

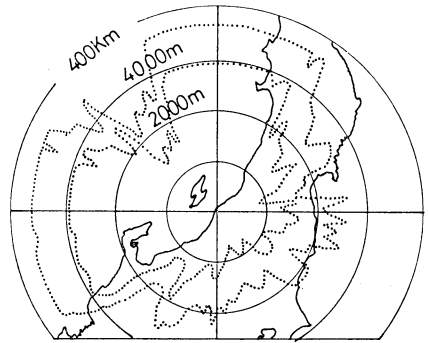
弥彦山レーダーから見た北陸東部の四季*

櫃 間 道 夫**

1. はしがき

「雪の新潟，吹雪に暮れて，佐渡は寝たかや灯が見えぬ」と民謡に歌われる越後平野，その中央部にポツンとそびえる孤立峰が弥彦山（海拔 638m）である．その頂上の気象レーダーに読者諸氏をご案内したい．

ここにレーダーが設置されたのは1962年のことで，以来十余年，気象観測網の大きな抜け穴たる日本海を睨み続けて来た．日本海から南下するスコールラインや冬の豪雪などが当レーダーの主な観測対象であるが，特に後者においてのいくつかの研究は，単に降雪現象の解明のみに留まらず，日本のメソ気象学の進歩の重要なステップになったといえよう．



第1図 等ビーム高度線

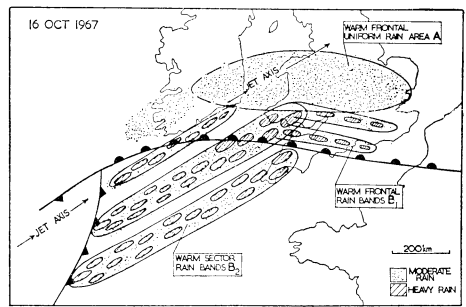
第1表 弥彦山レーダーの性能

波	長	5.66cm
送信出力		250kW (平常時 220kW)
パルス幅		2.0 μ sec (600m)
ビーム幅		1.4°
アンテナ直径		3.0m
アンテナの海拔高度		647m
最小受信電力		-106dBm
指示方式		PPI, A スコープ

さて機器の性能を第1表に，また等ビーム高度線（ある高さ以下の対象物がどの距離まで探知可能であるかを示す線）を第1図に掲げて，本論に入る．

2. 春の嵐

いわゆる春一番に始まって，初夏までの間いくつもの

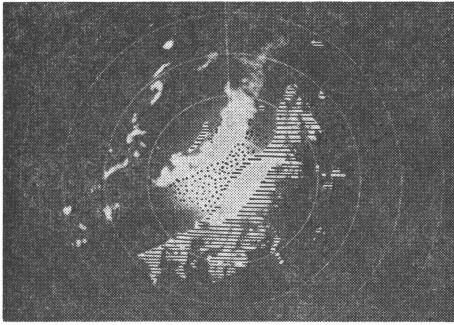


第2図 閉塞初期の温帯低気圧の降雨分布モデル (Browning・Harrold による)．A部は地雨性，B₁，B₂部はしゅう雨性．

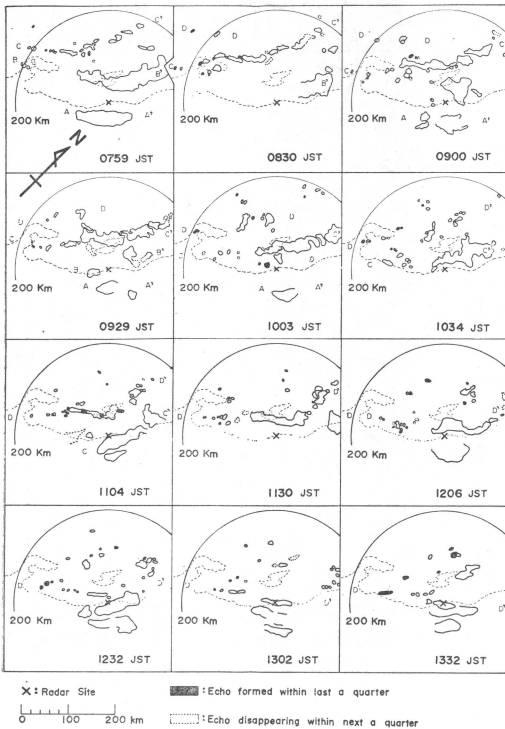
本海を東進するシノプティックスケールの低気圧に，先ず注目しよう．温帯低気圧に伴うレーダーエコーパターンについては欧米で旧くから研究され，最近では英国で，閉塞初期のものについて，ドップラーレーダーを用いた詳細な観測に基づくモデルも示されている．(Browning・Harrold, 1969)．それは第2図に見るように，層状エコーと対流性帯状エコーとの体系的分布を成

* Weather Features of Eastern Hokuriku District Observed by Mt. Yahiko Radar.

