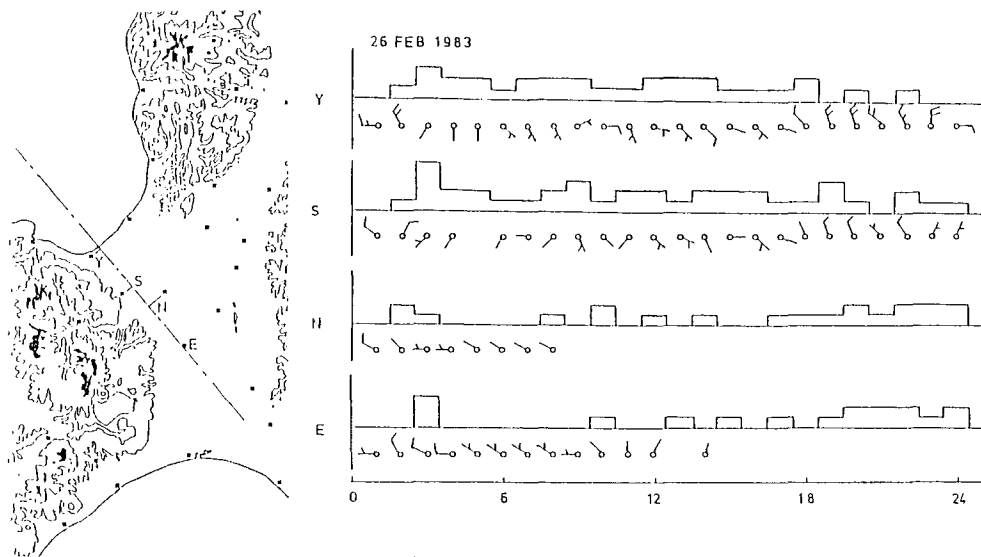


第16図 Tモードの例, 1983年2月26日10時(a), (b)と12時(c), (d)他は第13図と同じ

この現象を、さらに細かい観測網で調べたのが第15図である。図には第17図の一点鎖線で示す山口(Y)と恵庭(E)の線に沿って札幌市が大気汚染モニター観測のために設けた手稲(TEI)・発寒(HAT)・西(NIS)・白石(SIR)・東月寒(E・TS)の5つの風向風速の観測点の25日18時から26日18時までの一時間毎の値を示した。図の右端に示した降雪強度の時間変化は低温研(ILTS)屋上に設置された透過型視程計から求めたもので、その換算は藤吉ら(1983)<sup>2)</sup>の経験式を用いた。それによると石狩湾小低気圧による降雪は26日の1時頃から降り出した。その最初の降雪強度が最も強く雨量に換算して1時間当たり10mmを越す記録的な強い雪であった。しかもこれは約2時間の間、ほぼ一様の強度で降ったことがわかる。この強い降雪期間を図の左端に矢印で示した。この期間の強い降雪が地上風に与えた影響は、図の破線で囲った時空間に見られる。これは先に第14図でのべた斜面下降風の影響とよく対応している。

### 3-2. Tモードの降雪

第16図は26日10時と12時のTモードの雲による降雪分布と風系である。10時の降雪分布では、平野部中央の西野幌で1時間に2mmの降雪がみられるが、その地点をとり囲む観測点ではすべて1mmとなっており、一つの同心円状の分布がみとめられる。この雪を降らせたTモードの雲は「カニの左手」の形の雲として二本一組となって上陸した。これが第15図右端の8時以降の降雪強度の変化にみられる様に二つのピークをもつ降雪となっていることに正確に対応していることが遠藤(1986)<sup>1)</sup>によって報告されている。一方このときの風分布をみると降雪分布の中心地域の風は無風で、そこを中心として周囲へ水平発散する風系が形成されていることが注目される。降雪分布図(a)には参考として10時の千歳空港のレーダエコーの形を示してある。また12時には降雪の中心は10時よりやや風上側に移動しているが風系は10時とほぼ同様な水平発散がみとめられる。このことから降雪によって下降流がおり、これが地上における水平発散を形成するが、そのうち主風向と逆に風上側へ発散する風系が次の降雪域を

