

冬の弧状エコーの合流について*

七 沢 謙**

要 旨

1971年2月24日、石狩湾から内陸に侵入した弧状エコー群により、道央地方で局地的にかなりの量の雪が降った。この弧状エコー群について調べたところ、走向の異なる二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ること、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ることなどがわかった。

レーダーエコー解析によると、合流域ではエコー強度・エコー頂高度が共に減少していた。これは内陸に入った合流域を解析したため、海上で十分に発達した対流セルも、内陸では水蒸気や熱の補給が小さいので次第に層状化し、また、降水粒子は下降中で空間的に拡散平均化されているため、レーダーでは弱く探知されたものと思われる。

1. ま え が き

走向の異なる二つのエコー系の合流によって集中豪雨や豪雪がおこることはこれまでに多く指摘されてきた。この合流の型は今門等(1966)により次の4型に分類されている。

(1) 合流型

発生源の異なる二つ以上の系統の線状エコーが交差合流する型

(2) 加重型

前駆移動してきたエコーが減速あるいは停滞し、後続のエコーがこれに追いついて加重する型

(3) 混入型

梅雨前線等に伴うエコーが停滞している場合、小型の台風が接近し、この台風に伴うエコーが混入する型

(4) 台風型

台風の外側降雨帯が停滞する型

ところで札幌レーダーで観測される冬のエコーの合流はそのほとんどが(1)の型の線状エコーに限られており、しかも冬の季節風卓越時に発生する直線状配列のエコーが合流することはほとんどなく、その多くは低気圧

の通過直後や季節風末期等に多発する曲線状配列のエコー群で合流が行われている。七沢(1975)は曲線状配列を構成している個々のセルの移動に注目し、セルがエコー系の進行前縁で低気圧性に廻り込む場合をうずエコー型、うず循環がない場合を弧状エコー型と分類し、これらいずれの型でも大雪が降り易いと述べている。

エコーの合流をおこす総観場の特徴に関する報告はこれまでも数多くあるが、合流がどのような形で多量の降水に寄与するのか、この辺の機構に関する報告はほとんどない。これは機構説明の手掛かりとなる気象観測が時間的にも空間的にも粗いことによるものであろう。筆者は1971年2月24日に札幌レーダーが観測した冬の弧状エコーについて、エコーの合流と大雪との関係を解析したので次に報告する。

2. 合流のエコーパターンと総観場

(1) エコーパターン

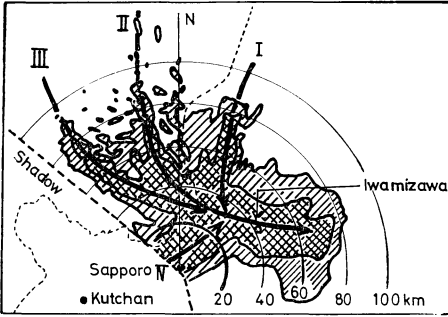
2月24日朝から午後にかけて弧状のエコーが石狩湾北部から雄冬岬の南を通して内陸に侵入してきた。第1図は10時40分のエコーパターンで、降雪強度 $1 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上の領域は網目で示してある。この図でⅢで示した弧状エコーが 300° 方向から東南東に延び、これと合流するような形でⅠとⅡで示した2本の弧状エコーが北から南に延びている。札幌レーダーは 170° から 310° にかけての間が山でビームカットされており、西方のエコーの状態は明らかでないが、倶知安方向から東北東に延びるⅣの弧状エコーがあって、このエコーも札幌の北東方で

* On the Confluence of two Arched Line Echoes Observed with the Weather Rader at Sapporo in Winter.

