

## 北海道西岸に出現した小低気圧の解析\*

八木正允\*\* 由田建勝\*\*\* 前田紀彦\*\*\*  
 鴨志田章\*\*\* 田中康夫\*\*\*\* 菊地弘明\*\*\*\*\*  
 中島尚\*\*\*\*\*

## 要旨

1971年2月24日、発達した低気圧の後面流域内にあたる北海道西岸地方で、強い対流性の弧状エコーが観測された。解析の結果、小低気圧の存在がはっきりと確かめられ、この小低気圧について、次の事柄が明らかになった。

(1) 気圧資料の解析によると、小低気圧の直径は約80kmである。(2) 小低気圧の中心と一般場との地上気圧差は-3mbで、地上の気圧分布はかなり鋭い漏斗状の形をしている。(3) 小低気圧の地上気温は周囲より低い。(4) 小低気圧に対応して、地上風の強い収束域がある。しかし、この強い収束域は、小低気圧の進行方向に向かってその前面と後面とでは対称的でなくて、やや後面に片寄っている。弧状のエコーも、これに対応しているものと思われる。(5) 洋上で生成期を過ぎたあとの小低気圧の移動速度は、対流圏下層(850mb)の一般流の速度によく一致している。

## 1. はじめに

北海道西岸地方に大雪が降る時の気圧配置は、大別すると次の三つの型に分けられる。

(1) 低気圧型 (2) 季節風型 (3) 小低気圧型

ここでいう小低気圧とは、多くの場合、局地天気図などで等圧線を引いてみても、まわりよりせいぜい1~2mb低い閉曲線がかかる程度の、ごく小規模で、低気圧性の風系を伴っている低圧部を指している。この小低気圧のもっとも特徴的なことは、強い対流性の弧状または渦状のエコーを伴っていて、しばしば局地的な大雪をもたらすことである。しかし一方では、このような局地的な大雪に対して、小低気圧は副次的なものとする説や、その存在を疑問視する向きもないではない。

北海道西岸地方の小低気圧の研究のレビューとして

は、八木(1972)がある。

北海道西岸地方に見られる小低気圧の発生機構や小低気圧型の大雪の原因については、これまで、それぞれの解析例とともに、次に示すような、いくつかの説が提出されている。

(1) 小低気圧とは、放射冷却によってできた北海道の内陸高気圧に相対的な気圧の谷であるとする説(石井・武石, 1953)。あるいは、小低気圧とは、この相対的な気圧の谷に向かう内陸からの寒気の吹き出しと季節風との間にできた不連続線上に発生した低気圧であるという説(長谷川, 1949)。

(2) 大雪の原因を小低気圧としてとらえるよりも、むしろ、内陸高気圧からの寒気の吹き出しと海上からの季節風との間の不連続線(石狩不連続線)としてとらえる説(河村, 1961; 荒川, 1963)。

(3) (1)や(2)の考え方をもっと広域に拡張した説。すなわち、冬期は、北海道、樺太およびオホーツク海氷原が一体となって、(2)の場合よりももっと範囲の広い内陸高気圧を生成する。それからの寒気の吹き出しと季節風との間にできる風の収束帯が、間宮海峡から北海道西岸にかけて存在し、これに対応してできた収束雲の南端で、弧状に曲がったところが小低気圧にあたるという説(岡林, 1969a, b)。あるいは、収束雲中に波動状に

\* Analysis of Small Scale Low in the West Coast of Hokkaido.

\*\* S. Yagi, 気象研究所.

\*\*\* T. Yoshida, N. Maeda, A. Kamoshida, 気象衛星センター.

\*\*\*\* Y. Tanaka, 気象庁予報部.

\*\*\*\*\* H. Kikuchi, T. Nakajima, 札幌管区気象台.

—1978年9月4日 受領—

—1978年12月25日 受理—

いくつかの小低気圧ができるとする説(岡林・里見, 1971; 係野, 1971).

(4) 上層の谷や寒冷渦に対応して小低気圧が顕在化するとする説(杉中, 1964).

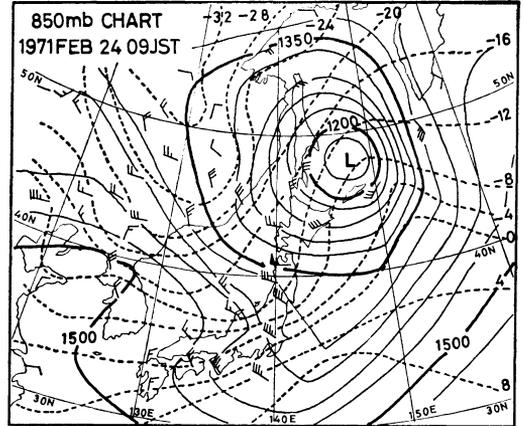
以上, (1) から(4) までに述べた現象は, おもに季節風タイプの気圧配置がややゆるんだ時に多く, シノプティック・スケールの低気圧とは直接にはあまり関係がない(タイプI). しかし, 発達した低気圧の後面流の中で出現する小低気圧も見られる(タイプII). このような例について,

(5) 齊藤ほか(1968)は, 小低気圧というイメージで降雪機構を考えるのは誤りであるとして, 局地的豪雪をもたらすのは, 主低気圧後面の流れの場における暖湿気流の集中化であり, 小低気圧は暖湿気流の収束する場(低圧帯)を示すと考えるべきだとしている.

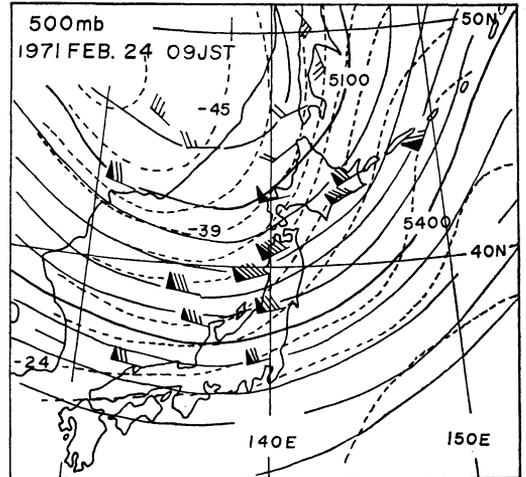
また, 村松ほか(1975)は, 前記のタイプIとタイプIIのそれぞれについて, 解析例を示している.

