

東北地方にみられるレーダーエコーの特徴について*

加 藤 一 靖**

はじめに

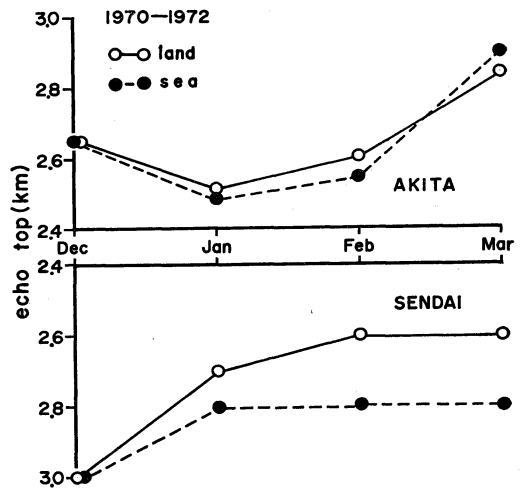
東北地方に特有な天気現象としていくつかの例をのべることができる。このような現象をレーダーエコーとしてとらえた場合、過去に実施された調査の総括という形が最もその特徴をのべるのに適していると思われる。しかし、調査の動機にレーダー観測者の任意性が含まれているため、必ずしも一般的な特徴とはいえない。以下、秋田、仙台レーダーで実施された調査をもとに、東北地方でみられるエコーの特徴についてのべることにする。

1. 雪エコー

東北地方の地形は南北に長く、脊梁山脈を中心として日本海側と太平洋側に分けることができる。この両側で最も著しい相違を示すのは冬期であろう。日本海側では季節風が卓越し多くの降雪がみられるが太平洋側では晴天であることが多い。以下にのべる調査結果は秋田、仙台両レーダーによるもの(加藤ほか1972)、(山川ほか1966)であるが、東北地方における雪エコーの知識は今後の調査に負うところが大きい。

1) エコー頂高度

雪エコーのエコー頂高度(以下高度と略す)を秋田、仙台レーダーについて求めてみると第1図のようになる。この図は対流性エコーのみを対象にしており内陸と海上に分けて集計してある。秋田では内陸と海上で高度差がないが仙台では海上のほうが高い。これは次のように解釈される。日本海の海上で発生した雪エコーは次第に発達しながら陸上に達し、上陸すると減衰し高度も低下する。このような状態では内陸と海上に平均的な高度の差がないと考えられる。一方、内陸部から海上に雪エコーが出る場合には一度海上で消滅し、遠方で再び発生し発達してゆくと仙台では海上での高度が高いと考えられる。このように両レーダーでは海上と内陸で高度が



第1図 秋田、仙台レーダーによる冬期(12~3月)の対流性エコーの月平均エコー頂高度。実線は内陸、破線は海上のエコーであることを示す。

異なるが平均的には2.5km前後である。

2) エコーパターン

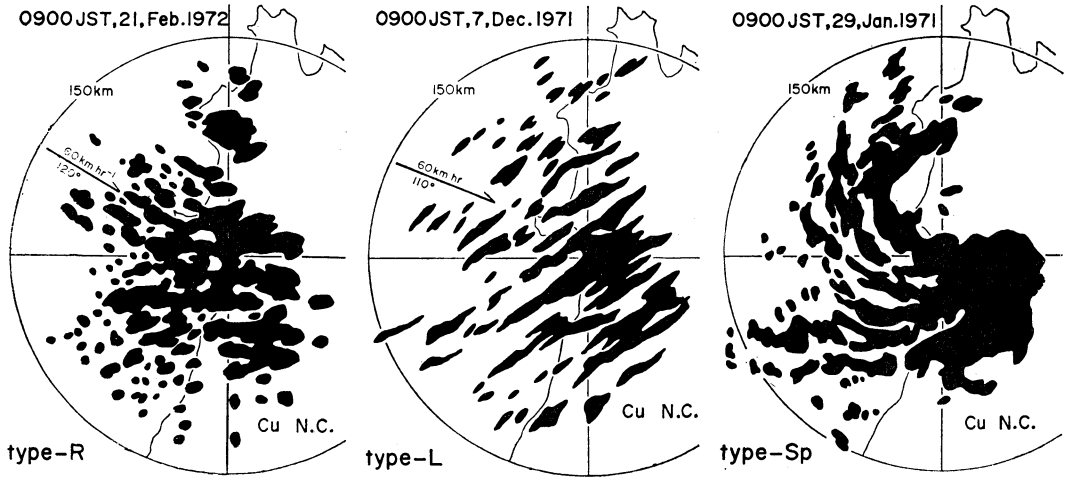
秋田レーダーの調査では約400回の定時観測のうち、層状17%、混合型26%、対流性57%で、雪エコーの約60%は対流性エコーとなっている。以下、対流性エコーのエコーパターンについてのべることにする。

対流性エコーを分類すると次のように分けることがで

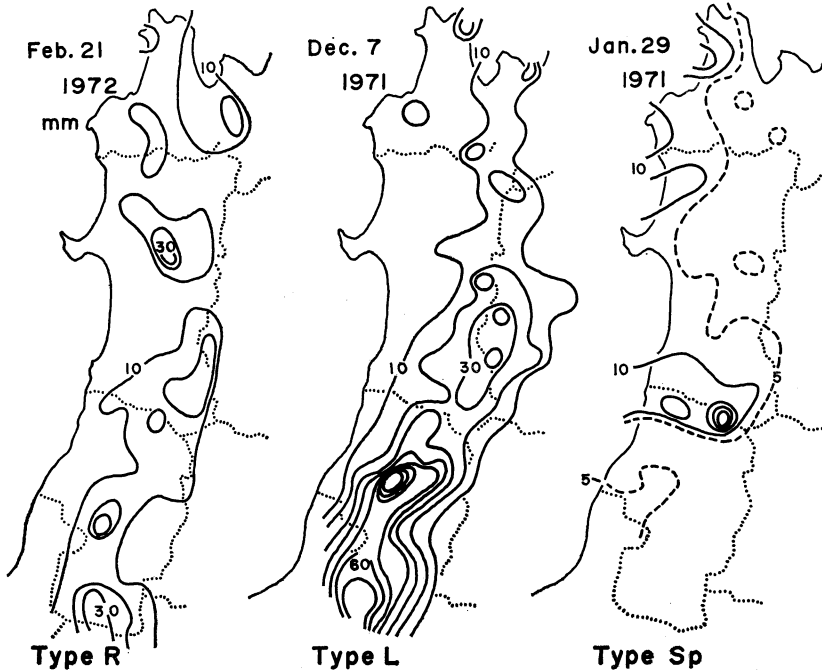
* Features of Radar Echo observed in Tohoku District.

** K. Kato 秋田地方気象台

—1973年10月12日受理—



第2図 秋田レーダーで観測される冬期の対流性エコーの三つのエコー型.

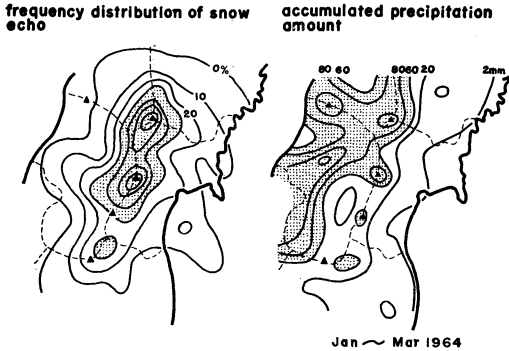


第3図 三つのエコー型による日降水量分布 (単位 mm).

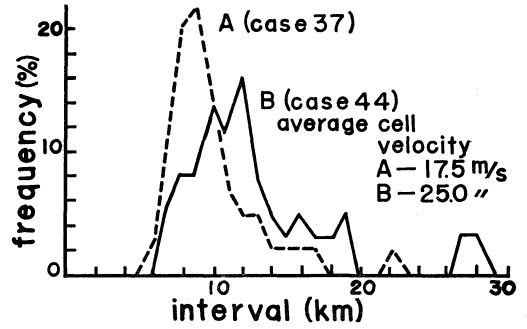
きる.