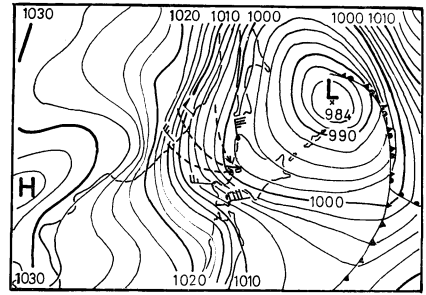
** K. Nanasawa, 札幌管区気象台

—1975年12月22日受領—

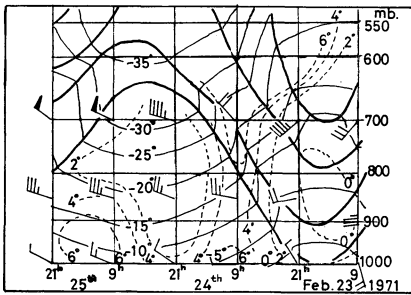
—1976年5月31日受理—



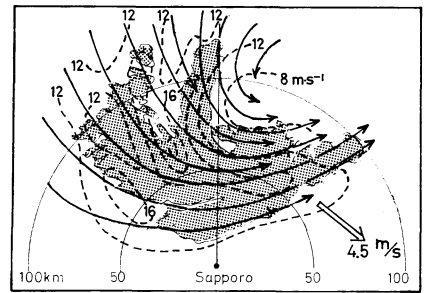
第1図 1971年2月24日10時40分の孤状エコー群。
網目領域はエコー強度並以上(1mm/h以上)
太い矢印は孤状エコーの走向。



第2図 孤状エコー発現時の地上天気図(1971年2月24日09時)。
破線は石狩湾に侵入する気流系。



第3図 札幌の鉛直時間断面図
実線:5°Cごとの等温線, 破線:2°Cごとの等飽差線,
太い実線:安定層。



第4図 エコーパターンとセルの移動分布(1971年2月24日08時40分)。
実線:前10分間のセルの動きから求めた流線,
破線:セルの移動速度分布(m/s), 二重矢印:
系の移動方向と速度。

前述の孤状エコー群と合流していたようである。海上にある間のエコーは対流性であったが、内陸に入ったエコーは対流性と層状との混合型として観測されている。

(2) 総観場

岡林・里見(1971)は、冬期間発達した低気圧が北海道の東方を通過してオホーツク海に達し、日本近海の気圧傾度がゆるむと、北海道西方海上に孤状エコーといわれる曲率をもった非常に強く、幅の広い線状エコーがしばしば観測されると述べている。また岡林(1967)は気象衛星写真の解析から、局地的大雪をもたらす雪雲は相当に長いもので、その発生源は遠く間宮海峡北部であることが多く、帯状に収束した雲が局地的大雪の原因であると述べ、それを収束雲と名付けた。

この日9時の地上天気図では、中心の気圧984mbの非常に発達した低気圧が千島列島中部にあり、毎時42kmの速さで北に進んでおり、この低気圧から西南西にのびる気圧の谷が北海道中部を通過して日本海北部に達し、いわゆる袋型等圧線を形成して、岡林等がいっ

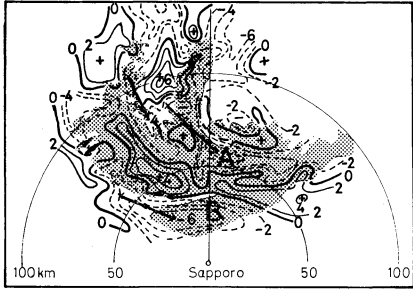
ている孤状エコーが現われ易い気圧配置であった。石狩湾北部に流入する気流系を等圧線の走向から推定すると第2図の破線のようになり、もしこの気流系の走向に沿って雲が弧状に配列するとすれば、岡林の言っている収束雲になり、レーダーでは弧状エコー群として観測される。

札幌上空の鉛直時間断面図によると、この低気圧に伴う寒冷前線が23日の21時前に札幌を通過し、24日の夕方から25日の朝にかけて700mbで気温-30°C以下、飽差2°C以下の湿潤寒冷な気団が侵入し、北日本では西の季節風が非常に強く卓越した。孤状エコーが発現した時間は寒冷前線通過後のまだ本格的な寒気が侵入する前に当たっており、この時の飽差は4°C~6°Cであり、安定層の高さは700mb付近(2800g.p.m)にあった。