今回, 筆者らが解析した小低気圧は, 大雪というほどにはならなかったが, タイプとしては, 前記のタイプIIに属するものである.

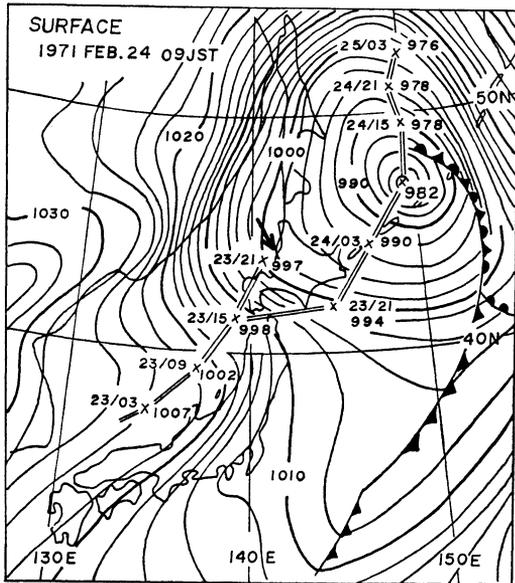
解析の主眼点は, 小低気圧のじょう乱としての存在を明確にすることであり, さらに, その水平構造についてのいくつかの解析結果を示す. また, 最後に, 小低気圧の生成機構について, 一つの推論を示す.



第2図 850mb 天気図(1971年2月24日09時).



第3図 500mb 天気図(1971年2月24日09時).



第1図 地上天気図(1971年2月24日09時). 矢印は小低気圧の位置を示す.

なお, 地上気圧の観測網を密にするため, あらかじめ石狩平野内の3カ所に日巻の自記気圧計を臨時に配置しておいた.

2. 概況; 小低気圧が出現するまでの総観スケールでの状況

第1図は, 1971年2月24日09時の地上天気図である. 小低気圧は, この極東範囲の天気図には描かれていないが, すでにこのときには, 低気圧の後面流域にあたる北海道西岸(第1図において矢印で示された位置)に存在しており, その様子は, 第4図(a)の北海道地方の局地天気図に示されている. 写真1は, 同時刻の札幌レーダのエコー写真であるが, 小低気圧の南西半分にあると

ころに、強い対流性の渦状エコーが見られる。後述するように、この小低気圧は内陸地方に移動して消滅したが、その通路となった地方では、短時間に10~20cmの降雪があった(第7図と第11図参照)。

この小低気圧が出現するまでの総観スケールでの状況は、次の通りである。

第1図に示すように、低気圧が発達しながら日本海を北東進して23日15時には津軽海峡の西に達し、その後23日18時には、地上低気圧の一部は北海道西岸で閉塞して急速に衰え、低気圧の主力は津軽海峡の東の閉塞点にできた低気圧に移った。この閉塞点にできた低気圧は、さらに発達を続けながら、北海道の東沖を通過して、翌24日09時には閉塞してオホーツク海に抜けた。この間の地上の低気圧の発達量は、24時間に20mb以上にもなる。

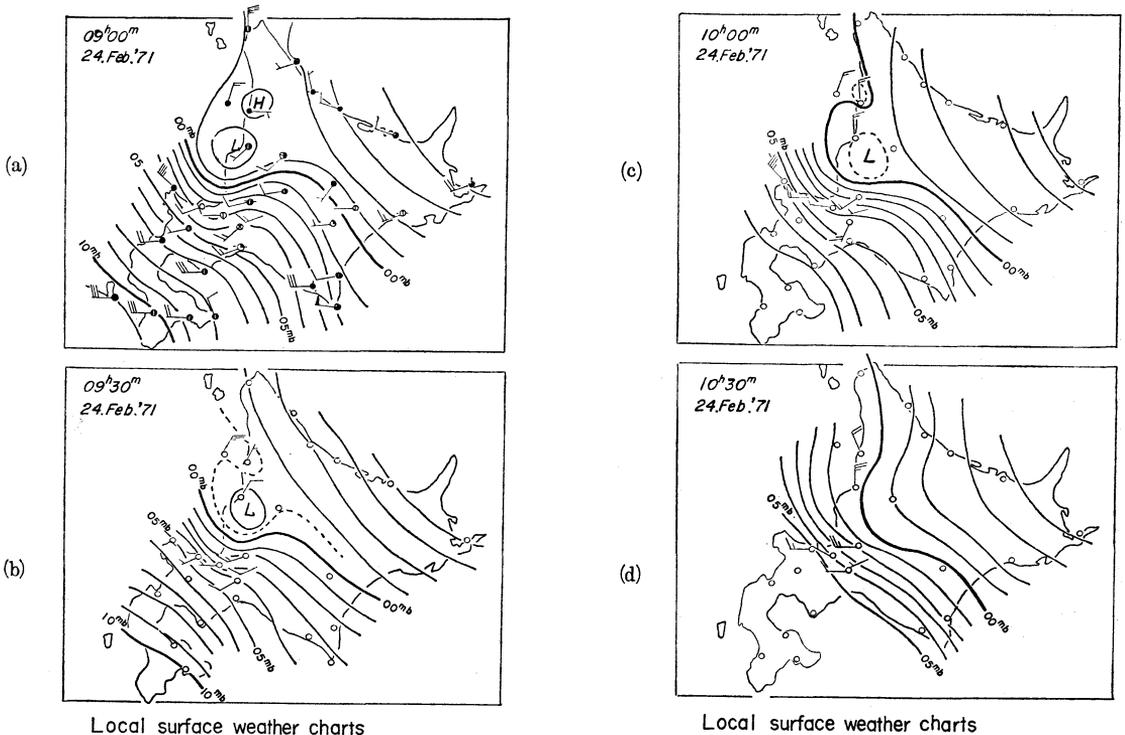
24日09時、北海道西岸地方は、850mb面ではこの発達した主低気圧の後面の循環内にあり、とくに稚内と札幌の間では風向の変化が著しい(第2図)。また、500mb面では、すでにコールド・ポルテックスの南東縁に入り、風の水平シアーは大きい(第3図)。

