

層状雲からの降水エコーの移動に関するレーダー観測

兪 漢 奎*

大韓民国中央観象台気象研究所

八 木 鶴 平**

国立防災科学技術センター

Observational Report on the Movement of Precipitation Echoes from Stratiform Clouds

By

Yoo, Han Kyu

Meteorological Research Institute, Central Meteorological Office, Republic of Korea

and

Tsuruhei Yagi

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Small precipitation echoes from stratiform clouds observed in the northern Kanto Plain were analyzed to examine the relationship between the echo movements and the upper winds. The correlation of the echo movements to the 500 mb winds was found to be better than the correlations to the 850 mb and 700 mb winds. It was considered that an echo at the level of PPI scanning was observed to move with the 500 mb wind because the generating cell for the echo existed at a height of about 5 km and it moved with the wind near that height.

1. まえがき

筑波研究学園都市にある国立防災科学技術センター構内に設置した車載式レーダーで層状雲からの降水を観測した。レーダーエコーの形態としては REI で見ると、上空において水平方向に伸びた比較的一様な層状エコーであり、PPI では広範囲に広がった面エコーあるいは散らばった小さなエコーの集合であった。これらはいわゆる低気圧に伴う地雨性降水に対応するものであった。

*1980年7月から12月の間、コロポ計画による技術協力に基づく研修のため科学技術庁国立防災科学技術センターに滞在。

**第1研究部異常気候防災研究室。

本報告では、この観測で得られた小さな地雨性降水のエコーについて、その移動と上層風の関係に注目して解析を行なった結果を報告する。

2. 観測方法

観測に使用したレーダーは波長3.2 cm, 尖頭出力 40 kw, ビーム幅 2° , パルス幅 $1 \mu\text{s}$, 繰返し周波数 500 pps で指示装置は PPI および REI 表示である。付属のシンクロスコープを用いて、A/R スコープ観測が可能である。また1レベルあるいは3レベル同時表示のできる等エコー演算回路を備えている。最大探知距離は 125 km で、等エコーを得られる範囲は 60km 以内である空中線および観測室は 3.5 トン車に積載されていてそのまま移動し、観測点に設置される。外部電源を得て作動する。

観測点は北方 10km に筑波山を有する平坦な関東平野の一隅で筑波研究学園都市北部に位置し、50 km レンジでのレーダー観測を行なう地点としては適当であると判断される。図1にその地理的要件を示す。R および S はそれぞれレーダー観測点と高層気象台(館野)であり、実線は県界、うすい斜線部分は海拔 600m 以上の山岳地域である。南西、南東方向および筑波山の北方などに伸びる濃い斜線部分はレーダーの死角である。

観測は1980年9月中旬から10月上旬にかけて実施したが、ここで解析に使用できた資料は9月25日・26日および10月7日に取得したものに限られた。PPI 観測の空中線仰角は 3° 、常用観測レンジは 50km であった。指示機の写真記録はパルスカメラにより30秒に1枚の割合で PPI を撮影し、適宜数分から十数分間隔で等エコーを得た。また特定エコーの垂直構造を必要に応じて REI で等エコー測定をした。なお観測範囲を 50km に取ったのは、等エコー演算能力・ビーム幅の広がりによる降水エコーの捕捉精度・降水エコーの移動速度測定の難易度等を考慮したためである。ここに得られた PPI 及び REI の等エコーはかなり時間的密度の高いものである。

3. 気象状況

エコー解析を行なった観測日の地上天気図を図2～4に示す。

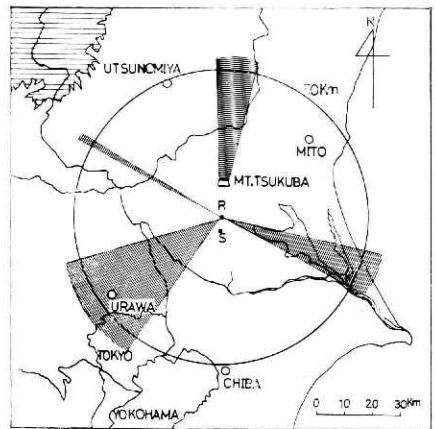


図1 レーダー観測範囲と地形。Rはレーダー観測点、Sは高層気象台(館野)、うすい斜線域は海拔600m以上の山岳地域、濃い斜線の扇形の部分はレーダーの死角である。半径50km以内の平野部を観測範囲とした。

Fig. 1 Topography and radar range mark. R denotes radar site, NR-CDP, S denotes sounding point, JMA and hatched sectors represent dead angles from radar. Mountainous regions over 600 m above mean sea level are lightly hatched.