** M. Hitsuma 新潟地方気象台
—1974年4月15日受理—



第3図 日本海北部の低気圧の後面（中心から南南西400km付近）での帯状エコー，アンテナ仰角0°，距離マーク50kmごと，1965年2月14日7時59分。（横線は地面反射，点彩は海面反射。以下の図でも同じ）



第4図 前図のエコーの追跡結果，アンテナ仰角0°の写真为基础とし，随所に高仰角のものを加えて補正したが，レーダーの近傍および内陸の層状エコーでは，縁辺が不明瞭なものがあり，そこは線をとぎれさせてある。AA', BB', ……がそれぞれ帯状構造を指示する。なおエコーの追跡は約1分間隔の連続写真によって行なわれた。

す。日本でも，九州地方や関東・東海地方の海上では，このモデルに近いエコー分布が，実際にしばしば見られるのであるが，ここ北陸沿岸においては事情が異なってくる，というのが筆者の考えである。

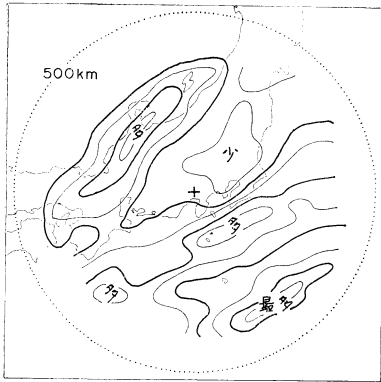
すなわち（前面の層状エコーはモデルどおりなのであるが）暖域での対流性帯状エコーのデフォルメが著しいのである。実例として第3図をご覧いただきたい。これはいわゆる春一番の低気圧が日本海北部にあったときの，その南側にあたる部分のエコーである。写真に見るように，最も北西側に対流性エコーの配列が1本あり，その南東側，佐渡が島付近に層状エコーの帯が1本あり，更にその南東方に（地面反射に没して判り難いが，アンテナ仰角を上げた別の写真から）もう1本，同様の層状エコーが認められる。

この時刻以後のエコーの推移を連続写真から追跡したのが第4図である。図中，時間を追って CC' の帯状エコーに着目すると，帯全体が海から陸に向かって南東進し，それにつれて個々のエコー要素の対流的特性が失なわれ，拡がり層状化し，衰弱してゆくのが判る。これに代わって北西から出現する DD' も類似の過程をたどる。とすれば，最初の時刻に見られた AA', BB' も当然，同類の対流性エコーの残骸なのであろう。

これらの帯状エコーを連続写真で観察すると，一般に帯の南西側（すなわち高層での風上側）で新しくエコー要素が発生し，これが北東へ流れて帯を形成し，北東側で消滅している（立平・深津1963）。しかもこの地方で重要なことは，このように南西～北東の走向をもつ帯状エコーは，日本海から南下して，その南西端が能登半島に上陸すると，そこでのエコー要素の新発生がまばらになり，富山湾で幾分，勢を盛り返すものの，内陸に入るとつれ急速に衰えることである（樞間，1973a）。

若干の統計によれば方位角250°を境界として，これより南北に近い走向の帯状エコーは，帯の一部が上陸した後，急速に（4時間程度以内）消滅するものが多く，250°より東西に近い走向のものは持続する。ここで250°とはこの地方の海岸線の走向とほぼ同等であることに注目されたい。結局，帯全体の消長は，エコー要素の発生源が上陸するか否かに大きく依存するといえよう。あるいはまた既存のエコー要素の維持・発達についての効果も考えるべきかも知れない。

海洋の影響力は富士山レーダーによる大型帯状エコーの調査（牧野・樞間，1972，第5図）においても推察できる。（この図ではエコー探知率の距離補正を施してい



第5図 富士山レーダーによる大型帯状エコーの出現分布(牧野・檀間による)。エコーの探知率は、距離の増大につれ急速に低下するが、この図ではその距離補正は為されていない。

ないので、たとえば北陸沿岸の頻出域も、実際にはもっと日本海側にずれる筈である。

かくて温帯低気圧に伴うエコーは、日本海中央部ではモデル的なパターンを成しているのかも知れないが、北陸沿岸に近づくと急速に、その南側にあるべき対流性帯状エコーが変貌する——以上はまだ単に筆者の考えであるが、一方、北陸の天気予報においては、「低気圧が日本海にあるときその暖域では晴天である」という経験則もある。なお寒冷前線の後面の領域で概して天気が悪いのもこの地方の特徴で、特に早春、晩秋においては、いわゆる冬型気圧配置となり、小さな対流性エコーが散発する(第4図の最後の時刻)。

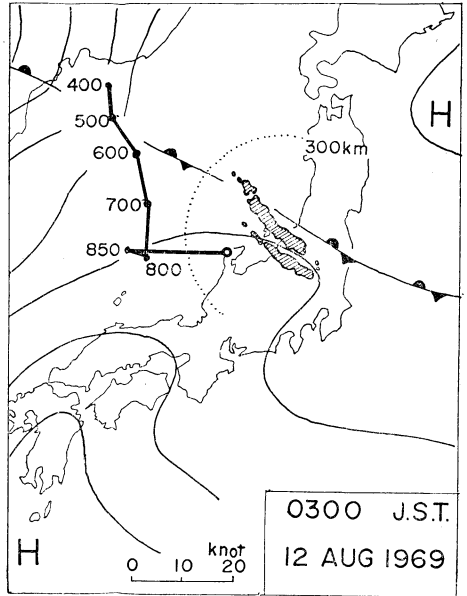
一方、寒冷前線に関連するスコールラインが日本海から上陸して衰弱後、関東北部の山沿いで再び発達すると解析(野村, 1968)もある。

3. 梅雨末期～夏の集中豪雨

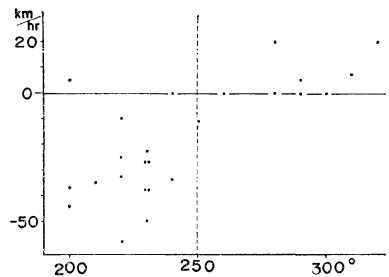
俗に梅雨末期の集中豪雨といわれるが、北陸での大雨は7月後半から、むしろ8月一杯にかけてよく起こっている(桑原, 1973)。これに伴うレーダーエコーもまた一般に帯状パターン(幅10~50km, 長さ200km以上)を成すが、稀に点状の、まったく局地的なものもある。