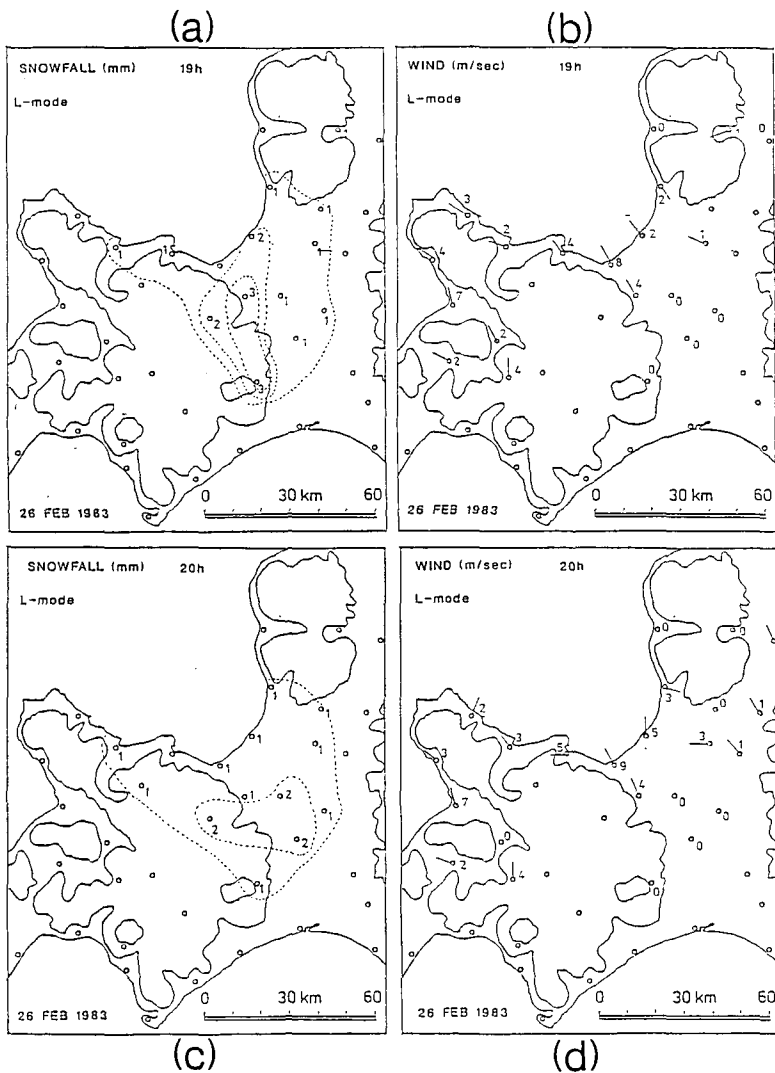


第17図 山口(Y)、札幌(S)、西野幌(N)、恵庭(E)に沿った時間降雪水量(mm/hr)と風向・風速の変化

風上側へ移動させる一因となっているとみなすことができる。なお10時と12時の降雪分布にみられる、もう一つの降雪分布のピークが赤井川と小金湯を結ぶ線上にみられるが、これは前述の「カニの手左」の要の部分に当る雪雲が降らせたものである。

第12図(b)に示したように、このTモードの雲は石狩低平地の海岸近くに強い雪を降らせた。この際、降雪に伴う下降流が石狩湾に向かって吹き出す小規模な陸風を作成するが、一方そのすぐ後方では主風向の風下側へ向かう風系が存在している。これは第17図の山口(Y)から恵庭(E)を結ぶ主風向に沿った線上の風と降雪の時間変化のなかで、9時から15時には西野幌(N)を中心に風系が分かれていることから明らかである。

