

# 石狩平野で発生した小さなうず状エコーについて\*

元 木 敏 博\*\*

## 要旨

冬期、北海道に带状収束雲が出現する時には、小さなうず状じょう乱を伴うことがあり、このような小さなじょう乱が、内陸で発生、発達、衰弱した例について、レーダーと地上観測資料から調査した結果を報告する。

(1) うず状じょう乱は、1969年1月3日18時頃石狩平野で、二本のバンドの合流域付近から発生し、うず状エコーの大きさは、中心10km、スパイラルの長さ30~40km、対数らせんによる角度は30度であった。

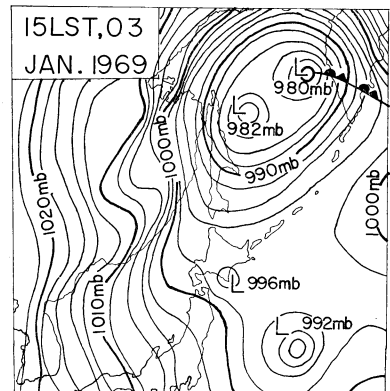
(2) うず状じょう乱の発生域では、地上の気温の変化があり、寒気域と暖気域の差が顕著であった。又、中心付近のエコー部分は暖気からなっており、後面は寒気からなっていた。

## 1. はじめに

冬期海上で発生し、内陸に移動して消滅するうず状じょう乱については、レーダーを使用した調査がなされてきている。特に北陸豪雪におけるうず状じょう乱については、宮沢(1968)が初めて定量的に取り扱っている。北海道の場合、八木(1972)が詳しく述べている様に、いわゆる石狩湾小低と局地的大雪との関係でうず状じょう乱の調査がされてきている。その内容は、レーダー設置以前とレーダー資料が蓄積された時期、更に気象衛星の資料が蓄積された現在とではそれぞれ異なっている。

齊藤等(1968)は、北海道東方に主低気圧が停滞する場合の弧状エコーによる局地的大雪の解析から、「局地豪雪に影響があるのは主低気圧後面の流れの場であり、寒気的位置と暖湿気の集中化であり、局所的な内陸高気圧である。また、小低気圧はうず度集積と海陸の熱的効果が重なって生ずる暖湿気の収束する場を示す」と報告している。

一方、岡林、里見(1971)は、レーダーと気象衛星の資料から、主低気圧がオホーツク海に達し、日本近海の気圧傾度がゆるむ場合の大雪をもたらす弧状エコーについて解析した。その結果、带状収束雲は北東季節風と北西季節風が合流するために発生し、またレーダーの資料から、弧状エコーの領域内またはその縁辺部に大きさが20~30kmのうず状エコーが移動してくることを明らか



第1図 地上天気図, 1969年1月3日15時

にした。次に気象衛星の資料から、带状収束雲は太さが一様でなく、太い所と細い所が交互に並んでいるので、小低気圧は带状収束雲内に波動論的に発生したうず状じょう乱が大きくなったものである、と報告している。同様の考えから孫野(1971)も、収束雲をメソスケールの前線または不連続線と考えている。

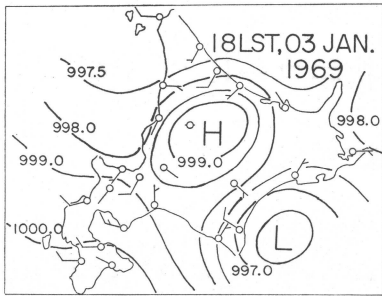
この様に、大雪の機構を解明するためにはメソじょう乱であるうず状じょう乱の役割が重要になってきていると言える。そこで札幌レーダーの資料から、带状収束雲の縁辺部に発生した例で、特に内陸で発生、発達、衰弱した小さなうず状エコーについて調査した。

## 2. 発生時の天気図について

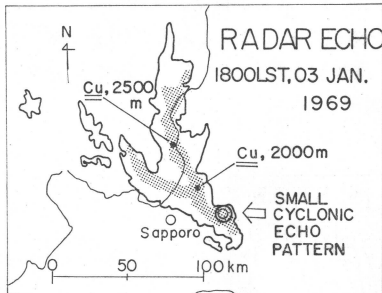
小さなうず状エコーが発生した日の15時の地上天気図(第1図)から、発達した低気圧がオホーツク海に停滞

