

レーダーより求めた雷雨発生分布*

柳 沢 善 次**

要 旨: 気象研究所レーダー (波長3.2cm) で観測した雪雲からのレーダーエコーの発生と地形・気象状態等の関係について調べた。

これらの発生点は主として関東西部北部の山岳地帯に多く、1年間全発生数の75%程度がこれらの山岳地帯に分布している。また発生密度は100km²あたり約1個となるが、関東北東部の平地ではこの値は程度である。このような区域別発生数は気象状態によって変化のあることも見出された。

地形高度別発生数の比較では500~1000mの地域に特に多く、全発生数の40%程度がこの地域に分布し発生密度も個程度である。

1. はしがき

関東西部、北部の山岳地帯は雷雨の発生地として知られており、夏季には毎日のように雷雨が観測される。レーダーは雷雨のような孤立した降雨域を観測するにはもっとも適した観測装置であり、その発生点を正確にPPI上で観測することが可能である。RHI観測結果からは発生した雷雨のエコー高度や垂直方向のエコー強度を知ることができるので、このような雷雲の発生時における垂直構造を推定することも可能となる。

この研究の目的は雷雲の発生に対する地形の影響を調べることであり、さらにこのような影響の時間的変化を気象資料を参照して調べた。

資料は1958~1959年の2年間を使用し、期間は6月中旬から9月中旬までの間をとった。

2. エコー発生分布と地形との関係

夏季発生する雷雲の初期をレーダーで観測するとRHI上では点エコーとしてあらわれ、その発生点は地形に影響し、大部分の発生点は関東西部、北部の山岳地帯に分布している。このようなエコーをで観測すると柱状の垂直分布を示す。第1図 (口絵写真) に気象研究所レーダーによる観測例を示した。PPI上でRHIに対応するエコーは矢印で示した。

研究所からの距離150km以内をA域・E域・C域の区域にわけると (第2図参照)、各区域内の地形高度差500m毎の地域分布は第1表ようになる。

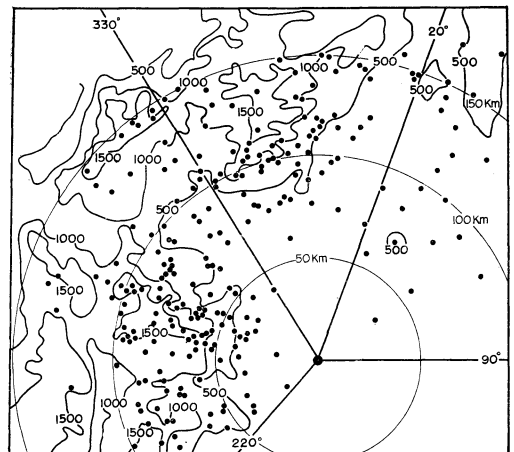
第1表よりA域では地形高度500m以上の山岳地帯が77%、B域では47%あるが、C域では5%のみで、エコー

第1表 地形高度差500m毎の地域分布

地形高度 (m)	地 域 分 布 (%)		
	A 域	B 域	C 域
0~500	23	53	95
500~1000	23	21	5
1000~1500	33	20	0
1500以上	21	6	0

一の発生数もC域はA域、B域に比較して非常に少ない。

第2図に1958年と1959年のおおのに観測されたエコー発生点の分布図を示した。欠測その他の理由で、実際の発生数はこれより多いと思われる。この発生点は発生したエコーが1時間程度の短時間で消滅したものはい

