



Title	冬季の帯状エコーの合流現象
Author(s)	播磨屋, 敏生; 加藤, 聖治
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 51, 35-45
Issue Date	1988-09-30
DOI	10.14943/gbhu.51.35
Doc URL	http://hdl.handle.net/2115/14194
Type	bulletin (article)
File Information	51_p35-45.pdf



[Instructions for use](#)

冬季の帯状エコーの合流現象

播磨屋 敏 生・加 藤 聖 治*

北海道大学理学部地球物理学教室

(昭和63年6月20日受理)

Confluent Phenomena of Band-Shaped Radar Echoes in Winter

Toshio HARIMAYA and Seiji KATO*

Department of Geophysics, Faculty of Science, Hokkaido University

(Received June 20, 1988)

The confluence of radar echoes is an interesting phenomenon connected with heavy rainfall or heavy snowfall. In the winter of 1987 we observed on the radar the confluent phenomena of band-shaped radar echoes incoming from the Ishikari Bay to the Ishikari Plain in detail during the period of observation regarding snowfall phenomena on the Ishikari Plain of Hokkaido. The results of analysis are as follows.

At this time the confluence of the radar echoes was confirmed by the tracking the movement of individual echo cells, though the movement of individual echo cells has rarely been tracked in the past for the study of confluence.

It is important to examine whether the amount of snowfall is increased or not by the confluence, because the increase of snowfall amount is connected with a heavy snowfall. In this study it was confirmed by the analysis of accumulated radar reflectivity factors and the measurement of snowfall amount on the ground that the amount of snowfall was increased by the confluence.

It was shown from the analyses of surface wind and upper wind that the confluence of radar echoes was caused by the confluence of air flows related to this case.

In future it is hoped to study the microphysical processes in precipitation clouds which increase the amount of snowfall through the confluence phenomena.

* 現在, 札幌市建築局

* Now with, Sapporo Building and Land Readjustment Bureau

I. ま え が き

レーダーエコーの合流が豪雨や豪雪と関係していることは、これまでも多くの研究者達（例えば、今門・堤, 1966; 七沢, 1976）によって指摘されてきた。その一例として、西三河集中豪雨のときに、6~7個の降雨強度のピークが豪雨中に存在していて、それぞれのピークに対応するエコーの合流があり、かつ、各々の豪雨はエコーの合流後、10~20分後に起きていたという小花（1976）の報告がある。また大雪との関係では、北海道石狩湾から内陸に侵入した孤状エコー群について調べたところ、走向の異なる2本の弧状エコーの合流域が通った地域で大雪になっていたこと、及び合流域の地表では強い降雪のほか気温の下降と風速の急増があったことなどがわかったと七沢（1976）が報告している。しかし、今までに調べられたものの中には、レーダー写真や気象衛星雲写真で、二つの向きの違うパターンの先端が合わさっているだけで降水雲の合流と考えているものもあり、少なからず合流現象の確認に問題があったと言える。

合流現象は、各々のエコーが違う高度に存在することによって、それぞれの高度の相異なった風向、風速と等しいように動くエコーの移動の違いによって起こると小花（1976）は説明した。他方、加藤 他（1977）は、同じ高度における気流の合流によって起こるという考えを提案した。それぞれの結果は、観測事実によって確認されたわけではない。それでエコーの合流のメカニズムの観測事実に基づいた説明が求められている。

1987年の冬季、北海道石狩平野における降雪現象の観測中に、石狩湾から石狩平野へ侵入する帯状エコーの合流現象がレーダーで詳細に観測されたので、以下の点に注目して解析を行った。第1点目は、各々のセルの移動を追跡して合流を確認すること。第2点目は、合流の結果、合流しなかったであろう場合と比較して降雪量が増えたかどうか。第3点目は、なぜ合流したのかの原因をさぐることに、それぞれの結果について以下の章で詳しく述べる。

II. 観 測

観測は、1987年1月下旬から2月中旬にかけて、北海道石狩平野に於いて行った。この解析に使われたレーダーデータは、北海道大学環境科学研究科の屋上に設置された北海道大学理学部のレーダーで取得されたものである。レーダーサイトの位置とレーダー観測範囲を Fig. 1 に示す。図中の観測サイ

