

北陸豪雪のレーダー解析*

—名古屋レーダーによる—

立 平 良 三** 深 津 林***

1. ま え が き

北陸豪雪の機構については、既に数多くの研究があるが、北陸豪雪にはメソスケールの問題も多分に含まれているので、観測網の粗さのためまだ充分に解かれているとは云えない。しかし昭和36年以降の名古屋レーダーおよび新潟レーダーの観測開始により、北陸豪雪のメソスケールの性質を解明する有力な武器が加わるようになった。今年には福井レーダーも観測網に加わり、北陸西部のレーダー観測は一層充実しよう。本文では、福井レーダー観測開始にあたって、今迄名古屋レーダーで得られた北陸西部の雪についての知見をまとめ、福井レーダーによる前進の踏台とする積りである。

レーダーで降雪現象を観測した経験では降雪現象は地勢によって大きく影響されるように見える。北陸西部の地勢は東部における能登半島や佐渡のような複雑さがなく、降雪機構が比較的単純な形でとらえ易いものと思われる。

レーダーによる北陸豪雪解明への寄与は、例えば山雪・里雪のような降雪の集中機構の解明、北陸不連続線などのメソ系の追跡・解析、および北陸豪雪の降雪機構についての雲物理学的仮説の裏付けなどが考えられよう。

2. エコー・パターンと 850mb 風向

雪エコー域全体の現われ方は、850mbの風向によりはっきりした特徴を示す。深津(1963)には850mb風向がN, NW, Wの場合について代表的なエコー分布を示した。これをモデル的に描くと第1図ようになる。丁度若狭湾近辺にエコーの発生域があって、そこで発生したエコーが850mbの風で流されてきた分布のように見

える。エコーの発生域は風向により多少異なるようである。この図からも解るように、名古屋に雪が降るのはNW風の時に限られる。名古屋レーダーでは、若狭湾付近の2000m以下の降水は探知できないので、エコーの発生については、はっきりしたことは云えないが、この付近で顕著な発達があったことは確かであろう。

3. エコー・パターンの線状構造

北陸の雪エコーのパターンはあとで述べるように、対流性のセルまたはその拡散したものにより構成されているが、これらのセルはしばしば線状の配列をする。この配列は、セルの移動方向および線状の走向によって分類できる。

写真2~4にはその代表的な型を示す。写真2ではセルの移動はWNWからであり、線の走向はこれに大体直角である。従って線の移動速度は個々のセルの移動速度と大体一致し、かなり速い。写真3では、セルの移動はやはりWNWからであるが、線の走向はこれに平行である。従って線は殆んど動かない(ただし線を構成するセルは次々に入替っている)。写真4では、セルの移動はWからで、線の走向もこれに平行し東西であり、停滞している。セルの移動がW~WSWからのときは、それに直角な線状構造は観測されることがなかった。第4節で述べるように、エコーセルの移動は対流圏下層の風速と大体一致するので、上述の分類は風向によるものとも考えてよい。このようなパターンの持続は2~3時間程度でそのあと無秩序なパターンになったり他の型に変わったりする。これらの線状構造の形成には上層風の分布などが関係するものと思われるが、まだよくわかっていない。北陸豪雪に限らず、レーダーにはしばしば線状エコーが現れる。その中のあるものについては、次々にセルを生成する領域があって、ここでできたセルが自動的に持続して上層風で流されることによって形成されること

* Radar Analysis of the Snowfall on Japan Sea Side of Japan by Nagoya Radar.

** R. Tatehira 東京管区気象台

*** H. Fukatsu 名古屋地方気象台

—1965年5月26日受理—

が解っている²⁾。北陸豪雪の場合もセルの移動に平行な線状構造には、このような機構が適用できそうであるが名古屋レーダーでは確認できた。な

北陸豪雪に伴うメソ天気系として、今までに北陸不連続線、不安定線などが提出されている。写真2は次々に来襲する不安定線³⁾に対応するパターンのものである。写真3のようなエコー・パターンからは縞状の積雪分布が期待される。写真4のような停滞性の、海岸線に大体平行した線状エコーがあればこれに伴って地上気象の変化があり、海岸沿いに発生した不連続線として解析されることになる。