3. 1. 帯状エコー

集中豪雨に伴う帯状エコーの、この地方でのきわだった特徴はその走向である。すなわち、西日本、東海地方などで注目されるものが一般に、南西～北東の走向(以



第6図 NW型の雨のエコーと地上天気図、至近時間の高層観測(輪島)のシャードグラフとの合成図。



第7図 帯状エコーの帯の走向と移動速度(走向に垂直な成分)との関係。走向は方位角180°—360°で横軸にとり、移動速度は北上を正として縦軸にとった、1964~1972年の暖候期で十分な連続観測のある全帯状エコー。

後、SW型と略称する)なのに対し、北陸の場合、重要なのは東西ないし、北西～南東の走向のもの(NW型と略称)である(檀間, 1973 a)。なお山陰地方でも、同様の走向のエコーによる大雨の事例が報告されている(二宮・秋山, 1973)。

第6図はその実例だが、エコー要素の生成源は常に海上にあり、帯状エコーは数時間以上も持続する。しかも生成線の動きは極めて鈍いため、エコー要素の移動方向

と帯の走向とは一致し、帯は停滞性となる（第7図で走向 250° 以上のもの）。

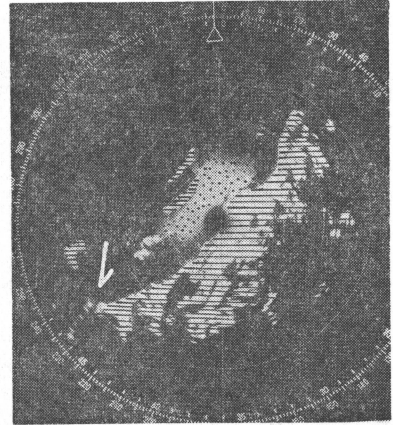
では何故このような停滞性、局地性のエコー生成源が持続するのであろうか？ この型の豪雨のケーススタディ（宮沢，1966 a）で、高度2～3 km 付近の強風帯、すなわち下層ジェットが存在が指摘された。下層ジェットと豪雨との結びつきについてはそれ以前にもいくつかの報告があるが、梅雨末期集中豪雨プロジェクトの中で、九州地方の事例（SW型）について詳細に論じられた（松本・二宮，1971～1973，他）。そこに立ち入ることは避けるが松本らの論の要点は「帯状に並んだ積雪対流（つまりエコー）は、上下の対流混合の働きで下層ジェットを形成・維持し、逆にそこから生ずる鉛直循環が、その中心の北側の下層に上昇域を形成し、かくて大雨の帯状構造と下層ジェットとは相互作用により維持される」というものである。

前記、NW型の場合は、対流圏中・下層で著しい風向シアーがある（二宮，1973，櫃間，1973 a）ことや、水平規模など、上記、九州地方のSW型の場合とは相違点もありそうだし、またレーダー観測者として何より興味があるのは、これらの帯状エコーの出来始める過程なのであるが、この型のエコーは稀にしか出現せず、残念ながら未だ一例も、発生期の連続観測に成功していないのである。

3. 2. もうひとつの局地豪雨

この地方の集中豪雨には前節の型の他に、稀ではあるが点エコーの、きわめて局地的なものがある（たとえば1972年9月11日富山県朝日町，1973年8月7日新潟県長岡市，前者については櫃間，1973 b）。これは直径10 km 程度の地域に3時間雨量100 mm 以上もの大雨が降るもので、北陸地方としては大変な雨量であるが、そのすぐ近傍では雨量はほとんどゼロである。これをレーダーで見ると少数個の、きわめて強い対流性エコーが孤立・停滞している（第8図）。Browning (1964) のいうスーパーセルを想わせる局地性と強大さであるが、この孤立・停滞性は何によるものであろうか？

この事例とは別の、前記長岡市の場合、豪雨地点のエコーは直径15～20 km で、約3時間ほとんど停滞し、これに向かって西側から直径5 km 程度の微小エコーが、次ぎ次ぎに流れ込むような外観を呈した（図略）。また豪雨地点の地上風の自記記録によれば、風向は幾度か大きく変動しており、見かけ上1個の点エコーもやはり複数個の対流細胞から構成されていたことがうかがえる



第8図 局地的大雨のエコー。強さは気象庁の階級で極強、高さは14 km と観測され、直径10 km の領域にのみ大雨をもたらした。アンテナ仰角 -0.5° 、距離マーク50 km ごと、1972年9月11日5時7分。

が、詳細は不明である。当レーダーが RHI、等エコー装置、ドップラー能力をもった最新型のものであったら、と惜しまれる。

4. 夏の雷、冬の雷

夏の雷についての、当レーダーでの調査はほとんど無い。僅かにエコー高度・強度に関する月別統計（新潟地方気象台，1973）がある程度である。これは北関東や九州中北部などのような「雷の名所」とは異って、この地方での夏の雷災がそれほど問題にならないためであろうか。

一方、冬の雷は俗に「一発雷」と呼ばれて北陸での重要現象であり、主に東尋坊レーダーによる調査がある（たとえば中村，1969）。それらは東尋坊レーダーから報告されようが、