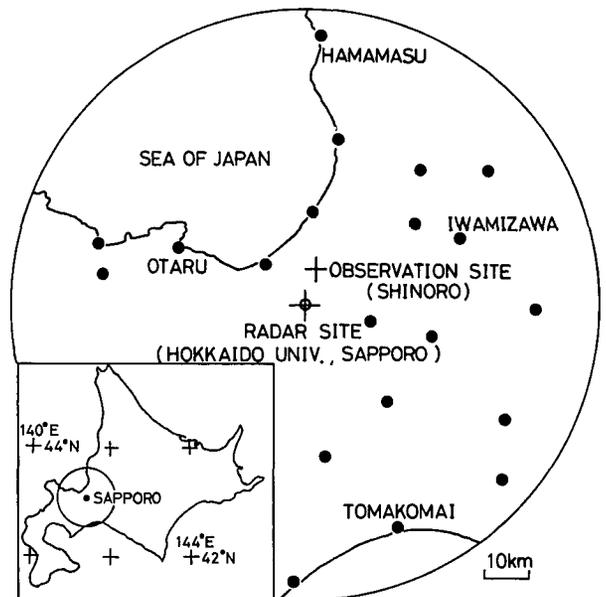


Fig. 1. Location of radar site and observational area.

ト篠路では, Harimaya and Sato (1988) で述べられたような降雪粒子の観測も行われた. レーダー観測範囲は, 半径 63.5 km の円内である. その範囲内では, 動径方向 250 m, 方位角約 1 度のメッシュ上で, エコーの反射強度デジタルデータが取得できる. データ収録は, レーダーアンテナの仰角を 0 度から 20 度まで変え, 10 分間隔で行った. 後にそのデータをコンピューター処理をして, 任意の高度の水平面上の 1 km×1 km メッシュ上での反射強度デジタル値, または任意方向の垂直面上の 0.5 km×1 km メッシュ上の反射強度デジタル値の分布図を作成して解析に用いた. この他に解析には, 気象衛星雲画像, 札幌管区気象台のレーダー写真, アメダス観測点の降水量及び風向, 風速データ, 稚内, 札幌, 秋田の気象官署での高層風データも使用した.

III. 結 果

1. 合流現象

1987 年 1 月 31 日午前中は, 西高東低の冬型の気圧配置で, Fig. 2 の気象衛星雲画像に見られるように日本海上では帯状及び筋状の積雲列があり, 典型的な北西季節風時の雲パターンを呈していた.

9 時の雲画像 (上図) では, 沿海州沖から延びる太い帯状の雲バンドが石狩平野に上陸している. そのすぐ北側には屈曲した雲が見られる. その 3 時間後の 12 時の雲画像 (下図) では, 沿海州沖から延びる太い帯状雲に北側の屈曲した雲の一部が合流しているのが見られる.

気象衛星雲画像で見られた帯状雲と屈曲した雲を, 探知範囲の広い札幌管区気象台のレーダーで見たエコー写真が Fig. 3 である. 両写真ともエコーの合流時前である. 写真には海岸線及びレンジマークが描かれていて, レンジマークの間隔は 50 km である. レーダーサイト付近は, 地形エコーが