- 特定のパターンを示さないもの
 - ・セル群が散在するもの—R型
- 特定のパターンを示すもの
 - ・線状に配列するもの—L型
 - ・うず状に配列するもの—Sp型

第2図に各型の典型的な例を示した。1970～2年の冬期間で典型的な対流性エコー約90例のうちR型56%、L型33%、Sp型11%でR型が最も出やすいことを示している。経験的には季節風の吹き出しが弱い時にはR型、強い時にはL型、吹き出す直前とか直後にSp型を観測することが多いといえるが確かめられてはいない。



第4図 仙台レーダーによるエコーの頻度分布(左図)と積算日降水量分布(右図). (山川 1966)



第5図 線エコーを形成するセルの間隔の頻度分布. (山川 1966)

仙台で観測されるエコーパターンは単純で内陸部では混合型に近い対流性エコーが山岳部にみられ、海上でL型がみられる程度である。このL型は季節風の吹き出しが強い時に出現し、Sp型は観測されない。

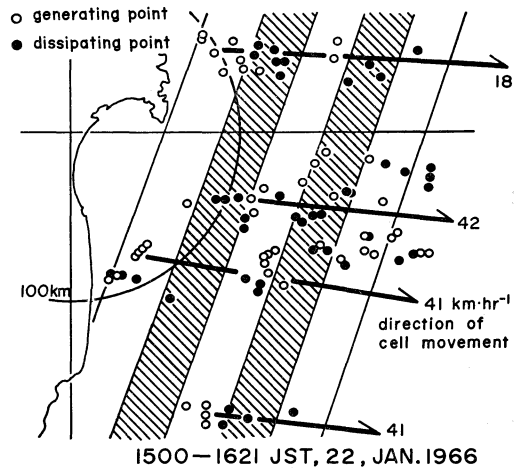
3) 降水量分布

上記のエコー型が卓越したときの日降水量分布を求めてみると第3図のようになる(第2図に対応した日)。これらの例から結論を出すのは早計であるが、次のような特徴をあげることができる。R型: 平野部より山岳部に多いが降水量は少ない、L型: 山岳部に降水量が多い、Sp型: 局地的に降水量が多い、などである。これらの特徴はすでに新潟、福井レーダーなどでも確かめられている。

仙台レーダーによるこの種の調査はないが参考までに季節風時のエコーの頻度分布と降水量分布を第4図に示した。資料は1964年1~3月の16日間の積算値である。季節風時であるから日本海側に降水量が多くなっているが、仙台レーダーで探知されるのはほとんど脊梁山脈にそう地域であることがわかる。

4) セルの発生

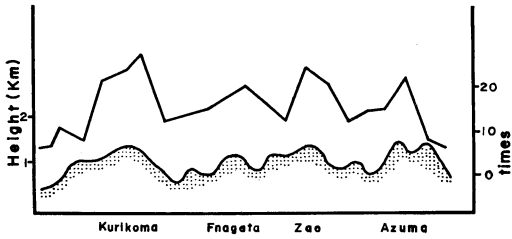
日本海側(風上側)で雪エコーの発生点を求める際にはレーダーの探知範囲とかビーム高度の影響などの制限が加わるのに対して、太平洋側(風下側)ではこのような制限がかなり緩和される。それはレーダーから近距離のところで雪エコーが発生し、遠方になるほど発達してゆくためである。この意味では太平洋側にある仙台レーダーの調査結果が日本海側の雪エコーの発生機構を推測するのに有効である。仙台では海上に発生する線エコー(L型に相当)について次のような結果を出している。



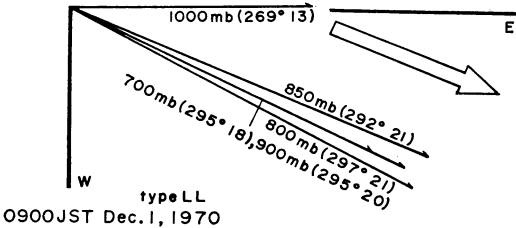
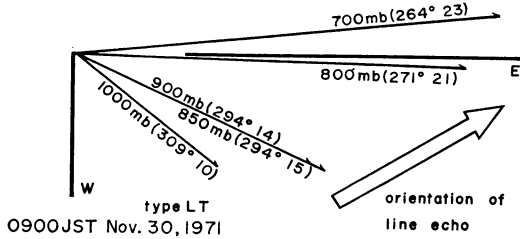
第6図 線エコーを形成するセルの発生点(○印)と消滅点(●印)の分布。矢印は移動方向、その先端の数値は移動速度を示し、斜線域は消滅点が多く分布する領域を示す。

線エコーはその形状からみて規則性のあるセルの消長がうかがえる。新しいセルの発生する位置は前のセルが発生した位置と同じである。発生したセルは下層風に流され、風向にそう走向をもつ線エコーを形成する。セルとセルの間隔は一本の線エコーではほぼ等間隔であることが多い。第5図はその一例で二本の線エコー(A, B)の間隔を測定しその頻度分布を求めたものである。Aでは12km, Bでは8kmのところピークがみられるが、平均的には10km前後の間隔となる。AはBよりも移動速度が大きいところから、移動速度が大きいと間隔も広くなるという関係がありそうである。

線エコーが数本出現しているときに発生点の分布を調べてみると、それぞれの線エコーは全く別の系であるに



第7図 線エコーの走行にそって風上側に延長し、脊梁山脈に達する位置とその回数。直線：回数、曲線：地形の断面をそれぞれ示す。



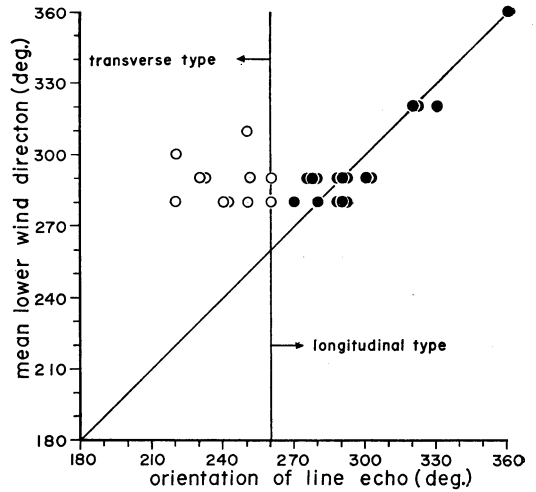
第8図 線エコーの走向と上層風。平均風向と走向が大きく異なる場合（上段）と風向にそう場合（下段）。

もかかわらず発生点の位置は類似したものになる。第6図はその様子を示したもので、○印は発生点、●印は消滅点、太い実線は移動方向で数値は移動速度を示している。斜線域は消滅点が多く分布している領域で図のように交互に位置しているのがわかる。この原因の一つに山岳波の影響が考えられる。

線エコーは任意の場所に発生するのではなく、風上側の地形（この場合、せきりょう山脈）に影響される。線エコーの走行にそって風上側に延長し、脊梁山脈に達する位置とその回数を調べてみると第7図のようになる。曲線は地形の断面、実線は回数を示している。このように高い山岳の南側から谷に至るまでの間の風下に線エコーが発生するといえる。

5) 線エコーの走向

線エコー（L型）の走向は下層風に関連しており、風



第9図 下層の平均風向と線エコーの走行。○印、●印はそれぞれ風向と走向が大きく異なる場合と風向に走行がそう場合。

向とはほぼ平行に配列するもの—LL型、と大きな角度で交わるもの—LT型とが存在することはよく知られている。第8図に秋田で観測された例を示した。LL型は下層風の風向、風速にほとんど差がないが、LT型は逆転する風向変化と大きな風速シャーがみられ、線エコーの走向は900~800mbのシャーベクトルにほぼ平行しているのがわかる。他の例についても調べてみると第9図のようになる。ここでの風向は1,000, 900, 850, 700mbのベクトル平均値を使用している。図では平均風向と走向の差が±10°以内にあるものをLL型（●印）、それ以外のものをLT型（○印）とした。LL型は平均風向に応じていろいろな走向を示すが、LT型は210~260°のものしか出現しないことがわかる。このような走向は秋田県の海岸線の走向（約200°）に類似している。第2, 3図に示したL型の例はLT型のものがある。

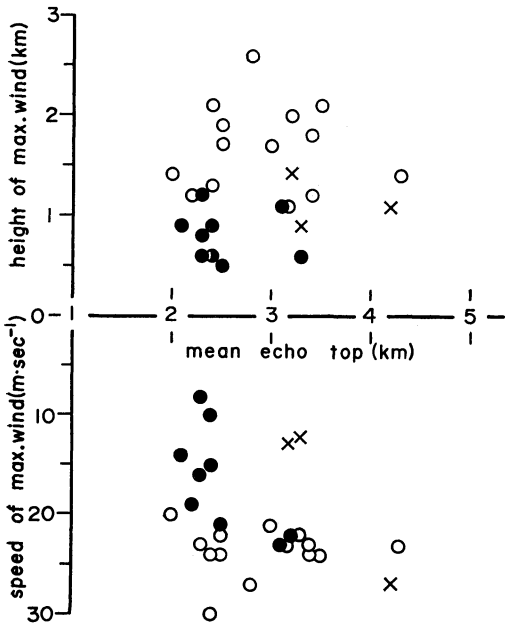
LL型とLT型の日降水量分布を比較してみると大きな差異はないが、LT型では分布が一様化される傾向があり、地形の影響が小さいようである。

6) 線状配列と風速の鉛直分布

線状配列は風速の鉛直分布と関連するといわれている。Kuettner (1959) は鉛直分布に極大値が必要であるとしている。これを確かめてみると第1表のようになる。R型の約80%には極大値がなく、L型の約70%に極大値が存在しており、極大値の有無が線状配列を決める大きな因子であることがわかる。Sp型は例数が少なく不明である。極大値の存在ばかりでなく、極大値とその

第1表 風速の鉛直分布における極大値の有無

型	R		L		Sp	
	例	%	例	%	例	%
極大値あり	9	20	14	67	3	67
極大値なし	37	80	7	33	6	33

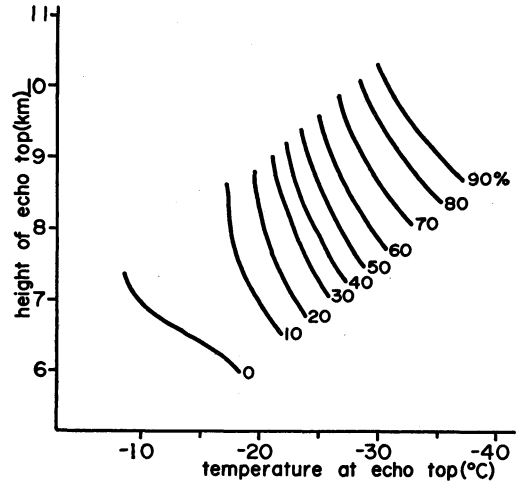


第10図 各エコー型による風速の鉛直分布にみられる極大値と極大値の高度。

存在する高度を調べてみるとR, L型の相違が一層明確になる。第10図はこの結果を示すものでR, L, Sp型をそれぞれ●, ○, ×印で示されている。L型では極大値が $20\text{m}\cdot\text{sec}^{-1}$ 以上の風速であり、存在する高度は1~2 kmでエコー頂高度のほぼ中位にある。これに対してR型では $20\text{m}\cdot\text{sec}^{-1}$ 未満、1 km未満となっている。このような事実は極大値の存在が線状配列に重要な因子であるとしても、その値とか存在する高度にも関連することが推測される。