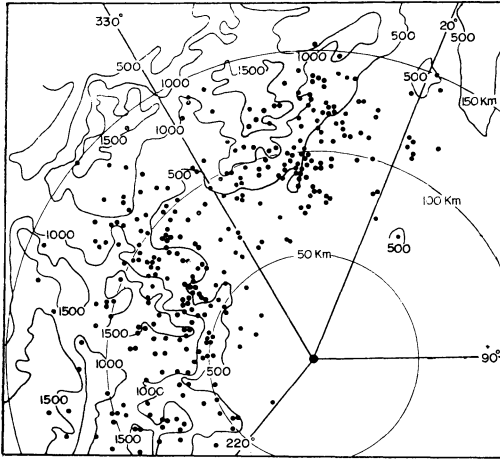


(注) A域 222°より330°の区域内
B域 330°より20°の //
C域 20°より90°の //

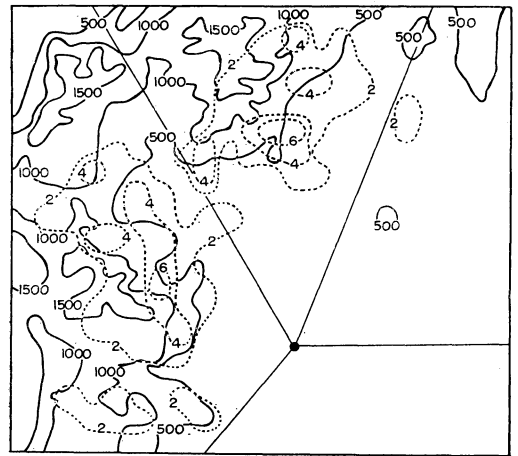
第2図 a エコー発生点分布図
(1959年6月21日~9月16日)

* The Generative Distribution of Initial Thunderstorm Echoes Observed by Radar.

** 気象研究所台風研究部
Z. Yanagisawa,



第2図 b エコー発生点分布図
(1959年6月9日～8月29日)



第3図 b 面積100km²内での年間発生数の等値線分布。(1959年)

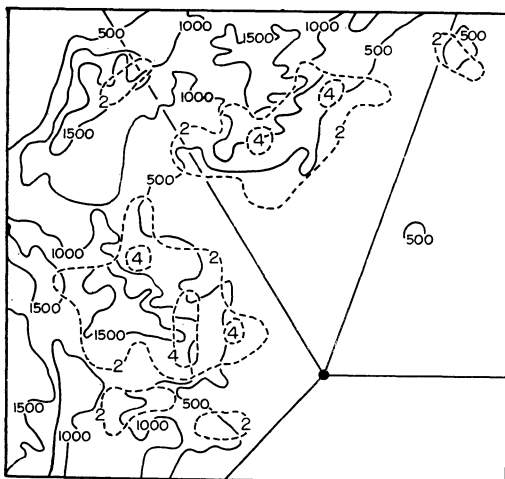
つており、発生したエコーが雷鳴・電光をともなった雷雨に発達するかどうかの問題はここでは論じない。1958年はレーダー観測が自動化されたために1958年に比較して観測時間は多くなっているが、両年とも関東地方雷雨概報に比較して時間的な欠測はあまり認められなかった。

第3図は任意単位面積100km²内での年間発生数の等値線分布を示した。最大発生域は1958年と1959年ともよい一致を示し、その域は両年とも比較的急斜面の地域に分布している傾向がある。このことはこのようなエコーの発生はある程度地形上昇に影響されていることを示している結果であると思われる。又このような驟雨性エコ

ーは、以前に発生して、雲高が5～6 km以上に発達したエコーの近くで、発達したエコーの影響を受けて新しく発生する傾向があるのでこのような影響をなくするために、発達したエコーの周囲10km以内で新しく発生したエコーは無視した。

第2表 各観測日の区域別発生数と気象状態との関係(1958年)

月 日	区 域			気 象 状 態	観 測 時 間
	A	B	C		
6. 21	3	1	0	H	時間 1. 45
39	0	6	1	F	5. 48
7. 7	9	5	7	L	10. 07
12	5	1	0	H	5. 25
19	9	10	3	F	8. 07
8. 1	6	6	3	F	9. 02
2	8	4	0	F	8. 14
4	15	2	0	HL	5. 48
11	3	8	0	H	6. 01
12	12	9	1	H	10. 02
13	4	3	2	F	7. 06
16	10	0	0	HL	4. 45
22	6	1	1	HL	5. 26
27	9	8	1	F	9. 16
9. 10	11	2	1	HL	7. 58
12	10	3	1	H	7. 11
16	4	2	0	F	2. 54
合 計	84	67	21		



第3図 a 面積100km²内での年間発生数の等値線分布。

第3表 各観測日の区域別発生数と気象状態との関係 (1959年)

月 日	区 域			気 象 状 態	観 測 時 間
	A	B	C		
6. 9	6	4	0	L	時間 2. 10分
17	3	10	1	F	2. 20
18	4	1	0	H	2. 16
22	5	6	0	H	7. 23
7. 12	14	7	0	L	6. 23
16	17	10	0	F	10. 29
22	2	3	0	H	0. 12
23	11	0	0	H	7. 15
24	11	6	0	F	4. 35
25	9	1	0	H	7. 02
27	5	0	0	H	0. 58
8. 3	12	12	1	F	8. 41
6	26	2	0	H	10. 38
7	11	1	0	H	11. 34
17	4	16	0	F	4. 41
18	10	15	2	L	8. 36
19	11	13	2	F	10. 05
21	11	15	3	H	9. 49
29	5	6	1	H	9. 50
合 計	177	128	10		