\* A Small Cyclonic Echo Pattern formed in the Ishikari Plain

\*\* T. Motoki 札幌管区気象台  
—1974年1月21日受理—



第2図 局地天気図, 1969年1月3日18時



第3図 レーダースケッチ. 1969年1月3日18時.  
ハッチしてある部分は、1 mm/hr の降水強度を示す。

し、三陸沖には低気圧が北上しているが、北海道では気圧傾度がゆるんでいる。またエリモ岬付近にある小低気圧は、1、2日と北海道西岸に大雪をもたらした帯状収束雲に伴う小低気圧であり、太平洋を移動中である(岡林, 里見, 1971)。次に、18時の局地天気図(第2図)では、小低気圧は釧路沖を移動中であり、内陸には旭川付近を中心とするメソ高気圧がある。そして石狩平野は、南西から吹き込む風とメソ高気圧からの吹き出し、帯状収束雲に伴う風が集まり、風の収束場となっている。一方、レーダースケッチ(第3図)から、石狩平野は、太平洋にある小低気圧に伴う帯状収束雲である北からのバンドと北西からのバンドとが合流しており、その合流域には小さなうず状エコーが発生している。この合流域のエコー頂高度は2 km 程度である。

### 3. うず状エコーの解析

石狩平野で発生したうず状エコーの発生、発達、衰弱をレーダー写真と石狩平野の農業気象観測所の観測資料を用いて解析した。

エコーの発生・発達・移動を示す10分毎の写真(1~6)から、うず状エコーは二本のバンドの合流域から発

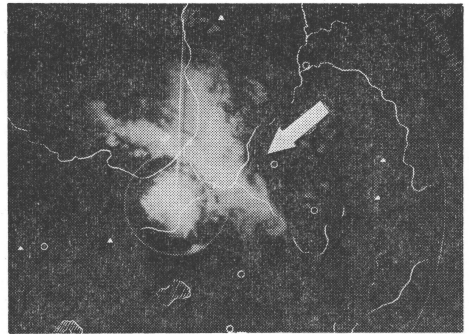


写真1 17時30分, El. 0.7, レンジマークは20km.  
矢印はうず状エコーを示す。

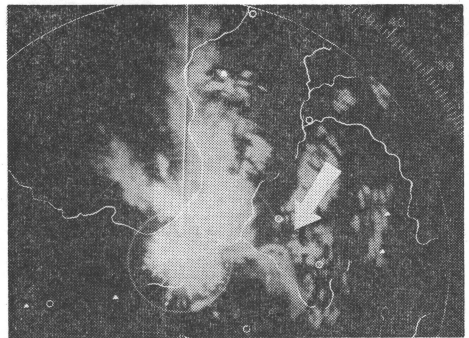


写真2 17時51分, El. 0.7, 同上。

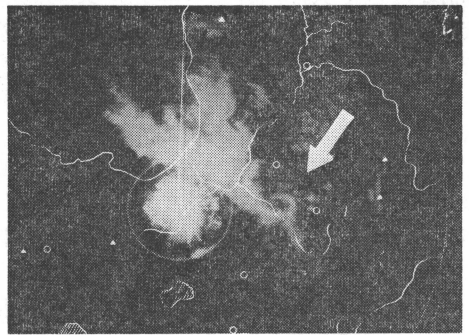


写真3 18時00分, El. 1.4, 同上。

生しており、約35km/時の速度で夕張方向に回転しながら移動していることが、5分ごとのレーダーエコーで確認できた(写真は掲載していない)。この二本のバンドのうち、北からのバンドは太平洋にある小低気圧につながる帯状収束雲であり、20km/時前後の速度で南東方向に移動している。小樽沖のバンドは16時すぎに発生し、急速に南東方向に発達しながら北からのバンドと合流していた。その先端の南東進速度は40km/時であった。うず

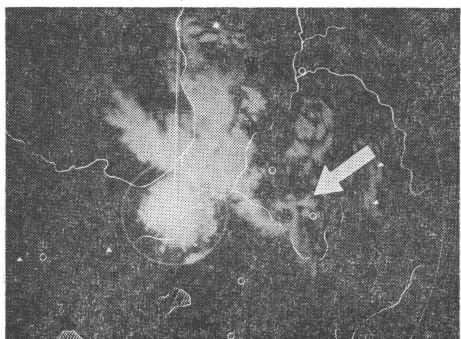


写真 4 18時10分, El. 1.0, レンジマークは20km. 矢印はうず状エコーを示す.