2. 雷をとまうエコー

雷雨は対流性エコーにとまうものであるが、そのエコーが単なるしゅう雨なのか雷雨やひょうをもたらし激しいものであるかを判断する必要がある。特に発雷の有無に関する情報はレーダー観測の際に要求されることが多く適確な判断が必要となる。



第11図 エコー頂高度、エコー頂温度と発雷率。

夏期の雷(6~9月)の月当りの雷日数をみると東北地方では福島県南部がもっとも多く約3.0日であるが、青森県では0.9日前後となる。このように南北に長い地形のため緯度効果がみられるが、地域的には脊梁山脈に沿う地域が1.5日前後で多いといえる。

1. 夏期の雷

以下の調査結果(加藤ほか1970)は仙台レーダーによるもので、熱的不安定が原因とみられる発雷を太平洋側の地域について調査したものである。

エコー頂高度が高いことは対流が強く降水粒子をかなり上方まで運んでいることを意味している。また、電荷の発生機構などからはエコー頂温度(T)が重要な因子であるとされている。このため、従来の発雷に関する調査はHまたはTと発雷率の単独相関を求めたものが多い。近年の調査ではHよりもTと発雷率の関係を求めたものも多く、またそのほうがよい結果を得ているようである。しかし、HまたはTのみで発雷率を評価できるというこれらの結論の中には、HとTが一義的であるという仮定が含まれているといえよう。このような仮定がいつも成立しているわけではないので、HとTは同時に発雷に寄与すると考えるほうが合理的である。このため、仙台ではHとTを用いて発雷率を求めることにした。資料は1964~7年の各雷雨期間(6月15日~9月15日)に得られたもので、約3000個の測定点にもとづいている。

1) 発雷率

エコーが発雷しているかどうかは雷雨電報によって判断することにした。Hは測定精度などを考慮して500m

第2表 SSI* とエコー頂高度

SSI*	例数	対流性エコーのエコー頂高度					その他のエコーまたはエコーなし (%)
		< 5 km (%)	≥ 5 km (%)	≥ 7 km (%)	≥ 9 km (%)	≥ 11 km (%)	
≤ -6	19	0	63	63	53	31	37
-4~-5	45	2	78	69	53	31	20
-2~-3	69	4	74	58	33	16	22
0~-1	62	2	65	55	29	8	34
+2~+1	62	6	44	21	2	0	52
+4~+3	39	10	38	13	0	0	51
+5≤	51	4	10	2	0	0	86

(1964~7年の雷雨期間)

単位で求め、Tは仙台の高層資料を用いてHに相当する高度の温度を求めてTとした。このTはHの単位と合わせるために3°C単位となっている(平均的な気温減率は6°C・km⁻¹なので500mは3°Cに相当する)。観測所と測定点の対応は半径10kmの円内にあることを原則とした。発雷率を求めた結果を第11図に示した。8.5km、-25°C付近では50%の発雷率を示しているが、高度を8.5kmで一定にすると発雷率は10~80%まで変化し、-25°Cで一定にすると発雷率はHの変化に応じて30~60%に変化する。等発雷率線(図中の実線)が傾斜していることは、HとTが同時に発雷率に寄与していることを示している。HまたはTのどちらか一方の因子だけで発雷率を求めるならば等発雷率線の傾斜からみてHよりもTとよい相関があるといえる。

2) 高度予想

前節1)の結果をより有効に利用するために、発現する対流性エコーの高度があらかじめ予想できれば都合がよい。Hを予想することによって発雷の有無の判定に利用できるからである。

この調査では大気安定度としてSSI*(850mbがすでに飽和しているとしたときのShowalter's Stability Index)を用いた。このSSI*の有効性は次のような調査でも明らかである。仙台の9時のSSI*を9~15時に出現した対流性エコーの最高高度に対応させ、高度別にその発現度数および発雷率を求めてみると第2表のようになる。SSI*が負のとき発雷の可能性を持つ高度7km以上のエコーの発現率は60%、可能性がきわめて大きい9km以上では約40%である。逆にSSI*が正のとき7km以上のエコーの発現率は13%、9km以上ではわずか1%にとどまっている。また、SSI*が負の側に増大するにつれて発現するエコー頂高度も増大する傾向があ

る。これらの事実はエコー頂高度がSSI*の大小によってかなり左右されることを示している。しかし、SSI*が負である場合でも発雷の可能性がほとんどない7km以下の高度をもつ対流性エコーの発現率が10%強、その他のエコーやノー・エコーの発現率が30%近くもある。これはSSI*が対流性エコーの発現率を過大評価していることになり、対流性エコーの発生、発達を上層の安定度だけで決まるものではないことを示している。

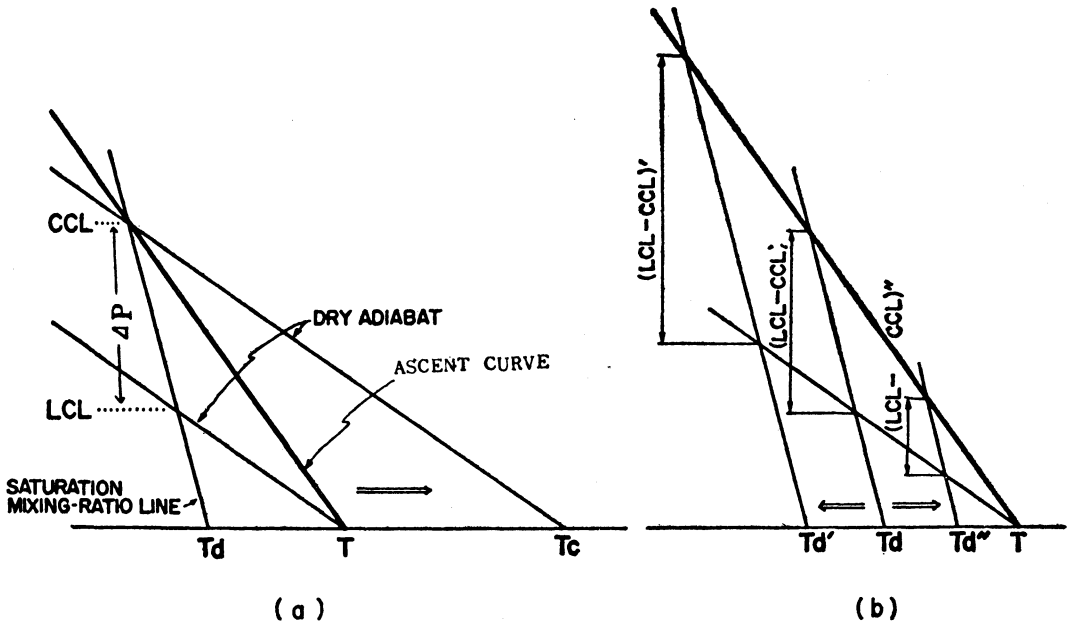
a) 下層大気の状態を決定する因子

SSI*のこのような欠点を補うために下層大気の状態を考慮することにした。ここでは次のような因子を用いている。

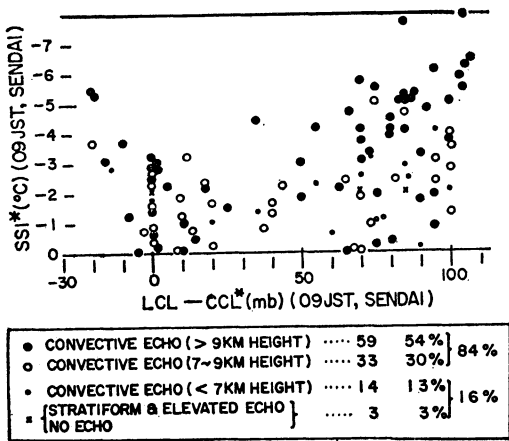
$$\Delta P \equiv LCL - CCL$$

ここでLCLは持ち上げ凝結高度(mb)、CCLは対流凝結高度(mb)である。以下、この二つの量について考察することにする。第12図の(a)は露点温度が一定の場合である。地上気温が昇温するにしたがってLCLは上昇するが、CCLは変化しないので両者の差である ΔP は減少する。すなわち、 ΔP は露点温度が一定であるとき気温減率が大きくなるほど小さくなる。同図の(b)は気温減率が一定露点温度が変わる場合である。露点温度が上昇するとCCLはLCLに比べて大きく下降するため ΔP は減少する。対流性エコーの発現には多湿で大きな気温減率であることがよい条件となるので、このようなときには ΔP が小さく算出されることになる。

上層の安定度としてSSI*を用い、下層の状態を示す因子として ΔP を使用してみると、発雷の可能性がある高度7km以上の対流性エコーはSSI*が負で ΔP が105mb以下である場合に多いことが示された。このよ



第12図 持ち上げ凝結高度 (LCL) と対流凝結高度を用いた下層の安定度 (ΔP) の評価. (a) は露点温度が一定のとき地上気温の昇温によって安定度が減少する場合. (b) は気温減率が一定であるとき露点温度の上昇によって安定度が減少する場合.



