

北海道石狩湾付近の降雪のレーダー解析*

齋藤 実**・陳岡 富二男**・松田 一**
里見 穂**・小花 隆司**

要旨: 石狩湾付近の大雪は発達した低気圧前面で生ずるもの、季節風時のバンド状エコーによるもの、および西海岸に小低気圧が解析されるようなときの弧状のエコーによって生ずる場合との三つに分けられる。それぞれの型に対応したエコーの特徴と気象状況との関連を札幌レーダーの観測結果をもとに解析した。とくに、西海岸低気圧については大雪をもたらす暖湿気の収束が重要であることがわかった。

1. はじめに

最近、積雪期間の交通が高度化するにつれて、毎冬、数回は起こる局地大雪（通称ドカ雪）による交通障害が世間の関心を集めるようになった。

むかしから北海道では降雪の予報が重要な問題であったから多くの降雪についての調査研究が行われてきた。その中でも重要な結果はドカ雪に関連した西海岸小低気圧の考えであろう。冬期季節風型気圧配置の末期に気圧傾度がゆるむと北海道西海岸に小低気圧が発生し、それが局地的大雪をもたらすというのである（長谷川, 1945; 石井・武石, 1953; 札幌管区气象台, 1963; 下田 1965; 小野寺 1965）。これの成因については晴れた夜の内陸の放射冷却による海陸の温度差が相対的な気圧差をつくるためと考えられてきた。また、この局地的高・低気圧に伴う気流系から北陸地方と同様に石狩不連続線と表現した人もある（荒川, 1963）。最近、杉中（1964）は地形によってできる渦が小低気圧になりうるし、これに上層の寒冷低気圧が重なると発達して豪雪をもたらすほどにもなると主張している。

また、小低気圧とは別に樋口（1963）は降雪域の集中化は降雪雲およびそれからの降雪域がバンド構造をもっているのが重要な要因であると述べ、河村（1961）は降雪に対する地形効果の重要性を示した。

また、竹井（1963）は統計的には上層の寒気の強さと相関が大きいことを示したが、下層大気の安定性が一義的に重要だとも考えられている（岡林）。最近、北陸地方と同様に上層の寒気ドームの存在が重要で、その南縁

に収束帯ができて豪雪をもたらすとも考えられている（中岡・山崎, 1966）。

札幌でレーダー観測が行われて三冬、さらに気象衛星の観測も利用できるようになって降雪についてのこれまでの考え方が変わってきているともいえる。レーダーは降雪の中・小規模現象としての特徴を明らかにし、特徴的は降雪パターンの時間・空間的に連続な変化についての知識を豊富にしてくれた。

北陸地方の降雪のレーダー解析については、すでにいくつかの報告があるが、ここでは北海道石狩湾付近の降雪についてレーダー解析を中心に述べたい。

2. 降雪のエコー・パターンの特徴と分類

降雪のエコー・パターンはその特徴から次の三つの型に大別できる。

- (1) 低気圧前面の広範囲に広がった一様な感じのエコー、筋がみえたりしま状になったりすることが多い。
- (2) 季節風型気圧配置のときの線状エコー、小さなエコーセルの集り。
- (3) 北海道西海岸が局所的低圧帯になるとき低気圧性廻転を示す弧状のエコー。

大雪もこれらの型のそれぞれに対応した場合がある。以下の各節でそれぞれの型の降雪について述べる。

3. 低気圧前面の降雪エコー

冬期間、日本海で急激に発達した低気圧が北海道周辺を通過して千島方面に抜けることが多い。その低気圧は前面に広い降雪範囲をもち、ときには太平洋岸に大雪をもたらす。このときのレーダーエコーは広範囲にわたっての一様な上昇流に対応した広く融けた感じの面エコーとなる。これは雨の場合と同様である。しかし、一様な面エコーの中に筋または縞状構造のみられることが多い。第1表は1964年12月～1966年2月の二冬期間、中心が北

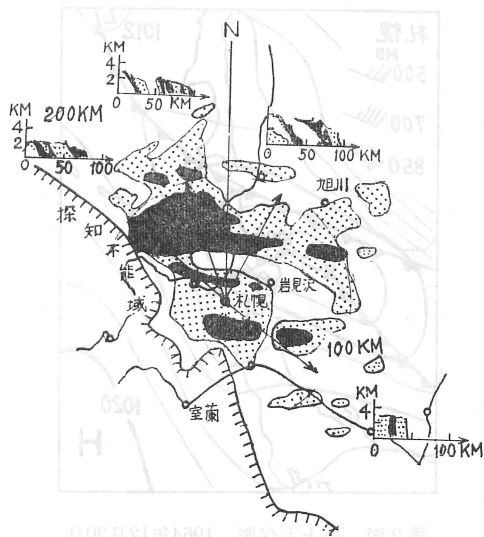
* Radar Analysis of the Snowfalls in the Vicinity of the Ishikari Bay in Hokkaido.