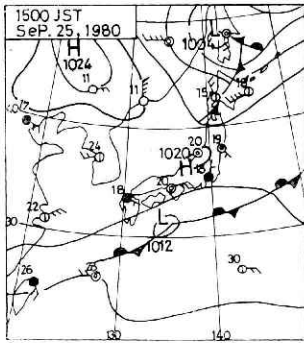


図 2 1980年9月25日午後3時の地上天気図.
Fig. 2 Surface map, 1500 JST, Sep, 25, 1980.

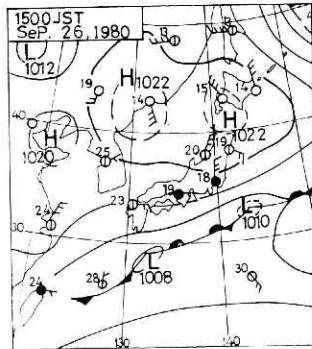


図 3 1980年9月26日午後3時の地上天気図.
Fig. 3 Surface map, 1500 JST, Sep, 26, 1980.

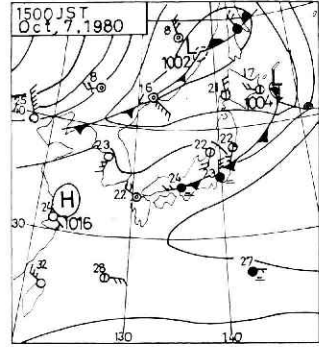


図 4 1980年10月7日午後3時の地上天気図.
Fig. 4 Surface map, 1500 JST, Oct, 7, 1980.

1980年9月25日(図2)は、日本の南海上に前日からひきつづき前線が停滞しておりこの前線上の紀伊半島南に低気圧があって東北東に進んでおり、一方大陸東北区には高気圧があって日本海をおおっている。このため関東では雨が降っているが北海道や中国地方では晴れている。

同9月26日(図3)は、鳥島の東および九州の南に低気圧があって東北東へ進んでおり、中心を通る前線が沖縄の南海上に伸びている。一方高気圧が沿海州および北海道の東と黄海にあって東西に帯状に広がっている。このため北日本・九州では晴れているが関東・東海地方は雨が降っている。

同10月7日(図4)は、日本の東海上から南西に伸びる前線が関東地方を通して東海道に達しており、樺太西部には発達中の低気圧があって東北東に進んでいる。中心から南西に伸びる寒冷前線が遼東半島に達している。西日本または本州の日本海側では雲が多く、関東および東海地方では雨が降っているがその他は晴れている。

4. 解析結果

4.1 降水エコーの移動方向と速度

PPI スコープ上に広範囲に広がった面エコーは、一般に、特徴点を認識し、時間を追ってその移動の跡をたどることが困難な場合が多い。しかし注意深く撮影フィルムを観察することにより、比較的孤立したように見えるエコーセルを追跡できる場合もある。また面エコーではないが、同じような層状雲からの小さな降水エコーが広くスコープ上に散らばって存在するような場合は、その個々のエコーの追跡はさらに容易になる。軌跡の追跡は、このような識別可能なエコーを一枚のトレーシングペーパーに適当な時間間隔で次々と写し取ることにより行なった。

上に記述した方法による解析結果は総数50例であるが、その内、移動方向が明瞭でしかも

表 1 層状雲からの小さな降水エコーの移動方向と移動速度の解析結果.

Table. 1 Direction and speed of small precipitation echoes from stratiform clouds.