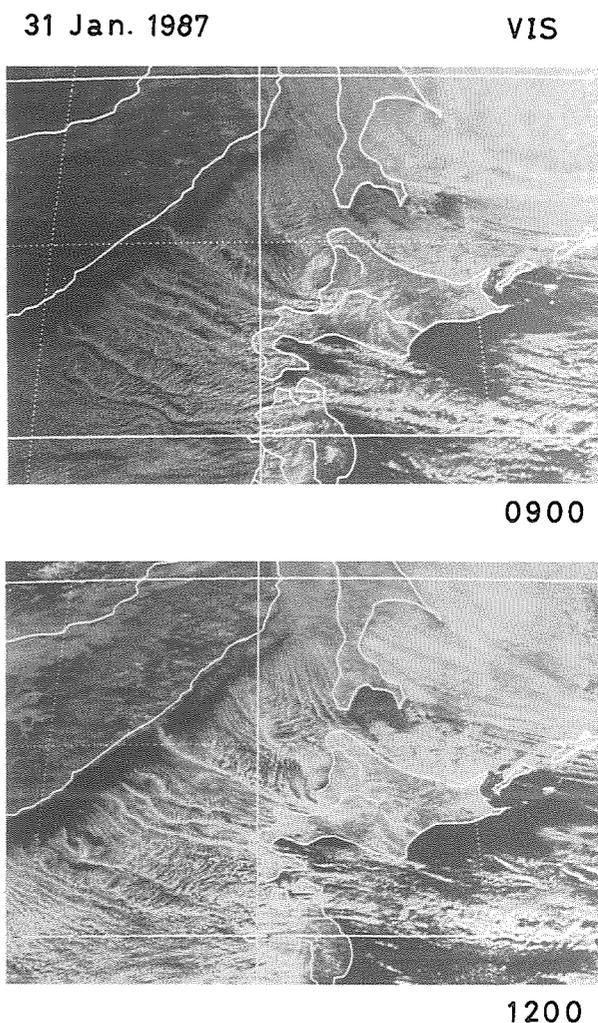


Fig. 2. Meteorological satellite visible images on 0900 JST (upper) and 1200 JST 31 January 1987 (lower).

オーバーラップしていて不明瞭であるが、北北西から進入してくる屈曲したエコーと、西北西から進入してくる帯状エコーが見られる。札幌管区気象台のレーダーでは、南から北西にかけての領域が山岳のため死角になるので、帯状エコーはその一部分しか見られない。合流する直前のレーダーエコーの全体像を概観したので、次にもっと分解能の良い北大理学部レーダーで、詳細に内部構造を見てみる。

Fig. 4は、10時41分の北大理学部レーダーでのエコー分布図である。このエコー分布図によると、帯状エコー及び屈曲したエコーの両方とも内部において、約10 km程度の対流性エコーセルが見られる。それらを追跡することによって、エコーがほんとうに合流するのかどうかを確認することができる。

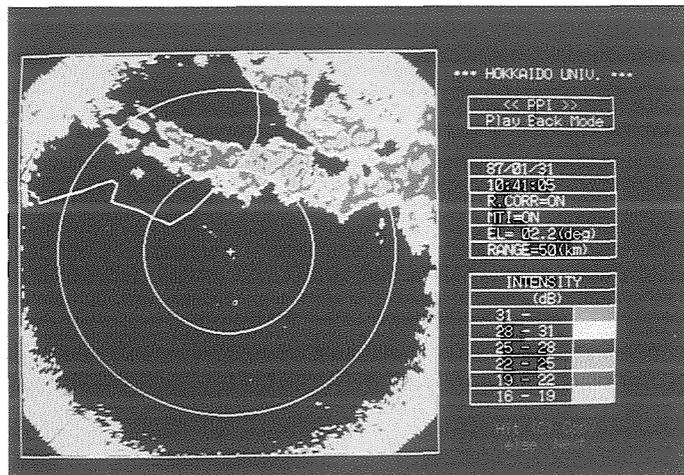


Fig. 4. Radar photograph by Hokkaido University radar on 1041 JST 31 January 1987.

31 Jan. 1987

EL=0.5°

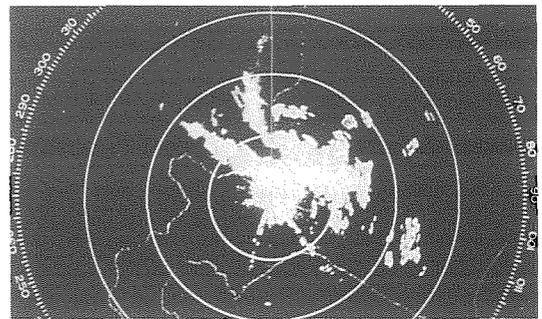
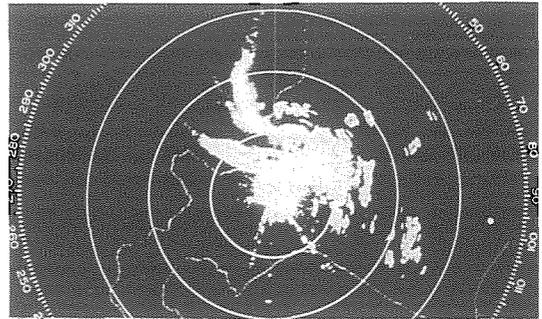


Fig. 3. Radar photographs by Sapporo radar on 0905 JST (upper) and 1035 JST 31 January 1987 (lower). Range marks are drawn every 50 km.