** Minoru Saito, Fujio Jinoka, Hajime Matsuda, Minoru Satomi, Ryuji Obana 札幌管区气象台—1967年8月11日受理—

第1表 低気圧前面のエコーの型

1964年12月～1965年2月
1965年12月～1966年2月

エコーの種類	例数
層状エコーを伴ったもの	17
なめらか・筋なし	4
700mb の流線に平行な筋をもつもの	8
700mb の流線に直角な筋をもつもの	5
不規則な形のエコーを伴ったもの	3
エコーなし	3
計	23



(a) 1964年12月30日 14時30分

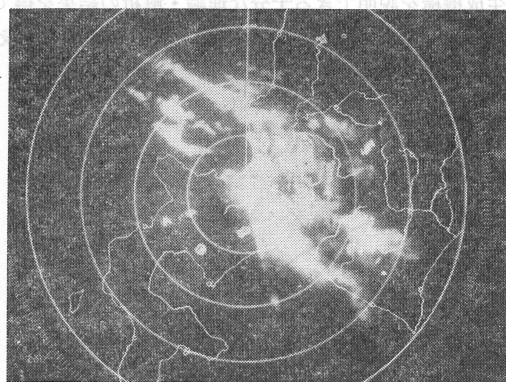
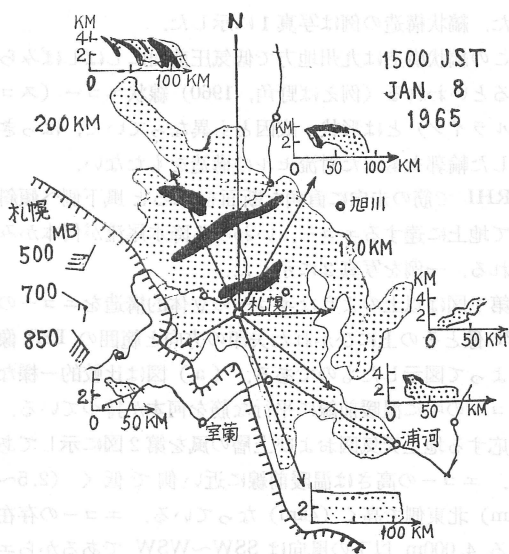


写真1 低気圧前面の筋状エコー

1966年1月17日 12時10分 El. 0.5° 距離マーカーは50kmごと



(b) 1965年1月8日 15時0分

第1図 低気圧前面の筋状エコーの立体的構造
斑点の部分は弱エコー、黒い部分は並以上の強さのエコー

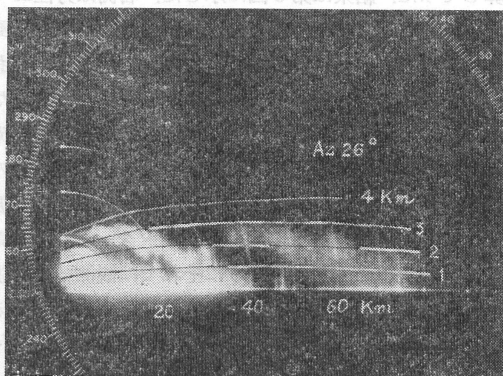
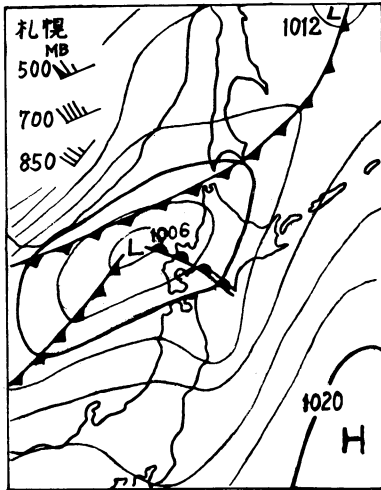


写真2 筋状エコーの示す尾流

1964年12月30日 14時44分 Az. 26°

海道付近を通った23の低気圧についてその前面（中心の通過前3～6時間前で温暖または閉塞前線に伴う）のエコーを調べたものである。これによると74%（17例）

に温暖前線特有の層状エコーが現われ、その大半（15例）に筋がみられ、筋の走向は700mbの等高度線に平行（交角30°以内）なものと同角（交角60°以上）のものが半数くらいずつであった。なお、交角が30～60°のものではなく、なめらかで筋をもたないエコーは低気圧の中心付近にみられた。また、たがいに直交する筋を同



第2図 地上天気図 1964年12月30日

時にもつものもあったが特徴のはっきりしている方に含めた。縞状構造の例は写真1に示した。

この縞状構造は九州地方で低気圧前面にしばしばみられるといわれる(例えば野角, 1960)線状エコー(スコールライン)とは形状・成因とも異なっていて、はっきりした輪郭をもった対流セルの構造をもたない。

RHI で筋の走向に直角な断面をみると風下側へ傾斜して地上に達するエコー、いわゆる降水尾流が何本かみられる。一例を写真2に示した。

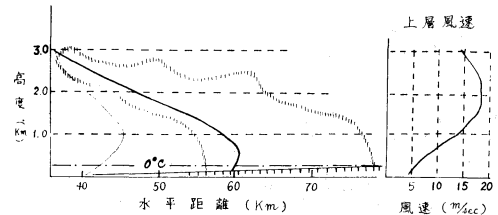
第1図は以上のようなエコーの立体的構造をエコーのPPI像とその上にひかれた矢印の方向と範囲のPHI像によって図示したものである。(a)図は比較的一様なエコーの中に温暖前線に平行な筋を何本か持っている。対応する地上天気図および上層の風を第2図に示してある。エコーの高さは温暖前線に近い側で低く(2.5~3km)北東側で高く(4km)になっている。エコーの存在する4,000m以下の風向はSSW~WSWであるからエコーの走向とは直角に近い交角をもっている。風下にあたる北東方向では一つ一つの筋に対応してとびとびの生成域から落下する降雪尾流が明瞭で、4km落下する間に30~50km流されているのがRHIでよくわかる。