No.	Date	Tracking Time	Echo Movement	
			Direction(deg)	Speed(m/s)
1	80. 9. 25	1144—1204	233	23.8
2	"	1146—1216	224	25.4
3	"	1243—1303	245	29.4
4	"	1350—1405	220	19.5
5	"	1359—1414	250	31.0
6	"	1712—1730	252	22.4
7	"	1753—1808	256	17.8
8	"	1855—1910	248	39.2
9	"	2010—2030	244	27.2
10	"	2025—2045	241	27.9
11	"	2028—2043	245	23.0
12	"	2055—2115	258	16.9
13	"	2113—2133	254	26.2
14	80. 9. 26	0936—0954	236	16.1
15	"	0940—0955	248	23.6
16	"	0949—1006	252	13.7
17	"	0950—1010	248	19.1
18	"	1000—1020	244	26.0
19	"	1035—1106	247	16.9
20	"	1213—1258	243	17.3
21	"	1214—1304	249	17.6
22	"	1216—1256	243	16.4
23	"	1220—1300	247	18.2
24	"	1222—1252	243	18.3
25	"	1223—1253	246	18.3
26	80. 10. 7	1014—1032	247	17.3
27	"	1029—1055	237	19.3
28	"	1105—1127	246	21.4
29	"	1132—1149	249	21.9
30	"	1246—1305	246	26.2
31	"	1416—1441	253	23.2
32	"	1449—1508	253	26.3
33	"	1450—1520	256	24.9

15分以上追跡できたもの33例だけを採用した。その結果を表1に示す。エコーの移動方向は追跡した軌跡をよく代表する一つのベクトルを取りその移動ベクトルの方位を風向と同じ方法で表わした。したがってここに示す移動方向と速度は追跡時間内の平均移動ベクトルである。エコーの大きさは数 km から 10km 前後であった。

4.2 比較に用いた上層風

このようにして得られた33例の層状雲からの降水エコーの移動ベクトルを上層風と比較し

た. 比較に用いた上層風は館野の高層風観測資料から得た 850mb, 700mb および 500mb の風である. 館野は図 1 に示したようにレーダー観測点から南約 10km に位置し, 半径 50km のレーダー観測範囲に含まれる. さらに 850mb から 500mb までの 50mb ごとの風速のベクトル平均をとり, この層の平均風とし, 移動ベクトルとの比較を行なった. 高層風観測資料の時刻はエコーの追跡時刻に応じて 09 時, 15 時および 21 時のものを適用した. ただしそれぞれの時刻の風が高層風観測時刻の前後 3 時間の風を代表するものとした. 以下, 降水エコーの移動方向に分けてそれぞれ上層風との関係を述べる.

4.3 降水エコーの移動速度と上層風の風速との関係

比較した上層風は前述のように 850mb, 700mb, 500mb の各等圧面の風および 850mb から 500mb の間の層の平均風である. ここで 850mb は大体海拔 1500m の高度, 同じく 700mb は約 3000m, また 500mb は約 5500m の高度に相当する.

図 5 は降水エコーの移動速度を横軸に, 500mb 面の風速を縦軸にとって, 33 例のエコーについて記入した相関図である. 降水エコーの移動速度は大体毎秒十数 m から 30m 強であった. これに対し 500mb 面の風速は毎秒 20m から 30m 代半ばであった. また, これらは原点を通る 45° の直線の付近におおむね分布していた (以下この直線を対応直線という). 両者の相関係数は 0.48 であった. 同様に求めて移動速度の 850mb と 700mb 面の風速および平均風の風速に対する相関係数をそれぞれまとめて表 2 とした. 850mb で -0.36 , 700mb で 0.38 , そして平均風で 0.51 であった. ただし, 850mb の場合は前述の対応直線付近の分布ではなかった. 降水エコーの移動速度は 500mb 面の風速あるいは平均風の風速と最もよい相関であることがわかる.

表 2 降水エコーの移動方向と移動速度の上層風 (850 mb, 700 mb, 500 mb 面) と平均風 (850 mb ~ 500 mb) の風向と風速に対する相関係数.

Table. 2 Coefficients of correlation between echo movement and 850 mb wind, 700 mb wind, 500 mb wind and mean wind.