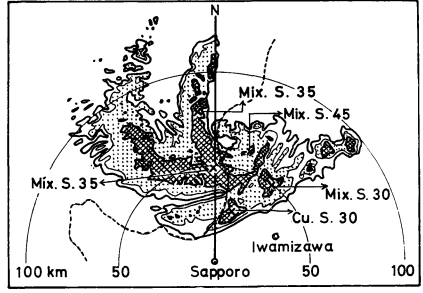
3. エコーの解析

(1) 系全体の動きとセルの移動

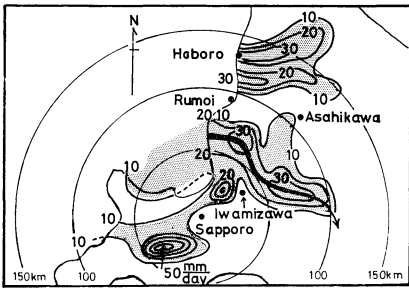
第4図は孤状エコー群が石狩湾から内陸に侵入してき



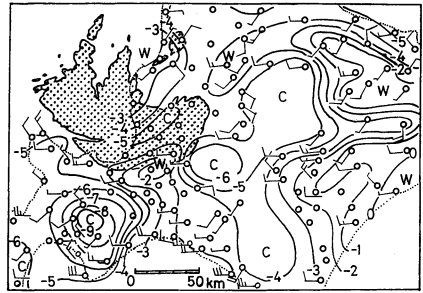
第5図 セルの動きから求めた系内の散散量分布 ($\times 10^{-4} \cdot \text{sec}^{-1}$).



第6図 系内のエコー強度分布 網目領域は強 (3 mm/h 以上), 点彩領域は並 (1 mm/h 以上, 3 mm/h 未満), 及び, エコーの型と高さ (100 m 単位).



第7図 日降水量分布 (24日9時～翌日9時), 矢印は合流域の経路.



第8図 エコーパターンと気温及び風の分布 (24日9時).

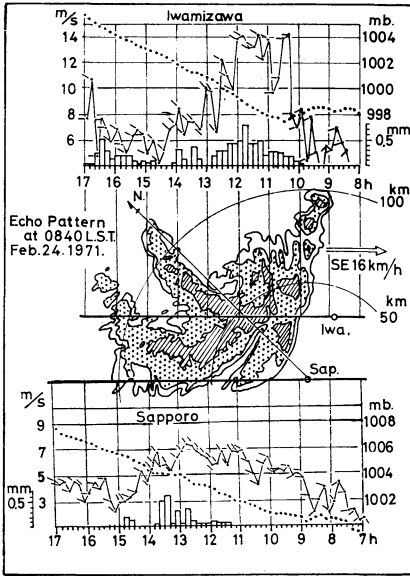
た8時40分のエコーパターンと、パターンを形成している個々の対流セルの10分間の動きから求めた流線と移動速度の分布である。弧状エコー群は全体として総観規模のじょう乱の移動に伴って動き、個々のセルはその高さのほぼ中間の高さの風で流されると考え、個々のセルの見掛上の移動分から系全体の移動分を差しひいてみると、個々のセルは弧状エコーの走向にはほぼ沿って動いているようである。次にセルの移動速度に注目すると、北からの弧状エコーと北西からの弧状エコーに対応して移動速度が16 m/s 以上の領域が線状になって二本存在し、これらが札幌の北50kmで一本にまとまってさらに東に延びている。系全体の動きと比較すると、系全体としては南東方向へ4.5 m/sで動いているので、セル自体はこれの3~4倍の速さで移動していることになる。

(2) セルの動きから求めた散散量分布と合流域

個々のセルはその高さの中間付近の風に指向されて動くと考え、この例の場合、エコー頂高度が大体3500 mなので指向風高度は1800 mぐらいとなる。この指向風の収束域と弧状エコー群の合流域との関係を見るため