(b)図は下層の流れに平行な筋が目立つが強いエコーの部分(陰影部)がそれと直角な線状を示している。前線に近い南東側では垂直にはほぼ一様なエコーを示しているが北西側では前例と同様に明瞭な尾流がみられる。これは平面的には低気圧中心(または温暖前線といってもよい)付近では一様な面エコーで中心から離れると筋状

構造が目立ってくるということに対応する。これが低気圧前面の雪エコーの一つのモデルで第1表の結果でもそれが確かめられたし、Douglas, Gunn and Marshall (1957)の観測事実とも一致する。

これまで、生成セルとそれからの尾流に関する多くの研究がある(例えば柳沢, 1967)。以上に述べてきた低気圧前面のエコーの筋状構造も一応生成セルが線状に配列したと考えてよいように思われる。

また、筋の走向についてはエコー層の風向と平行な場合は次節で述べるしゅう雪のエコーバンドと同じ原因によっているのであろうし、風向と直角の場合は前線面などでの波動を考える必要があろう。しかし、まだそれらの生成機構を説明できる十分な理論・解析の結果を得ていない。しかも、降水尾流の生成についての従来の考え方が常に成りたつようには思えない。



第3図 降雪の尾流と風速の垂直分布からの推定

試みに第1図(a)における風下方向(方位26°)のRHI(写真2)で降水尾流の形を札幌の上層風を用いて計算してみた。結果は第3図に示した。右側は方位26°方向の風速成分の垂直分布である。左側にはエコーと風速の垂直分布にもとづいて計算した尾流の形を示してある。細実線はエコー頂がその層の風で流されるときのものであり、太実線は計算結果が観測された尾流の形に合うように生成層の移動速度を定めたときのものである。両者とも雪片の落下速度は1m/secで一定と仮定している。普通は落下速度をパラメーターとして計算するが、細実線でみられるようにそれでは観測結果を説明できないので、生成層の移動速度を変化させて考えた。また、落下速度1m/secは0°C層が地上300m付近にあるし拡がりをもった尾流の風上側(大きな雪片に対応する)に合わせたのではほぼ妥当な値であろう。なお、0°C層以下での落下速度の急激な変化はこの例では観測高度の関係で考慮する必要はない。計算の結果、生成層の移動速度はその層の風速の約半分の7.8m/sec(28 km/hr)となったが、これは10分ごとのPPI写真

第2表 季節風パターン時のエコー型
1964年12月～1965年2月
1965年12月～1966年2月

エコー型	B	C	I	A	NE	合計
気圧型						
M ₁	16(45) [%]	8(22) [%]	7(19) [%]	5(14) [%]	0	36(100) [%]
M ₂	53(57)	18(19)	17(18)	5(5)	0	93(100)
M ₃	17(33)	15(29)	18(35)	1(2)	0	51(100)
F	8(40)	3(15)	8(40)	1(5)	0	20(100)
計	94(47)	44(22)	50(25)	12(60)	0	200(100)

B: バンド状エコー, C: 小さなエコー・セルの集合, A: 面エコー, I: 不規則な型のエコー, NE: エコーなし

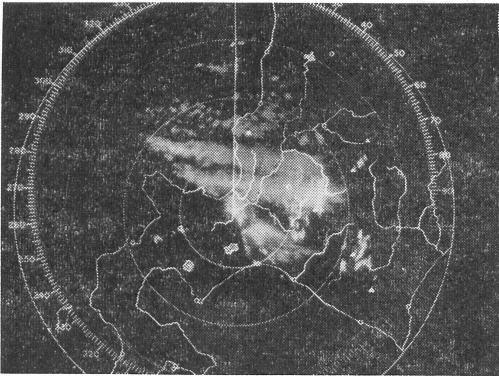


写真3 冬期季節風時のバンド状エコー
1964年11月22日 10時12分 El. 0.5° 距離マーカーは50kmごと

から求めたエコーの移動速度 30km/hr とよく一致する。また、これはエコーを生じている擾乱系の移動速度と考えることもできる。したがって、エコー生成域はその層の風で流されるのではなく、擾乱系の中の一定の位置にあって擾乱系とともに移動していると考えられる。これは寒冷前線に伴う線エコーの生成機構を説明するために立平 (1963) が考えたエコー発生域と共通する考え方を示しているともいえる。しかし、確かなことは今後の研究によりたい。

4. 季節風型気圧配置時の降雪エコー

冬期季節風型気圧配置のときにはバンド状エコーの出現することが非常に多い (写真3)。第2表は第1表と同じ期間について気圧配置 (いずれも季節風時) の型と出現したエコーの特徴を調べた結果であるが、バンド状エコーが47%を占めており他の気圧配置での出現率は15

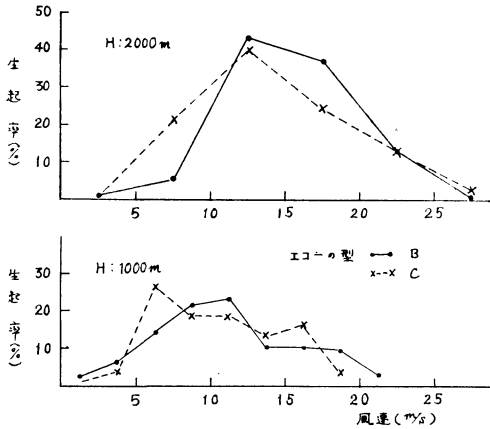
%程度であるから季節風パターン時にこの型のエコーの出現しやすいことがわかる。第2表は9時と15時の定時観測の資料について調べたものであるが、とくに大雪のとき (低気圧前面での場合を除けば) はエコーバンドが明瞭にみられるので季節風時の代表的エコー型である感じが強い。エコーバンドは複数の場合が大半で探知範囲内 (ほぼ 150km) に4本以上みられることも少なくない。バンドの幅はほぼ 10~30km で 10~20km のことが多く、また、その間隔は 10~80km にわたり 20~50 km のことが多く、エコーによって示される瞬間的な降雪範囲はきわめて局所的であることがわかる。局地的大雪の場合は幅の広い強いバンドが一本だけある場合と数本のバンドの中とくに一本が強化されている場合とがある。