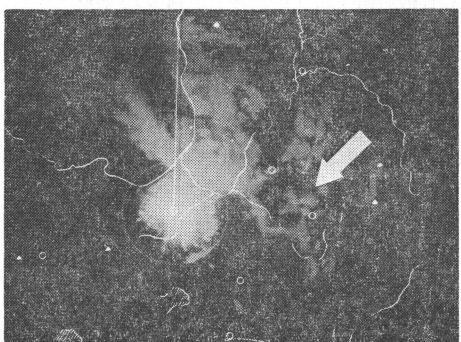


写真 5 18時20分, El. 1.0, 同上.

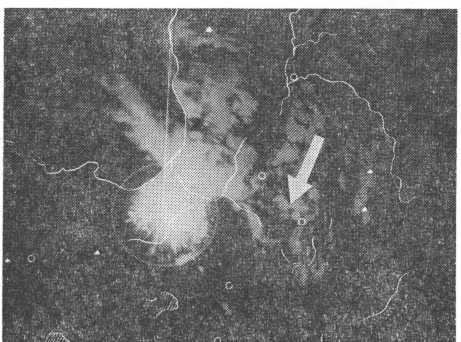
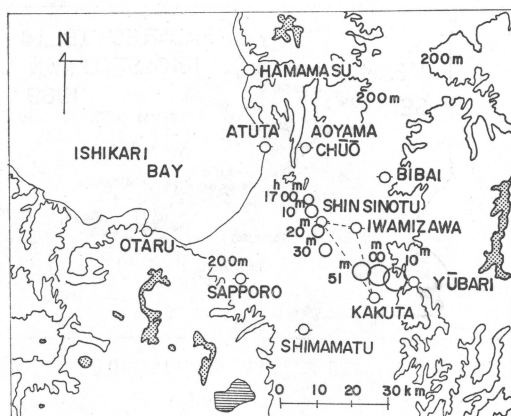


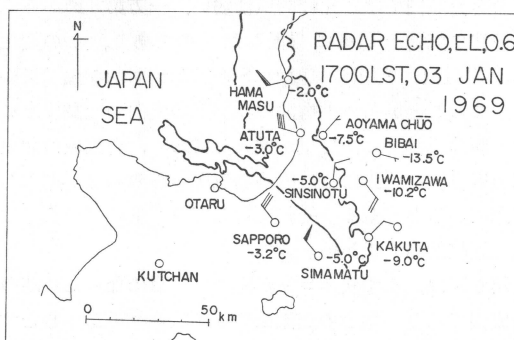
写真 6 18時30分, El. 1.0, 同上.

状エコーの発生は合流域ができる以前には見られず、従ってレーダーの資料から17時頃発生したものと言える。写真から、中心は楕円形から円形に変形するが、完全に円形になった時の大きさは約 10km, スパイラルの長さは 30~40km, 対数らせんによる角度は 30° ぐらいである。

次に、うず状エコーの発生した石狩平野の地形図と、石狩平野の観測点およびうず状エコーの中心の移動を第



第 4 図 石狩平野の地形図。ハッチしてある部分は 600m の高度を示す。円は中心付近の移動を近似し、点線で囲んだ三角形は収束、発散、うず度を計算した領域である。

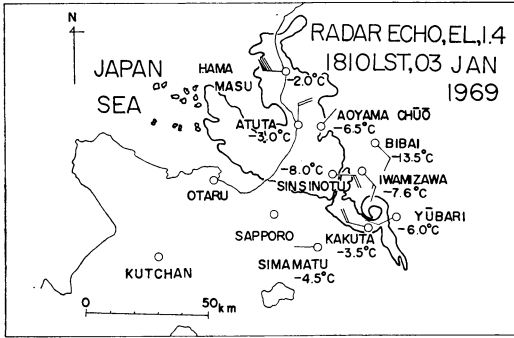


第 5 図 レーダー写真と地上要素の合成図 (1969年 1月 3日 17時)。レーダー写真と、農業気象観測所の気温、風向、10分間の平均風速を重ねて合成した。なお、風速は m/sec で示してある。