第2表には1958年の各レーダー観測日における発生点の区域別発生数を示した。第3表は1959年の区域別発生数である。両年とも雷雨性エコーの発生は大部分A域、B域に分布し、C域では全体の10%以下である。このような区域別発生数を第1表に示した地形分布と比較することによって、このようなエコーの発生と地形との関係を推定することができる。

第4表には各区域別での地形高度とエコー発生数との関係を示した。表には1958年と1959年毎の各地形高度でのエコー発生数(N個)、発生頻度(各区域内年間発生数に対するパーセント)、任意単位面積100km²に対する発生数と各区域毎の年間発生密度を示した。

第4表より区域A・Bでは全発生数の40~45%が地形高度500~1000mの地域に分布しているが、C域では約80%が0~500mの地域で発生している。このような結果は発生密度の比較によっても示される。A域の500~1000m地域での100km²に対する発生数は1958年が1.5個、1959年が1.9個であるが、他の高度地域では1個又はそれ以下である。このような結果はB域でも同じよう

第4表 各区域毎の地形高度とエコー発生数との関係

区域	地形高度 (m)	発生数 (N)		発生頻度 (%)		発生密度 (N/100 km ²)		区域内発生密度 (N/100 km ²)	
		1958	1959	1958	1959	1958	1959	1958	1959
A	0~500	22	42	18	24	0.6	1.1	0.7	1.1
	500~1000	49	72	40	41	1.5	1.9		
	1000~1500	39	48	32	27	9.8	0.9		
	1500<	13	15	10	8	0.5	0.5		
	合 計	123	177						
B	0~500	21	48	27	37	0.4	0.9	0.8	1.2
	500~1000	34	56	45	44	2.2	2.7		
	1000~1500	21	18	24	14	1.3	0.9		
	1500<	5	6	4	5	0.3	0.5		
	合 計	81	128						
C	0~500	16	8	76	80	0.2	0.1	0.4	0.1
	500~1000	5	2	24	20	1.0	1.0		
	合 計	21	10						

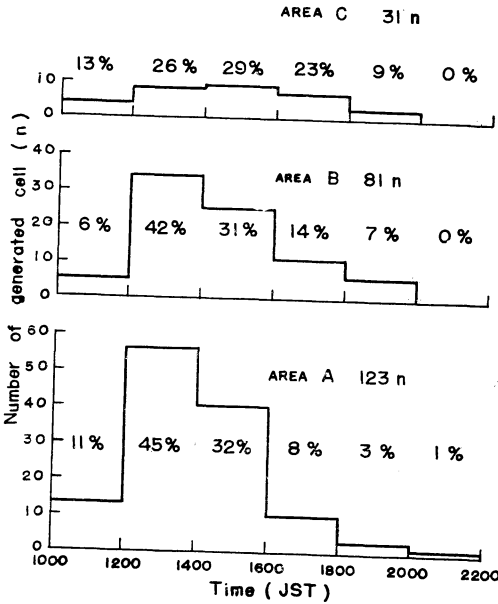
に示されている。C域の場合でも500~1000m地域の発生数は少ないが、発生密度では0~3000m地域の4~5倍程度になっている。

地形高度0~500mの地域にも比較的多くのエコーの発生が観測されたが、この発生数の中には地形高度500m以上の地域で発生し、上層風に流されてこの地域に達した後レーダーにエコーを生じたものも含まれていると思われる。