また、小さなエコーセルの集合からなるエコーパターン (エコー型 C) も季節風時には格段に多く、バンド状エコーと合わせて約70%の出現率で、この二つの型が季節風型気圧配置の特徴的なエコーといえる。なお、季節風時には NE は皆無でどこかでかならず降っていることもわかる。

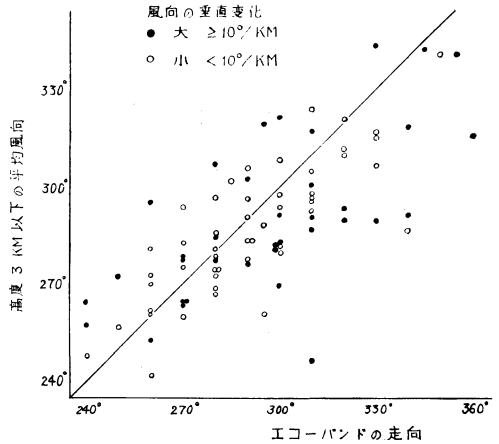
第1表に示した季節風時の気圧型の区分は次のようである。

- M₁: 低気圧の通過直後で中心位置が北海道からほぼ 500km 以内の近海にある場合 (次節に関連した型)
- M₂: M₁ 以外で気圧傾度が並以上のもの
- M₃: 気圧傾度が弱い (北海道をはさむ等圧線 間隔 4 mb 以下)
- F: 二次的な寒冷前線が石狩湾付近にあるとき

季節風時の特徴的なエコーパターンとしてバンド状とセル状の二つの型について述べてきたが、バンド状エコーは後者の型のエコーセルが線状に配列したものと考えられる。等エコー装置などでエコーの強い部分のみ表示させればそれが一層良くわかる。とくにこのことは海上で目立つが、陸上では常に輪廓がぼける。これはしゅう雪のセル状エコーは中心部分があられによって占められているためと推定できる。これは RHI で尾流の状態を調べることで確かめられる。線状配列が目立つかどうかは大気下層の安定度や風の分布によるはずである。すでに樋口 (1963) は Kuettner (1959) の考え方をういて石狩湾付近の雪雲のバンドが風の垂直分布に jet-like な曲率をもつときに発生していることを示したし、孫野・山崎(1966)はそれを実験的に確かめた。また、浅井(1966)は北陸地方の雪雲のバンド構造もその考えで説明できる



第4図 エコーの型と風速分布



第5図 エコー・バンドの走向と下層の平均風向

としている。最近、土屋 (1967) は風の垂直シャーが小さいとき雲のパターンは対流セル状であるが大きくなるにつれて風向に直角になり、さらに大きくなると平行になると主張している。

第4図はエコー型 B (86例) とエコー型 C (38例) について大気下層の風速を比較したものである。高度 2,000m は季節風時の平均的なエコー頂に相当する。セル状パターン時には 10m/sec 以下の頻度が多く風速の大きいときはバンド状になりやすい傾向は認められるが、断定できるほどの結果でない。第2表でも気圧傾度の大きい M_2 型でバンドが多く、気圧傾度の小さい M_3 型でセル状が多くなっている。バンド状とセル状の違いは、風の垂直分布だけでなく下層の安定度にも関係していると考えられる。そこで、比較的明瞭なバンド状エコーとセル状エコーのそれぞれ10例づつを選び温度と風の垂直分布を比較してみたが、両者にはっきりした差異があらわれなかった。

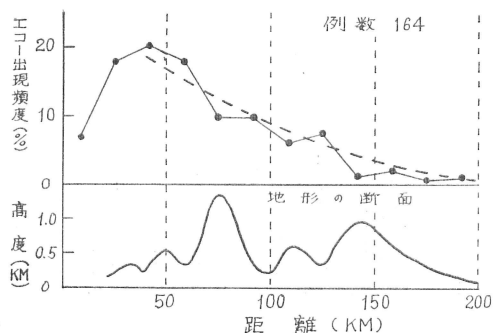
季節風時のエコー頂は石狩湾付近で 2.5km 以下のことが多くバンドの走向はそれ以下の風向とよい対応を示す。これについては多くの人 (例えば立平, 深津;1965) が 850mb の等高線との対応を示しているし、宮沢 (1965) は 1,000~500mb, 850~500mb の風のシャーの方向に平行であると説明している。第5図はエコーバンドの走向と札幌上空の 1, 2, および 3km の風向の平均を比較したものである。77%が $\pm 20^\circ$ の範囲で一致している。しかし、当然のことであるが鉛直方向の風向差が大きいときや低気圧の通過直後で風向が 360° に近いときなどは不一致が目立つ。図中黒丸は高度 1km と 3km の風向差が 20° 以上のものを示すが、風向とバンドの走