- a. エコー高度4～5 km で既に発雷し、
- b. エコー強度は（気象庁基準で）中以上であれば、中・強の差がほとんど無い

等々であり、筆者の2年間の経験では、弥彦山レーダーにも上記はそのまま当てはまる。

エコーパターンとしては、散發性のものも無いではないが、渦状や線状エコーに伴う場合が多いようである。

5. 台風

西日本では花形役者の台風も、北陸まで長旅を続けるのとくたびれるのか、当レーダーのスコープで見られるのは形の混沌としたエコー群ばかりで、美顔にはめったにお目にかかれず、また研究報告もほとんど無い。ここで

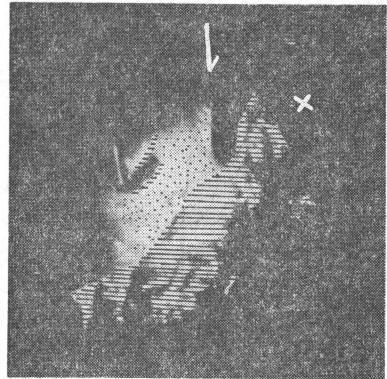


第9図 (a), (b), (c) 台風6414号の中心付近のエコーの時間変化. いずれもアンテナ仰角 0° , 距離マーク 50km ごと. 1964年8月25日, 7時45分, 8時1分, 8時15分.

は過去の観測資料の中から、筆者自身が興味を覚えた現象を二、三並べるに留めたい。

第9図(a~c)は、本州を横断後、日本海で再び眼が明瞭になった過程である。a図では眼の南の象限でアイウォールが欠けているが、この位置は富山湾であり、風の流れて見ると能登半島の風下に当る。b図で眼が北上し、アイウォール欠落部分に対流性エコーが出現した後、たちまちエコー域は増加して、c図のようになった。ただ一般にこの地方では、太平洋上におけるような美しいスパイラルバンドは見られない。

第10図は降水エコーではなく、海面反射(すなわち波浪)の状況である。台風の中心は×印の位置に解析され、問題はその進行左後面、約100kmの領域である。すなわち矢印のように明瞭な不連続があり、これより外側では強烈な海面反射が観測され、また降水エコーも見られるのに、内側ではまったく海面反射が無い。

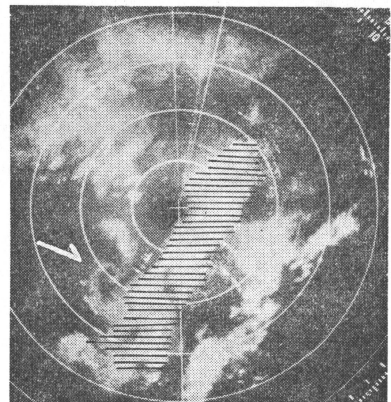


第10図 台風6524号の後面(中心から南西約100km)での海面反射の不連続. ×印が台風中心位置で、48分前の解析位置からの外挿. アンテナ仰角 0° , 距離マーク 50km ごと. 1965年9月18日3時48分.

6. 秋の雨

秋も春と類似しているので詳しくは述べない。エコー出現分布の調査(阿部・大平, 1973)によれば富山湾から東北東に伸びる帯状の頻出域がある(図略)。この頻出域は各季節とも、それぞれニュアンスは異なりながら多少なりとも認められ、後に述べる冬の豪雪時のエコーとも関連して興味深い。まだ深く調べられてはいない。

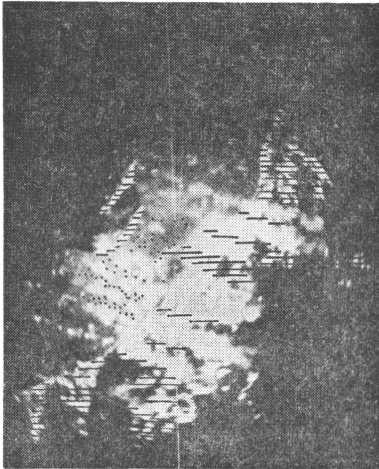
ここではもうひとつ、この付近でたまたま二度、続いて観測された反低気圧性の渦状エコーを挙げたい。第11図がその一例で、日本海低気圧の東進に伴い、地上で寒冷前線の通過が観測された後、その約100km後方に現われた。眼の直径5km、スパイラルバンドまで含めて40kmの規模であり、寿命は2~3時間と推定される。特徴的なのは北側のバンドの一部を除いて、エコーの大部分が上空エコー(底2km)となっていたことである(野田, 1972)。もう一例も約2ヵ月後、同様の天気図



第11図 反低気圧性の渦状エコー. アンテナ仰角 3° , 距離マーク 20km ごと. 1972年9月8日19時0分.