このようにシノプティック・スケールでも、北海道西岸地方一帯は、大きな正のうず度場内に入っている。

3. 局地天気図およびレーダエコーの状況、衛星写真の状況

すでに述べたように、23日21時には、北海道西岸沖に閉塞した低気圧が存在する(第1図)。このときの札幌のレーダでは、西岸地方一帯に、高さが3~4kmで強さが並以下の層状エコーが観測されている。この低気圧は、局地天気図で見る限りは、その後急速に衰えて、24日00時ごろまでには消滅してしまっように見える。それにかわって24日03時ごろには、西岸沖に小低気圧が出現した。

この場合、閉塞した低気圧がある過程を経て、小低気圧化した可能性も全く考えられないわけではない。たとえば、閉塞した低気圧が消滅したように見えるが、なお何らかの痕跡が残っており、それが基になって、新たに一般場の変化に伴って小低気圧が顕在化した場合などが考えられる。しかしながらほんとうのところは、その位



第4図 局地天気図。(a)1971年2月24日09時、(b)同日09時30分、(c)同日10時、(d)同日10時30分。

置が洋上であるため観測資料が不足していること、および深夜のレーダ観測資料がないことなどの理由で、明確ではない。

いずれにしてもここでは、閉塞した低気圧と小低気圧を次のような点から区別して考えたいと思う。

(1) 規模の大小、すなわち、シノプティック・スケールの天気図などで明瞭に検出できるかどうか。

(2) レーダエコーがおもに層状であるか、活発な対流性であるか。

(3) シノプティック・スケールの温帯性低気圧に近い構造と特徴を持っているか、あるいは中小規模じょう乱としての特徴的な性質を持っているか。

24日09時の局地天気図(第4図a)では、小低気圧は内陸に侵入し始めている。このときのレーダエコー図(写真1)では、小低気圧の後面には3本の腕をもった弧状の強い対流性のエコーがあり、その高さは3~4.5kmにも及んでいる。また、そのときの気象衛星写真を写真7(a)に示してある。このとき(24日09時)までの北海道各地の天気分布の推移は雪ないし曇りであって、この小低気圧が「放射冷却によってできた内陸高気圧に相対的な小低気圧」(長谷川, 1949; 石井・武石, 1953)とは別の種類のものである可能性が強いことを示している。その後、この小低気圧は南東~東南東に進み、10時30分ごろには、これらの局地天気図上では一見消滅してしまったかのように見える。しかしまだ、11時のレーダエコー図(写真2)では、小低気圧の移動に伴って、弧

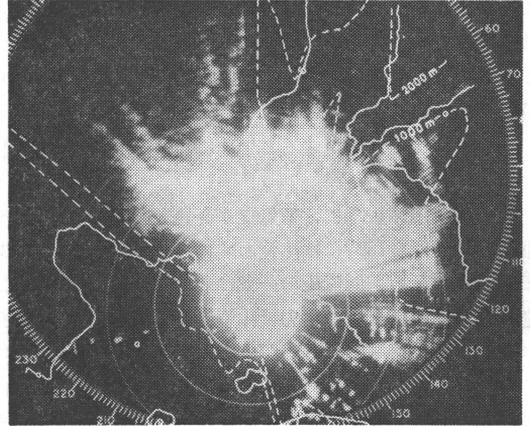


写真2 1971年2月24日11時00分. EL 0.5°, レンジ・マークは20km ごと.

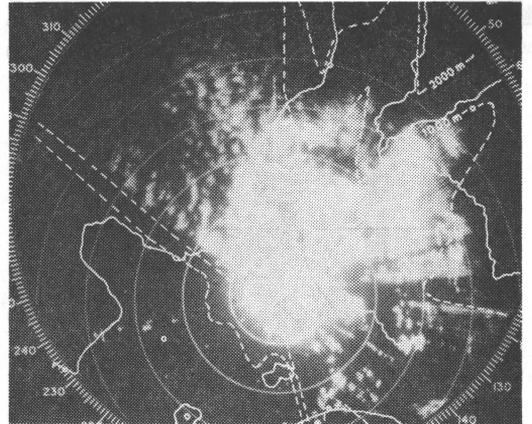


写真3 1971年2月24日13時00分. EL 0.5°, レンジ・マークは20km ごと.

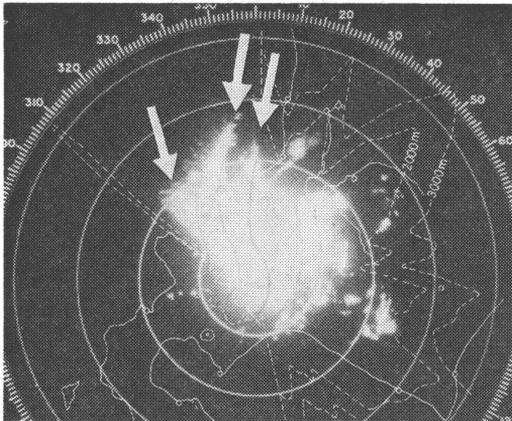


写真1 札幌レーダのエコー写真. 1971年2月24日09時00分. EL 0.7°, レンジ・マークは50 km ごと, 破線は等ビーム高度線を示す(以下写真6まで同じ). 矢印は弧状エコーの腕を示す.

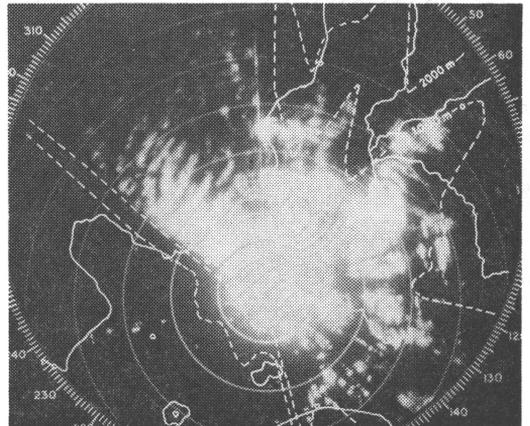


写真4 1971年2月24日14時00分. EL 0.5°, レンジ・マークは20km ごと.