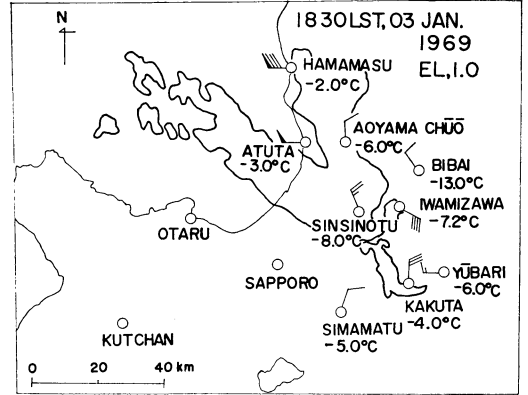
4 図に示す。うず状エコーは 17 時頃新篠津付近で発生したものらしく、その移動方向は中心が小さい時には南東方向であり、中心が大きくなると東南東方向に変化している。このことから、うず状エコーは石狩平野で発生し、はじめは北からのバンドの走向に流され、次に小樽沖からのバンドの走向に流されたことがわかる。

じょう乱が発生し、通過したと思われる地点の地上気象要素 (気温、風向、10 分間の平均風速) と、エコーとの合成図を第 5, 6, 7 図に示す。また、新篠津、角田の気温と風向、岩見沢の気温と気圧を第 8 図に示す。

第 5 図はうずのでき始めと思われる 17 時の合成図である。バンドの合流域の両側と合流域の内部には、風向、



第6図 第5図と同じ(同日18時10分)



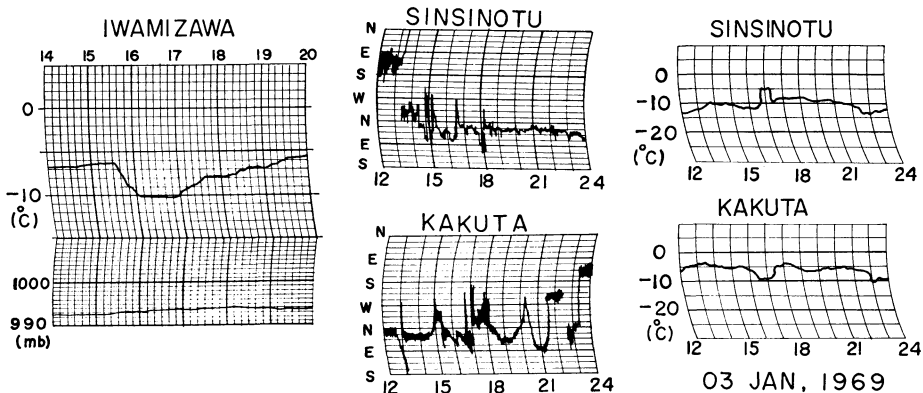
第7図 第5図と同じ(同日18時30分)

風速、気温の不連続が見られる。合流域の北東部では風は弱く、気温は $-10^{\circ}\text{C}$ 前後であり、新篠津付近に反時計回りの空気の流れがある。また、岩見沢付近の南東気流は内陸のメソ高気圧からの吹き出しと思われる。バンドの合流域内では、比較的風は弱い。一方第8図から、新篠津の気温は急激に昇温したものであり、この変化は、岩見沢、角田の気温の下降とほぼ同時に生じている。このことから、小樽沖のバンドの走向の延長線上にある新篠津付近には暖気が進入しており、合流域の北東部の岩見沢、角田には、内陸高気圧からの寒気が進入してきていると言える。それに対してバンドの南西部では風は比較的強く暖かい。

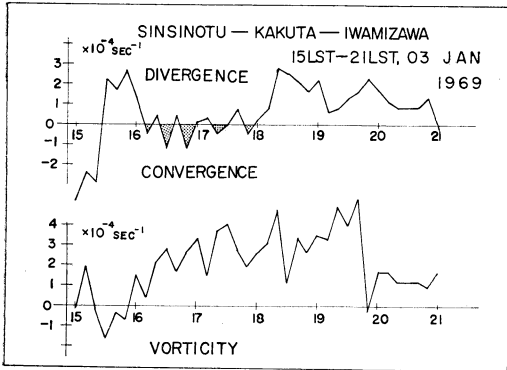
第6図は、うず状エコーが完全に円形になった18時の合成図であり、地上の気流系はうず状エコーを中心とする反時計回りの運動をしている。風速は角田で $2\text{ m/s}$ (10分間の平均風速)である。角田はうず状エコーの中心部に近く、気温は $-3.5^{\circ}\text{C}$ であり、17時より $5^{\circ}\text{C}$ 前