型のとき、同様の場所で観測された。

7. 雪



第12図 NW型の雪のエコー。アンテナ仰角 1° 、距離マーク50kmごと。1973年12月17日10時34分。

何と云っても北陸の代名詞は「雪」であり、従来、当レーダーでの研究報告も大部分が雪についてのものであった。また近年、中規模擾乱としての渦の研究が全国的に盛んであるが、その口火となったのは、いみじくも北陸の雪における研究（たとえば宮沢，1961，1966 b）であった。

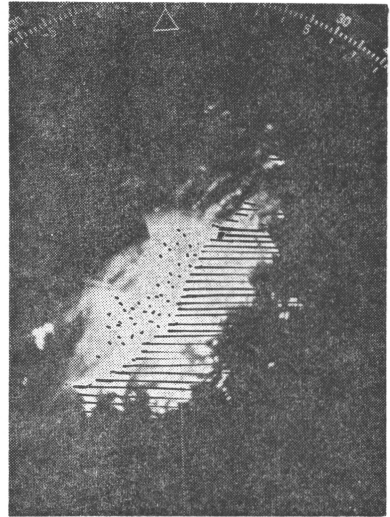
さて雪のエコーは、現象的には、

- a. 海上に散在する点エコー。およびそれが上陸して拡散して層状化したもの。
- b. 線状エコー。
- c. 渦状エコー。
- d. 前記 a. とは別の層状、面エコー。

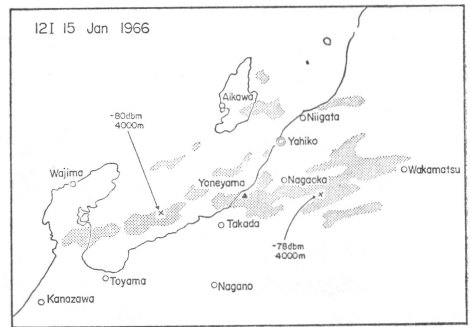
のように類型化できるので、この分類に従って述べる。また雪の場合はエコーと実際の降雪量との対応も問題となるので、そのことにも触れ、更に中規模擾乱の重力波起因説についても論じたい。

7. 1. 散在する点エコー

季節風が吹き出し、日本海に寒気が入って来ると海上に多数発生する対流性のものである（図略）。エコー高度は2~4 km程度（柳沢，1968，他）で対流不安定層の高さに依存する（浅井，1968，佐藤，1971）。エコーの出現範囲は当レーダーで見る限り、せいぜい沿岸200kmの海上だが、これはエコーの背が低くて遠方が見えないため、実際には400km、日本海中央部でも既に立派に存在することが、特別観測の啓風丸レーダーによって確認された（佐藤，1971）。更に気象衛星の写真によれば、雲はもっと大陸寄りの所から始まっている。しかしそれ



第13図 SW型の雪のエコー、アンテナ仰角 -0.5° 、距離マーク50kmごと。1973年12月7日18時40分。



第14図 W型の雪のエコーのスケッチ図（佐藤・宮沢による）

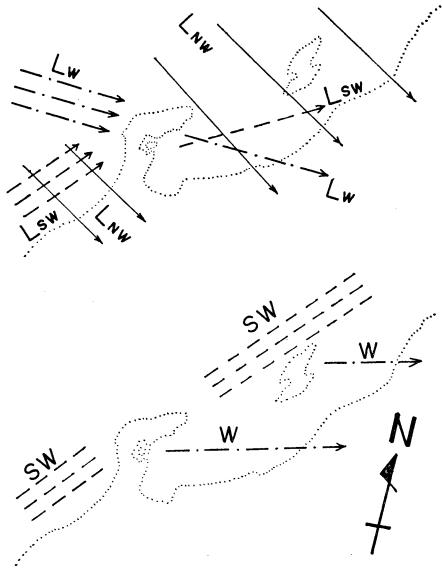
らが対流圏下層の風と共に動いて、日本沿岸に近づくにつれ発達することは確かである（立平・深津，1965），明らかに沿岸数10 kmの所で新発生している事例も多い。

かくて発達して上陸したエコーは、内陸に入るにつれ衰弱・拡散し、この過程で地上に降雪をもたらす。

7. 2. 線状エコー

雪のエコーもまた線状配列を成すことがよくあり（Higuchi，1963，立平・深津，1965，宮沢，1966 c），線の走向から次のように分類できる。（もちろんその物理的内容は、雨の場合とは異なるであろうが）

NW型：点エコーが北西~南東の走向に、幾本もの列を成して並ぶ。走向は地上~3,000mの高度の風向と一致する（第12図）。



第15図 北陸地方の冬季季節風時の線状エコーのモデル。宮沢によるもの(上図)を修正(下図)。

SW型：南西～北東の走向のもの数本。これは高層風と垂直に近い走向で、見方によっては海岸線に平行ともいえる。構成要素は対流性のこともあり、そうでないこともある(第13図)。

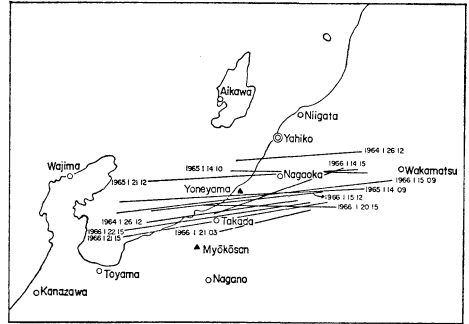
W型：富山湾付近から東西に横たわるもので1～少数本(第14図)。

宮沢(1966c)はこれらを第15図上のようにモデル化しているが、筆者の考えでは、能登半島以東のLwとLswとは同じもの(高層風向のニュアンスによる)で、ここでのW型となる(第15図下)。

これらの中、NW型については多くの研究があり、成因も論ぜられている(Kuettner, 1959, 1971, Higuchi, 1963, Tsuchiya・Fujita, 1967, 浅井, 1968, 清水, 1971~1973)。ここでの詳述は避けるが、要するに日本海の顕熱・水蒸気と上空の寒気との間に出来る個々の積雲対流が、風の鉛直シアーその他の作用で組織化されて、このように風向に沿う線状システムを形成する。線の間隔は20~40kmであり(宮沢, 1966c, 他)、対流層の厚さや大気の安定度と関係し、たとえば雲高が高くなると間隔が広がる(清水, 1973)。強い季節風下で、降雪は当然山雪型となり、脊梁山脈を越えて、太平洋側(会津盆地や群馬県)まで雪をもたらす(宮沢, 1966c)。