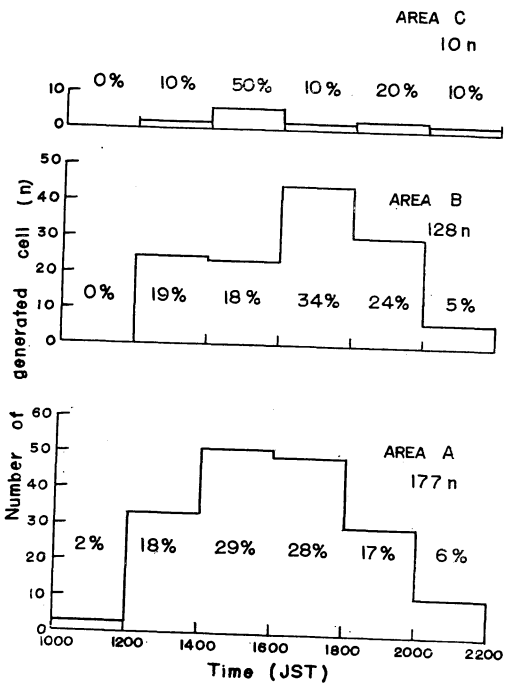
3. エコー発生数と発生時間との関係

夜間になって強い雷鳴、電光をともなった雷雨の発生場所、発生時間もレーダーの連続観測によって正確に知ることができる。このような強い雷雨の発生時間は、昼間に発生したエコーが移動しつつ発達したものや、夜間に発生し急速に強い雷雨に発達する場合等がある。日射の強い昼間に発生する場合と、日射の影響のない夜間に発生する場合とでは、その発生機構も異なるものと思われる。このような強い雷雨に発達したエコーの発生時間を調べることによって、そのエコーの発生の原因を推定することも可能となる。この時間的エコー発生分布を調べるためにエコーの発生数と発生時間の関係を第4図(a)(b)に示した。

1959年は1800~2200JSTの間に比較的多くの発生数が示されているが、これはエコー発生の原因となる前線



第4図 (a) レーダーエコーの各区域毎の時間別発生数 (1958年)



第4図 (b) レーダーエコーの各区域毎の時間別発生数 (1959年)

～1600JSTの昼間に発生している。発生時間の区域的差は(a)(b)とも同じような結果を示している。A域とB域とを比較した場合に、昼間はA域に比較的多く発生し夜間にはB域に多い。このような結果は日々のレーダー観測によって、一層はっきりと認められた。しかしこの図は2時間ごとの発生数を示したために、はっきりと特徴ある結果は示されなかった。

4. 発生分布と気象状態との関係

レーダーで観測されるセル状エコーの地域的、時間的発生分布は、日々の気象状態に大きく影響し、エコーの発生を観測することによって前線等の位置を知ることができる。A域、B域、C域の各区域は各々特徴ある地形を示し、各区域の日々の発生数は気象状態によって異なることが認められた。日射の強い日には特にA域に多く発生し、B域では足尾・日光・那須の東斜面に多い。しかし前線、低気圧等が〔関東地方〕にある時はほとんど全域にエコーの発生が観測された。このような区域別発生数と気象状態との関係を調べるために、第2表に観測日の気象状態を示した。気象状態の分類は地上天気図(主に15時の天気図)を使用し、次のような4つの型に分類した。

H型: 日本本土が完全に高気圧に蔽われた場合で日射は強い。

F型: エコー発生時に関東地方に前線のある場合。

L型: エコー発生時に関東地方に低気圧のある場合。

HF型: エコー発生時に前線が関東北西部に接近している場合。

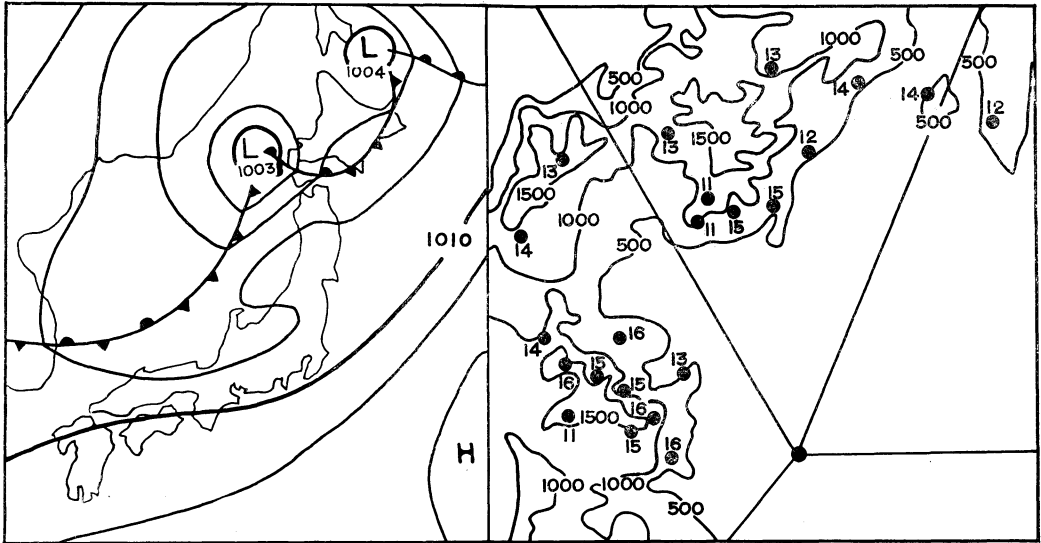
第5図～第8図に各気象状態におけるエコーの発生分布の例を示した。各発生点の数字はエコー発生の時間を示す。第9図には各気象状態での各区域別発生数と発生頻度(%)を示した。1959年はHF型の日がなかったために3つの型に分類した。