このTモードの成因を八木(1985)<sup>3)</sup>による雲内のシャープベクトルとして検出するため、03

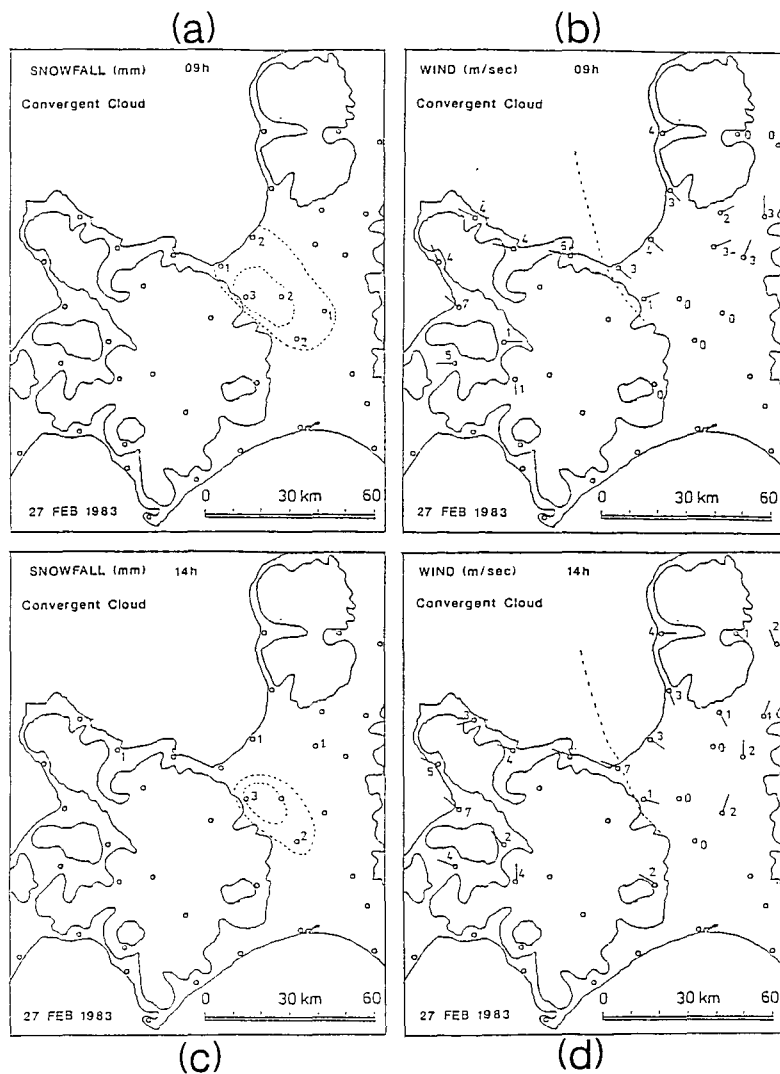


第18図 Lモードの例, 1983年2月26日19時(a), (b)と20時(c), (d)他は第13図と同じ

時、09時、15時の札幌のゾンデの風を調べたが有意なシャーベクトルは検出されなかった。しかし第6図の雲画像にみられるように、もともと存在した北西風の筋状雲の帯に後から南下して来た低気圧性渦の後面の北東風系が収束しているので、下層の北東風に上層の北西風が重なり、石狩湾より遙か沖合の海上では南西のシャーベクトルが形成された可能性が十分に期待される。しかし、これが上陸以後は逆向きの下層風と結合して風の鉛直分布が急激な変形を受けた結果、札幌のゾンデ観測にはシャーベクトルが現れなかったものと推定される。

### 3-3. Lモードの降雪

第8図の雲画像の変化にみられるように、Tモードの場が東へ移動した後は、その南西側に隣接するLモードの場が石狩低平地に及んできた。第18図はLモードの雲による降雪分布と風系である。19時と20時の連続した2時間についてみると、いずれも降雪域が、これ以外