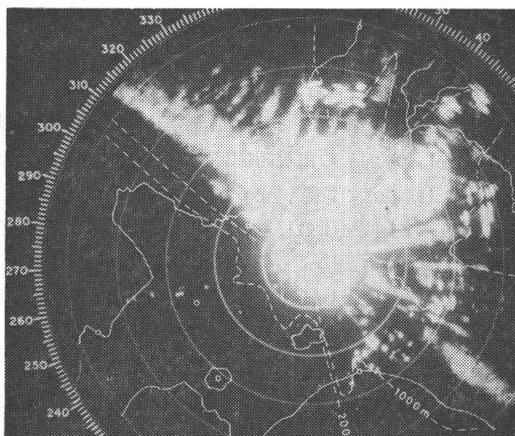


写真5 1971年2月24日15時02分. EL 0.5°, レンジ・マークは20km ごと.

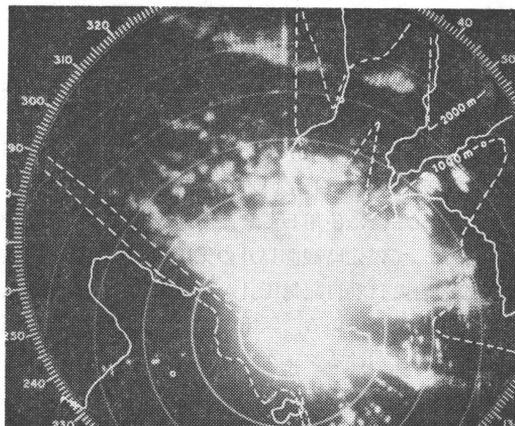
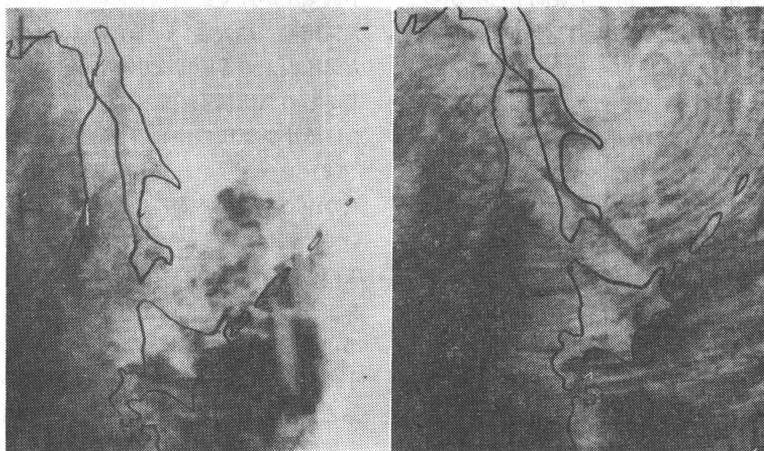


写真6 1971年2月24日21時01分. EL 0.6°, レンジ・マークは20km ごと.



(a)

(b)

写真7 気象衛星写真. (a)1971年2月24日09時16分, (b)1971年2月25日10時08分.

状の部分が入陸に侵入している様子が見えてくる。

写真2から6までのレーダーエコー写真は、小低気圧が入陸に侵入してから場が完全に季節風パターンに変わるまでの間の特徴的な段階をそれぞれ示している。積雲対流の分野で風のシアと関連づけて問題にされるような各種の典型的な形状のエコーが、わずか数時間のうちに次々に出現していることは興味深い。すなわち、

(1) 12時～13時には、弧状エコーのなごりは内陸部にあり、海上ではセル状のエコーが一様に散在(写真3)。

(3) その後、風向にはほぼ直交した細いバンド状のエコーが無数に出現(写真4)。

(3) 15時ごろには、風向に沿った北西走向の太いバン

ド状のエコーが形成され、さきの風向に直交する細いバンド状のエコーは、この太いバンド状エコーから垂直に伸びる枝の形で残った(写真5)。

(4) 石狩湾に入り込んでいた北西方向のバンド状エコーは、16時ごろより北上し始め、石狩湾には新たに東西走向のバンド状エコーが形成された(写真6)。

これら(1)から(4)までの特徴的な過程は、低気圧のすぐ後面で出現するような小低気圧についての他の例(1971年12月7日)でも見られる。写真7の(b)は翌25日10時の気象衛星写真であるが、雲の様子は完全に東西走向の季節風パターンに変わっている。

これら小低気圧が出現した前後のレーダーエコーの推移

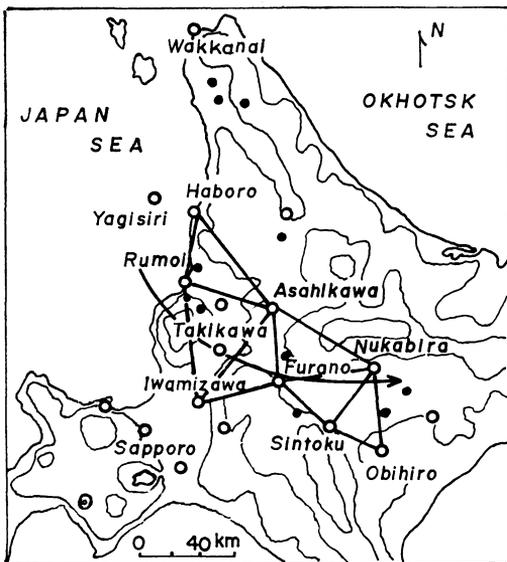
と気象衛星写真は、この種の小低気圧の出現が発達した主低気圧の通過後から季節風の吹き出しが始まる前までの間であること、また、この種の小低気圧が「間宮海峡から伸びる一本の収束雲の南端にできた弧状雲に対応するもの(岡林, 1969, 1971)」とは少なくとも別の種類のものであることを示している。

なお、これまでに使用してきた局地天気図の等圧線を引くにあたって、定時観測以外の気圧は、気象台、測候所および燈台の日巻自記気圧計から読み取った値に補正をしたものを使っている。気圧の器差補正と海面更正は、定時観測におけるフォルタン型気圧計の値との差と海面更正値を時間的に内挿して用いている。海面更正値を時間的に内挿したために生じる誤差は、せいぜい0.1 mb である。通報所(週巻自記気圧計)および臨時観測点(石狩地方に3ヶ所、日巻自記気圧計を設置)の気圧は、絶対値そのものを使うことに精度上疑問があるので、使用していない。しかし次節に示すように、これら通報所および臨時観測点の気圧値をもうまく使えば、小低気圧をもっと内陸まで追跡することができる。