深津(1963)⁴⁾は写真2のようなパターンのとき、福井、彦根および名古屋の地上気象日記紙を調査し、このような線状エコーの通過の際、気温低下、湿度上昇、気圧上昇、風速増大および風向逆転などが起っていることを見出した。気圧、気温、湿度の変化は、降雪が雲底下で蒸発することによって寒気ドームが生成されていることを示唆している。また風向風速については、線状エコーの通過に際して、上層の風に近づくように変化することから、対流による上下層の運動量の交換によるものと考えられる。これらの地上気象要素の変化は日本海岸からの距離に比例して福井→彦根→名古屋の順で小さくなる。

4. エコー・セルの諸特性

写真2～4によれば、エコー・パターンを構成する個々のセルは、海上では一般にくっきりした対流性の様相を示しているが、内陸ではぼやけた層状エコーのかたまりになっている。つまり海上で発生した対流性のセルは、上陸すると次第に対流活動が弱まり層状のエコーに変わり、そのまま1～2時間持続するのである。このような変化は1～5分置きに撮影されたPPI映画を見れば一層はっきりする。また内陸に入って一度層状になったエコーが大平洋岸まで抜け出て再び対流性エコーになることがしばしばある。写真5はその一例で、内陸を通過してきた層状エコーが伊勢湾で再び対流性になっている。層状エコーが太平洋側まで拔出してくるのは、琵琶湖や関ヶ原など比較的低い道筋を通る場合が多い。このような短時間(1～2時間)の間にエコー・セルの様相が安定化したり不安定化したりするのは、地表面の性質が海面→地面(雪面)→海面と変わることによって、エコーに伴う気塊が変質するためとは考えられず、むしろ下層の空気が入替ることによって気層が安定化したり不安定化したりするものと思われる。

しかし海上で発生した対流性セルの全部が層状化して持続するのではなく、丁度セルの最盛期に上陸したもののだけがそのような行動をすることがPPI連続写真よりわかる。海上で最盛期に達したセルは、層状化して持続することなく、急速に消失し、その寿命は数十分程度である。

このようなエコー・セルの性質の変化は、RHIでも見ることができる。写真6は295°の方向のRHIで、若狭湾(120km)～伊吹山付近(60km)に雪エコーがある。若狭湾付近ではエコー・セルは背が高く、またはきりした柱状構造が下層まであって対流性の様相が濃い(この付近ではレーダーは高度1500m以下は見えないが、少くともこの高度までは対流活動があると見てよからう)。しかし次第に内陸に入ると共にエコーは背が低くなり60km付近では2000m程度になっている。また柱状構造もぼやけてきている。

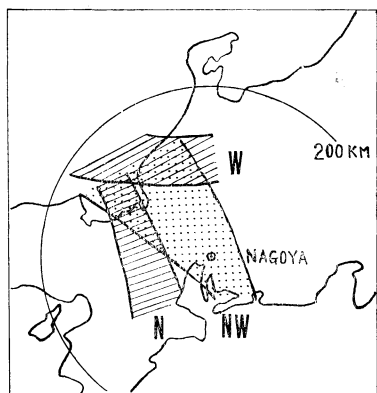
北陸沿岸でできた対流性エコーが、上陸してぼやけたままかなり長時間(距離にして50～100km)持続し、時には東海地方にまで達するという事は、単に雪が上層風で流されてくるということでは説明できない。北陸沿岸でエコー頂高度はせいぜい4000m程度であるから、雪片(落下速度1.5m/s)として約40分(風速10m/sとして約30kmの距離)で全部地上に落下してしまう筈である。あられならもっと落下が早い。一方、雲粒は北陸沿岸でできたものであるが、降水粒子はこの雲粒によって内陸で次々に成長したものであるという考え方もある。しかし内陸のあられのClイオン含有量が、海岸のものに比べ一般に少ない⁴⁾ことから、内陸の雲粒は、沿岸のものとは異なることが推定される。結局、上陸して対流活動が止んだぼやけたエコーセルに伴って、何等かの上昇気流系があって、造雲が続けられていると考えるのが妥当である。

安定な気層内での上昇気流持続の機構については、梅雨期の巨大な降雨帯⁵⁾について調査したものがあ

5. エコー・セルの発生・移動と上層風

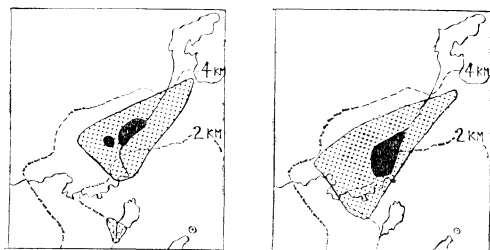
昭和38年の北陸豪雪共同観測期間(1月16日～25日)のレーダーの5分毎の連続写真より、セルがPPIに現われ始めた点を求め、その後の移動がWSW～Wからの場合とWNW～NWからの場合に分けて分布図を描くと第2図(a)(b)のようになる。両図とも海岸線を中心線とした発生点の分布があるがWSW～Wの場合、若