第19図 収束雲の例，1983年2月27日9時(a)，(b)と14時(c)，(d)。他は第13図と同じ

のどのケースよりも内陸へ進入しているのがみとめられる。そのときの風系は、これまでとは違って海岸部の風速が8~9 m/sと強く、しかも北西風が地上に及んでいる。それに対し強い降雪をみた内陸部は無風状態であることが注目される。

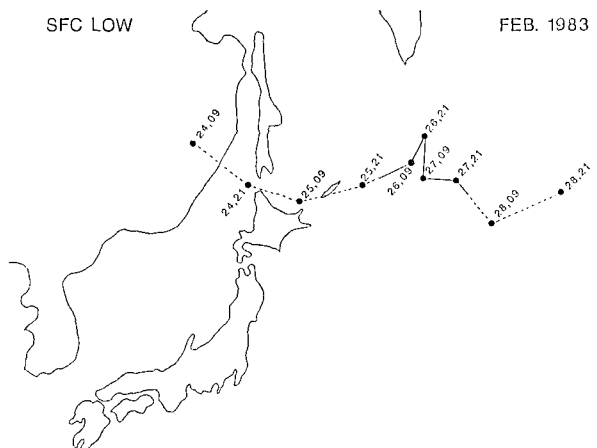
#### 3-4. 北海道西海岸带状収束雲の降雪様式

この降雪様式は20時間余りも持続したのでその安定継続期間の時間的に離れた二例をとりだしてみる。第19図は27日9時と14時の降雪分布と風系である。風系はいずれの場合も深川方面の谷型地形から北東風が石狩平野を経て石狩湾へ向かう内陸の寒気流出の気流系と積丹半島全域にみられる風上側海上からの北西の季節風とから成る。これらは図に破線で示す境界で衝突して一種の収束線を形成している。強い降雪域は、この収束線の直ぐ風下側にみられる。またこの収束線の位置は時間とともに多少の変動がみられ、それに伴って降雪域も移動した。しかしこの様式の間はほぼある限られた範囲内に陸上の収束線の位置が維持されたことは石狩平野を囲む地形による効果として注目される。

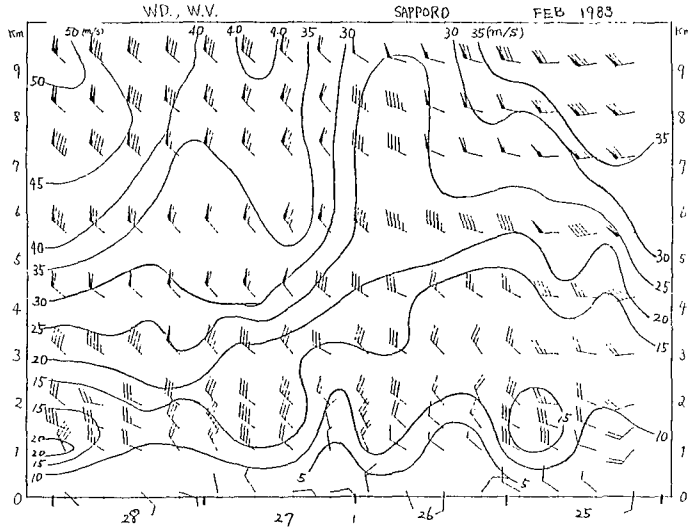
### IV. 考 察

この1983年2月26日-27日の大雪については小林ら(1986)<sup>4)</sup>の研究報告がある。彼らはその中で、特に北海道西岸带状収束雲の成因と維持機構について解析している。ここではこの一連の大雪を石狩湾小低気圧・Tモード・Lモード・西岸带状収束雲の4つの段階に区別した。これは石狩平野を中心として、そこに到来する現象を時系列として扱ったことによっている。しかしこの大雪の発生から消滅まで北海道とその周辺を含むスケールでとらえるとき、この石狩湾小低気圧は西岸収束雲の一つの顕著に発達した段階として取り扱われることも多い。またその出現の順序も、かなり変則的である。しかし、この収束雲と小低気圧の風系は極めて酷似しているために区別できないことが多いのも事実である。したがって、ここでも長時間安定して存在した西岸带状収束雲の成因に関連して、いくつかの気象条件について調べてみよう。