向が一致した場合を示す座標軸と 45° の交角をもつ直線からの偏差が大きい。この直線を一応回帰直線と考えて相関係数を求めれば全体では78%, 白丸だけでは81%になる。なお、観測されたエコー頂高度の風向を用いて同様な比較を行なったが、垂直の風向差が少ない白丸については83%となったが、全体では66%と平均風向に比べて相関はかなり小さくなった。第6図からも下層風向との関連がわかる。

しゅう雪のバンド構造はその多くが広い範囲にわたるごく下層の対流不安定場で生ずるものであって、これらについてはスコール・ラインや集中豪雨などでみられる線状エコーあるいは降水尾流などと生成機構を異にすると考えるべきであろう。風のシャーの方向と一致することは根拠が薄く、比較的变化の少ない流れの場に発生した対流セルが垂直の風速差で変形されたり、風下側に降水を生成させやすい状況をみずからつくりだしたりし、風向に沿って線状化するものと考えられる。

エコーの連続撮影によって作った映画によれば、風向が変わったときエコーバンドは直ちに走向を変えることなしにそのまま新たな流れの方向に平行移動し、やがて不連続的に新たな風向のバンドが出現するのがみられる。エコーバンドの幅は狭いので瞬間的な降雪範囲はきわめて局所的である。エコーの線列が移動すれば各地でにわか雪が降ったり止んだりすることになり、エコーバンドが強まり停滞持続すれば局地的な大雪となる。局地大雪にはエコーが強まることと同時にエコーパターンの持続性を重要視する必要がある。

エコーバンドの内陸への入り方や強まり方にはエコー



第6図 海岸線の地形とエコーの出現率

の背が低いだけに地形の影響が非常に大きい。石狩湾の北西に開いた形が西西北～北の気流に与える収束作用、石狩湾の西側の積丹半島の北西～北の流れに対する収束作用、西からの流れに対する先端での収束効果などが大きい。海に向かって開いた谷間の吸い込み効果は大きく映画では海岸に近づいたエコーセルが谷間に吸い込まれることがしばしばみられる。第6図には札幌の北の海岸線の地形とそのすぐ沖合でのエコー出現確率を示したが、谷間で出現確率が大きく嶺で小さいことが明瞭にでている。なお、破線は $\exp(-ar^{1/1.6})$ の曲線の一部でレーダーによる相対的な降水探知確率と考えてよい。ここで a はレーダーや降水分布に関する定数、 r はレーダーからの距離である(斎藤, 里見, 1967)。このようなことからエコーバンドの海上の位置とともに地形効果が降雪分布をきめる重要な要素であることがわかる。

5. 弧状エコーによる局地大雪の解析

1. で述べたように、これまで北海道日本海岸地帯で起る局地大雪の多くは西海岸に発生する小低気圧によるものと考えられてきた。また、この小低気圧は季節風型の気圧配置がゆるみ内陸が晴れるようなとき海陸の温度差によって生ずるものと説明されていた。しかし、そのようなときのレーダーエコーは石狩湾に弧状のエコー(写真4)としてあらわれ、僅かに低気圧性の動きを示しながら停滞することが特徴的であった。このエコーの状況と関連させて細い解析を行ない、これまでの考え方が必ずしも正しくないことがわかった。なお、これらの小規模な擾乱については Matsumoto, Ninomiya & Aakiyama (1967), Miyazawa (1967) が北陸地方での解析結果を示しているが、これらは移動する系についてであり、北海道では停滞性のものが大雪をもたらすものとして注目されている。

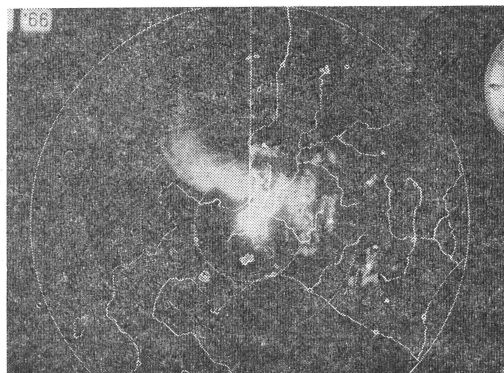
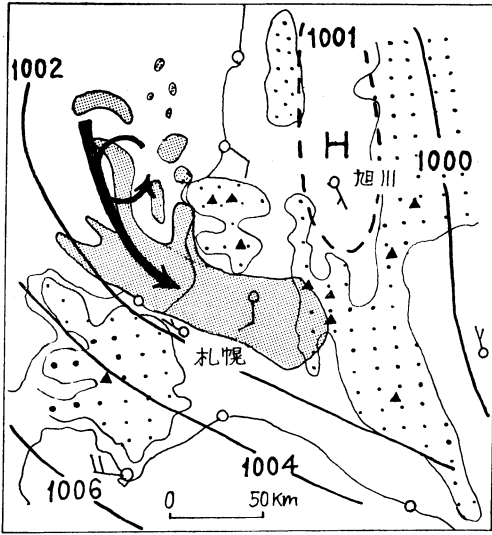