狭湾にセルの発生が殆んどないのが著しい特徴である。エコー・セルの移動はあとで述べるように、700~850mbの流線に沿っているので第2図の(a)と(b)は対流圏下層の風向による分類と考えてよい。一般にエコー・セルの発生域は、対流圏下層の風が、地形によって強制上昇または流線の強制収束を受けそうな領域と一致している。WSW~W(a図)の場合、若狭湾にエコーの発生がないのは、経ヶ岬の風下になるためと考えられる。



第1図 850mb風向とモデル的エコー分布

第2図には名古屋レーダーの等ビーム高度線(破線)が記入してあるが、雪エコーの高度が2000~4000m程度であることを考えると、レーダーでとらえられたエコーの発生は、真にエコー・セルの発生ばかりではなく、既存のエコー・セルの発達または接近である場合もありうる。共同観測期間中の6時間毎の輪島の上層風資料から、



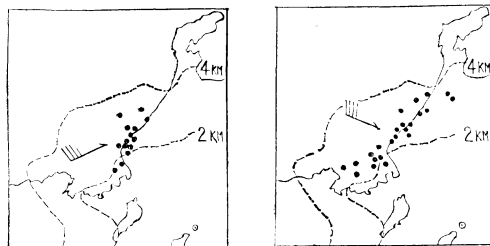
(a) WSW~W (b) WNW~NW

第2図 風向別のエコー・セル発生点分布(昭和38年1月16日~25日)。

(a)は88個、(b)は55個の発生点の分布を示し黒く塗った部分にはこれらの個数の半分が含まれている。

破線は2kmおよび4kmの等ビーム高度線を示し、これらの線上ではそれぞれ高度2km、4km以下の降水は探知できないことを表している。

9時から翌日9時迄、対流圏全体に北分の風が吹いた日(1月19日)および南分の入った日(1月22日)を選び出し、両日のセルの発生点を図示すると第3図(a)(b)となる。(ただし厳密に云うと1月19日9時だけは1000m~2500mに260°の風があった)またこの両日(9h~9h)の midpoint (21h)における対流圏下層(1500m, 3000m)の流線は第4図(a)(b)に示されているが、エコー・セルの平均移動速度(大きい羽根矢)とよく一致する。



(a) WSW (b) WNW

昭和38年1月22日 昭和38年1月19日

第3図 風向別の発生点分布(24時間分布)破線は2kmおよび4kmの等ビーム高度線。矢羽根はエコー・セルの移動速度のベクトル平均。

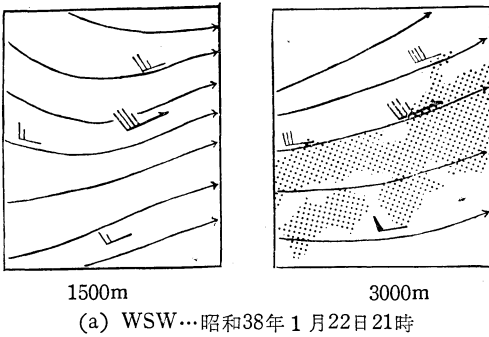
つまりセルは1500m~3000mの風で流されているといえる。

第3図には第2図で述べたような風向による発生点分布の変化が一層はっきりと現れている。PPIにエコーが現われ始めたことが、既存のエコーの接近によって見えてきたものとすれば、発生点の分布は等ビーム高度線(破線)と大体平行になる筈であるが、実際には発生域は海岸線に平行で、2000mと4000mの等ビーム高度線にまたがって存在しているので、第3図の発生点は、1本当のエコー・セルの発生または発達のあった所と考えてよからう。

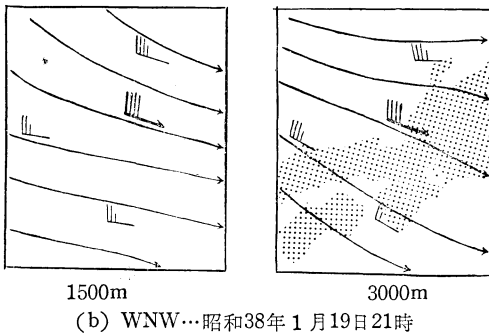
6. 降雪域と上層風

前節で調べた1月19日と22日の9時~翌日9時の24時間新積雪分布を第5図(a)(b)に示す。この分布図は、福井・石川・富山・岐阜の4県の約120点の観測値によるものである。