Fig. 5 は、エコーの合流を示す水平分布図である。今注目しているエコーセルは、矢印で示されている。南側の帯状エコー中のセルは、海上から陸上へほぼ東方向へ移動した。そして陸上に近づいた頃から上陸直後くらいまでの間が、一番レーダー反射強度が強かった。その後内陸に入ると従って弱くなった(10時50分)。他方の北側の屈曲したエコー中のセルは、帯状エコー中のセ

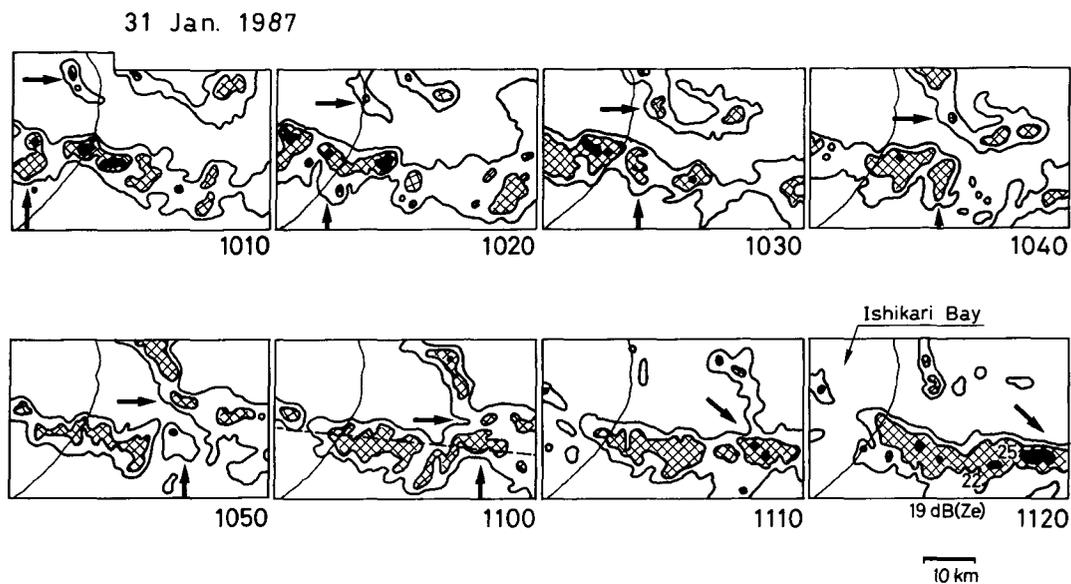


Fig. 5. Horizontal distributions showing the confluence of radar echoes.

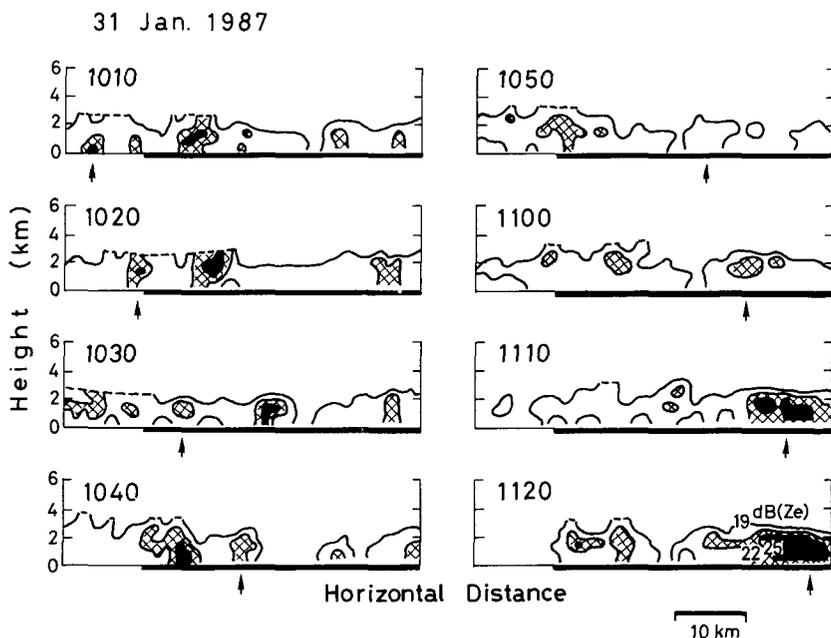


Fig. 6. Vertical distributions showing the confluence of radar echoes.