に、前節で述べたセルの動きから、一辺10kmの三角メッシュでベラミー法により収束散散を求めた。(第5図)収束量が $4 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$ 以上の領域は図のAとB、および札幌の北北西80kmと北西210km付近にある。一方、弧状エコー群の合流域は北からの弧状エコーと北西からの弧状エコーとが交わるAと、北西からの弧状エコーの南縁と札幌の北40km付近を東北東にのびる弧状エコーとが交わるBにあるらしい。このうちの東北東にのびる弧状エコーの西の部分は山でビームカットされているので明らかでない。この例では指向風の収束域とエコー群の合流域は位置的に一致しているようである。

次にセルの動きの速いところと収束域との関係を第4図と第5図からみる。動きが16 m/s 以上の領域に注目すると、(図中の矢印)札幌の北西60kmにある領域がBに、北北西90kmにある領域がAに、さらに335°方向110kmにある領域がその方向で80km付近にある $-4 \times 10^{-4} \text{sec}^{-1}$ の収束域にそれぞれ対応しているらしく、このようにみると、この例の場合では、収束域はセルの動きが速かった領域の進行方向の前方向約30kmにあ



第9図 弧状エコーの通過に伴う岩見沢及び札幌の気象変化。

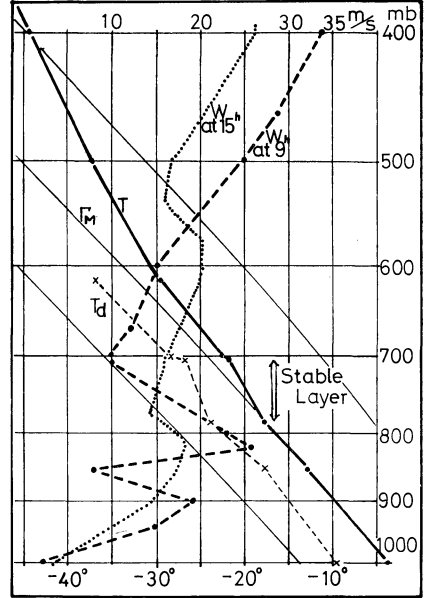
点線：10分ごとの気圧，実線と矢印：10分間平均の風向と風速，棒グラフ：10分間降水量。

ったと考えられる。

(3) 合流前後のエコーの変化

一つ一つの積雲細胞がどのような形で併合してゆくかは分解能の関係でレーダー観測からは明らかにできない。しかし、エコーの特性や高さ、強さの変化を観測することにより、大雑把であるがある程度まで推測することができよう。

第6図はエコー強度の分布と、特に強いセルのエコー頂高度を示したものである。この図で、北からのエコー系に沿って幅10kmぐらいの強い線状構造が、また北西からのエコー系にも同様な構造が認められる。この強い線状構造はそれぞれの弧状エコーの中でセルの動きが速い領域にあらわれており、エコー頂高度も3500mという冬としては比較的高い値が観測されている。ところで、これら二本の弧状エコーの合流域Aでは、強度の強い領域が線状として僅かに残る程度で、その幅も3kmぐらいと狭くなり、合流域のセルの大半は強さも並以下で高さも3000m以下に下り、特性も対流性から対流性と層状との混合型に変ってきている。このような傾向は合流域Bでも認められる。



第10図 24日9時の状態曲線と風速の鉛直分布(札幌)。

4. 弧状エコーに伴う気象要素の変化

(1) 合流域の通過と降雪量分布

気象官署と農業気象観測所の24日9時から翌日9時までの日降水量分布(第7図)をみると、羽幌・留萌間に東西にのびる多降水域、雄冬岬の南海上から南東方向に入り込んでいる多降水域、岩見沢西方の局地的多降水域、および羊蹄山を中心として東西に延びる多降水域がある。このうち、東西にのびる多降水域は弧状エコーの内陸侵入後、24日夕方から25日朝にかけての強い西の季節風の卓越によってできた東西にのびる線エコー群の侵入によるものであろう。雄冬岬の南海上から南東にのびる降水域は弧状エコーが通過した地域と一致しており、特に注目されるのは合流域Aの通過経路(図中の矢印)に沿って降水の最大値が観測されていることである。また、岩見沢の西に降水日量が40mmに達したところがあり、ここは合流域Bの位置に相当している。恐らくここでは短時間に非常に激しい降雪があったものと考えられる。