HL型を示した日は1958年に4日あり、全発生数は49個で、そのうちの86%がA域に分布していた。エコー発生時間は15時から18時付近に分布し、H型の発生時間12～16時に比較すると約2.5時間遅れている。第8図に示した前線は15時の位置であり、エコー発生時には多少前線の影響をうけたとも考えられる。

1958年にL型の気象状態を示した日は7月7日のみで、この日は低気圧が関東南部を通過し、夜になって関東北東部の高気圧が関東の中央部に張り出してきた。この日の気象状態とレーダーエコーの詳しい解析結果は昭和34年度秋季大会で発表した。第7図に15時の気象状態

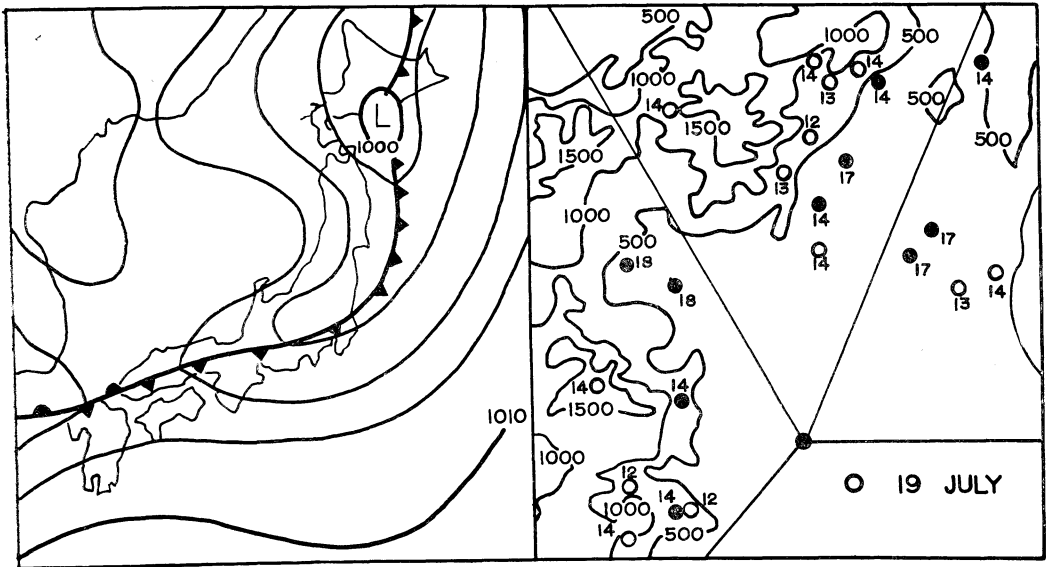
等の接近が夜間に多く起っていることに原因する。1958年の場合には全発生数の80%程度がA、B域とも

H TYPE (12 August 1958)



第5図 気象状態がH型の場合の気圧配置 (15時) とエコー発生点分布の例。

F TYPE (13 August 1958)