	Upper wind			Mean wind
	850mb	700mb	500mb	
Echo Movement				
Direction	0.14	-0.19	0.46	0.43
Speed	-0.36	0.38	0.48	0.51

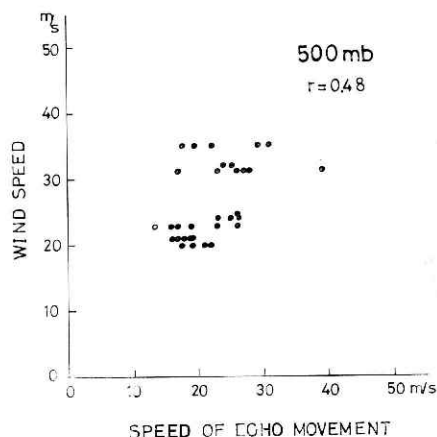


図 5 降水エコーの移動速度と 500mb 面の風速の相関図.
Fig. 5 Correllogram between speed of echo movement and speed of 500 mb wind.

4.4 降水エコーの移動方向と上層風の風向との関係

図 6 は降水エコーの移動方向と 500mb 面の風向との相関図である. エコーの移動は 220° から 260° に分布していた. すなわちおおむね北東進ないし東進の間であった. これに対し風向

の分布は、230°から260°にかけてでやや狭くなっていた。また大体対応直線付近の分布であった。両者の相関係数は0.46であった。850mbと700mb面の風向および平均風の風向との相関係数は、表2に示したように、0.14、-0.19および0.43であった。ただし850mbと700mbの場合は対応直線に沿う分布ではなかった。エコーの移動方向はやはり500mb面の風向あるいは平均風の風向と最も相関が良かった。

5. 考 察

一般に、小さな対流性エコーの移動が、ある高度（あるいはある層の平均）の風速とよい相関があることは、多くの研究者により確かめられている (Ligda and Mayhew, 1954)。またこの関係を利用して上層の風の場の解析が行なわれることもある (植木・黒岩, 1961; Fujita and Black, 1970)。さらに、大きな対流性エコーは対流圏の平均風より右あるいは左にかなりそれて移動することが指摘されている (Newton and Fankhauser, 1964; Hammond, 1967; 八木, 1979)。しかし、このような対流性エコーの移動とは異なり、層状エコーの移動については、エコー強度の水平傾度が小さいので構成要素の識別あるいは追跡が困難な場合が多く、未だ十分な調査が行なわれているとは言い難い。

本報告では、前線に伴う層状雲からの地雨性降水の比較的小さなエコー（数kmから10km前後）の移動について、33例解析しその方向および速度を求めることができた。またその結果を850mb, 700mb, 500mb面の風および850mbから500mbの平均風と比較し、方向および速度の双方共、500mb面の風および平均風との相関が最も良く、また対応直線付近の分布であることがわかった。

Ligda and Mayhew (1954) は小さな対流性エコーの移動は700mb面の地衡風と非常に良い相関を示したことを報告している。これはそれらの小さな対流雲が対流圏の下層から中層にかけて垂直に存在し、ちょうどその雲の存在領域の中間の代表高度である700mb面の風によって水平に輸送されたという機構で説明されるだろう。しかし著者らの層状雲からの小さな降水エコーは500mb面の風あるいは平均風と相関が一番良かった（もっとも相関係数そのものは約0.5であって非常に良い相関があったとはいえない。ここでは他の高度の風との相関と比べて最も良かったという意味である）。その理由を次のように考察してみる。

写真1は1980年9月25日20時20分のノーマルエコーのPPI写真である。レーダー近傍10kmから20kmおよび南東から南にかけて20kmから40km付近に層状に広がったエコーが

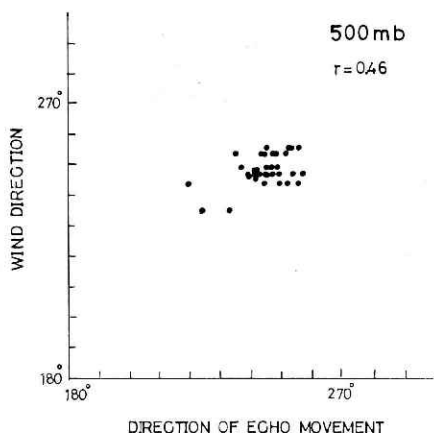


図6 降水エコーの移動方向と500mb面の風向の相関図。
Fig. 6 Correlation between direction of echo movement and direction of 500 mb wind.