一方、SW型については前記、Tsuchiyaらの論の他、

1974年11月



第16図 W型の線状エコーの位置。1964~1966年。(佐藤・宮沢による)

高度1~3kmでの大きな風向変化を指摘し、その鉛直シアーベクトルが、線状エコーの走向に平行するとの論(立平・深津, 1965, 立平, 1972)もあるが、筆者の最近の調査(未発表)では、エコーの同一線上を、エコー強度の強い部分が、高層風速を上回る速度で移動している事例もあり、詳細はまだ不明である。

さてしかし、以上の二者にも劣らず重要なのはW型であろう。これは形態の上では前二者のような明快さはないが、雪のエコーとしては強大で持続性もあり、海岸～山の特定地域に大雪をもたらす。この出現する位置については第16図のような統計(佐藤・宮沢, 1968)もあるが、佐渡の東にも同様な線状エコーが併存することも多く、結局、何らかの地形効果を考えるべきであろう。線の走向は対流圏中～下層の風向とほぼ一致する。この型についての別の統計(内田・丸山, 1970)では、線の幅15km, 長さ150km, エコー頂5km以上である。

7. 3. 渦状エコー

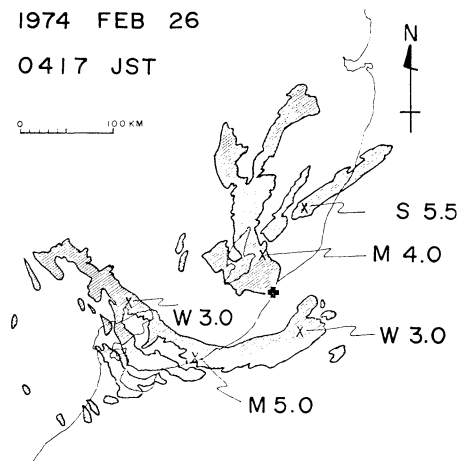
いわゆるメソスケールの渦について、古くはFujita(1963)の論があるが、雪のエコーでは宮沢(1966b)によって見出され、詳しく調べられた。それを要約すると、

「規模は台風(直径数百km)とたつ巻き(同数百m)のほぼ中間であり、眼の部分は直径20km程度のことが多い。

寿命は数時間。沿岸海上で発生し、おおむね700mbの風と同様に動いて上陸し、内陸で消滅するまでの間、通過経路に局地的な大雪を降らせる。

発生条件としては、

- a) 著しい低気圧性渦度をもたらす強い下層収束・上層発散、



第17図 大規模な渦状エコーのスケッチ図。×印は強さ・高さの測定点で、S, M, Wは気象庁の階級で強, 中, 弱, 数字は高さ(km)。+印はレーダーサイト。このエコー群の外縁部はほとんどエコー探知限界なので、実際のスパイラルバンドはもっと外側まで伸びているかも知れない。

- b) 海面からの多量の水蒸気・顕熱の補給,
- c) 地形的な収束効果

である。一方ごく最近、従来の報告例よりも大きなスケールのものが観測された(第17図)。スパイラルバンドの及ぶ領域が500kmほどあるのが注目される。このような事例は他にもあり(大平, 1974) 現在調査中である。

さてこのような小擾乱を、発生初期からレーダーで観測することは至難のわざだが、内田・清水(1969)は能登半島沖での渦状エコーの発生過程を捕えた。その事例では、初め直径10kmの点エコー数個が円陣を作り、これがスパイラルバンドに成長し、次第に東進速度を増した。そして3時間後、初めの場所に再び同様な過程で新たな渦状エコーが形成された。

7. 4. 層状エコー

これは低気圧に伴うもので、関東地方の雪がこのタイプなのは周知のとおりだが、北陸においても無論存在し、筆者の乏しい経験だが、新潟市などのような沿岸平野部では、降雪の主役を為すことも意外に多い。

エコー高度は、季節風型の雪に較べて高く4~6km(佐藤, 1971, 久保田, 1973)。また下層では層状エコーであるが、鉛直方向には顕著な構造変化があり、上空では対流性セルが存在しているという報告(名古屋レー

ダー, 立平・深津, 1965)がある。

7. 5. 中規模擾乱の重力波起因説について

さてここで一歩たちどまって標記の説についてふれたい。前にも述べたように線状エコー、渦状エコーは、いわゆる中規模擾乱として把握され、1963年から5年間、気象研究所を中心とした大プロジェクト、北陸豪雪特別観測の中で詳しく調べられた。それはここに詳述しないが、要するに「これらの現象が、通常の天気図に見られる大規模現象と較べて1~2桁、大きな収束・発散をもち、現象として烈しいこと、個々の対流(すなわち小規模現象)を集約、システム化したものであること」などであろう(Matsumoto・Ninomiya, 1965, 1968, ほか多数)。そしてこれらの研究は、単にこの地方の豪雪現象の解明に留まらず、その後、梅雨期の集中豪雨等の研究への足がかりとなった。

ただ、松本・二宮はこれらの現象の力学モデルに重力波起因説(Tepper, 1950)をとっている。それは「寒気が大陸から日本海上に南下して、対流圏下層に沈降した寒気のドームが出来、その上面に何らかのきっかけで生じた波が周囲に伝播するのに伴い、波の前面で持ち上げられる寒気層の中に擾乱が発達する」というものである。