第13図 $SSI^* \leq 0^\circ C$, $\Delta P \leq 105mb$, および気温減率 $3^\circ C \cdot km^{-1}$, 相対湿度 70% 以上という条件のもとに発現したエコー.

うな条件ではまだ不十分で ΔP を決定する気温減率に $3^\circ C \cdot km^{-1}$ 以上, 相対湿度に 70% 以上のような制限を加えてやると, 高度 7 km 以上の対流性エコーの84%が含まれるという結果を得た. 第13図はその結果を示すもので, 十分な精度で高度予想に利用できるといえる.

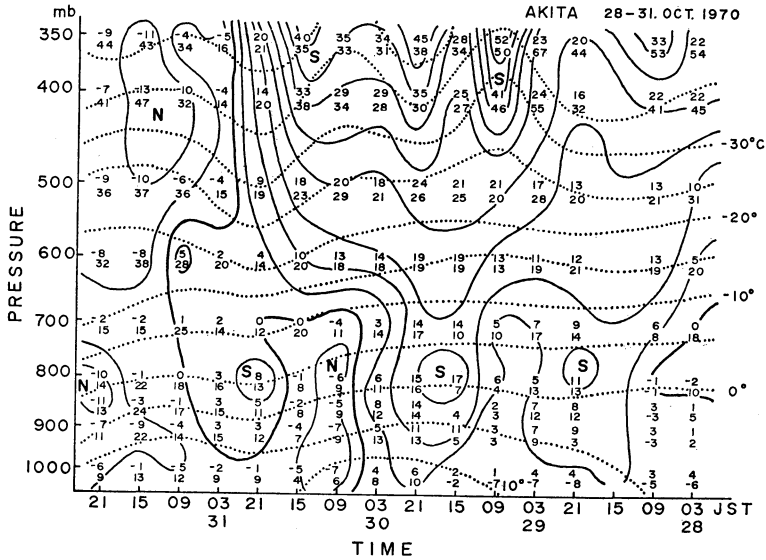
(b) 使用結果

前述の手順を1968年の雷雨期間に適用してみた. 高度 7 km 以上の対流性エコーが発現すると予報された日数は25日で, 実際に発現したのは23日 (92%) であった. 発現しないと予報された日数は62日で実際に発現しなかったのは54日 (84%) であった. 全体の正答率は88%であり, 十分実用に耐える方法であるといえる. 現在, この方法は仙台で発雷の予想に使用されている.

2. 晩秋の雷

日本海側の晩秋の特徴は雷が多いことであろう. 深浦, 秋田, 酒田などの海岸部にある官署の雷日数は一年のうちで10~11月にもっとも多く, 月平均で3日前後である. この値は前節IIでのべたように東北地方南部と同程度であるから, いかにかいかわかる. この時期の雷に関する調査はないが, 秋田で実施された事例解析 (加藤ほか 1971) があるのでこれについて以下にのべることにする. この例は晩秋に発雷する対流性エコーの典型的なもので1970年10月28~31日を対象にしたものである.

28~31日を上層の谷の接近ともなって日本海に低圧部が形成された時期と, 谷の通過ともなって上層に寒気が侵入した時期とに分けることができる. この二つの



第14図 1970年10月28～31日の上層風の南北成分（上段の数値）および東西成分（下段の数値）。実線は南北成分の等値線，点線は等温線を示す。

	28			29			30			31			
	6	12	18	6	12	18	6	12	18	6	12	18	JST 28-31. OCT. 1970
Fukaura													
Takanosu													
Yoroibata													
Akita													
Yokote													
Shinjo													
Sakata													

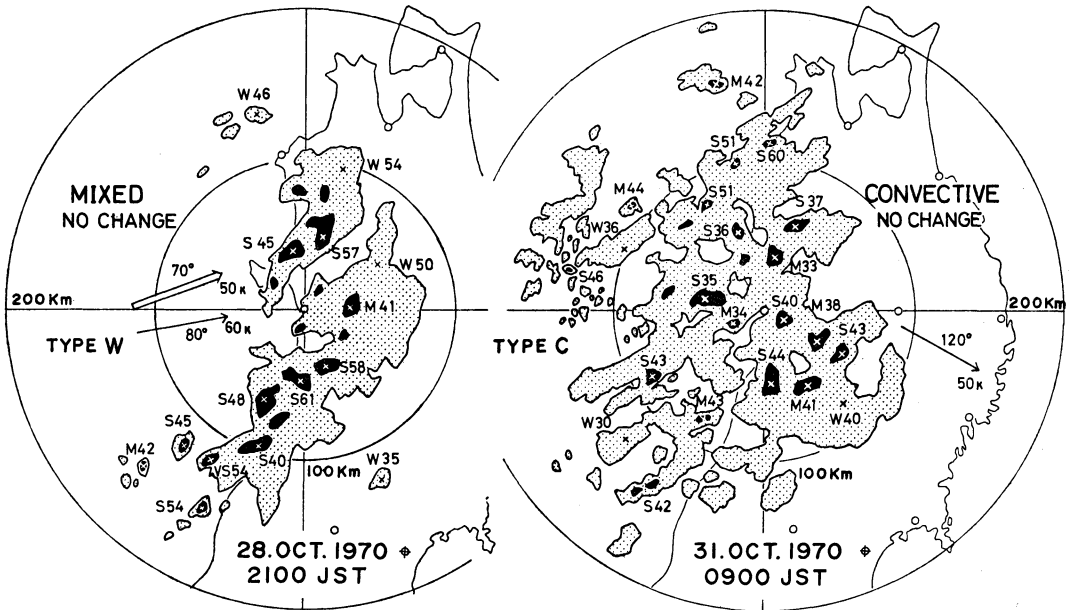
第15図 1970年10月28～31日に観測された雷（黒線）と氷あられ（点線）の発現時刻。

時期をより明確に対比させるために、上層風の南北成分を求めてみると第14図のようになる。実線は南北成分の等値線，点線は等温線である。500mbより上層では31日03時，下層では31日09時頃に谷が秋田を通過しているのがわかる。また，28～30日のそれぞれ21時には800mbに周期的な強風が出現しているのが注目される。また，この期間に日本海側の気象官署で観測された地上の現象は雷と氷あられであった。第15図はその時刻を示すもので黒い領域は雷，点線の領域は氷あられを示している。28日15時～30日18時では雷が多発し，30日21時～31日15時には氷あられに変化している（11月1日はノー・エコー）。この二つの現象の境である30日21時は前述のように谷の通過直前であることから，谷の通過を前後して雷から氷あられに変化したといえる。また，これらの現象

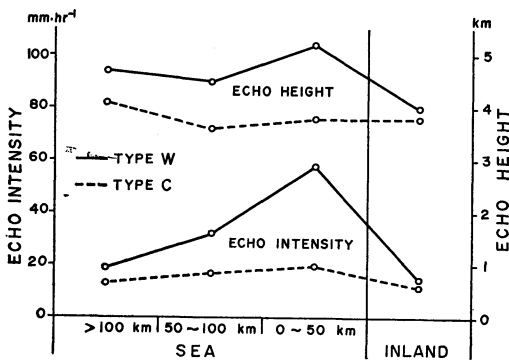
が多発した時刻は下層に強風の出現した時期に集中している。このように谷の通過前は下層に周期的な強風の出現，発雷（下層の成層は湿潤で不安定）がみられ，通過後は氷あられ（下層の成層は不安定であるが乾燥している）が観測されている。前者に対比したエコーをW型，後者のそれをC型とする。それぞれのエコースケッチ図を第11図に示した。W型のエコーは線状エコーで海上では対流構造が明瞭であるが内陸では混合型に近い。C型のエコーは不定形なエコー群から構成された面エコーで，対流性ではあるがその構造はあまり明瞭ではない。図中のW, M, Sはエコー強度を示すもので，それぞれ4以下，4～16，16mm・hr⁻¹の降雨強度に相当しており，エコー頂高度は100m単位で示されている（これらの表示の仕方は以後のスケッチ図でも同じ）。

1) エコー頂高度，エコー強度の比較

この期間に行なわれた22回の観測からエコー頂高度，強度をW, C型について比較してみると次のようになる。セルはいずれも海上から内陸に向かって東進（第16図の単線で示した矢印の方向，複線で示した矢印はパターンの移動方向を示す）しているが，その過程でエコー頂高度，強度に変化がみられる。エコーの位置によって内陸と海上に二分し，海上のエコーはさらにレーダー局からの距離によって50km未満，50～100km，100km以上に分けそれぞれの領域でエコー頂高度，強度の平均値



第16図 上層の谷の通過と前後してみられたエコーパターン。W型は谷の通過前、C型は通過後のエコーであることを示す。エコー頂高度は100m 単位、黒の領域は降雨強度 $4 \text{ mm} \cdot \text{hr}^{-1}$ 以上、矢印はセルの移動方向、二重の矢印はエコーパターンの移動方向を示している（この表示の仕方は以後のエコースケッチでも同様である）。



第17図 上層の谷の通過を前後してみられたエコー型の海上、内陸におけるエコー頂高度、エコー強度の比較。

を求めた。結果を第17図に示した。W型ではエコー頂高度、強度ともレーダー局から50km 以内の海域で急速に増大し、内陸では急激に減少することがわかる。これに対してC型のエコーは、このような変化がみられず海上、内陸でほとんど差がない。これはW型のエコーでは海の影響がかなり大きいことを示すもので、特にエコーが上陸直前に発達することなどはいわゆる海岸効果によ