(2) 風および気温の分布

第8図は弧状エコーが内陸に侵入し始めた24日9時の風と気温の分布である。

風向から地上の気流系を推定すると、弧状エコー群の北側では北または北々東の気流が、南西側では北西の気

流が、南側では西または西南西の気流がそれぞれ卓越しており、気流系の収束が認められる。一方、エコーの前縁では、観測がないのははっきりしないが、周辺の風の場合から推測すると北側では南西または南の気流が、南側では西の気流があって、気流の発散があつたと考えられる。

気温分布ではニセコ・羊蹄山の山系、大雪・日高の山系で気温が低くなっているが、これは観測所自体が高いところにあることによるものであろう。この問題は別にして、エコー域内の温度分布をみると、海上は観測がないので明らかでないが、陸上の観測値から合流域で -5°C ぐらい、エコーの周辺部が -3°C ぐらいで、合流域で 2°C ほど低くなっていることが注目される。

(3) エコー域内の気圧・風・降水量の変化

この孤状エコー群は10時から16時にかけて、岩見沢や札幌を通過している。札幌ではエコーの縁が通過したにすぎないが、岩見沢では合流域の一部が通過している。札幌と岩見沢で観測した気象要素の時間的な変化を空間変化におきかえて示したのが第9図である。

気圧は、岩見沢・札幌共に次第に遠去かっている低気圧の後面に位置していたため、孤状エコーの中に入ったにもかかわらず、10時頃からはほぼ一様な上昇に転じている。

風や降水量の10分間ごとの変化をみると、岩見沢では合流域の縁辺が侵入し始めた10時20分頃から急に風が強くなり、10分間平均風速で 8 m/s 以下から 14 m/s に増大し、それと共に次第に降雪も激しくなった。特に11時10分から12時20分にかけての合流域の通過では、10分間降水量が 0.5 mm 以上に達している。なお合流域が通ってしまった後の12時30分からは風は 8 m/s 以下となり、降雪も時々強く降る程度となった。一方、エコーの縁辺部が通った札幌ではエコーの通過時に 2 m/s 前後の風速の増加と、若干の降雪が観測される程度で、岩見沢ほど激しい変化は認められなかった。

5. 考 察

(1) 成層の状態と積雲の発達

孤状エコーが札幌に侵入する直前の24日9時の高層観測によると、 $700\sim 790\text{ mb}$ の間に安定層があり、この層の下では条件付不安定、上では安定な状態となっている。また、風の鉛直分布では風向のシアはほとんどなく、地表から 900 mb 高度にかけての風速だけがほぼ直線的に増加している。試みにこの二層間のリチャードソン数を求めてみると 0.2 となり、風の場合からも下層では

不安定な成層状態であったことが示される。したがって、下層の不安定によって積雲対流が非常に活発であったと考えられるが、積雲の頭は安定層で押えられ、それ以上の高さに広がることはまずなさそうである。

(2) 水蒸気と熱補給についての海陸の差

この年2月4日から16日にかけて気象庁観測船「啓風丸」が北部日本海で気象と海洋の観測を行っていたので、同船が観測した海面水温分布が24日まで変化ないとして、積雲の発達に寄与する水蒸気および熱の量を見積ってみる。海上の気温を -2°C 、海水温を 5°C 、湿度 65% 、海上風速 10 m/s とにおいて、ヤコブの式により海面からの蒸発量、顕熱、潜熱を求めると、それぞれ 7.5 mm/day 、 375 ly/day 、 450 ly/day となる。この値は高橋等(1968)が季節風卓越時の冬の日本海で求めた 9.8 mm/day 、 325 ly/day 、 578 ly/day とほぼ似た値になっている。一方、内陸では風速が 2 m/s と小さく、また地面が雪に覆われているため気温と地面温度の差も 2°C 以下と考えられるので、これらの陸上の値は海上の値の $1/5$ 以下であろう。このため、海上で十分な水蒸気や熱の補給を受けて発達した積雲も、内陸に入るとこれらの補給が急速に減少するので発達がとまり、次第に衰弱に向うと考えられる。

