

レーダーによる降雨の短時間予測のための 上層風の利用について

八 木 鶴 平* ・ 上 田 博*

国立防災科学技術センター

Use of Upper Winds for the Short-Term Forecast of Precipitation Echoes

By

Tsuruhei Yagi* and Hiroshi Uyeda*

National Research Center for Disaster Prevention, Japan

Abstract

Information concerning the near-future state of local downpour is valuable both for disaster prevention and preparedness in large cities and for operations of public facilities such as multipurpose reservoirs and airports. The present paper reports an evaluation of upper winds as a translation vector for the short-term forecast of precipitation echoes as a sequel to Uyeda and Yagi (1983).

The radar data used for analysis was obtained in the center of the Kanto Plain employing a mobile radar set from September 6 through October 5, 1982, following the same method used in the 1981 observation. The data included precipitation echoes of typhoon rainbands and frontal rainfalls. Digital echo patterns were simply translated by computer using the upper wind data provided by the Aerological Observatory at Tateno. The winds measured by rawin were regarded as upper winds measured by a single Doppler radar, since Doppler radar is considered to be useful and profitable for measuring the upper winds on a real-time basis for operational short-term forecasts.

The results of the translation were evaluated by the Critical Success Index (CSI), a commonly used score which presents an overlapping rate between forecasted echoes and observed echoes. The CSI scores for translation from the mean wind (850 mb to 400 mb) and the winds at 700 mb and at 800 mb were the best for the present data. However, in the 1981 observation, the CSI score for translation from the wind at 700 mb was unexpectedly small in a certain case. The reason for this was that the wind at 700 mb was noticeably different from other upper winds: This wind was not likely to represent the driving force of echo movements. Therefore, it is pointed out that the upper wind as a

* 第1研究部異常気候防災研究室

translation vector for the short-term forecasts should be chosen carefully. The general conclusion of the analyses for both-year observations is that the mean wind is of practical use as a translation vector.

In addition to CSI analysis, meteorological analysis was described for one case. A future operational experiment using Doppler radar is also discussed to be necessary for the present method of short-term forecast of precipitation echoes.

1. 序論

豪雨災害の防止軽減対策における降雨予測は、近年その重要性がますます増大してきた。特に大河川の氾濫による水害が減少傾向にあるのに比し、都市域の湛水害の増加や低平地の内水災害の多発が指摘され、局地的集中性の強い豪雨の現況監視と数時間先までの予測が、その防災対策上非常に重要となってきた。気象レーダーは、このようなスケールの激しい豪雨に対する常時監視において適切な情報を提供するばかりでなく、豪雨の数時間に及ぶ持続性に着目した短時間予測においても優れた機能を発揮できるものと期待される。特に近年欧米諸国において精力的に展開されつつある気象用ドップラーレーダーは豪雨やたつ巻、降電、突風、落雷などの局所的で激しい気象現象の監視と予測に関して有力な道具となり得ると思われる。

気象用ドップラーレーダーは、在来型気象レーダーで観測される降雨域に関する情報に加えて、上層風に関する情報も実時間で測定できる機能を兼ね備えている。通常降雨域は一般風に流されて移動すると考えられるから、ドップラーレーダーで観測された降雨域をドップラーレーダーで観測された上層風で運動学的に補外することにより、雨の短時間予測が可能になると考えられる。この手法は1台のドップラーレーダーの観測範囲内にある都市及びその周辺を含む程度の広さの領域あるいは多目的ダムや国際空港といった社会的に重要な施設などを対象とした予測に適しているといえるだろう。

本研究は在来型レーダーでこの手法についての事後検証を行なうことを目的とする。すなわち、降雨域は在来型レーダーで観測し、上層風はドップラーレーダーであれば測定できる上層風の代替としてレーウィン観測（高層風観測）のデータを利用する。そして降雨エコーの運動学的補外による短時間予測手法における補外ベクトルとして上層風を用いた場合の効果を、種々の上層風の使い方について評価し、最も有効な方法を求めることである。

このために、茨城県猿島郡五霞村に車載式レーダーを設置して、昭和56年と57年の台風・秋霖期に特別観測を実施し、関東地方における降水エコーのデータ取得を行なった。そのうち、昭和56年の観測データについての解析結果はすでに Uyeda and Yagi (1983) に報告がなされている。本論文は、引続き昭和57年の観測データの解析結果について述べると共に、両年の結果を合せてレーダーによる降雨の短時間予測のための上層風の利用についての考察

を行なう。

2. 観測・解析方法

2.1 レーダー観測とデータ処理

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 (平面図) および REI (断面図), A/R 表示である。指示機の記録はパルスカメラにより, 30 秒に 1 枚の割合で等エコー演算回路を経た ISO 1 (1 mm/h の降雨強度に相当) の PPI 画像を記録し, 等エコー強度測定を 10 分毎に PPI について, 30 分毎に REI について行なった。また地形エコーを除去し, デジタル化された画像を 10 分毎にカセットテープに収録した。

レーダーの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。電力は外部商用電源より供給される。

本研究のための観測は, 茨城県猿島郡五霞村にレーダーを設置して昭和56年9月7日から10月6日の1ヶ月間に引続き, 昭和57年9月6日から10月5日の1カ月間実施した。このうち, 昭和56年の観測については, Uyeda and Yagi (1983) に解析結果が報告してある。図1に示したレーダーの設置点及び観測範囲は昭和56年の観測と同じである。また以下に述べる観測方法および解析方法も両年とも全く同じである。