写真4 石狩平野に局地大雪をもたらした弧状エコー

1966年2月14日 6時27分 El. 0.3° 距離マーカーは50kmごと

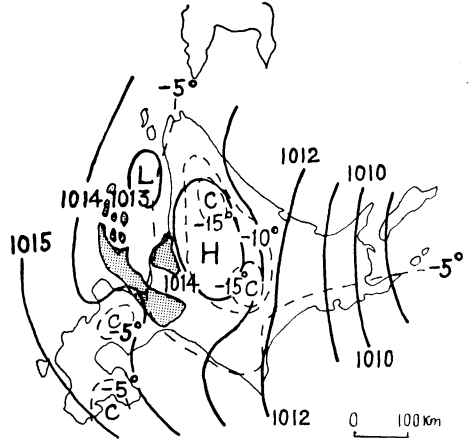
西海岸小低気圧の示す局地的な気圧降下は 2mb 以下の場合が大部分であるとされている(小野寺, 1965)。しかも、これによる大雪は夜半から早朝にかけて生ずることが多いという。しかし、このような晴れた夜の内陸高地では気温の降下が著しく(日中でも程度は小さいが同様である)、気圧の海面補正が大きくなるために生ずる見かけ上の気圧差が含まれることが考えられる。今、試みに海拔高度 113m の内陸の旭川で気温 -20°C ; 現地気圧 1,000.0mb のとき通常の補正をした海面気圧が気温 0°C の海上と 2.0mb の気圧差があったとする。季節風時の海上では気温減率が常に湿潤断熱減率になっていると考えられるからそれによって逆に海面の気圧から海上 113m の気圧を計算すると、旭川との気圧差は 0.9mb と $1/2$ になることがわかる。実際に小低気圧が解析されている例についても同様の結果が求められた。この効果を考慮すれば小低気圧そのものはごく弱いよう乱にすぎず大雪を生じさせるほどの作用を起し得ないものと考えられる。しかも、小低気圧に伴う降雪域は普通の低気圧の場合と異なり、その西および南側に限られており、従来のように小低気圧というイメージで降雪の機構を考えるのは誤りであるといえる。

1965年2月23日、札幌の北ほぼ 30 km を WNW～ESE に走る強い降雪エコーが持続し、新積雪 1m と伝えられた記録的な豪雪をもたらした。当別町(札幌の北東 30km)では22～23日の降水量が 137mm にも達したが、この大雪は幅 20km 長さ 70km というごく狭い範囲に集中したものであった。そのときのエコー分布と移動状況および局地天気図を第7図に示した。気圧配置は

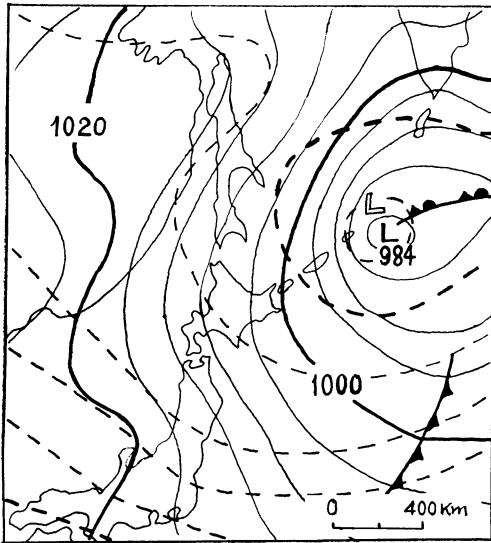


第7図 エコー分布と局地天気図

1965年2月23日03時 陰影部分はエコー，斑点は高度500m以上の地域



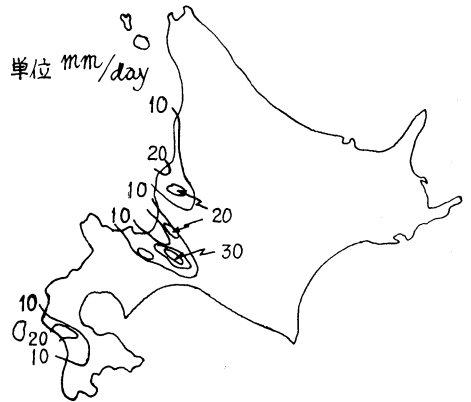
第9図 局地天気図とエコー分布



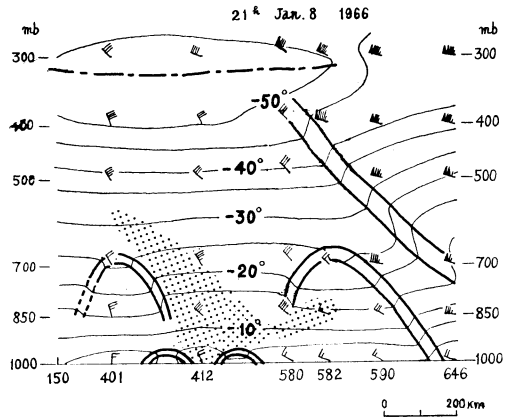
第8図 地上および700mb天気図

1966年1月8日21時実線は地上等圧線，破線は700mb等高度線

第8図で低気圧中心がほぼ300km東へ寄ればほとんど同じである。局地天気図でも局地的な内陸高気圧と海上の小低気圧が解析された(第7図の時刻には1mbごとの等圧線では低気圧は描けない)。小低気圧に対応すると思われる小さな廻転を示すエコーもあるが(矢印)。



第10図 日降水量分布 1966年1月8日



第11図 南北断面図 1966年1月8日21時 (点で塗った部分は湿度90%以上の湿潤域を示す)