ルよりかなり南成分をもって東南東へ移動した。その結果、両者は11時00分に合流した。その後は、合流したエコーは、図に見られるようにレーダー反射強度が強くなり、11時20分にはかなりの程度まで強まった。今回の解析した合流現象は、両者の移動方向に相違があることにより起こり、両者のセルを追跡することによってそれが確認できた。

今までエコーの水平分布で見てきたが、次にエコーの垂直分布でさらに合流現象を詳細に調べる。エコーの合流時前後の時間帯の垂直分布を Fig. 6 に示す。垂直分布の断面の位置と方向は、Fig. 5 の11時00分の分布図に描れている破線で示される。この図では、横軸の左側の細線部分が海上で、右側の太線部分が陸上である。垂直分布の断面の位置の関係上、南側の帯状エコーの変化が主体に描れている。注目している矢印のついたセルを追跡すると、上陸前後でかなり強かった反射強度が内陸に入ると弱まったが、11時00分の合流後は、再び反射強度が強まり、11時20分には、強い反射強度域が垂直、水平両方向に広がった。すなわち合流後は、降雪強度が強くなったことがわかる。

2. 合流現象の効果

エコーが合流することによって、降水量が増加することが確認できれば、合流現象と豪雨、豪雪との関係が明瞭になる。前節で述べたように、エコーセルは合流後確かにその反射強度を増した、すなわち瞬間的な降雪量も多くなったことになる。今後は別の面から確かめてみる。レーダーエコーは、瞬間的な降雪強度を表わすが、実際に地上に降る降雪量はそれらの積分されたものである。そこで解析中のエコーが通過した10時20分から11時40分までの平均積算レーダーエコー分布図を作成した。それが Fig. 7 である。この図では、レーダー反射強度が17 dB(Ze) 以上のところを3 dB(Ze) 間隔で描いてある。西北西から延びる南側の強い反射域は、帯状エコーの

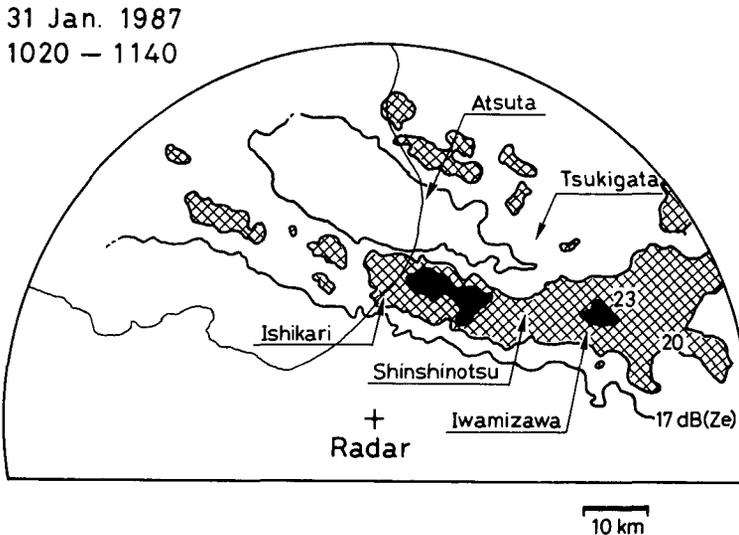


Fig. 7. Time mean distribution of accumulated radar reflectivity factors from 1020 JST to 1140 JST on 31 January 1987.

進入に伴うもので、その北側の網目のかかった 20 dB(Ze) 以上のエコー域は、北西から進入したエコーセルの進入に伴うものである。この図では、個々のエコーセルの追跡に見られたことに対応して、上陸場所付近で積算エコーが一番強い。その風下の新篠津付近では弱くなっているが、さらに風下である岩見沢付近では再び強くなっている。そこがちょうどエコーが合流した位置である。このようにエコーの積算分布図上でも合流の結果として降雪量の増加が確認された。

次にエコーの合流前後において実際に地上の降雪量にどのような変化があったかを Fig. 8 に示す。各々の観測点は気象庁アメダス観測点で、それぞれの位置は Fig. 7 に示されている。アメダス観測点では、1 mm の転倒マスが 10 分間に転倒する回数で降水強度を測定している。それで、10 分間に 1 回の転倒は、6 mm/hr に相当する。降雪が弱い時は、降雪がはじまってから長い時間経過してから転倒マスが転倒することになる。それを考慮して図には、レーダー観測から求めた降雪開始の時刻を矢印で示した。矢印と降水量を示す棒グラフとの間の時間間隔が狭いと、降水強度が強いことになる。南側の観測点列の石狩、新篠津及び北側の観測点列の厚田、月形ともに東側へ進行するにつれて降水強度があまり変化しないが、岩見沢ではかなりの時間にわたって降雪が続いた。このように、合流によって降雪量が増加したことが、地上観測によっても認められた。