第6図 気象状態がF型の場合の気圧配置とエコー発生点分布の例。

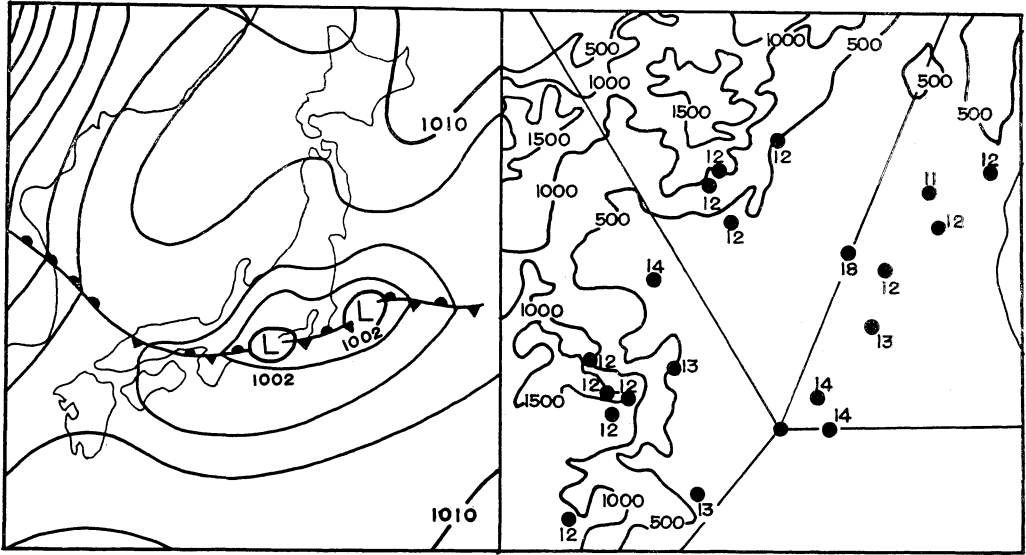
と発生点分布を示したが、第9図(a)に示したように、全発生数の33%がC域に分布している。C域における発生数はこの日を除くと他の区域に比較して非常に少ない。

区域別発生数と気象状態との関係を調べた結果から、各気象状態ともA域にエコーの発生が多く、特にH型・

HL型のような日射の強い日はA域に60~80%程度の発生が示された。このことはA域とB域との地形の差が原因しているものと思われる。

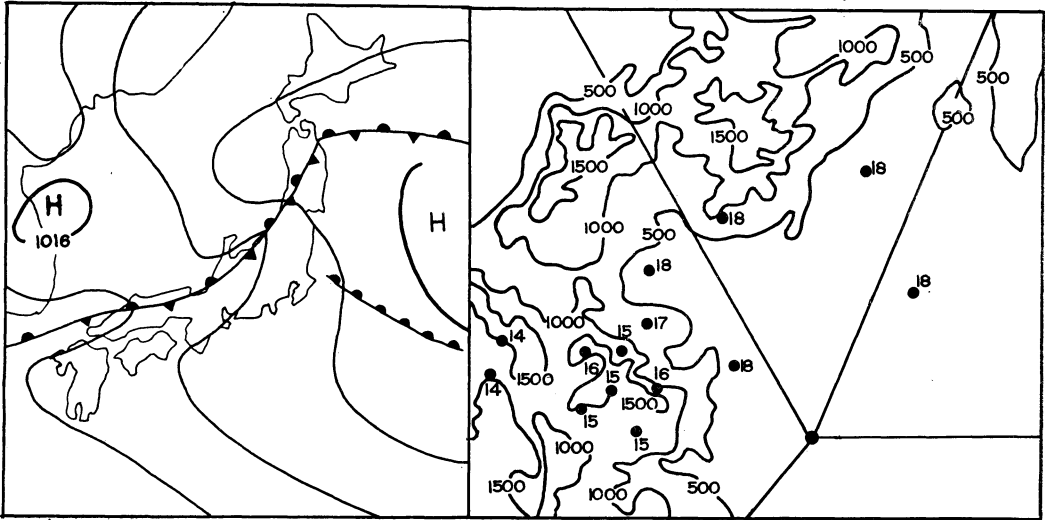
関東地方における前述のような細胞状エコーの発生区域としては、前述の3つの区域外に房総半島・伊豆半島

L TYPE (7 July 1958)



第7図 気象状態がL型の場合の気圧配置とエコーの発生点分布の例.

HL TYPE (10 September 1958)



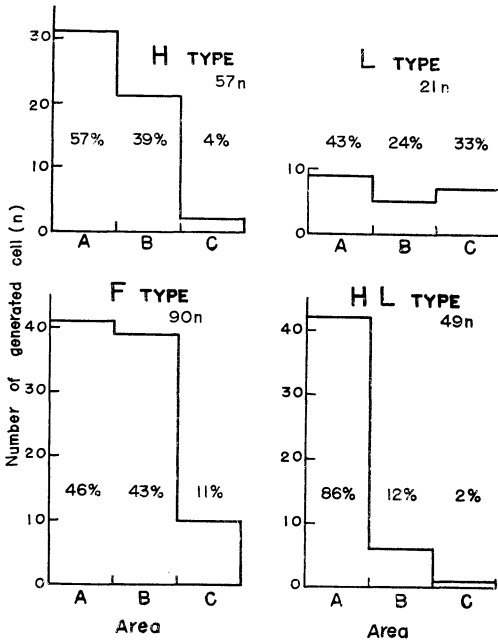
第8図 気象状態がHL型の場合の気圧配置とエコー発生点分布の例.