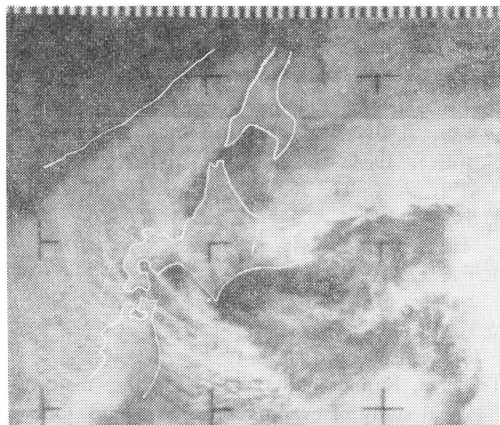


写真5 石狩平野の局地大雪時の雪の分布
Nimbus II 1967年1月8日 10時09分32秒

弧状の（これが特徴である）エコー主体はその配列も移動ももっと大きな場合、すなわち主低気圧後面の循環の場の中で集中して生じていることがわかる。

1964～1965年および1965～1966年の二冬の間にこの型の局地大雪が石狩平野で数回生じた。これらは第8図のように低気圧が北海道を通過後、東側近海で停滞したとき（前節の M₂ 型）生ずること、石狩湾で収束し強まる弧状のエコーが現われる点で共通していた。これらのうちからすでに述べた1965年2月23日の例を含め4例について細かく解析した。その一部を以下に示す。

第8～11図は1966年1月8日、札幌付近に大雪をもたらした例でこの型の豪雪の一般的な特徴を備えている。第8図でみられるように低気圧後面の循環の中で局地天気図（第9図）に示された内陸部の南北の冷氣塊の間に海上で変質された暖湿気が収束されながら豪雪域には入り込んでいるのが特徴的である。北海道中央部には著しい冷氣塊が形成され、それによる局地的な高気圧は海上で変質された暖湿気の収束に役立っている。しかも、低気圧のすぐ後面での流れの場が北海道沿岸を北上する対馬暖流上での気層の不安定化と多量の水蒸気の補給を可能にしている。第11図は南北断面図であるが、比較的頭の低い南北の寒気ドームの間を暖湿気が収束しながら大雪をもたらした様子がよくわかる。しかし、この寒気ドームは前述の内陸で地面付近にできる放射冷却による冷氣塊とは別のものである。大きな寒気ドームが豪雪の大まかな範囲を決め、地面付近の冷氣塊と地形が局地豪雪の位置を決定するのであろう。第10図は日降水量の分布であるが狭い範囲に集中して降っており、また地形的に

類似した地域に大雪が降っていて地形効果の大きさを示している。

以上示してきたように局地豪雪に影響をもっているのは小低気圧ではなく、主低気圧後面の流れの場であり寒気の位置と暖湿気の集中化であり、むしろ局地的な内陸高気圧であるといえる。小低気圧は岬などによって湾に収束される低気圧性の流れによって生ずる渦度と海陸の熱的效果が重なって生ずるもので暖湿気の収束する場（低圧帯）を示すと考えるべきであろう。写真5は1967年1月8日、同じ型の局地大雪が札幌付近に生じたときの気象衛星から撮られた雲分布であるが、樺太西岸から続いている雲の帯が北海道北部の沿岸でその東側の縁をくつきりみせひとときわ強まりながら石狩湾に（およびその南に）侵入していることがよくわかり、以上に述べてきた結論を確認することができる。

6 あとがき

この研究は1966年度から気象研究所地方共同研究として実施中のものである。ここにはそれ以前のものを含め現在までに得られた結果を総合的に報告した。

参考文献

- 荒川正一, 1963: 石狩不連続線に関する中規模解析, 石狩平野の局地的大雪調査報告, 札幌管区気象台, 127-139.
- Asai, T., 1966: Cloud bands over the Japan Sea off the Hokuriku district during a cold air outburst, *Pap. in Meteor. & Geophysics*, vol. 16, 179-193.
- Douglas, R.H., Gunn, K.L.S. and Marshall, J.S., 1957: Pattern in the vertical of snow generation, *J. Meteor.* 14, 95-114.
- 長谷川徳太郎, 1945: 北海道西岸に発生する副低気圧について, 北海道気象要報, 特別号第3号, 1-8.
- Higuchi, K., 1963: The band structure of snowfalls, *J. Met. Soc. Japan*, Ser. II, 41, 53-70.
- 石井幸男・武石良雄, 1953: 内陸の冷氣塊と沿岸の小低気圧について, *研究時報*, 5, 732-785.
- 河村 武, 1961: 北海道における冬期の降水分布の総観気候学的考察, *地理学評論*, 第34巻, 583-595.
- Kuettner, J., 1959: The band structure of the atmosphere, *Tellus*, 11, 267-294.
- 孫野長治・山崎 武, 1965: 日本海の列状雲のモデル実験, 日本気象学会1965年度秋季大会で発表.
- Matsumoto, S., Ninomiya, K and Akiyama, K., 1967: A, synoptic and dynamic study on the three dimensional structure of mesoscale disturbances observed in the vicinity of a cold vortex