るものであろう。W型はC型よりもエコー頂高度、強度が高く強いことは明らかである。

2) 線状エコーの形成

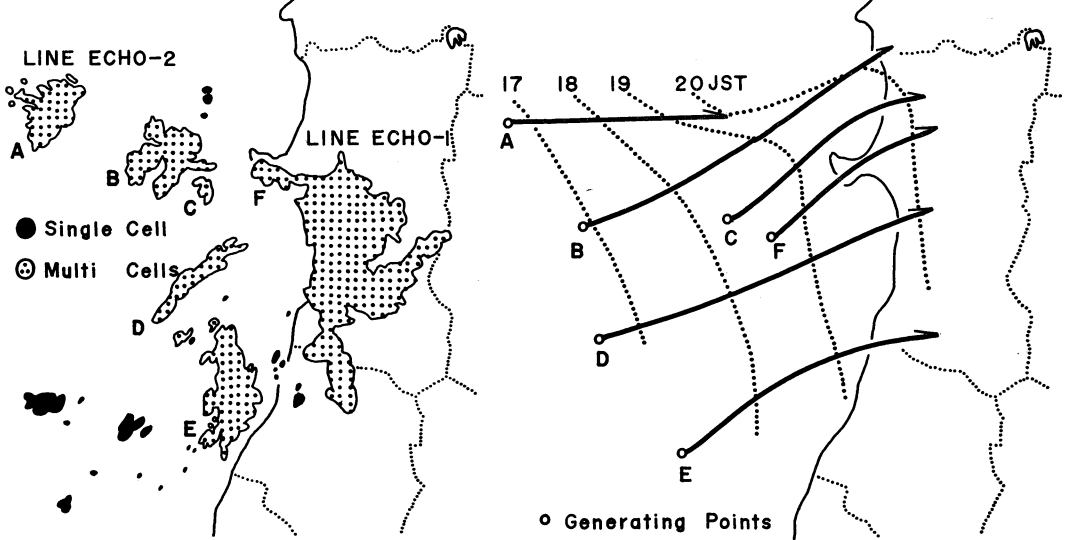
W型のエコーは第16図に示したように線状エコーであり、内陸に到達して発雷をもたらすところから、この線状エコーについてさらに調査してみることにする。

28日16~20時に得られたシネフィルムにもとづくものである。第18図の左図は18時45分のスケッチ図であるが、すでに内陸に達した線状エコー1と不定形のエコー群から形成される線状エコー2が観測されている。線状エコー2を形成するエコー群A~Dについてその発生点と移動経路を同図の右図に示した。実線は移動経路、点線は等時線である。エコー群は海上150~200km に発生（はじめてレーダーで探知される）し、初期は線状エコーというよりは散乱した点エコー群のように見えるが次第に線状に配列する。

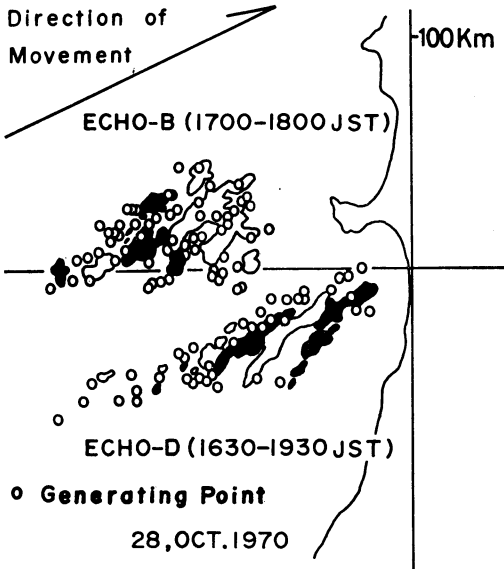
エコー群の形はセルの発生点の分布に関連しているようである。第18図に示された正方形に近いエコー群Bと細長いエコー群Dのセルの発生点を調べてみると第19図のようになる。図には15分おきに黒と白でエコーの形を示してある。エコー群Dでは当初、南端でセルが多く発

1845 JST. 28. OCT. 1970

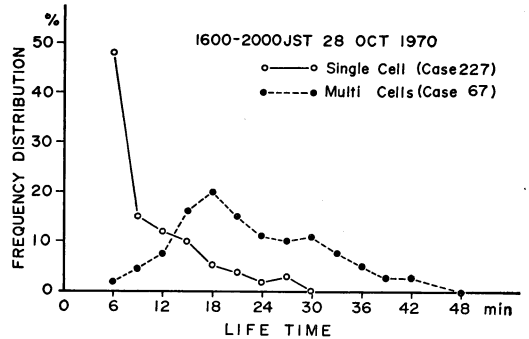
1630-2000 JST. 28. OCT. 1970



第18図 W型のエコーにみられた2本の線状エコー（左図）とその移動経路（右図）。実線は移動方向、点線は等時線を示す。点領域で示したエコーは線エコーを形成するエコー群であるが、黒で示したエコー群はこれとは別に単独で存在するエコー群であることを示す。



第19図 線エコーを形成するエコー群のセルの発生点。



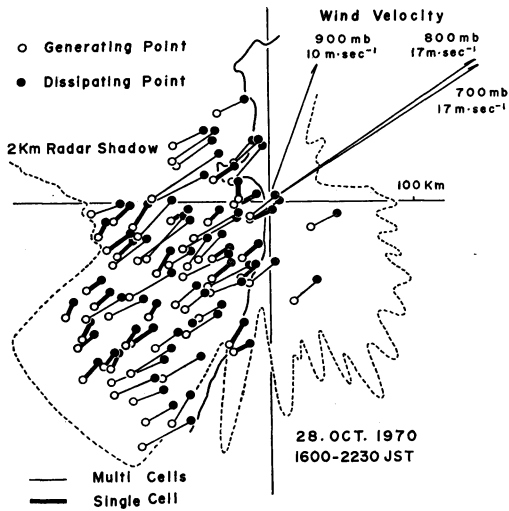
第20図 線エコーを形成するエコー群（点線）と単独なエコー群（実線）のセルの寿命。

群の中で任意に発生しているといえる。

3) セルの寿命と移動

第18図のエコースケッチ図で示したエコーパターンは大別すると線状エコーを形成しているエコー群と、これとは無関係に単独で存在するエコー群とに分けられる。前者は図中の点を施したエコー群であり、後者は黒で示したエコー群である。この二つのエコー群についてセルの寿命を調べてみると第20図のようになる。単独に存在するエコー群では全体の約半分が6分の寿命で、かなり短命であるといえる。線エコーを形成しているエコー群では、平均24分となり、一般的に知られているセルの寿

生し風下側に移動してゆくが、エコー群がある程度成長すると、南端での発生がなくなり、逆に北端で発生が多くなり、全体として細長い形となる。これに対してエコー群Bではこのような系統的なセルの発生がなくエコー



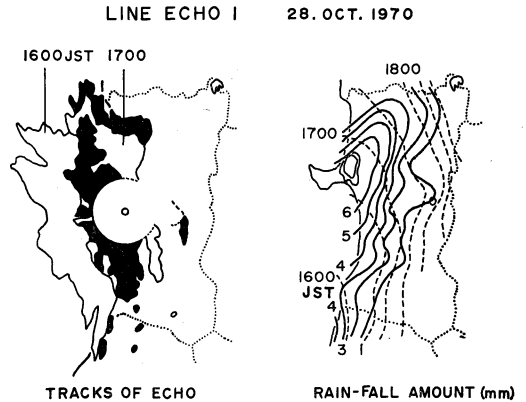
第21図 線エコーを形成するエコー群（細実線）と単独なエコー群のセル発生点（○印）、消滅点（●印）および移動方向。

命に近い。線状エコー自体が一つのじょう乱であると考えられるので、セルを持続させるのに適した条件を備えているものと、そうでないものとの相違がこのような寿命の差に示されるのであろう。

このような相違はセルの移動にもみることができる。第21図はセルの発生点と消滅点を線で結んだものである。細線は線エコーを形成するエコー群に属するセルで、太線は単独なエコー群に属するセルである。一見して単独なエコー群のセルは北成分が大きいことがわかる。これは同図に示した上層風の風向のうちでより下層（900mb）の風向に近いことを示している。この事実是对流性エコーとしては弱い（エコー頂高度が低く、上昇流も小さい）ものであることを意味している。線エコーを形成するエコー群に属するセルはより上層の風向に指向されており対流性エコーとして活発であるといえる。

4) 線状エコーによる降雨量

線状エコーが内陸に到達すると、地上では当然、降雨を観測することになる。線状エコー1は密なエコーであったので秋田県全般にわたって降雨が観測された。第22図の左図は30分ごとに白と黒で線状エコーの位置を示したものである。このエコーによってもたらされた降水量を同図の右図に示した。上陸直後は4~6mmの降水量をもたらすが、内陸に侵入するのにしたがって低下しているのがわかる。また、同図の点線は等時線を示すが、線状エコーの走向をあまり変えないで内陸に侵入するこ



第22図 線状エコーの位置（左図）と降水量（右図）。位置は30分間隔で白と黒の領域で示した。右図の実線は降水量、点線は等時線を示す。

とを示している。海上での移動速度は $60\text{km}\cdot\text{hr}^{-1}$ （走向に直角）であるが内陸に侵入するにつれて減速し、消滅直前では $10\text{km}\cdot\text{hr}^{-1}$ に低下している。