の山岳地帯がある。台風接近の場合や7月の真夏の期間にたびたびエコーが観測されたが、このようなエコーは強い雷雨に発達することは少なく、発生機構も異なると思われるのでここでは論じない。

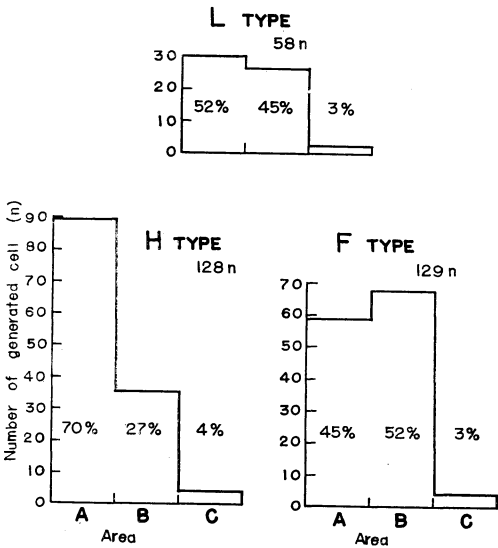
5. 考 察

この論文では真夏に関東西部・北部山岳地帯で発生する雷雲の発生点をレーダーで観測し、これらの発生点の分布と地形、気象状態等との関係について調べた。

このような雷雲の発生は夏季の強い日射によって山岳



第9図 (a) 各気象状態での区域別エコー発生分布。(1958年)



第9図 (b) 各気象状態での区域別エコー発生分布(1959年)

が必要であるが、上昇気流の起る原因によって熱雷、界雷、渦雷に大別されている。このうち、山岳地帯に発生するエコーの数は前項に示したように、高気圧に蔽われた気象状態の日に多く、このような気象状態では朝から日射が強いと思われる。すなわち、地形の影響を受けるのは熱雷の場合が多い。

対流性エコーの発生については多くの研究結果があるが、これは主として対流性エコーの発生に有利な一般的な地形、気象状態について論じたものが多く、局地的な地形、気象状態に関係ずけて論じているものは少ない。

R.R. Braham (1958) は AN/TPS-10 レーダーを使用し、Arizona 付近の積雲の発生に対する山岳地帯の影響について観測を行っている。その結果では観測されたエコー発生点は地形高度 3,000feet 以上の山岳地帯に全発生数の90%以上が分布していることを示している。

又 R.R. Braham 等 (1960) は山岳地帯に発生する積雲に対する地形の影響を調べるために、高度 3~5 km の飛行機観測を行っている。観測は日出の時間より日中のもっとも日射の強い時間まで続けられ、その結果山岳地帯の斜面が日射で熱せられると対流性の渦が山頂やその風下で形成され、この渦が小さな積雲を発生する原因となることが示されている。すなわち、0900MST 頃、地形に一致して高度 3~5 km 付近に混合比と露点温度にはっきりした変化が生じ、1000MST 頃これらの変化が対流性の渦となり小さい積雲が観測されている。

この観測では第9図に示したように、H型HL型の気象状態の場合にはA域に発生点が多く分布し、B域では足尾、日光、那須の線上に比較的多い。このような山岳地帯の斜面は大部分が東に面し、斜面が日出直後より強い日射を受けて積雲を発生するに必要な上昇気流の起ることに原因すると思われる。

しかし、レーダー局とエコー発生点との距離が遠いことや、レーダー探知能力等に関係して、小さな積雲の発生を探知することは不可能である。使用したレーダーの波長、出力等の定数より、距離50, 100, 150kmでの最小受信可能な反射因子 Z (mm^6/m^3) を求めると各々 25, 100, 225 となる。反射因子と雨量 (R) との平均的關係 $Z=200R^{1.6}$ を使用すると、距離 100km では $R=0.6$ mm/hの降雨のある場合に探知できる。発生直後の積雲の反射因子は $10^{-2}\text{mm}^6/\text{m}^3$ 程度であるからこのレーダーでこのような積雲は観測できない。