- center, J., Met. Soc. Japan, Ser. II, 45, 64-82.
- 宮沢清治, 1965: 北陸地方の豪雪について(3), 研究時報, 17巻, 751-758.
- Miyazawa, S, 1967: On the vortical mesoscale disturbances observed during the period of heavy snow or rain in the Hokuriku district, J. Met. Soc. Japan, Ser. II, 45, 166-176.
- 中岡裕之・山崎道夫, 1966: 北海道西海岸の局地的大雪に関する総観解析, 日本気象学会1966年度秋季大会で発表.
- 野角吉憲, 1960: 種が島レーダーで観測した低気圧の特性について, 福岡管区気象台要報, 18, 119-131.
- 岡林俊雄・三本木亮, 1963: 局地大雪時の高層解析, 石狩平野の局地的大雪調査報告, 札幌管区気象台, 90-122.
- 小野寺昌夫, 1965: 冬の西岸小低気圧についての私考, 札幌管区気象台技術時報, No. 40, 24-34.
- 齋藤実・里見穂, 1967: レーダーの降水探知能力およびその測定精度について, 昭和41年度北部管区気象研究会誌, 29-31.
- 下田正一, 1965: 北海道西海岸の小低気圧, 札幌管区気象台技術時報, No. 42, 8-12.
- 札幌管区気象台, 1963: 石狩平野の局地的大雪調査報告, 札幌管区気象台, 144p.
- 杉中正一, 1964: 北海道西海岸の小低気圧と局地的豪雪, 天気, 11, 183-188.
- 竹井 惇, 1963: 大雪時の総観的解析, 石狩平野の局地的大雪調査報告, 札幌管区気象台, 66-68.
- 立平良三, 深津 林, 1963: 寒冷前線のレーダーおよびメソ解析, 気象集誌, 41, 145-157.
- 立平良三, 深津 林, 1965: 北陸豪雪のレーダー解析, 天気, 12, 319-322.
- Tsuchiya, K and Fujita, T: A satellite meteorological study of evaporation and cloud formation over the western Pacific under the influence of the winter monsoon, J. Met. Soc. Japan, Ser. II, Vol. 45, 232-250.
- 柳沢善次, 1967: 気象擾乱とレーダーエコー, 気象研究ノート, No. 89, 272-305.

日本学術会議会員選挙有権者名簿について

本年末におこなわれる第8次日本学術会議会員選挙について, 日本学術会議では有権者の名簿を作成しつつあります。このことにつき, 常任理事会では去年の総会における申合せもあり, 気象会員の名簿もれについて再度会員の注意を喚起したいと思います。

御承知のことかと思いますが, 気象学会の会員で, 転勤などに伴って年々有権者名簿から登録もれする人がかなりの数にあがっています。気象界の意見を日本学術会議に正しく反映させる意味でも, 資格のある人は登録もれにならないよう御協力願います。

参考までに下記に第7期会員選挙有権者名簿をのせておきます。これは気象学会員のみです。この名簿にのっていない方で有資格者(ここ9年間気象学会機関紙, 気象庁刊行物などに投稿された人)は3月31日まで至急登録されるようお願いいたします。登録の方法は天気1月号にくわしくのっていますので参照して下さい。

関東地区(アイウエオ順)

阿部史朗, 阿部友三郎, 青柳二郎, 荒井哲男, 荒井康, 荒井正一, 新井芳子, 有住直介, 井上宇胤, 井上栄一, 五十嵐浩三, 伊東彊自, 伊藤直次, 伊藤宏, 伊藤博, 飯田睦次郎, 池田弘, 石川晴治, 石田恭市, 磯野謙治, 市村市太郎, 今井和彦, 宇田道隆, 宇野木早苗, 内川規一, 内田英治, 小沢正, 大井正一, 大喜多敏一, 大田正治, 大谷東平, 大塚竜蔵, 大野譲, 太田芳夫, 奥田穰, 加藤忠, 嘉納宗靖, 角田道生, 神山恵三, 川野実, 川村清,

川村謙, 木沢綏, 喜多豊一, 北岡竜海, 北川信一郎, 窪塚貢, 久保青鳥, 久保木光熙, 串崎利兵衛, 窪田正八, 倉島厚, 栗原正次, 小平吉男, 小林寿太郎, 小林正治, 駒林誠, 近藤五郎, 佐粧純男, 斉藤博英, 斉藤錬一, 坂岸昇吉, 坂本篤造, 桜庭信一, 篠原武次, 柴山武, 清水逸郎, 清水啓, 清水正義, 正野重方, 新谷先三, 諏訪彰, 鈴木栄一, 鈴木清太郎, 瀬川忠四郎, 瀬下慶長, 関重雄, 関岡満, 関川俊男, 関口理郎, 関原疆, 関谷博, 千秋鋭夫, 田辺三郎, 高橋市作, 高橋克己, 高橋浩一郎, 高橋正吾, 高橋喜彦, 竹内清秀, 竹内利雄, 竹内允志, 土屋巖, 常岡伸祐, 寺内栄一, 寺田一彦, 外山芳男, 当舎万寿夫, 殿村清人, 中田良雄, 中谷茂, 中野猿人, 中村勲, 長尾隆, 成瀬弘, 根本茂, 根本順吉, 畠山久尚, 浜見一原口勲助, 半沢正男, 伴野登, 日高孝次, 菱田耕造, 平山操, 広瀬元孝, 広野卓蔵, 福島圓, 福田喜代志, 藤田敏夫, 藤原美幸, 藤本文彦, 淵秀隆, 船津康二, 星合誠, 星野常雄, 堀内剛二, 本多彪, 曲田光夫, 正務章, 増井次夫, 増沢謙太郎, 増田善信, 松岡春樹, 松橋史郎, 松本誠一, 松本政次, 丸山晴久, 三崎方郎, 宮崎正衛, 宮部直己, 村井潔三, 村松郁栄, 村松久史, 村山信彦, 毛利圭太郎, 毛利聰明, 守田康太郎, 森口実, 矢亀紀一, 矢崎敬三, 矢野直, 矢橋徳太郎, 柳井迪雄, 柳原一夫, 山口協, 山下一郎, 山田直勝, 山本忠彦, 吉武素二, 吉松隆三郎, 和達清夫, 渡辺和夫, 渡辺次雄, 渡辺偉夫

(以下54頁へ続く)