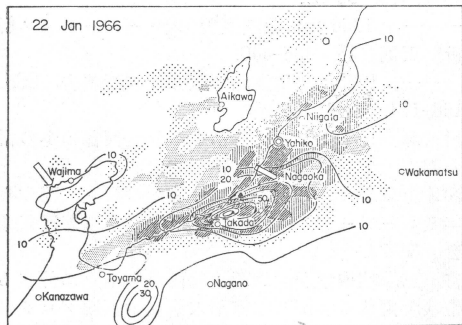
この考えによれば、擾乱の位相速度としては100km/hrに近い値が期待されるのであるが、筆者らが松本らの挙げる事例について、レーダーの連続写真から刻明にエコーを追跡した結果では、一般に移動速度は60km/hr程度で、むしろ700mb附近の風にほぼ等しいと見られるものが大部分であった。ひとつの例外たる90km/hrの場合(1964年2月2日)は、むしろ気圧偏差の負域をスパイラル状にとりまくバンドがあり、その中(渦の進行右側)でのエコー要素の動きと見るのが妥当のようであった。(気圧偏差負域自体の動きは遅い)

また重力波による伝播であれば、既存のエコー群の前面に新しくエコーが発生する筈であるが、そのような事実は、上記スパイラルバンドの他には明瞭でなかった。

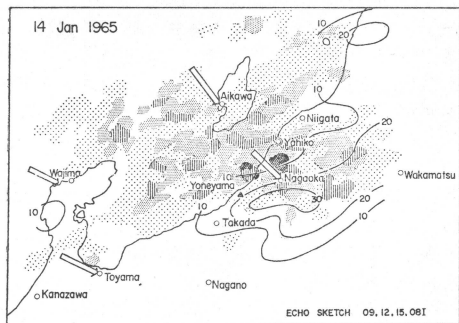
SW型の線上を、エコー強度の強い部分が高速で移動する事例は既に述べた。また雨の線状エコーで、既存の線の前方に、ジャンプする形で、伝播が見られた例はある。このときの伝播速度は20km/hrであった(櫃間, 1973c)。

7. 6. エコーと降雪との対応

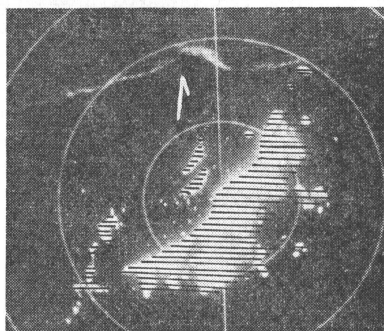
エコー域やエコー強度と実際の地上降水量との対応は、雪の場合には重要な問題である。それはひとつに



第18図 エコー域と降雪域とのずれが小さなものの例。1日4枚のスケッチの合成図とその日の降雪量との比較、矢印は雪片がエコー頂から地上まで落下する間に風(850mbで代表)で流される推定距離。(佐藤・宮沢による)。



第19図 エコー域と降雪域とのずれが大きなものの例。描き方は前図と同じ。(佐藤・宮沢による)



第20図 大規模なエンゼルエコー。全体的位置は数時間、ほとんど停滞し、波頭の形の部分が約90km/hrで東進した。1972年5月19日9時28分、距離マーク100kmごと。

は、雪片がレーダービームで探知されてから地上に落ちて来るまでの時間・距離が大きいことであり、もうひとつは、Z-R 関係すなわちレーダー電波の反射量と水分の量との換算の問題である。つまり現在、気象庁のルーチン観測ではこの換算を便宜上、地雨性の雨の場合の係数で行なっているので、そこから生ずる誤差である。しかしながらこれら二つの誤差要因を比較すれば、一般には圧倒的に前者の方が大きいので、ここでは話を前者に限ることとする。

エコー域と降雪域とはかなり一致する場合(第18図)と、ずれの大きい場合(第19図)とがあり、このずれは、高層風とエコーパタンとの相互関係に依存する(佐藤・宮沢, 1968)。すなわち線状エコーの走向と風向とが一致する場合は上記のずれが小さいし、SW型のような場合にはずれが大きいであろう。また佐藤らは地上流線図で見ると降雪域と降雪域とが内陸でよく一致することを示し、降雪の細かな分布は、地形性の収束風に左右されると述べている。

一方いわゆる山雪・里雪の現象に関連して、地上降雪域の予想に高層風向(たとえば850mbの)がよいパラメータになり得る、との見解(立平・深津, 1965)もあり、このような考え方は現在、新潟地方気象台での地域別降雪量予想に用いられている。

8. あとがき

かくて弥彦山のひと歳は過ぎ、再び春がめぐって来る。悪天で定評のある北陸も、春はむしろ晴天が多い。弥彦山から一望する日本海も、茫たる碧の平原である。そんなある日、北方海上に数時間も、天女の羽衣のように妖しく舞い続けた非降水エコーをご覧に入れて、エビログとしたい。(第20図)全体の位置はあまり動かず、波頭の形をした部分が、時速90kmで東進した。これこそ、異質な空気の境界面における波動かも知れないが、正確なことは判らない。

いま本稿全体をふりかえっても、まさに判らないことばかりであるが、いまや最旧式となった当レーダーも、今年度、RHI、等エコー装置などを備えた新鋭機に更新される予定であり、今後の活躍が期待される。