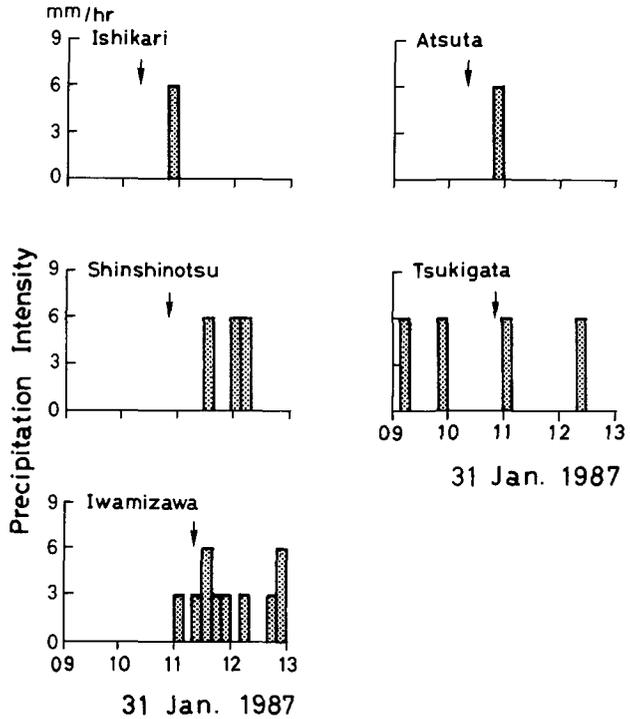


Fig. 8. Precipitation intensity at each observational point by AMEDAS.

IV. 考 察

レーダーエコーの合流現象が起こる説明として加藤 他 (1977) は、同じ高度における気流の合流によるという考えを提案している。次にここで解析された事例について合流の原因について考察する。最初に合流時の総観場を見てみる。Fig. 9 は、1 月 31 日 9 時の地上天気図である。中国大陸上に高気圧、千島列島上に低気圧という典型的な西高東低の冬型の気圧配置となっている。その気圧配置下での風分布について、北海道の日本海側に注目すると、北方の稚内では北北西で、南方の函館では西北西であり、その中間の位置にシャドーラインの存在が推測される。

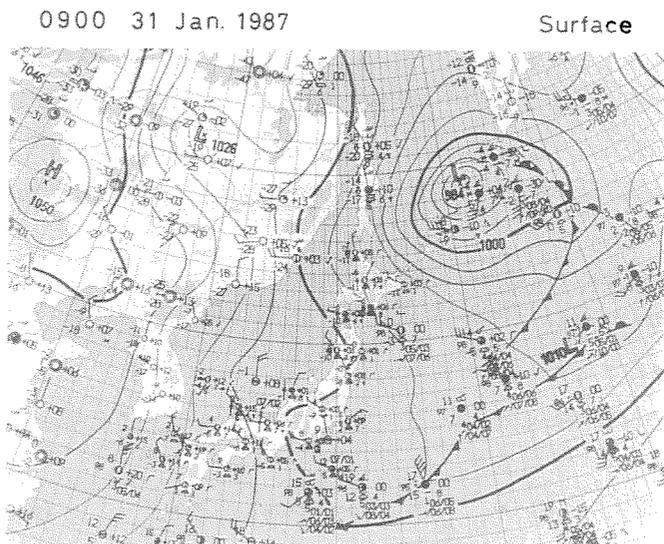
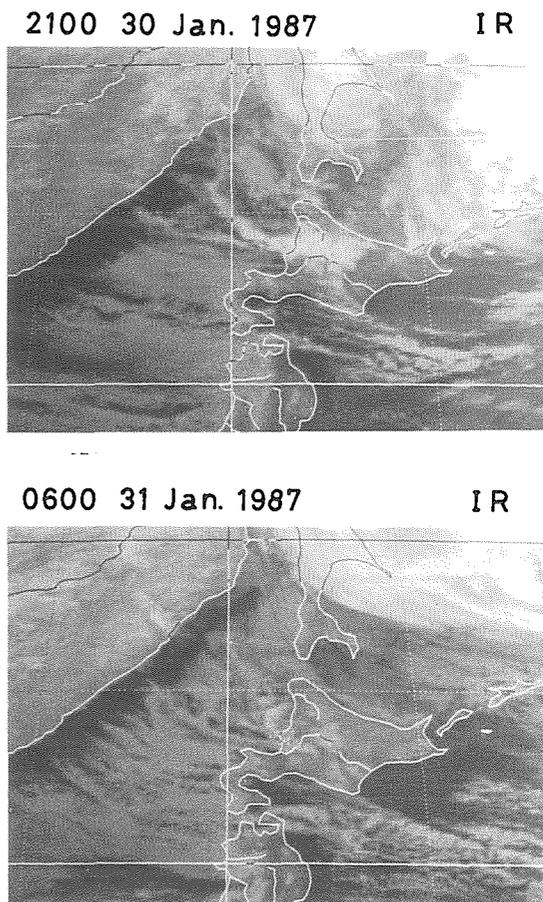