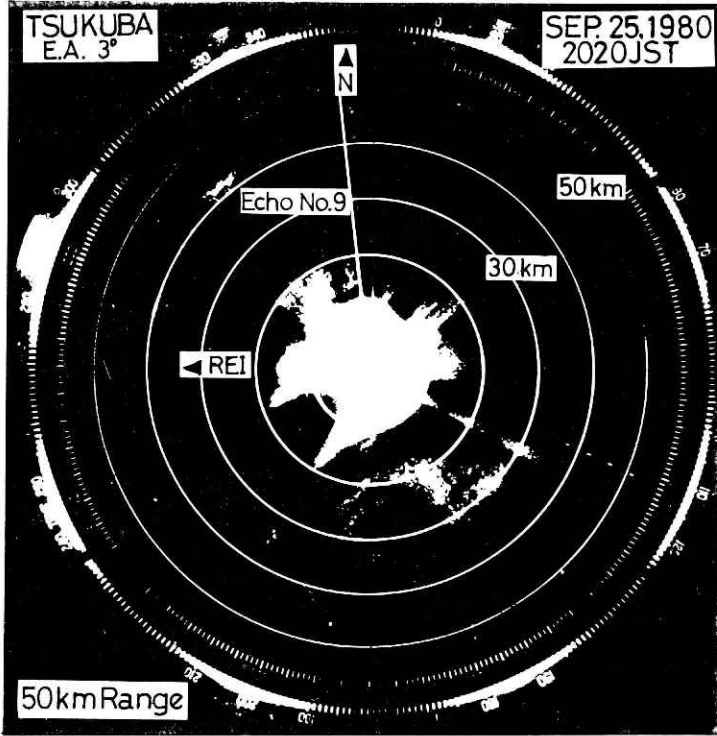


写真 1 1980年9月25日
20時20分のPPI
エコーパター
ン. REIと表示
した方向で写真
2のREIエコー
パターンが得ら
れた.

Photo. 1 PPI echo pat-
tern including
Echo No. 9.

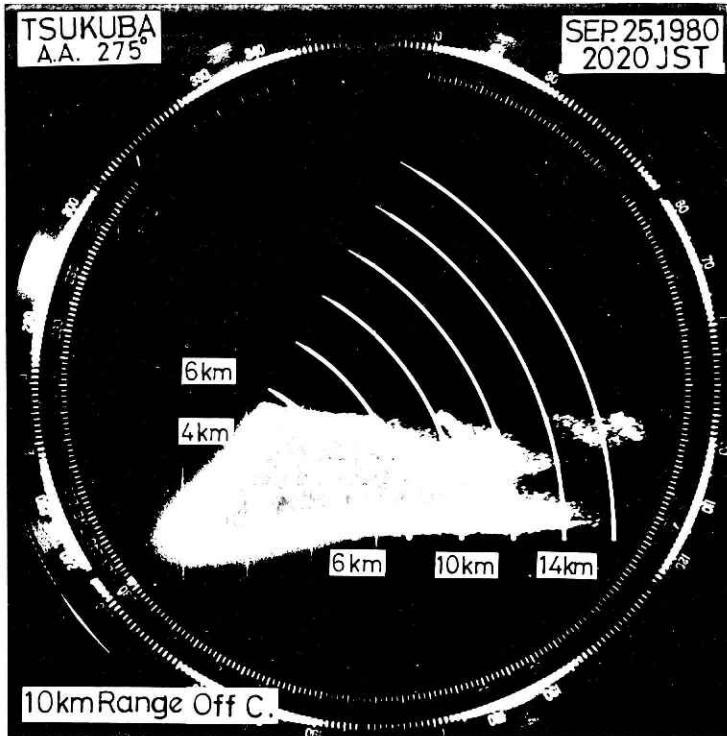


写真 2 1980年9月25日
20時20分のREI
エコーパター
ン.