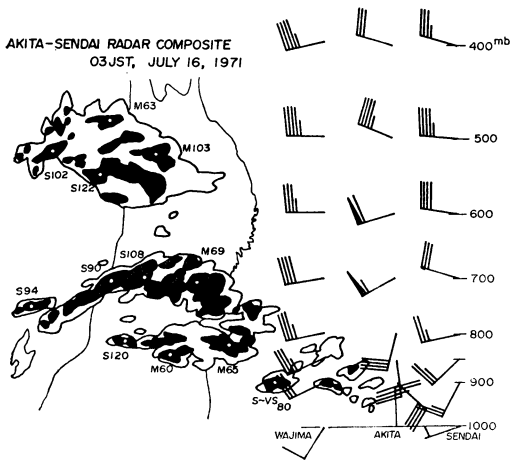
晩秋に多発する雷は上記の事例解析に示されたように、海上に発生した線状エコーによることが多い。発雷が確かめられたエコーのエコー頂高度は5km以上、エコー頂温度が -24°C 以下であった。

この期間（10~11月）における発雷を予測する方法は今のところ開発されていない。前節2でのべた方法は適用してもその成績はかなり低下する。その大きな理由は夏期の雷のように熱的不安定が主な原因とはいえないからである。上記の事例解析では調査期間ですべてSSI*は正（ ΔP は105mb以下であるが）となり発雷の予測には不適當であった。

日本海側では晩秋ばかりでなく冬期にも単発的な発雷があり、これらを含めて発雷を予測する方法の開発が望まれている。

3. 強雨をとまなうエコー

強雨域がきわめて地域性に富むことはすでによく知られた事実である。東北地方では前節1でものべたように脊梁山脈を境として日本海側と太平洋側に分け、強雨をとまなうエコーを考察するのが妥当である。この問題に関しては山川（1970a, b, 1971）が精力的に取り組んでおり、太平洋側の強雨についての知識は多い。特に、下層大気に着目したこれらの調査は、降雨量とその分布を理解する上で多くの示唆を与えるものである。日本海側の強雨に関する秋田レーダーの調査は資料収集の段階で



第23図 1971年7月16日狩川(山形県)豪雨時のエコースケッチ図(山川, 未出版による).

1) 強雨が短時間に出現する場合.

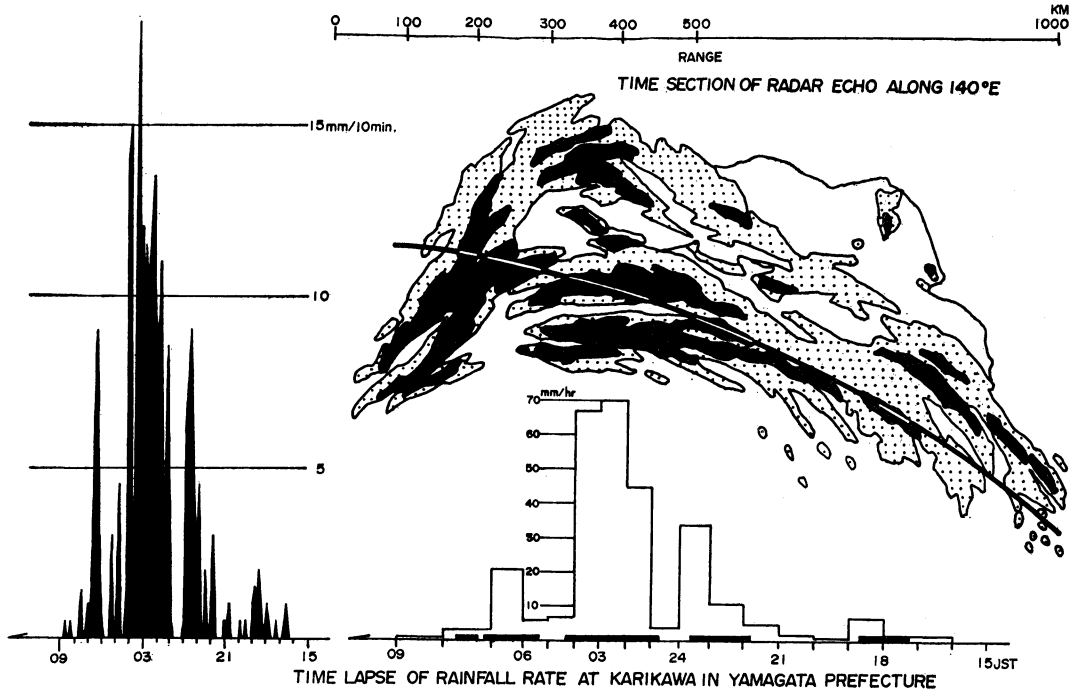
この例として1971年6月15~16日に発生した狩川豪雨がその典型である. 第23図に秋田, 仙台レーダーによる合成図を示した. この時刻は狩川豪雨の最盛期にあたるものである. 一見すると, 青森県西方沖から福島県東方沖に伸びるバンド状エコーに, 佐渡ヶ島付近から北東に伸びる線状エコーがこれに交錯しているのがわかる. この交点付近に狩川が存在している. これだけでは不十分なので, 狩川(東経140度)付近を中心としたエコーの時間経過を合成してみることにする. 結果を第24図に示した. 図中の太い実線は狩川の位置を示しており, 下方にエコーの移動に合わせた時間スケールと毎時降水量, および太い線分でエコーの通過時刻を示してある. この合成したエコーパターンは, エコー系全体をほぼ表示していると考えることができる. これによるとエコー系全体は前線性低気圧エコーともいべきもので, 主な強雨域は暖域に存在するバンド状エコーにともなうものであるといえる. セルの移動はバンドの走向にそうものであり, 強エコー域と強雨域の対応が良いのも特徴である.

2) 強雨が周期的に長時間にわたる場合,

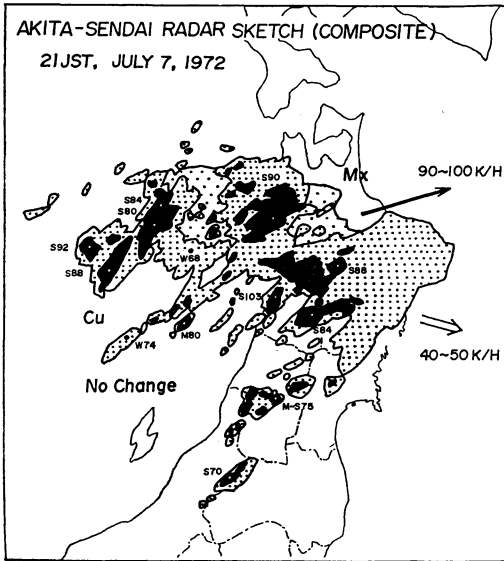
ある.

1. 日本海側の強雨にともなうエコー

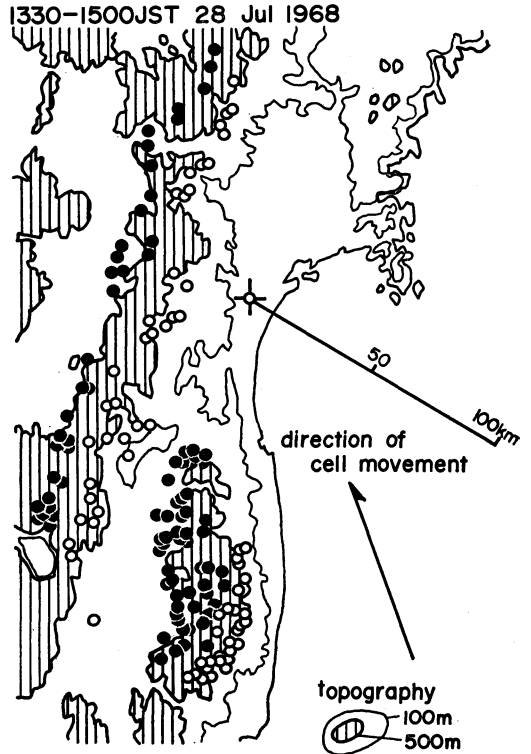
以下にのべる調査結果は未出版であるが山川氏の好意により提供して頂いたものである.



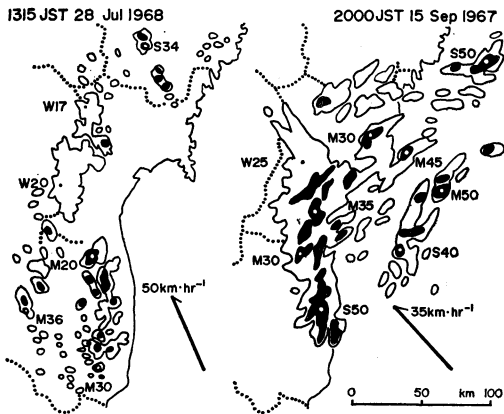
第24図 狩川付近を中心としたエコーの時間経過の合成図(右図)と10分間降水量(左図). 右図下方の時間スケールはエコーの移動に合わせたもので, 同時に毎時降水量(ヒストグラム)とエコーの通過時刻(太い実線)を示す(山川, 未出版による).