#### 4. 小低気圧の移動およびその水平構造について

##### 4.1. 小低気圧の移動についてのより詳細な議論

第6図の(a)と(b)は、小低気圧が存在した前後の期間の各地の気圧の記録紙であり、参考までにとりどころ風のデータも付記してある。24日04時以後は、気圧の



第5図 気象観測点(○印:気圧計あり, ●印:気圧計なし), 等高線は500mごと。

一般場としては、発達した低気圧の通過後であるため、上昇傾向にある。しかしその中で、小低気圧が通過したために起こったと思われる気圧の下降部分(第6図の(a)と(b)において↓印で示した部分)がはっきりと現われており、かつその出現時間は内陸に入るほど遅くなっている(観測点の位置は第5図に示す)。

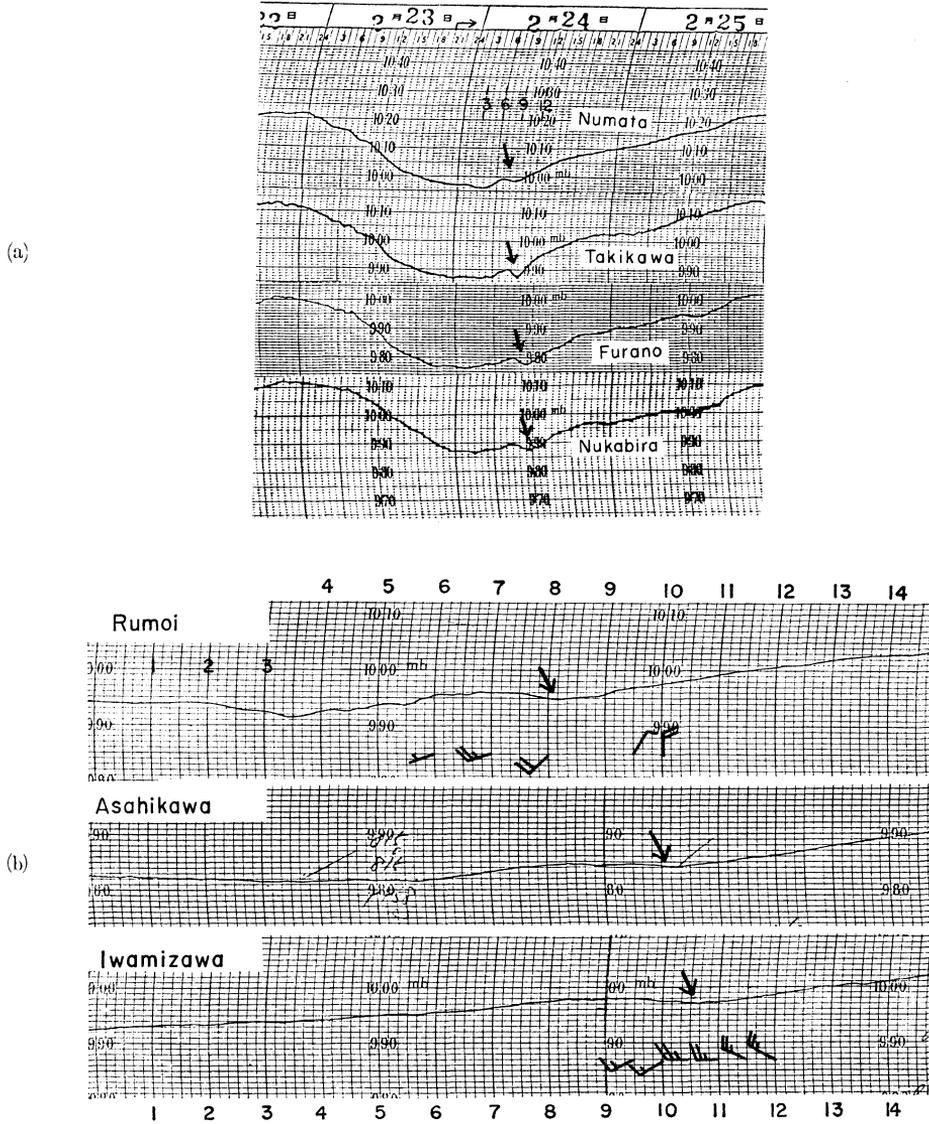
第7図は、小低気圧の移動経路を示している。移動経路は次の二つの方法によって決めてあるが、結果的には両者に大きな差はない。

(1) 気圧を使う方法; 小低気圧通過による各地の気圧極小値の出現時間から、その等時線を求める(第7図中の細実線)。また、各観測点における小低気圧通過時の気圧極小値と通過前の気圧極大値(これは一般場の気圧とみなせる)との差を求める。以下、これをその観測点における一般場からの最大気圧偏差と呼ぶことにする。小低気圧が近くを通過した観測点ほど、一般場からの最大気圧偏差は大きい。したがって、この一般場からの最大気圧偏差の等値線を引き、先に求めた等時線上で一般場からの気圧偏差の最大点を求めて、これをその時間における小低気圧の中心の位置とする。

(2) レーダエコーを使う方法; レーダエコー図から台風の中心を決める際に使用する透明対数らせん図盤を用いて、弧状のレーダエコーの中心を求め、これを小低気圧の中心とする。ただしこの方法では、レーダエコーがあまり内陸に入り過ぎるとエコーパターンが崩れるため、中心の決定が困難になる。この方法によって求めた小低気圧の中心の位置は、第7図において×印で示してある。もちろん、このような小さな低気圧に対して対数らせんを適用してよいか疑問もあろうが、結果的には(1)との差異はなかった。

さて、第7図によると、小低気圧は、初め南東の方向に約30km/hourの速さで移動し、その後急速に弱まりながら、向きをほぼ東に変え、速さをやや増して約50km/hourで移動していった。

第1表は、第7図より求めた小低気圧の実際の移動速度と、対流圏下部の一般流で小低気圧を流した場合の速度との比較を示している。一般流を求めるために、ここでは限定された狭い領域の風の場の空間分布が位置座標の1次関数で表わされ、さらにまたその時間変化が時間の1次関数で表わされることを仮定している。これらの関数を決定するために、札幌、稚内、根室の3地点における24日03時、09時、15時、の高層風実測値を使用している。これらの3地点が小低気圧の経路からは離れてお