(3) 合流前後のセルの変化

海上にある間の孤状エコーに注目すると、その中に強く高い領域が線状になって存在している。これは成層状態が下層で不安定になっていることに加えて、海面から多量の熱や水蒸気の補給を受け、対流活動が活発となるためであろう。このような状態の対流セルも、一旦内陸に入ると前節で述べたように熱や水蒸気の補給の減少によって垂直方向の運動が抑止され、次第に層状化してゆく。このことは内陸に入ったエコーが対流性と層状との混合型として観測されていることから明らかである。また内陸に入った合流域で強さや高さが減少している理由として、この段階ではすでにセル状になっておらず、ほとんどが層状になっており、降水粒子は下降中で空間的には拡散平均化されているためレーダーでは弱く探知されたものと思われる。また、高さについても、雪片の落下速度を考えると多降水域の上空では降水粒子の空間分布が少なくなり、このため低く観測されたものであろう。

(4) 合流域と大雪

立平(1968)は、海上で発生した対流性エコーは、上陸すると雪雲の対流活動(上昇流)が弱まるため地雨性

に変わり、対流性から地雨性に変わる過程で地上に多量の降雪がもたらされる、と述べている。この例の場合は、これに加えて弧状エコーの合流により、なお一層激しい雪が局地的に降ったものと考えられる。なお、合流域では周囲に比べて気温が 2°C ほど低かったことや、合流域で風速が急増し、その東側部分では地上風系が発散になっていたことの原因として、激しい降雪によって温度が下降し、雷雨の鼻に似た現象の発生も考えられるが、この点については資料が不十分であり、なお一層の吟味が必要である。

6. まとめ

1971年2月24日、石狩湾から内陸に侵入した弧状エコー群は、内陸で合流し道央地方にかなりの豪雪をもたらした。この弧状エコー群について事例解析を行った結果をまとめると次のとおりである。

(1) 岡林は、冬期間発達した低気圧が北海道近海を通過してオホーツク海に達し、日本近海の気圧傾度がゆるんだ頃に、石狩湾で弧状エコーが観測されると述べている。この解析例もこのような総観場の下で発生している。

(2) 弧状エコーを構成している個々のセルはエコーの走向に沿って群全体の動きよりも速い速度で移動する。セルの動きが特に速い領域の約30km前方に弧状エコーの合流域がある。この合流域はセルの収束域にもなっている。

(3) 海上の対流セルは内陸に入るにしたがってその特性を失い、層状と対流性の混合型に変化してゆく。

(4) 合流域では激しい降雪のほか、気温の下降と風速の急増が観測される。また、合流域の通過経路に沿って降雪の最大域がある。

謝 辞

この研究は気象研究所と共同で実施している「エコーの合流過程に関する研究」の一部として行ったもので、同研究所の柳沢善次主任研究官から有益な助言と参考文献の提供を頂いた。また札幌管区気象台レーダー現業班の方々には終始熱心な討論に参加して頂いた。厚く御礼申しあげる。

文 献

- 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.
 七沢 謙, 1975: 道央地方における雪エコーの特徴と降雪予報, 研究時報, 27, 177-188.
 岡林俊雄, 1967: 気象衛星写真からみた小低と雪雲について, 昭和42年度北部管区気象研究会誌, 48-51.
 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(I), 天気, 18, 17-25.
 高橋浩一郎, 堤敬一郎, 1968: 北陸豪雪調査報告「エネルギー論」, 気象庁技術報告, 66, 392-400.
 立平良三, 1968: 北陸豪雪調査報告「雪エコーの発生・移動」, 気象庁技術報告, 66, 320-328.