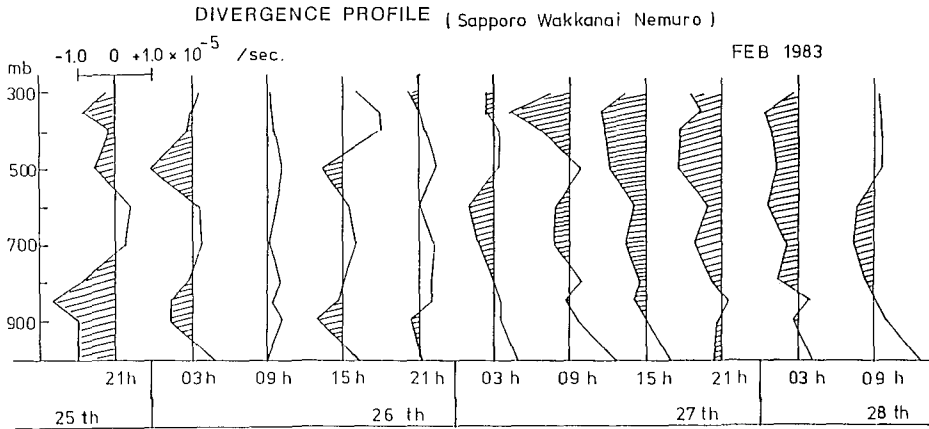
第20図はこれら一連のストームの大きな原因となっている主低気圧の中心位置の推移を示したものである。この解析を行った26日から27日の主低気圧の位置を実線で示す。収束雲が形成されるまでは、この低気圧は一樣な速度で東進していたが収束雲の発生した26日21時ごろから低気圧の中心は東進を止め、逆もどりして南下しているのが注目される。一方、その時の札幌のゾンデによる風の時間断面図を第21図で見ると高度4000~5000 mより上層の風が、その頃から強くなり、それまで西風であったものが北西風となっている。北海道の東に存在する低気圧の東進が止ま



第20図 主低気圧の中心の移動実、線部が解析期間



第 21 図 風向・風速の時間断面図，他は第 2 図と同じ



第 22 図 札幌，稚内，根室の三点で囲まれる三角形内の収束発散の高度分布の時間変化 (1/sec)

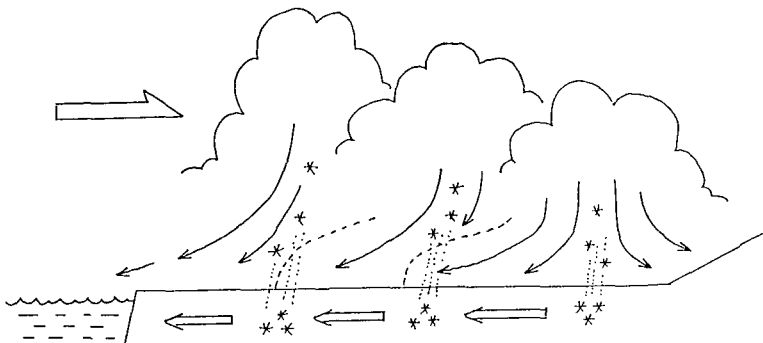
り、西側の上層の西風が強まることにより、北海道の中央部の上空では収束の場となることが期待される。そこで、札幌・稚内・根室の三点の三角形について収束発散の鉛直分布を調べてみた。これが第 22 図である。図の斜面をほどこした部分は収束を、また、白い部分は発散を示す。小低気圧による降雪のあった 25 日 21 時と 26 日 3 時には下層で収束、600 mb 付近で発散となっていて、その間の高さが上昇場であることを示している。また T モードと L モードのみられた 26 日 9 時と 15 時及び 21 時には収束発散がともに弱く不明瞭である。それに対し、収束雲の発生初期の 27 日 3 時には上空 600 mb に収束が現われ、これが時間と共に上空 300 mb にまで及び 28 日 9 時には再び下向へ移動して弱まっていくのがわかる。またこの間のすべてについて下層 800 mb 以下の接地層は発散になっている。したがって、その間の高度は下降流の場であったことがいえる。またこの折線の勾配が上空ほど一定であることから、この沈降流