レーダーで最初に探知した時にこのような積雲がどの程度発達しているかを知るために、レーダーで探知され

地帯の斜面が熱せられ、下層の水蒸気を含んだ空気が上昇気流となって上層に運ばれて雷雲となる場合と、寒冷前線、低気圧等に伴って起る上昇気流に原因する場合がある。一般にこのような雷雲の発生には激しい上昇気流

た時のエコーの高度を調べた。RHI の観測例は第1図に示してある。第5表には代表的な日のエコー高度とエコーの上端付近の温度を館野における0900 JST のゾンデ観測から示した。表中には0°C層の高度も示してある。

第5表 エコー高度とエコーの上端の温度

年	月	日	距離 (km)	エコー高度 (m)	上端の温度 (°C)	0°C層の高度
1958	8	11	75	5,200	-2.5	4,700
	8	12	85	5,800	-7.6	4,300
	8	13	75	5,500	-2.4	4,600
	8	16	80	5,600	-3.0	4,700
	9	10	90	5,600	-5.4	4,500
1959	7	23	85	5,700	-3.5	4,700
	8	1	85	5,400	-1.3	4,700
	8	6	70	5,300	-0.8	5,200
平均				5,500	-3.3	4,650

第5表に示したエコーの高度の資料は距離80km前後でレーダーで探知できる最小反射因子の値は約89mm⁶/m³程度である。多くの研究者は積雲内の降雨機構を推定するためにエコー高度や上端付近の温度分布について詳しく調査している。

R. R. Braham (1958) は Tucson の近くでレーダーによる積雲の発生を研究し、レーダーで探知した時のエコーの上端の高度は平均19,600feetで、温度は-7.2°Cであることを示している。しかしこれらの値は日によって大きな差があり、このような日変化は大スケールでの気象状態の日変化に関係していることを示している。

E. J. Workman 等 (1949) の New Mexico における観測では最初のエコーは-10°C付近に現われ、これらのエコーは半径200μの氷粒により生ずるとして説明している。また L. J. Battan (1953) は1946年に Ohio で観測した資料より、エコー上端における平均的な温度は+0.4°Cであることを示している。

今井 (1854) はこれらの観測資料を雲物理的立場より検討し、R. Wexler (1953) が理論的に求めた、直径20μの氷粒がレーダーで探知可能な大きさに成長するまでの時間と高さとの関係が New Mexico の観測結果に一致

していることを示している。また Ohio でのエコーの出現高度が0°C前後であることが氷の相の存在を否定する理由にならないことも説明している。

第1図に示したような RHI 観測結果から、レーダーに最初に探知されたエコーの垂直方向の強度分布を調べると、エコーの上端付近は非常に弱く、上端より約1000m低い層で幾分エコー強度が増加している。この層がゾンデ観測より推定した0°C高度とほぼ一致しているが、エコー強度の量的測定のないことや RHI の精度が悪いためにこの問題について詳しく論ずることは困難である。

5. むすび

夏季関東地方の山岳地帯に発生する積雲のレーダーエコーと地形・気象状態等との関係について解析した。しかし、レーダー局からエコー発生点までの距離が100km前後あるため、RHI 観測で示したように上端は5000m以上に達し下端はほとんど地上に達した状態でしか観測できなかった。積雲の発生直後をレーダーで探知するためには50km以下の短い距離で観測すること。レーダーを連続的に作動させて監視していることが必要である。

さらに、このような積雲の発生機構を論ずるためには発生点付近の気象状態の変化を詳しく観測すると同時に、エコー発生点付近の下層の水蒸気量・垂直流等の変化を調べる必要がある。

最後に種々御指導頂いた台風研究部長今井一郎先生及び観測に協力して頂いた小平研究室長・青柳研究官・市村研究官に深謝を表します。

参 考 文 献

- Braham, R.R., 1958: Cumulus Clouds Precipitation as revealed by Radar-Arizona 1955, J. Meteor., **15**, 75~83.
- Braham, R. R. and M. Draginis., 1960: Roots of Orographic Cumuli. J. Meteor., **17**, 214~226.
- 今井一郎, 1955: 電力気象彙報, レーダーによる雷雨研究(総合報告)電力気象連絡会誌 **15**, pp. 47~52.
- Todd, C. J., 1960: Precipitation Initiation in Summer Cumulus at Flagstaff, Arizona. Proc. 8th Weather Radar Conf., 445~450.