終りにあたって、殊に雪の項で、多くの文献を引用させていただいた宮沢氏そのほかの諸氏に厚く御礼を述べ、更に筆者の非力で、それらを十分に生かしきれなかったことをお詫びする次第である。

文献

- 阿部好一, 大平銀司郎, 1973: 弥彦山レーダーの暖候期におけるエコー出現分布. 東京管区地方気象研究会誌, **6**, 196-199.
- 浅井富雄, 1968: 対流理論, 気象庁技術報告, **66**, 408-414.
- Browning, K.A., 1964: Airflow and precipitation trajectories within severe local storms which travel to the right of the winds, *J. Atmos. Sci.* **21**, 634-639.
- and T.W. Harrold, 1969: Airmotion and precipitation growth in a wave depression, *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, **95**, 288-309.
- Fujita, T., 1963: Analytical mesometeorology, *Meteor. Monogr.*, **5**, 77-125.
- Higuchi, K., 1963: The band structure of snowfall, *J. Meteor. Soc. Japan*, **41**, 53-70.
- 櫃間道夫, 1973 a: 北陸東部に集中豪雨をもたらす帯状エコー. 研究時報, **25**, 79-82.
- , 1973 b: 富山県朝日町の局地的大雨について. 東管技術ニュース, **29**, 7-10.
- , 1973 c: 北陸東部の線状エコー (第2報), 東京管区地方気象研究会誌, **6**, 194-195.
- 久保田効, 1973: 日本海上の垂直安定度と降水. 気象研究ノート, **115**, 303-326.
- Kuettner, J., 1959: The band structure of the atmosphere, *Tellus*, **11**, 267-294.
- , 1971: Cloud bands in the earth's atmosphere; observations and theory *Tellus.*, **23**, 404-425.
- 桑原 豊, 1973: 北陸地方の梅雨について. 天気, **20**, 247-256.
- 牧野義久, 櫃間道夫, 1972: 富士山レーダーで観測された線状エコーの統計的調査. 天気, **20**, 29-38.
- Matsumoto, S and K. Ninomiya, 1965: Mesoscale disturbance observed in the vicinity of a cold vortex center, *Pap. in Meteor. and Geophys.*, **16**, 9-22.
- 松本誠一, 二宮洗三, 1968: 北陸豪雪の総観モデル他. 気象庁技術報告, **66**, 174-186, 254-280, 442-449.
- , ——, 1971~1973: 梅雨末期集中豪雨プロジェクト速報. #10, #20, 他.
- 宮沢清治, 1961: 北陸北部における冬の局地擾乱の中気象解析. 天気, **8**, 389-394.
- , 1966 a: 1964年7月18日の大雨. 気象庁技術報告, **48**, 52-56.
- , 1966 b: 北陸地方の豪雪について. 研究時報, **18**, 22-29.
- , 1966 c: 北陸豪雪のレーダー・メソ解析. 天気, **13**, 436-440.
- , 1968: 渦状擾乱. 気象庁技術報告, **66**, 168-174.
- 中村道輝, 1969: レーダーによる北陸西部の冬の雷の調査. 東京管区地方気象研究会誌, **2**, 55.
- 新潟地方気象台, 1973: エコー高度の調査. 昭和47年度レーダー技術打合せ会資料, 東京管区気象台, 66-74.
- 二宮洗三, 秋山孝子, 1973: 北西から南東に伸びる帯状大雨域の観測例. 梅雨末期集中豪雨プロジェクト速報, #22.
- 野田忠彦, 1972: Anticyclonic な渦状エコー. 東管技術ニュース, **28**, 表紙.
- 野村正徳, 1968: 寒冷前線に伴う線状エコーの解析. 東京管区地方気象研究会誌, **1**, 54.
- 大平銀司郎, 1974: 孤状エコーの観測例. 東管技術ニュース投稿中.
- 佐藤幸夫, 1971: メソ擾乱 (レーダー解析) 北陸地方予報作業指針, 第1部 1.2b.
- , 宮沢清治, 1968: エコー域と降雪域. 気象庁技術報告, **66**, 337-348.
- 清水喜允, 1971: 冬期季節風吹出し下のクラウドストリート. 東京管区地方気象研究会誌, **4**, 57.
- , 1972: 日本海上の対流性バンドエコー. 東京管区地方気象研究会誌, **5**, 54.
- , 1973: 組織化された対流性雪エコーについて. 気象技術ノート, **13**, 2, 3-6.
- 立平良三, 1968: 雪エコーの発生・移動. 気象庁技術報告, **66**, 320-328.
- , 1972: 気象レーダの利用. 気象研究ノート, **112**, 303-374.
- , 深津, 林, 1963: 寒冷前線のレーダーおよびメソ解析. 気象集誌, **41**, 145-157.
- , ——, 1965: 北陸豪雪のレーダー解析. 天気, **12**, 319-322.
- Tepper, M., 1950: A proposed mechanism of squall line; the pressure jump line, *J. Meteor.* **7**, 21-29.
- Tsuchiya, K and T. Fujita, 1967: A satellite meteorological study of evaporation and cloud formation over the western Pacific under the influence of the winter monsoon, *J. Meteor. Soc. Japan*, **45**, 232-250.
- 内田 亮, 清水喜允, 1969: 豪雪時のレーダーエコー・メソ解析. 東京管区地方気象研究会誌, **2**, 57. 気象集誌投稿中.
- 柳沢善次, 1968: 富山湾付近の雪エコーのレーダー解析. 気象庁技術報告, **66**, 348-365.