第25図 1972年7月7日(47. 7豪雨)の秋田, 仙台レーダーによるエコースケッチの合成図。(山川 未出版による)



第27図 海上にエコーがない場合のセルの発生点と消滅点の分布。



第26図 福島県浜通りに強雨をもたらしたエコーのスケッチ図。左図は海上にエコーがない場合, 右図は海上にエコーがある場合を示す。

いわゆる昭和47年7月豪雨がこの例の典型的なものである。第25図は秋田・仙台レーダーの合成図であるが、エコー系の幅は500km、長さは函館レーダーの資料を参考にすると、2,000kmにもおよぶ長大なものである。この合成図からその全貌を知ることはできないが、南西から北東方向に伸びる線状エコーが並行に配列してバンド状エコーを形成しており、いわゆるクシ形のエコーとなっ

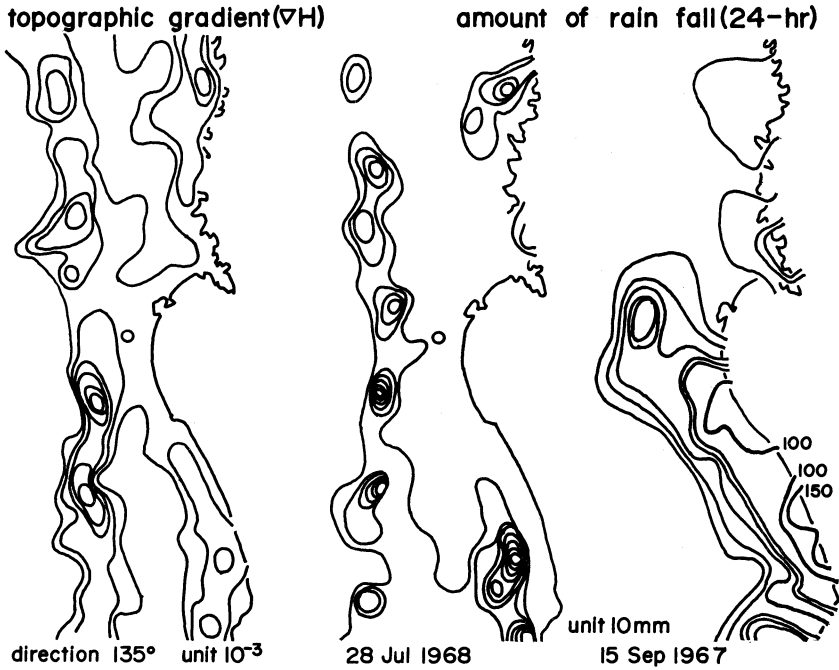
ている。また、線状エコーと線状エコーの間には上空エコー(図では粗い点の領域)がみられる。この上空エコーは線状エコーの急激な減衰による結果とみられる。このようなエコー系からは、周期的な降雨が長時間持続することが、容易に推測される。この型のエコーが出現しているとき、下層風はいずれも南西ないし西南西の風向を示しており、この風向に ∇H が大きい地域に強雨域がみられる。この例については現在、秋田レーダーによって調査が進められているので後日に報告したい。

日本海側に強雨をもたらすエコーについてはまだ資料に乏しくほとんど調査されていないのが現状である。

2. 太平洋側の強雨にともなうエコー、

山川(1970 a, b, 1971)の調査でかなり詳細にのべられているので、これらを参照して頂きたい。

太平洋側の強雨のもっとも大きな特徴は、東分の卓越した下層の風系下で発現することである。しかも降雨量は日本海側に比較してかなり多量であり、その分布はきわめて地域性に富んでいることである。対流性エコーに限定すれば、基本的には以下にのべるように二種に分類



第28図 地形こう配図(135°の方向)と海上にエコーがない場合(中央), 海上にエコーがある場合(右図)の日降水量分布。

することができる。

- 1) 海上にエコーがほとんどない場合。
- 2) 海上に顕著なエコーがある場合。

この二種については加藤(1969)らの事例解析があるので、これについてのべることにする。

1)に相当するものとして1968年7月28日の例を示すことができる。エコースケッチ図を第26図の左図に示した。海上には全くエコーがなく、内陸の山岳部に対流性エコーが散在しているのが明らかである。エコー頂高度はかなり低く3~4km(夏期の平均では6.5km)しかない。第27図は13時30分から15時00分に行なわれたシネ撮影から求められた、セルの発生点(○印)と消滅点(●印)を示したものである。セルの発生点は阿武隈山系の東斜面とくに地形がセルの移動方向に向いているような谷間に多く、消滅点は山岳の西斜面に多いことがわかる。これはセルが発生と同時に山岳を横断しなければならず、その過程でかなりの減衰を受けることを示している。第28図の中央にこの日の日降水量分布を、また、左図に∇H図(135°のものでセルの移動方向に近い)を示した。両者の間にはかなりの類似性がみられることは明らかである。∇Hの極大地域と雨量の極大地域には若干

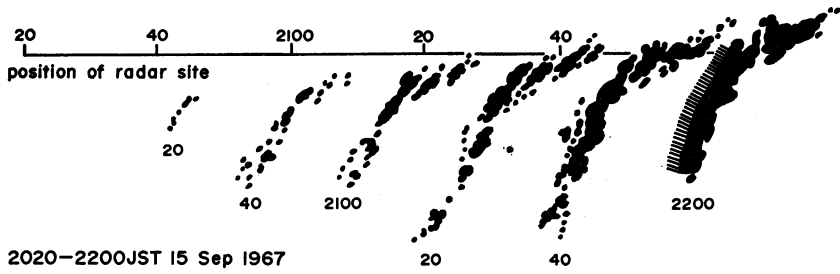
のずれ(後者のほうが前者より風下側に位置する)がみられる。この型のエコーが存続している間、下層は湿潤不安定であるが中層では安定であった。

2)に相当する例として1968年9月15日の例を上げることができる。このときのエコースケッチ図を第26図の右図に示した。海上には線状エコーがみられ、内陸に向かって西進している。内陸部には対流性エコーではあるが対流構造のあまり明瞭でないエコーがあり、海上からのエコーがここで消滅過程に入っていることを示している。降水量分布を第28図の右図に示した。降水量は海岸部に多く福島県の富岡川では180mmを記録している。このときの下の成層は安定であった。

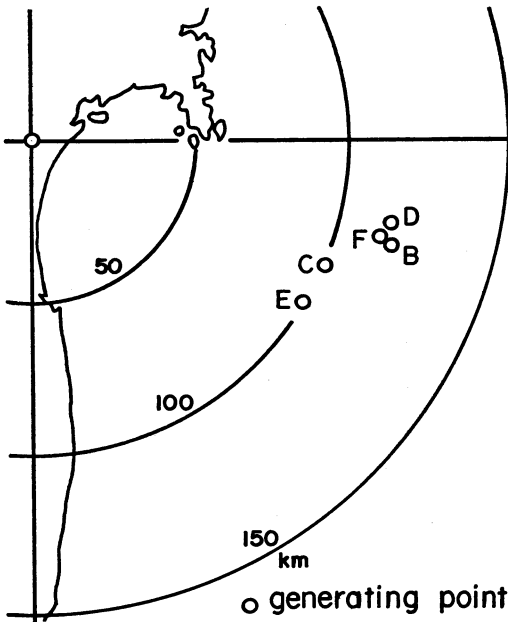
海上の線状エコーはこの強雨に大きな役割を果しているため、その形成について調べてみることにする。富岡川での降雨の最盛期は15日の9時前後であるが、この時刻のレーダー資料はなく20~24時に行なわれたシネ撮影にもとづくもので、一連の強雨の終期にあたる。

a) 線状エコーの形成

第29図に20分間隔で線状エコーの成長の様子を示した。図中の斜線域はレーダー局に近接してゐるために、エコーの形状が不明であることを示している。当初に発

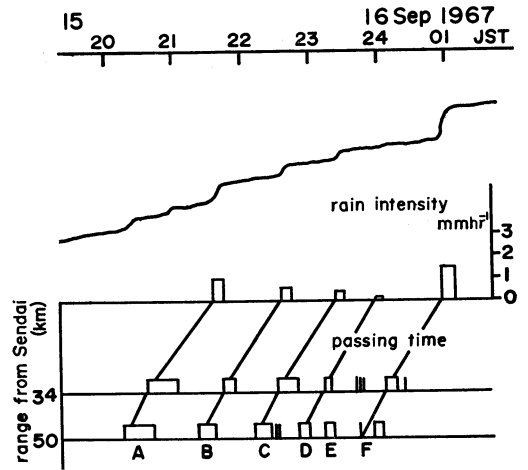


第29図 線状エコーの形成。斜線域はレーダー局に近接しているため確認できない領域を示す。



第30図 線状エコーの発生点

生じたセルは直径約5 kmに成長すると、その南端に新しいセルを発生させ、はじめのセルはそのまま成長を続ける。この新しく発生したセルも直径5 kmぐらになると、前と同じようにその南端に新しいセルを発生させる。このため北の方へはあまり成長しないで、南へその長さが伸びてゆく。当初のセルが発生してから約20分後（発生点より内陸に向かって約20 km進行し、長さ約60 kmに成長している）、当初に発生した位置に、再び次の線状エコーの母体となるセルが発生する。この期間では6本の線状エコーA～Fが観測されており、当初に発生した点の位置（セルの発生点）を第30図に示した。発生する位置は、仙台の東南東100～120 kmの海域に限られている。セルの移動は下層の平均風に指向され、海岸線に接近するにしたがって減速し、海岸線の走行に類似し