Fig. 9. Surface weather chart on 0900 JST 31 January 1987.

带状雲の南北にある雲の配列からそのシヤールライン上にあると思われる带状雲が気象衛星雲画像において見られる。その雲写真を Fig. 10 に示す。30 日 21 時には留萌付近に上陸していたが、31 日 6 時になると石狩湾内の浜益付近まで南下した。その様子を気象庁アメダス観測点の地上風分布で見たのが Fig. 11 である。30 日 13 時 (左図) の風分布を見ると、最北端稚内付近のみが北風又は北東風であるが、そのすぐ南の地域では西風で、その間にシヤールラインが書ける。次の日 1 時になるとそのシヤールラインが留萌付近まで南下したことがわかる。その後のエコー合流時直前の風分布を Fig. 12 に示す。9 時 (左図) には、シヤールラインが石狩湾中央部に移動し、その境界の北側では北西風であり、南側では西風になっている。その後のエコーの合流時であ

Fig.10. Meteorological satellite infrared images on 2100 JST 30 (upper) and 0600 JST 31 January 1987 (lower).



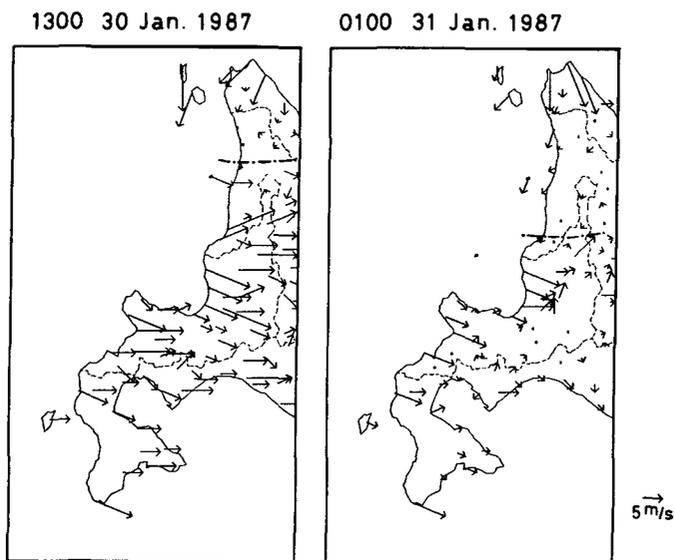


Fig. 11. Horizontal distributions of surface wind on 1300 JST 30 (left) and 0100 JST 31 January 1987 (right). The chained curve shows the shear line.

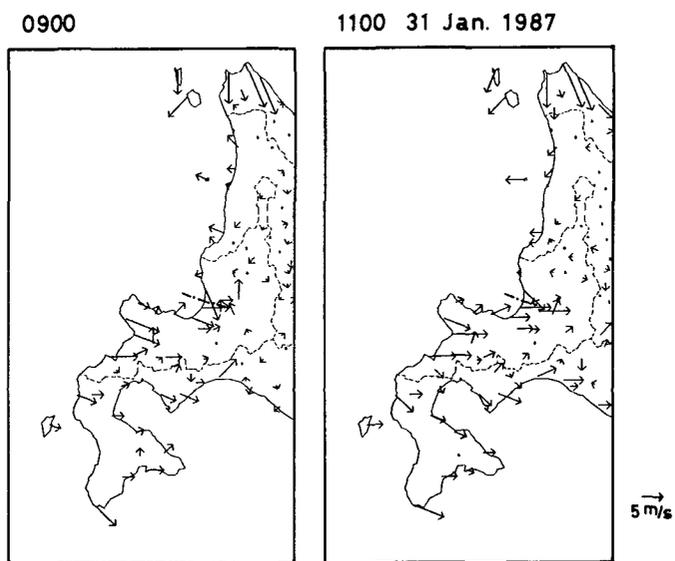


Fig. 12. As in Fig. 11 except for on 0900 JST (left) and 1100 JST 31 January 1987 (right).