後上昇しているが、この変化幅は新篠津の気温の変化幅 $5^{\circ}\text{C}$ 位と等しく、うずの中心付近のエコーは周辺の空気よりも $5^{\circ}\text{C}$ 前後高いことがわかる。また、うず状エコーは完全に合流域から分離しており、エコー内部の風と、合流域に吹き込む内陸からの吹き出し気流が強いのに対して、エコーの進行前面にある夕張付近の風は弱い。さらに小樽沖の対流性のエコーで構成されているバンドが急速に発達している一方で、北からのバンドは内陸に入り、エコーは対流性から急速に層状性に変化している。

第7図は、18時30分のうず状エコーのスパイラルの一部が消滅したときの合成図であり、うず状エコーの中心部が不明になっているが、地上の風系は反時計回りの回転を示しており、風は強く、また合流域に吹き込む風も強い。一方、うず状エコーが一番接近したと思われる角田の風向は18時に少し反時計回りの動きをしていること



第8図 地上気象要素の時間変化。新篠津、角田の気温と風向の自記紙と、岩見沢の気温と気圧の自記紙を示す。



第9図 発散, 収束, うず度の時間変化. 新篠津, 角田, 岩見沢の10分間の平均風速から求めた.

が第8図からわかる.

地上観測点の岩見沢, 角田, 新篠津の三地点の風向と10分間の平均風速から求めた収束と発散, うず度の計算(第9図)は, 合流域付近の地表面の平均的な状態を示すと考えられる. 地上では16時すぎに収束変化しており, うず度も増加している. 17時頃うず状エコーが発生し, 中心は18時頃三点の領域を抜けたのであるが, 収束の変化はうず状エコーの移動とよく対応していると思われる. このことより, 合流域が形成されてから, 地上の収束の値が正になっており, 特にうず状エコーが発生してからは, 収束はその中心部に限られていることがわかる. 一方, うず度は19時30分頃まで正になっている. これは, 第5, 第6, 第7図からわかるように, うず状エコーの残ったスパイラルの一部に対する内陸高気圧からの吹き込みによる気流系と, エコーのスパイラル構造は確認されなくなったが低気圧性循環が残っていたことによるものと思われる. 計算結果から, 収束は,  $-10^{-4} \text{sec}^{-1}$ , うず度は  $10^{-4} \text{sec}^{-1}$  であり, 寿命はエコー資料から, 1時間程度, 計算結果から1~2時間程度と思われる.

#### 4. 考案

海上で発生して, 内陸に進入し衰弱するうず状エコーについては多くの研究があるが, 内陸で発生する例については観測資料等の関係で, あまり研究例が多いとはいえない. 今回の例は内陸部で発生したのであるが, この大きさのじょう乱については里見(1968)が, 局地天気図で解析しても小低気圧が解析されないような小さなうず状エコーについて述べている. やはり今の場合も岩見

沢の気圧には変化がみられず, 小低気圧は解析されない. また, 播磨屋(1970)は, 1968年1月26日の例から, 海上で発生したうず状じょう乱が多数のバンドの合流域に発生している例について報告している. このように, 西海岸では冬期小さなうず状エコーは比較的多く発生する. その発生の原因として, 河野, 孫野(1968)は, 北からの流れが湾に吹き込み, 地形のためにサイクロニックな偏向をうけるためであると報告している.