の領域は、ほとんど全層にみられるといえる。この北海道全体の大気が全層を通じて沈降することは、上空の大気は寒気であることも加えて、これは極めて乾燥して透明度も高くなることになる。そこでは雲があっても、それは晴れてしまい、大気中の水蒸気の絶対値が低い状態となる。これは長波の放射を促すことになり、地表の冷却による内陸の寒気の形成が進む。その結果、この寒気が西海岸から海上へ流出して、北西の季節風と衝突して収束雲を形成するに至るものと考えることができる。

この大雪の期間中の降雪にはアラレや雪片がよくみられたが、一つの特徴として、小粒で、落下速度の速い雪粒子が高い空間密度で降っている期間が長かったことが挙げられる。入川ら(1984)<sup>5)</sup>によると観測された雪粒子の粒径分布は直径1mmに鋭いピークをもつ狭い分布であることが示されている。また彼らの観測にもとづく数値実験では $-10^{\circ}\text{C}$ の高度における上昇流が、この雪粒子の成長の大部分を荷っていたことが示されている。一方、高橋ら(1985)<sup>6)</sup>の雪粒子の成長に関する厳密な室内実験の結果、 $-10^{\circ}\text{C}$ 付近で成長する結晶は縦横の長さの差が小さいisometricな形状のため落下速度が大きく、そのため、余り大きくならないうちにrimingによる雲状捕捉成長の過程を選ぶことになることが示されている。したがってますます落下速度が速くなることになる。

この小粒で落下速度の速い雪粒子が多数、長時間降るとき、雲底下の大気中では蒸発による下降気流が生ずることが期待される。事実、この大雪の期間の地上風分布においては、その一般風が全体的に弱かったこともあって、いたるところで降雪現象に起因する下降気流がもたらしたと考えられる水平発散場がみとめられた。しかも、これが、次々とつづく降雪域の移動の原因として一役かっているものと考えられる。第23図は、これを模式的に表わしたものである。初めに到来した雲は比較的抵抗なく内陸奥深く侵入し、山際で雪を降らす。この降雪による下降流がつくる地上の水平発散流の一部が、次からくる雲に向かうところで陸面前線の働きをする。そのため次の降雪域は風上側へ移動される結果となる。これが進行すると降雪域は海岸部へ押しやられ、内陸に入って来れないことになる。その良い例が第12図(e)の石狩湾小低気圧の場合で、最多降雪域が低気圧性の回転方向に沿った進入経路に対して逆行しているのがみられる。

この大雪は地上風が弱かった、アメダスの降水量の記録を解析に利用するに最適な条件で



第23図 降雪に伴う下降気流が、次の降雪に影響して、降雪域が風上側へ移行する様式の概念図

あった。そのため降雪様式と風系の関係が明瞭に分別され、それぞれの成因を考察することができた。その結果、それぞれの動態や相互の関り合いが、あるていど明らかにされた。また降雪に伴う下降気流の効果を無視することができないこと、及びこれを含む境界層内の気流系が降雪雲の降水化の促進と生産された降雪の地上への分配の機構に影響する重要な因子であると考えられた。これらは降雪の短時間局所予報の量的精密度を高める上で無視することのできない降雪現象の動態であるといえる。

## V. おわりに

以上、1983年2月26日から27日にかけて札幌を中心とする石狩地方に大雪をもたらした雪雲の衛星画像、アメダスの降雪及び風資料、レーダ画像等の解析を行った。その結果、石狩地方に次々に侵入してきた雪雲は、石狩湾小低気圧型、Tモード、Lモード、及び帯状収束雲の4つの型に分類でき、この例では、この順序で起ったことがわかった。これら4つの型の雲系がもたらす雪の降り方の特性、及び降雪時の地上風系を調べた結果、強い降雪に伴う下降気流が地上で水平に発散したこと、また、この水平発散流がもとの風系と相互に作用し合って多降雪域を移動させたことなどがわかった。