19日(WNW風)には、降雪量は明かに山岳部に多く、22日(WSW風)には平野部に多い。これは第3図(a)(b)で示されるように発生したエコーが、発達しながら第4図(a)(b)の風で流されて内陸に進み、活発な対流活動が止んだときに降水粒子を落したものと考えれば説明がつく、海岸線の走向が大体WSW~ENEなので、WNW風のときはエコー・セルは内陸深く入りこ

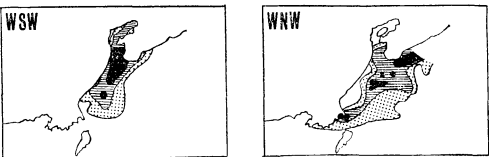


1500m 3000m
(a) WSW…昭和38年1月22日21時



1500m 3000m
(b) WNW…昭和38年1月19日21時

第4図 流線(1500m, 3000m)とエコー・セルの移動速度。
大きい矢羽根はエコー・セルの移動速度のベクトル平均を示す。



(a) 昭和38年1月22日 (b) 昭和38年1月19日
第5図 9時～翌9時の24時間新積雪分布。
塗りつぶした領域……40cm以上
斜線域……20～40cm
点彩域……10～20cm

み、山雪となり、WSW風のときはエコー・セルは海岸沿いに動くことになり、海岸線近辺に降雪が多くなり里雪型になる。

以上のような観点からすれば、シノプチックな場が日本海沿岸に対流性雲を発生させる条件を満たした場合、山雪型になるか、里雪型になるかは対流圏下層の風向によって決定されることになる。従来の調査による山雪型・里雪型のときの代表的な上層天気図は、やはり北陸沿岸における上層風向に上述のような特色をはっきりと示している⁶⁾。

7. 低気圧に伴う降雪との比較

日本で冬期に降る雪は裏日本の季節風によるもの他、低気圧に伴って降るものがある。季節風の雪は前節までに述べてきたように、その性質が海陸分布および地形に関係が深い。一方、低気圧の雪は写真7に例示されるように、広範囲に亘って一様で、地形に殆んど左右されない。しかし鉛直方向には顕著な構造の変化があり、下層は層状であるが上空には対流性セルが存在している。写真7でも100～200km付近ではレーダー・ビームが上空を通るので、セル構造がとらえられている。

上空のセルは、RHIによるともっとはつきりする。写真8(a)(b)によれば、4～6kmの高度に鉛直に発達したセルが多数あり、そこから落下した降水粒子が風の鉛直シャーによって傾斜した尾流を形成していることがわかる。このようなはつきりした尾流が形成されるということは、これらの上空のセルがかなり持続性のあるものであることを物語っている。

結局、低気圧の雪は上空(4～6km)の対流によって生成されたものであり、季節風の雪がもっと下層からの対流によってできたものであることと対照的である。低気圧の雪が地形にあまり影響されないのも、その源である対流が上空にあるためと考えられる。

8. あとがき

以上に名古屋レーダーによって得られた北陸の雪についての知見を述べてきたが、今後立地条件のよい福井レーダーの参加により新しい事実の積み重ねが期待される。レーダー観測は降雪状況を時間的・空間的に連続に、しかも即時に把握できる唯一の測器であるから、各種雲物理観測、飛行機観測などもレーダー観測と密接な関係を保って実施されれば、最も効果的なものになるだろう。

参考文献

- 1) 深津林 1963: レーダーエコーより見た東海・北陸地方の雪しぐれについて, 天気, 10. 373～737
- 2) 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, Series II, 41. 145～157
- 3) 北宮沢清治 1961: 北陸北部における冬の局地じょう乱の中気象解析, 天気, 8. 389～394
- 4) 丸山晴久 1964: シンポジウム・豪雪をめぐる, 気象学会月例会講演
- 5) 立平良三 1964: 巨大な地雨性降雨帯の構造と機構について, 気象集誌, Series II, 42. 362～371
- 6) 宮沢清治 1962: 北陸地方の豪雪について, 研究時報, 14. 703～718