Photo. 2 REI echo pat-
tern pointing
275° at the
time just after
Photo. 1 was
taken.

あり、北西 42.3km に孤立した小さなエコーがある。この孤立エコーは表1の第9番のエコーである。20時10分から20時30分にわたる20分間の追跡で、移動方向は 224°、移動速度は 27.2 m/s であった。表3にこのエコーの追跡時刻に近い21時の館野の上層風の風向・風速を載せた。この例で最も移動方向・移動速度に近い風向・風速であったのは 500 mb 面の風で、247°・31 m/s である。この第9番の降水エコーのエコー頂高度は直接測定されていない。しかし写真1の PPI スコープ上の全てのエコーはこの地域上空の層状雲からの降水エコーであるから、20時20分に測定された REI のエコー頂高度を適用することができるだろう。この REI は写真

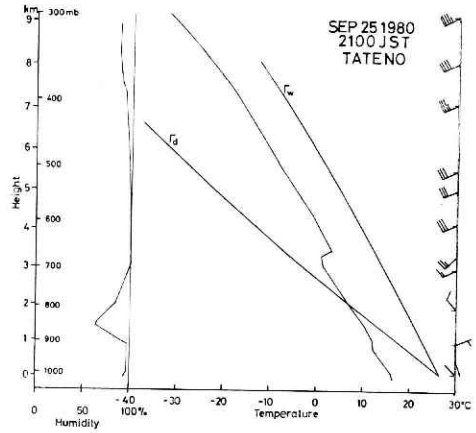


図7 1980年9月25日午後9時の館野の温度・湿度・風向・風速のプロファイル。
 Γ_a は乾燥断熱減率、 Γ_w は湿潤断熱減率（いずれも300°K）を表わす。

Fig. 7 Sounding profiles of Tateno, 0900 JST, Sep. 25, 1980.

1に三角印で示したほぼ西方に向けての測定である。これを写真2に示す。レーダーから15 km まで伸びた層状の降水エコーである。エコー頂高度は約 5 km であり、等エコー測定によるとエコー頂近くの高度にレーダー反射強度の大きい領域（降水強度で 2 mm/h 以上 4 mm/hr 未満）が存在した。したがって移動を追跡した第9番エコーも約 5 km の高度にエコー頂を有し、最上部に反射強度の大きい領域を持っていたと推定しても良いだろう。実際他の REI 等エコー測定においてもこの領域が 600mb から 500mb 面の高度に存在した。

次に同じく21時の館野の温度・湿度・風向・風速のプロファイルを図7に示す。まず 700 mb のやや上空で非常に顕著な温度の逆転層が存在していたのが分る。またこの逆転層の上下で風系が一変しているのが明らかである。すなわち 700 mb より上空では風向は大体南西ないし西南西で風速は 30m/s から 40m/s とほぼ同様であるのにひきかえ、地上から 700mb までは風が弱く方位は定まらない。図2に示した当日15時の地上天気図では日本列島南岸沖に低気圧を伴なり停滞前線がある。このため関東地方は雨が降っており、著者らのレーダーに降水エコーとしてとらえられた。図7に見られた館野の顕著な温度逆転層とそれを境とした風系の転移はこの停滞前線の前面が 700mb よりやや上の層にあったことを示していると思われる。したがって著者らの観測した降水エコーは地上の停滞前線の北方にあって、前面上空を滑昇して来た暖気の中で出来た層状雲によるもの

表3 第9番エコーの移動速度および上層風(850 mb, 700 mb, 500 mb)と平均風(850 mb~500 mb)の風向と風速。

Table. 3 Movement of Echo No. 9 and related upper winds and mean wind.