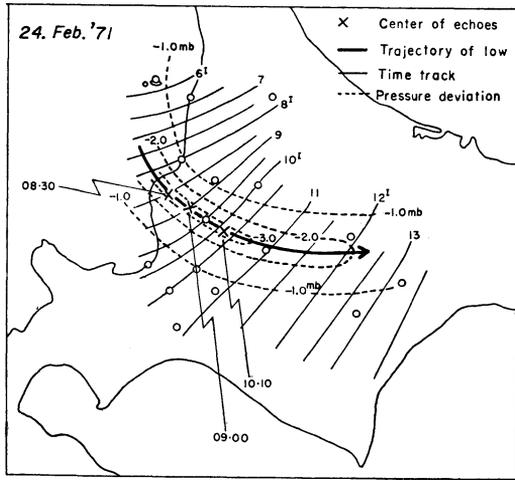
第6図 気圧計の自記紙(矢印は小低気圧の通過による気圧の下がりを示す)。なお、ところどころ対応する時刻の風の矢羽を入れてある。(a)週巻、(b)日巻。

り、小低気圧自身の影響を受けにくいということは、それらの地点のデータを使って一般流を求めるのに好都合である。第1表によると、小低気圧が洋上にあった段階(24日08時ごろまで)では、小低気圧の移動方向は一般流の向きとあまり一致していないし、速さも遅い。しかし、小低気圧が上陸して衰弱期に入ると(24日09時以降)、その移動速度は、一般流(特に850mb 面の)で流

した場合の速度にほぼ一致してきている。このことは、小低気圧の顕在化と持続には、一般場の条件のほかに地形的な効果や海上からの熱の補給が密接に関係していることを示唆している。

#### 4.2. 小低気圧の水平方向の気圧構造

第8図の(a)と(b)は、小低気圧の水平方向の気圧構造を、次に示す2通りの方法でそれぞれ独立に求めたも



Track of the small scale low

第7図 小低気圧の経路図と最大気圧偏差.

のである。いずれも時間空間変換をほどこしたものである。

(1) 第8図の(a)は、各観測点において、小低気圧が最も近づいたとき(気圧極小時)の小低気圧中心までの距離と一般場からの気圧偏差(第6図に示した最大気圧偏差)を、それぞれ横軸、縦軸にとって、小低気圧の水平方向の気圧分布を求めている。なお、小低気圧は、ほぼ円形であることを仮定している。また、あまり内陸部の観測点は、小低気圧の衰弱の問題もあるので使用していない。

(2) 第8図の(b)は、小低気圧のほぼ中心が通過したと思われる滝川通報所の気圧変化を使って、小低気圧の気圧構造を求めている。すなわち、先に作成した小低気

圧の経路図(第7図)によって、各時間における滝川から小低気圧中心までの距離を求めておき、一方、滝川の気圧記録から、これらの各時間に対する一般場からの気圧偏差を求めて、それぞれを横軸、縦軸にとっている。なお、滝川通報所には、常設の週巻気圧計のほか、臨時に日巻の自記気圧計を設置していたので、気圧は日巻のものを使用した。また、滝川における気圧偏差を求めるときの気圧の一般場の値は、すでに述べたように、滝川における小低気圧通過前の気圧極大値を使用している。このことは、小低気圧通過後の一般場の気圧は通過前の一般場の気圧よりやや高いはずであるので、若干の誤差を含む。小低気圧の直径が第8図(a)に比べて、やや小さいことの原因の一つでもあろう。

第8図(a)(b)はどちらも、尖鋭な漏戸状の型をしている。それは、総観スケールの低気圧の気圧分布とは明らかに異なり、むしろ、トルネードや台風に似た気圧分布をしている。小低気圧の水平スケールは直径にして70~90km ぐらいで、これは、予報現業者がたまたま局地天気図などでとらえる小低気圧の大きさとほぼ一致している。

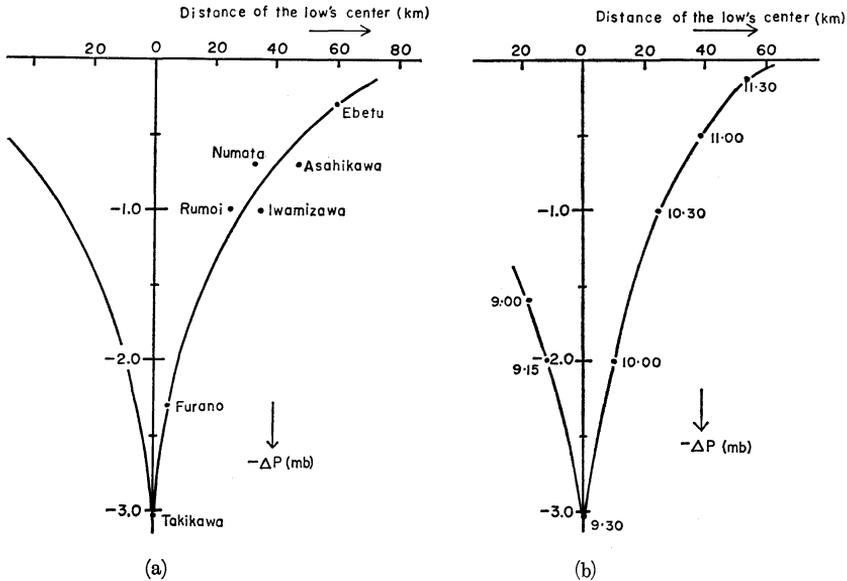
4.3. 地上気温の分布

第9図は、各観測点における地上気温のなまの値と、30分毎の5項移動平均したものととの差が、 $-0.4^{\circ}\text{C}$ 以下の領域を追跡したものである。移動平均からの偏差をとった理由は、絶対値そのものの誤差の問題を避けるためと、3時間以内での短周期の気温の変化を明瞭にするためである。第9図において、各時間の $-0.4^{\circ}\text{C}$ 以下の領域には必ず3点以上の観測点が含まれている。