第31図 線状エコーの通過ともなう降水量の変化（上段）と34, 50 kmに設けた観測点の通過時刻（下段）。

た線状エコーとなる。発生後、約2時間で海岸に到達している。

b) 線状エコーによる降水量

第31図の上段は仙台の貯水型自記雨量計による記録を示したが、ほぼ周期的な雨量の急増がみられる。この増加は線状エコーの通過によるものである。同時の下段は海上に備けられた10 km格子をそれぞれ34 km, 50 kmの点にセルの移動方向にそって設け、これらの格子を線状エコーが通過する様子を示したものである。A～Fは先に示した6本の線状エコーで、雨量の急増と格子の通過時刻の対応は良い。線状エコーの移動速度は海上で50 km（走向に直角に測定）であるが、仙台に到達するときには減速している様子も知ることができる。

一本の線状エコーによってもたらされる降水強度は1～2 mm・hr⁻¹である。これは次のような簡単な考察によっても推定することができる。海上で測定されたエコ

一強度は $20\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ 前後の降水強度に相当しているので、この値を頂点とする三角形の降水強度分布を仮定することにする。このときの平均の降水強度は $10\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ となる。幅 $W\text{km}$ の線状エコーが移動速度 $V\text{km}\cdot\text{hr}^{-1}$ 、平均降水強度 R で観測点を通過するものとすれば、観測点で得られる降水強度 $P\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ は

$$P = \frac{W}{V} \cdot R$$

と求まる。線状エコーの幅 10km 、移動速度 50km 、とすれば P は $2\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ と求まり前記の値とほぼ等しい値を得ることができる。

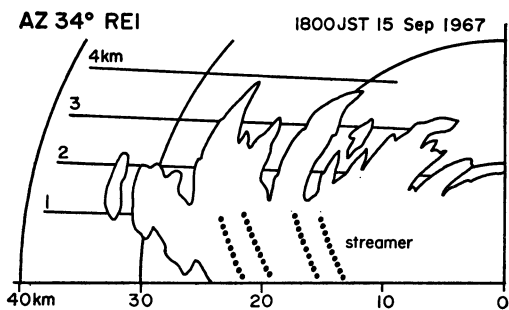
強雨の最盛期では富岡川で $20\text{mm}\cdot\text{hr}^{-1}$ を越す降雨強度を示しているが、上記のような線状エコーの間かくが密である場合には、この程度の降雨強度に達することが可能であろう。

c) 粒径の推定

ここに示した例では、エコー頂高度が低いにもかかわらず、多量の降雨をもたらすことが特徴であった。特に内陸部にみられるエコーでは、エコーから予期される降水量よりはるかに多くの降水量がある。この内陸部のエコーについて、REI から粒径を推測してみると次のようになる。落下する雨滴は周囲の風に流されるが、落下する軌跡(尾流の形)と風の鉛直分布が求まれば、雨滴の落下速度を求めることができる。落下速度と粒径に一般的な関係が成立するので粒径を知ることができる。尾流の傾斜は $x-z$ 平面で考えると次式で与えられる。

$$\frac{dz}{dx} = \frac{V_r}{V_g - V_z}$$

V_g, V_z, V_r はそれぞれ尾流の上端の水平速度、尾流上の一点の水平速度、雨滴の落下速度であり、 x, z はそれぞれ水平方向の距離、高度である。第32図に方位角 34° の REI のスケッチを示した。この方向は線状エ



第32図 REI (34°) のスケッチ図と尾流の傾斜。

ーの方向にそうものである。図中の点線は尾流の位置と傾斜を示している。この尾流は高度 1km のところから、ほぼ直線的にレーダー局のほうへ向って落下しており、流された距離は地上で 2km である。したがって、尾流の傾斜 dz/dx は 0.5 と求まる。21時の仙台の高層資料では高度 $1.0\sim 3.5\text{km}$ で風速 $15\text{m}\cdot\text{sec}^{-1}$ 、風向 120° となっているが、REI 方向に投影した成分は 0 である。 1.5km 以下の平均風向は 60° 、 $12\text{m}\cdot\text{sec}^{-1}$ であり、REI 方向に投影した成分はこれとほとんど変わらない。これらの数値を代入すると V_r は $6\text{m}\cdot\text{sec}^{-1}$ となる。一方、落下速度と雨滴の直径 D (ただし $0.8\sim 5\text{mm}$ の間) の関係は次式で与えられる。

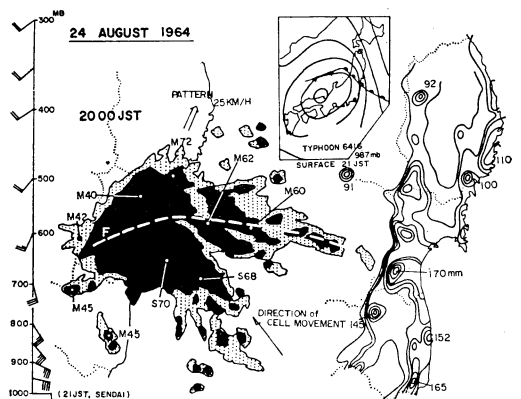
$$V_r = 1400D^{1/2}(\text{cm}\cdot\text{sec}^{-1})$$

上で求めた V_r を代入すると、 D は 2mm となる。この値が妥当かどうかは不明であるが、資料が累積されればある程度の推測は可能であろう。

1), 2) は対流性エコーとしてその識別が容易な場合であるが、対流構造が明確ではないが、大きな広がりをもつ面エコーによる強雨のほうがむしろ一般的である。

3) 対流構造が不明瞭なエコー

これは山川 (1970b) が Large Solid Echo として分類しているものである。この型のエコーが強雨時のもっとも一般的なものであり、上空エコーないし層状エコーと共存する対流性エコー、または混合エコーの場合である。第33図に1964年8月24日の例を示した。断面図解析



第33図 対流構造が不明瞭でないエコーによる強雨の場合のエコースケッチ図と日降水量分布。図中の点線付近に温暖前線が解析される(山川, 1970による)。

の結果、エコースケッチ図の破線の位置に温暖前線が解析される。この前線の前方域では層状型の降雨であるが、前線通過時ないしその後方では対流型の降雨となり、降雨量が増大している。したがって、暖域を含む温暖前線近傍に発生する対流性、または混合エコーによる強雨が地域性に富む降雨分布を生みだすことを示している。

1964～7年5～10月のものについて、宮城県内で日降水量が100mmを越えた14例がすべてこの型に属している。この型の特徴であった上空エコーないし層状エコーと対流性エコーの共存という形がもっとも強雨になりやすいことを示している。時間的な経過では、上空エコー→層状エコー→混合エコー→対流性エコー→のように変化するのが一般的である。対流性エコーと層状エコーの共存という形は尾鷲地方の強雨に対して礮野ら(1970)が示した理論と共通するものがある。東北地方太平洋側の強雨とこの尾鷲の強雨は共通点を多く見出すことができる。

あとがき

限られた紙面の中で東北地方のレーダーエコーに関する調査をできるだけ多くをべるために、文献の引用を最少にした。このため、他の地域のレーダーエコーとの比較という観点に欠けたものになり、東北地方のレーダーエコーの特徴を明確にする点では、不足な面が多い。また、秋田レーダーによる降雨に関する調査が不足している現状では、東北地方のレーダーエコーを概観したことにはならず、今後の調査が急がれるところである。

最後に、この報告を書くにあたり便宜をはかって頂いた気象大学校 駒林誠教授、仙台管区气象台 小野寺晶夫調査課長の各氏に深謝致します。また、かつては同僚として、適切な助言と討論に参加して頂いた気象ロケット観測所 山川弘、仙台管区气象台観測課 猪股清夫の各氏、および、ここにのべた調査の全般にわたり検討して頂いた仙台管区气象台 野口和則子報官の助力に負う

ところが大きいことを付記します。

文 献

- 1) 礮野謙治, 駒林 誠, 岩井邦中, 堀井晴雄, 榊原 均, 1970: 降水雲の複合的な構造とその水収支—特に尾鷲・大台が原多雨地帯の降雨を中心に—, 文部省科学研究費「水文学」特定研究報告。
- 2) 加藤一靖, 猪股清夫, 山川 弘, 1969: 東風時のレーダーエコー, 昭和44年度宮城・山形・福島地区調査研究会資料
- 3) 加藤一靖, 猪股清夫, 山川 弘, 1970: レーダーによる 東北地方の雷調査, 研究時報, 第22巻, 257-279.
- 4) 加藤一靖, 安部徳郎, 佐々木芳春, 阿部能明, 1971: 1970年10月28～31日のレーダーエコー解析, 山形・秋田・青森地区調査研究会資料, 秋田地方气象台。
- 5) 加藤一靖, 佐々木芳春, 岡村敏夫, 阿部能明, 1972: 秋田レーダーによる冬期の対流性エコーについて, 昭和47年度, 秋田・青森・岩手地区調査研究会資料, 青森地方气象台。
- 6) 山川 弘, 春日 信, 1966: 仙台気象レーダーによる基礎調査(その3), 季節風によるエコー・大型雷雨エコーの移動とその特性, 昭和41年度 東北地方調査研究会資料, 仙台管区气象台。
- 7) 山川 弘, 1970 a: 東風時のレーダーエコー・特に大雨時のエコーと下層の風速・安定度について, 昭和45年度 青森・岩手・宮城地区調査研究会資料。
- 8) 山川 弘, 1970 b: 東風時のレーダーエコー・大雨時のエコーと下層の安定度・風速および地形について, 昭和45年度 東北地方調査研究会資料, 仙台管区气象台。
- 9) 山川 弘, 1971: 東北地方太平洋側地域の大雨, 昭和46年度 岩手・宮城・福島地区調査研究会資料 仙台管区气象台。
- 10) J. Kuettner, 1959: The band structure of the atmosphere, Tellus, 11, No. 3, 267-294.