	Direction (deg)	Speed (m/s)
Echo Movement	244	27.2
850 mb Wind	356	6
700 mb Wind	258	14
500 mb Wind	247	31
Mean Wind	253	17

と考えられる。このため降水の発生源は前面の上空にあり、レーダーでは REI で見られた約 5 km のエコー頂の下に存在する反射強度の大きい領域が重要な意味を持つ。図 7 で見られるように 0°C レベルは 600mb (高度約 4.2km) 層にあり、この融解層から降雨が始まったと考えて良く、その尾流が広い範囲にわたって地上付近まで達すれば PPI では広がった面エコーとなり、一部だけが地上付近まで達すれば比較的小さな降水エコー、たとえば第 9 番エコーのような孤立したエコーとしてとらえられると思われる。図 7 の館野の湿度プロファイルは 700mb から 500mb までほとんど 100% を示し、雲層が存在したことを語っている。

ここまできをまとめると、第 9 番エコーの降水の発生源は 600mb から 500mb の層に存在し、PPI でとらえられた降水エコーはその発生源からの尾流であろうと思われる。したがって降水エコーは発生源の移動に伴って移動するはずで、発生源の高度の風向・風速と良く一致すると思われる。表 3 に示したように第 9 番エコーの移動は 500mb の風とほとんど一致していた。他の高度の風とは一致しなかったが、平均風とは比較的近い値である。これは図 7 の風のプロファイルで明らかなように 700mb より上層の風は下層と比べて非常に強くかつ方向が一様であるため、平均風に大きく貢献したためであろう。すなわちこの場合の平均風は発生源高度の風をよく表わしていたといえる。

以上のように、層状雲からの降水エコーの移動の機構を、1980年9月25日の第9番エコーという典型的な事例について、考察した。9月25日と次の日の26日は持続的な気象状況下にありほとんど同じ条件での層状雲からの降水を観測した。10月7日はこの両日のような日本列島南岸沖の停滞前線による降水ではなく、関東地方を通過した弱い寒冷前線に伴った層状雲からの降水であった。しかしこの3観測日ともレーダーエコーの基本的な特徴はほとんど同じで、上層部に反射強度の大きい領域をもつ地雨性降水エコーであった。33例の降水エコーの追跡時刻に測定されたエコー頂高度の平均値は約5.3kmであった。したがって、全体としても大体ここで考察されたような機構がはたらいて、降水エコーの移動と 850mb や 700mb 面の風との相関より、500mb 面の風との相関あるいは平均風との相関の方がよくなり、また500mbと平均風の相関図における分布が対応直線に最も近くなっていたと結論される。

6. あとがき

この研究は著者の一人、大韓民国中央観象台気象研究所兪漢奎の研修(コロンボ計画による技術協力、1980年7月1日~12月26日)の一環として行なったものである。

解析に使用した館野の高層気象観測資料は気象庁高層気象台により提供された原簿の写しによった。記して謝意を表わす。

観測・解析期間全般にわたり、第1研究部異常気候防災研究室上田 博研究員には種々の御助力をいただいた。

参 考 文 献

- 1) Fujita, T. T. and P. G. Black (1970) : In- and outflow of hurricane Debbie as revealed by echo and cloud velocities from airborne radar and ATS-III pictures. Prep. 14th Radar Met. Conf., 353-358, American Meteorological Society.
- 2) Hammond, G. R. (1967) : Study of a left moving thunderstorm of 23 April 1964. *Tech. Memo. IERTM-NSSL*, 31, ESSA, 1-75.
- 3) Ligda, M. G. H. and W. A. Mayhew (1954) : On the relationship between the velocities of small precipitation areas and geostrophic winds. *J. Meteor.*, 11, 421-423.
- 4) Newton, C. W. and J. C. Fankhauser (1964) : On the movements of convective storms, with emphasis on size discrimination in relation to water-budget requirements. *J. Appl. Meteor.*, 3, 651-668.
- 5) 植木九州男・黒岩信久 (1961) : レーダーの天気予報への利用について (第1報). 研究時報, 13, 1-16.
- 6) 八木鶴平 (1979) : 雷雨の等エコー構造と移動方向の関係について, II. 国立防災科学技術センター研究報告, 第22号, 39-47.

(1980年12月9日 原稿受理)