る 11 時には、シヤーラインの位置が 9 時の時とほとんど同じであり、その境界の北側及び南側での風向も前の時刻とほぼ同じであった。この風向の配列は、前節で解析したエコーセルの移動にそれぞれ対応している。すなわちシヤーライン上の両側で、それぞれ異なる風向とともに移動してきたエコーセルが、移動方向の相異によって合流した。この解析した事例では、同じ高度にお

ける気流の合流が、エコーの合流を引き起したと考えられる。

今までは地上風向、風速で見えてきたが、上層での状況を見たのが Fig. 13 である。30 日 21 時には、稚内と札幌の間に 700 mb 高度までシャーラインの存在が認められ、エコーの合流が起った直前の 31 日 9 時にはもっと顕著なシャーラインが形成されていた。そしてその後の 21 時になっても持続していた。このように気流の合流がレーダーエコーの合流現象をもたらしたと考えられる。

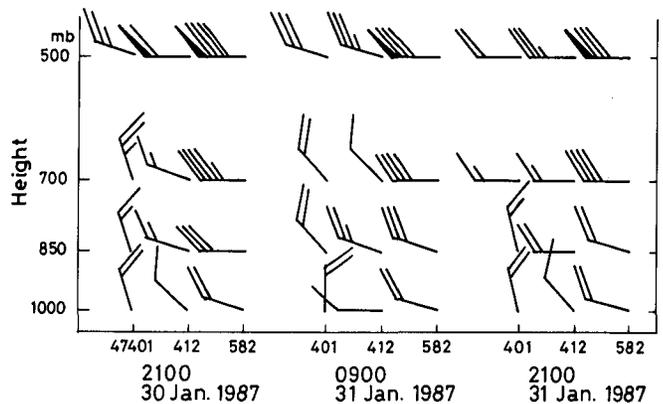


Fig. 13. Vertical distributions of upper wind at Wakkanai, Sapporo and Akita on 2100 JST 30, 0900 JST 31 and 2100 JST 31 January 1987. 47401, 412 and 582 indicate Wakkanai, Sapporo and Akita, respectively.

V. ま と め

豪雨や豪雪との関係が指摘されているレーダーエコーの合流現象が解析された。今までの解析においては、あまりなされていなかった個々のエコーセルの移動の追跡によって、それらの合流が確認された。

合流の結果、降雪量が増加するかどうかは、大雪との関係で重要な意義を持つ。この解析では、個々のエコーセルの追跡、降雪量分布を表わす積算レーダーエコー強度分布図、地上での降雪量測定によって、合流の結果降雪量が増加することが確かめられた。

合流の起こる原因として、この解析では、二つの気流系の違い、すなわち風向の違いによって合流が起ったことが、地上風及び高層風の解析からわかった。

今後の問題としては、合流時に雲の内部でどういう現象が起って、降雪量の増加に結びつくのかの微物理過程の研究が望まれる。

謝辞 気象資料を札幌管区気象台、気象庁及び気象衛星センターから提供していただきました、ここに記して感謝致します。

文 献

- Harimaya, T. and M. Sato, 1988. Proportion of riming growth process in snowfall phenomena. *Proceedings of the 10th International Cloud physics Conference*, **1**, 190-192.
- 今門宗夫・堤 良造, 1966. 集中豪雨の場とレーダーエコー. 福岡管区気象台要報, **21**, 46-54.
- 加藤和夫・阿部能明・伊藤秀喜, 1977. 東北地方北部に集中豪雨をもたらした帯状エコーの解析. 天気, **24**, 381-393.

七沢 謙, 1976. 冬の弧状エコーの合流について, 天気, **23**, 307-312.

小花隆司, 1976. 47.7 西三河集中豪雨のときに現われたレーダーエコーの合流現象, 天気, **23**, 347-361.