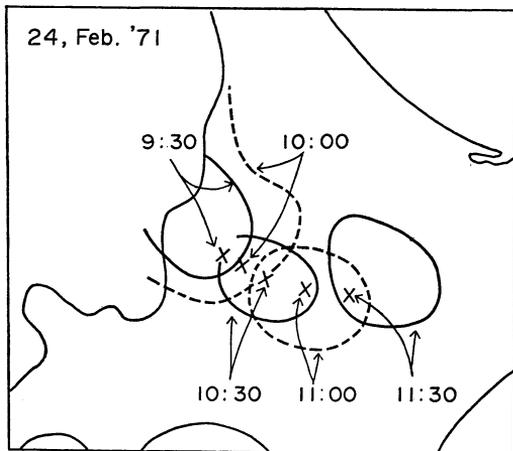
小低気圧は、だいたい、地上気温の負の偏差領域に対応している。しかし、弧状のレーダエコーの部分と地上

第1表 小低気圧の実際の移動速度と小低気圧を対流圏下層の一般流で流した場合の移動速度との比較

時 間 (JST)		24日07時	08時	09時	11時	11時30分
小低気圧の実際の移動速度 (km/hour)		165° 26	145° 32	120° 32	105° 52	95° 52
各気圧面の一般流で小低気圧を流した場合の移動速度 (km/hour)	850mb	130° 38	125° 37	120° 40	100° 52	95° 52
	800mb	110° 57	115° 66	105° 68	95° 63	90° 62
	700mb	105° 47	115° 42	125° 27	110° 37	105° 32
小低気圧に伴うレーダエコー頂の高さ(km)		—	—	4	3.5	3.5



第8図 小低気圧の水平方向の気圧分布図。(a)各観測点における気圧の極小値を使って時間空間変換したもの、(b)滝川の気圧変化を時間空間変換したもの。



第9図 地上の気温偏差(30分ごとの5項移動平均を行なった値からの偏差)が $-0.4^{\circ}\text{C}$ 以下の領域の移動。×印はそれぞれの時刻における小低気圧中心の位置。

気温の対応などの細かいところは、さらに検討を要する。

なお、各地とも小低気圧の通過後3~4時間して、本格的な季節風の吹き出しに対応したさらに強い寒気の侵入が見られる。

#### 4.4. 地上風の発散域と降水域の移動

第10図は、第5図に示した六つの三角形の領域にお

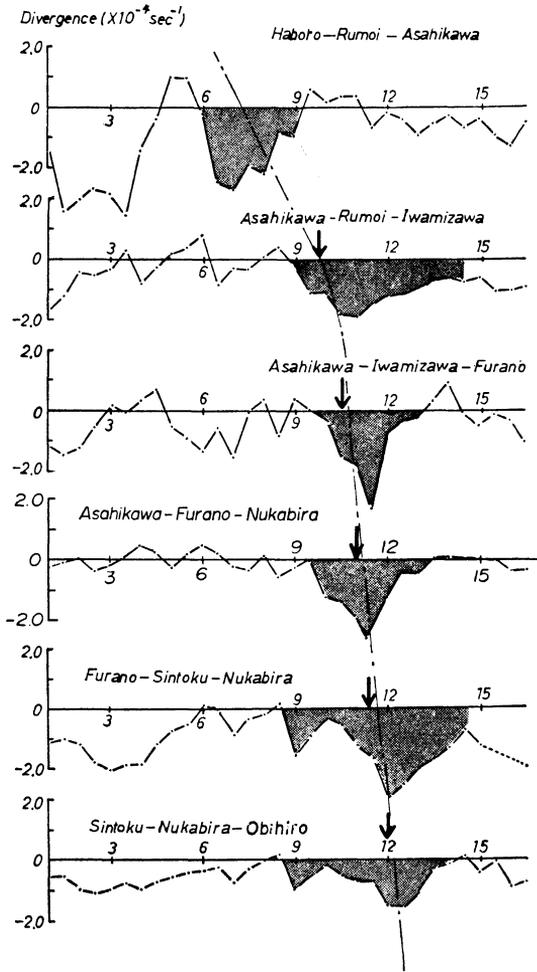
る地上実測風の発散の時間変化を示している。これらの三角形は、小低気圧内の収束発散の分布を正確に論ずるには大きすぎる。当時、気象庁の農業気象観測所の風測器の切替時にあたっていたため、これ以上の細かい観測点の資料は残念ながら得られない。したがって、ここでは、次の2点に着目する。

(1) 小低気圧の移動に伴って収束域の移動が対応するかどうか、(2) 収束域の中心が小低気圧の中心に対して進行方向前面にずれているか後面にずれているか。

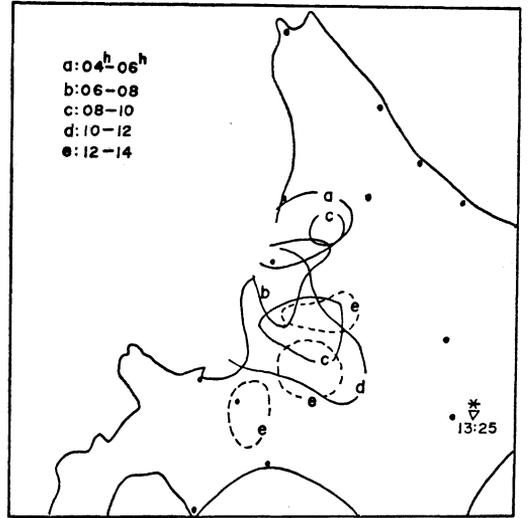
また、地上の実測風は地形の影響を受けていると思われるが、はっきりとした組織的なじょう乱の場合にはそれらを使っての発散解析も第10図に示すように、無意味なものではない。

第10図によると、収束域の移動は、小低気圧の移動によく対応している(図中の矢印は、小低気圧の中心付近が通過した時刻を示している)。収束域は、小低気圧の進行方向に対して前面と後面では対称的な分布ではなく、小低気圧の中心よりやや前面から広く後面にかけてあり、後面の方に片寄った分布をしている。弧状のエコーも、これに対応しているものと思われる。発散の大きさは $10^{-4}\text{sec}^{-1}$ のオーダーであり、中小規模じょう乱の特徴的な大きさと一致している。