また、この一連の大雪は、強い低気圧の通過後の強い寒気の侵入、その低気圧が千島列島中部付近で一時停滞したことに伴う北東気流の北海道北部への流入、それら気流系と石狩湾や石狩平野周辺の山岳地形とが相互に関り合った結果もたらされたものと解釈された。

本研究は文部省自然災害科学特別研究（代表：石原安雄京大教授）の科学研究費の下に行われた。衛星資料の導入については気象庁気象衛星センターの解析課の方々、またレーダ画像及び高層気象観測資料については札幌管区气象台の方々の御協力をいただいた。以上の方々に深甚なる謝意を表します。なお解析補助は大学院生の小西啓之（現在、大阪教育大学）、立花義裕の両君によった。記して謝意を表す。

## 文 献

- 1) 遠藤辰雄 1986 資料解析による降雪雲の二層構造の解明. 昭和57—59年度北海道大学特定研究経費研究成果報告, 25—32.
- 2) 藤吉康志・若浜五郎・遠藤辰雄・入川真理・小西啓之・竹内政夫 1983 札幌における一冬間の降雪強度と視程の同時観測. 低温科学, 物理篇, **42**, 147—156.
- 3) 八木正充 1985 冬期の季節風の吹き出し方向に対して, おおよそ直交する方向にロール軸をもつ大規模な雪雲—対流雲の走向についての解析と理論的な検討—. 天気, **32**, 175—187.
- 4) 小林文明・菊地勝弘 1986 北海道西岸に発生する帯状収束雲の事例解析. 日本気象学会北海道支部「支部だより」, 第32号, 26—27.
- 5) 入川真理・遠藤辰雄・山田知充・若浜五郎 1984 雪結晶ゾンデによる降雪雲の事例解析. 低温科学, 物理篇, **43**, 101—112.
- 6) 高橋庸哉・福田矩彦 1985 雪結晶の成長に伴う諸物理量の変化について—低雲水量の場合—. 日本気象学会講演予稿集, **48**, 195.

### Summary

Sapporo and the surrounding areas had a notably heavy snowfall distributed in coaxial circle isoplethes of snow depth with the center of peak values at the urban area of the city from 26 to 27 February, 1983. The total depth of accumulated snow at the center was observed to extend up to 1 m or more by the time the disturbance came to an end.

A series of disturbances was divided into four marked types of cloud systems, namely, small depression type, transversal mode type, longitudinal mode type and convergent cloud type. The data used for this division are the images from the Geostational Meteorological Satellite (GMS) and the hourly snowfall distribution pattern obtained from the data of snow gauges, which were considered reliable because the surface wind was weak over the areas then.

Analysis of the shape of the snowfall distribution in each type disclosed a difference from the coaxial circle distribution of the total snowfall. In the first, second, third and fourth types the heaviest snowfall area was distributed, respectively, in the west coast area of the Ishikari Bay and the mountainous area behind them; along the central coast of the bay; into the inland area rather than the coastal area; and along the convergent line of surface winds.

Some horizontal divergent flows were observed radially from the periphery of the heaviest snowfall areas in the first and the second types. These phenomena are considered to have been caused by the downdraft accompanied by the snowfall.

Furthermore, in both the types, the center of hourly snowfall distribution was detected to move to the upstream of the surface wind from the inland area at the initial stage to the coast area at the final stage. It may be considered that the surface divergent flow caused by the downdraft of the first snowfall forms some kind of front, which prevents the next cell from proceeding, and causes it to climb and precipitate there in turn.

Especially, in the fourth type, the analysis reveals that the centers of snowfall areas did not move and the snowfall continued for a relatively long duration. Therefore, it is noted that most of the accumulated snow depths were brought about by the convergent cloud system.