一方, うず状エコーの形状について里見, 岡林(1971)は, 帯状収束雲の内外で発生するうず状じょう乱は流れのシャワーが限界値以上になった時に発生する波動渦に似ていると述べている. 今の場合, 二本のバンドの合流域で発生したのであるが, 小樽沖のバンドが発達しながら急速に合流すると同時に, 合流点の新篠津付近で昇温があった. それと同時に内陸からの寒気の吹き出しが活発になり, 角田の気温を下降させたと考えられる. このために, 岩見沢, 角田, 新篠津付近では下層の収束活動が強化され, はっきりしたうず状エコーが形成された. またエコー写真から, 二本のバンドに伴う気流系の水平シャワーが原因となって合流域からうず状エコーが発生したものと考えられる. 地上の気温の変化から, うず状エコーの中心付近のスパイラルは暖気からなっており, 後面は内陸高気圧からの寒気の吹き出しのために寒気から成っている. この寒気の吹き出しは, うず状エコーが合流域から分離するにつれて強くなっており, じょう乱の発達を助長していると思われる. このことから, 内陸で発生したうず状じょう乱の形成には少なくとも北からの気流, 北西からの気流, 内陸高気圧からの吹き出しによる南東流の三方向の風系が必要だと考えられる. 七沢(1973)は, 海上で発生した200kmの大きさのうず状エコーの解析結果から, うず状じょう乱の形成には, 三方向の異なる気流系の合流と海面からの熱補給が重要であると報告している. じょう乱のスケールと発生状況から簡単に比較はできないが, 三方向の気流系の存在については一致していると思われる. ところで, 帯状収束雲内で発生し, 移動してくるうず状エコーがどのように発生, 発達するかについても知られていないので, このことについてさらに調査する必要があると思う.

#### 5. 謝辞

この報告をまとめるにあたって御指導下さった七沢謙主任技術専門官と由田建勝技官に謝意を表します. また貴重な資料を提供された岩見沢測候所の方々に感謝します.

文 献

播磨屋敏生, 1970: 北海道西海岸沖で発生する小低気圧について, 北海道大学地球物理学研究報告, **23**, 73-81.  
 河野安威, 孫野長治, 1967: 石狩湾小低の研究, 北海道大学地球物理学研究報告, **18**, 71-81.  
 Magono, C., 1971: On the Localization Phenomena of Snowfall. J. Met. Soc. Japan, **49**, Special Issue, 824-835.  
 宮沢清治, 1968: 中小規模じょう乱の解析—うず状じょう乱—北陸豪雪調査報告, 気象庁技術報告, **6**, 168-174.

七沢謙, 1973: うずエコーについて, 1973年度秋季大会講演予稿集, 40.  
 岡林俊雄, 里見穂, 1971: レーダーと気象衛星による雪雲の研究 (1), 天気, **18**, 573-581.  
 斉藤実, 陣岡富二男, 松田一, 里見穂, 小花隆司, 1968: 北海道石狩湾付近の降雪のレーダー解析, 天気, **15**, 42-50.  
 里見穂, 1968: 石狩湾付近で観測されるうず状エコーについて, 昭和43年度北部管区気象研究会誌, 3-6.  
 八木正允, 1972: 北海道西岸地方の小低気圧について (1), 大気, **7**, 45-54.

第 10 期学術会議会員の学会推薦候補者選挙について

選挙管理委員会

これについては下記 3 氏より届出がありましたので, 学会としての推薦者をきめるための選挙を別記のとおり行ないます。

記

候補者名 (アイウエオ順)	主な勤務機関	専門別 (部門は何れも第4部)	推薦者 (学会員のみ)
神山 恵三	気象研究所	地球物理学	今井一郎, 岸保勘三郎, 北川信一郎, 高橋浩一郎, 藤田敏夫, 増田善信, 山本義一
高橋 浩一郎	気象大学校	地球物理学	
三宅 泰雄	地球化学研究協会	化学	
			大田正次, 窪田正八, 清水逸郎, 根本順吉 荒井 康, 大井正一, 上代英一, 川村 清, 猿橋勝子, 杉浦吉雄, 杉村行勇, 当倉万寿夫, 成瀬 弘, 根本順吉, 藤田敏夫, 丸山健人

別 記

1. 選挙は通常会員による 2 名連記の文書投票によって行い, 上位 2 名を気象学会推薦とします。
2. 投票は学会役員投票と同時に行います (締切: 昭和 49 年 7 月 2 日)。投票用紙など関係書類は役員選挙関係書類と同封して 5 月末ごろ送付します。
3. 開票は昭和 49 年 7 月 3 日, 気象研究所内において, 学会役員選挙開票に引きつづき行います。結果はただちに公表し, また天気 7 月号に告示します。