また、第11図は、降水量 $2\text{mm/hour}$ 以上の領域を追跡したものであるが、これも小低気圧の移動と対応して



第10図 地上風の発散の時間変化。計算領域は第5図に示した三角形。↓印は小低気圧の中心付近が通過した時刻。



第11図 降水域 (2 mm/hour 以上) の移動

る。

(2) 今回解析した小低気圧の特徴をあげれば、

(i) 水平方向の大きさは、直径70~90km である。

(ii) 地上の気圧分布は、尖鋭な漏斗状の形をしている。それは、総観スケールの低気圧の気圧分布とは異なり、むしろトルネードや台風の気圧分布に似ている。中心とその周囲の一般場との気圧差は約3mbである(以上、第8図参照)。

(iii) 小低気圧内の地上気温は周囲より低いが、弧状エコーと気温などの細かい部分の対応は、さらに検討を要する(第9図参照)。

なお、小低気圧の中心付近の地上気温が周りに比べて低いという解析例はいままでに報告されていないが、しかし実験例としては、山崎(1975)によって報告されている。

(iv) 地上の流れの場では、小低気圧の中心より進行方向やや前面から広く後面にかけて、非対称的に、強い収束域(大きさ $10^{-4} \text{sec}^{-1}$ のオーダー)がある(第10図参照)。

(v) この強い収束域に対応して、弧状の強い対流性エコーがある。その高さは3~4.5km であって、季節風下で見られる通常のエコーより高い。

(vi) 小低気圧は、はじめ洋上にはぼ停滞しているようであるが、その後移動して内陸部に入り衰弱している。移動の方向は下層(850mb)の一般流の方向にほぼ一致、速さも最終的には850mbの一般流の速さとほぼ一致する(第7図と第1表参照)。

いる。小低気圧が中央山岳部を越えて、その残骸が帯広に一番接近したのは13時ごろと思われるが、当日の帯広測候所の観測野帳によると、13時25分より降雪(☆)が始まったことが記録されている。

### 5. まとめ

これまでの解析結果は、次の通りである。

(1) 北海道西岸地方の大雪と関連して、小低気圧の存在がしばしば論議されてきたが、ある種の小低気圧——発達した低気圧の通過後、その後面流域に出現する小低気圧——は確かに存在する。この種の小低気圧の存在期間は、北海道西岸地方が低気圧の後面流域に入った時から季節風パターンに移るまでの、比較的短時間の間であ

さて、これまで、ここで解析した小低気圧の発生機構については、ほとんど議論してこなかった。上にまとめた解析結果は、発生機構を論ずるにはあまりにも不十分である。しかし、この解析結果に反しない範囲で、可能性のある一つの推論を最後に述べておきたい。もちろん、他にも可能性のある推論はできるかもしれない。

(1) 2節で述べたように、北海道西岸地方の流れの一般場は、500mb以下のすべての層でかなり大きな正のうず度場となっている。このことは、一般場としての条件の一つであろう。第2の条件は、一般場の中層以下の大気の静的安定度が、通常の場合よりは、より不安定に近い状態にあるということであろう。ちなみに、静的安定度の目安として900mbと500mbの気温差をとると、24日09時は稚内では29.9°C(同年の月平均は25.0°C)、札幌では27.4°C(同年の月平均は24.5°C)である。

(2) (1)で述べた一般場の条件のほかに、小低気圧発生の引き金作用として、局所的に北海道西岸沖の下層に、低気圧性の循環が存在したのではなかろうか。この場合考えられることは、閉塞した低気圧が完全には消滅せずに残っていたのか、あるいは、下層の流れの場の中に、地形的な影響で局所的に他より強い低気圧性循環ができたのではなかろうか。

(3) さらに、積雲対流の効果がスピン・アップをもたらして、小低気圧が鋭い漏戸状の地上気圧分布をもつまでに、顕在化したのではないだろうか。この段階では、大気に比べ、相対的に暖かい海洋は必須の条件であろう。

(4) 一般場の変化(季節風パターンの到来)とともに、小低気圧はその維持機構を奪われて、下層風に流されて上陸し、消滅したのであろう。

## 6. おわりに

この論文は、札幌冬期オリンピック(1972年)の前後に札幌管区気象台に勤務していた、当時の若手有志の野外観測の資料に基づいている。

この原稿に目を通され、助言して下さいました、気象大学の荒川正一助教授と相原正彦教授、気象庁電子計算室

の新田尚博士に感謝いたします。また、資料収集に御協力いただいた札幌管区気象台の陳岡富二男技術専門官に感謝いたします。

## 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.
- 長谷川徳太郎, 1949: 北海道西岸に発生する副低気圧について, 研究時報, 1, 207-300.
- 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, 782-785.
- 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, 34, 583-595.
- Magono, C., 1971: On the Localization Phenomena of Snowfall, J. Met. Soc., II, 49, Special Issue, 824-835.
- 元木敏博, 1974: 石狩平野で発生した小さなうず状エコーについて, 天気, 21, 245-250.
- 村松照男, 小倉士郎, 小林尚治, 1975: 北海道西海岸小低気圧型の大雪, 天気, 22, 319-379.
- 岡林俊雄, 1969 a: 昭和44年1月上旬の日本海大雪のときの気象衛星写真, 天気, 16, 79-80, 同質疑応答, 天気, 16, 237-238.
- , 1969 b: 気象衛星からみた収束帯状雲と小低気圧との関係, 天気, 16, 371-372.
- , 里見 穂, 1971: レーダと気象衛星による雪雲の研究(1), 天気, 18, 573-581.
- 杉中誠一, 1964: 北海道西岸地方の小低気圧と局地的豪雪, 天気, 11, 183-188.
- 斉藤 実他, 1968: 北海道石狩湾付近の降雪のレーダ解析, 天気, 15, 42-50.
- 山口勝輔, 孫野長治, 1974: 冬期日本海上におけるメソスケール前線上の渦状擾乱について, 天気, 21, 83-88.
- 八木正允, 1972: 北海道西岸の小低気圧(1), 大気, 7, 45-54.
- , 1975: 北海道西岸地方の小低気圧について(II), 大気, 13, 46-56.
- 山崎 武, 1975: 冬の低気圧に関するシンポジウム報告, 室内実験における渦巻発生の条件からみた石狩湾小低気圧の発生条件, 天気, 22, 181-183.