レーダーの設置点は関東平野のほぼ中央に当り, 半径 100 km の観測範囲は筑波研究学園都市にある気象庁高層気象台を含み, 大体関東平野一円をカバーしている。本研究において降雨エコーの補外ベクトルとして利用した上層風のデータは高層気象台の高層風観測資料によった。図1の斜線をほどした領域は海拔 600 m 以上の山地である。観測に使用した車載式レーダーは利根川から分派した江戸川の右岸堤天端に設置された(写真1)。この天端は周囲から約 20 m の比高であり, 空中線仰角 3° でおおむね方位角 $0^\circ \sim 360^\circ$ の見通しが得られた。観測期間中台風による増水があった時, 江戸川の水防活動に支障を来さないよう車載式レーダーは天端より一時撤去した。

昭和57年のレーダー観測で観測された降雨は秋雨前線による降雨, 台風のレインバンドによる降雨などで昭和56年の観測と同じである。降雨エコーの記録は初期エコーが現われ次第始められたが, 一連の観測は 02 時から 06 時および 08 時から 12 時, 14 時から 18 時, 20 時から 24 時の各 4 時間とした。これは降雨エコーの補外に利用した高層気象台でのレーウィンの観測時刻 03 時および 09 時, 15 時, 21 時に対応して決められた。

取得したレーダーデータは観測期間が終了してから, 解析を行なった。解析のためのデータ処理として, フィルムアナライザーを用いてスクリーン上の 10 分毎の PPI 画像の等エコーレベルを $2\text{ km} \times 2\text{ km}$ メッシュで読み取りデジタル化した。デジタル化した等エコー

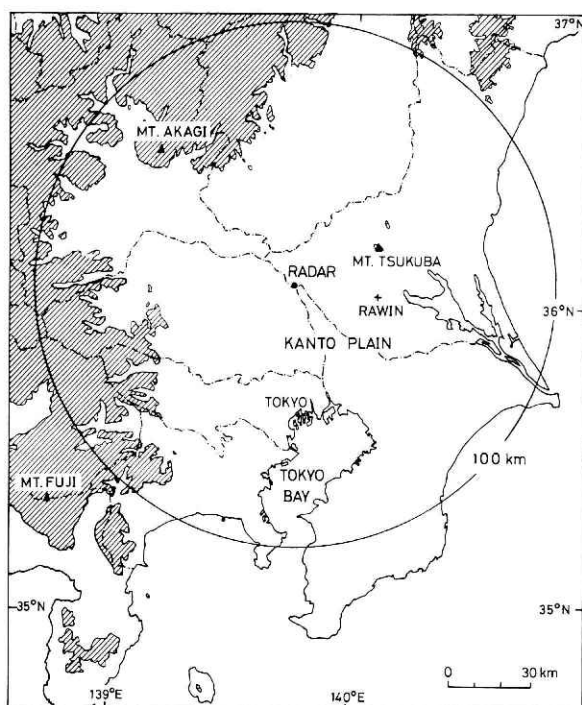


図 1 車載式レーダーの設置点 (●印, 茨城県五霞村) とレーウィン観測をしている高層気象台 (+印, 館野 (筑波研究学園都市)), レーダー観測範囲 (半径 100 km) を示す。斜線の領域は海拔 600 m 以上を示す。

Fig. 1 Schematic map showing the location of a mobile radar set in Goka Village (●) and the location of the rawin observation (Aerological Observatory, Japan Meteorological Agency) at Tateno (+). The circle 100 km in radius shows the radar observation range. Mountainous regions over 600 m above sea level are hatched.



写真 1 観測点に設置した車載式レーダー

Photo. 1 A mobile radar set at observation point.

レベルはISO 1, 2, …, 6であった。地形エコーは晴天時のPPI画像と比べることによりそのつど取除いた。またこの時地形エコーを除去したデジタル信号を収録したカセットテープを画像モニターに再生し、等エコーレベルのフィルム記録の読取りの参照とした。またこのカセットテープは電子計算機用磁気テープに変換し、電算機処理を試みたが、他のレーダーとの干渉ノイズの除去が困難なため、フィルム記録の読取りの参照以外には使用していない。

2.2 上層風ベクトルによる降雨エコーの補外

レーダーエコーの移動はその存在する高度の一般流と高い相関があるということはLigda and Mayhew (1954) 以来数多く調べられた事実である。本研究ではデジタル化された降雨エコーは、筑波研究学園都市の館野にある高層気象台で観測された上層風により電算機を用いて単純補外がなされた。すなわち降雨エコーの発達は考慮しないで、1時間ないし2時間の間、与えられた速度ベクトルで並進させた。館野は、図1に示したように、レーダー設置点から 100° の方向、32 kmに位置する。補外に用いた上層風は高度800 mbと700 mb, 600 mb, 500 mb, 400 mbの風および平均風(V_m)である。この平均風 V_m は850 mbから400 mbまでの50 mb毎の10高度のベクトル平均として定義された。このような風を使った補外計算の初期エコーは、毎正時か毎正時後30分の観測記録とした。初期時刻から予測時刻までの先行時間は10分および20分、30分、60分とし、可能な場合には90分あるいは120分ないし180分まで延長した。この間の降雨の鉛直構造は30分毎に観測されているREIの記録で調べた。

降雨エコーの短時間予測に対する評価法としてよくられている Critical Success Index (CSI) (Donaldson et al., 1975) を予測精度の表現に用いた。CSIの定義は、

表1 CSIの計算に用いたパラメーターの定義 (Donaldson et al. 1975).

X: 適中数, Y: 見逃し数, Z: 空振り数. 図2の説明図参照.

Table 1 Definition of parameters used in the calculation of CSI, adapted from Donaldson et al. (1975). X, hits; Y, missed; Z, false alarms, as schematically illustrated in Fig. 2.

実測 (Observed)	予測 (Forecasted)	
	閾値以上 (\geq threshold)	閾値以下 ($<$ threshold)
閾値以上 (\geq threshold)	X	Y
閾値未満 ($<$ threshold)	Z	

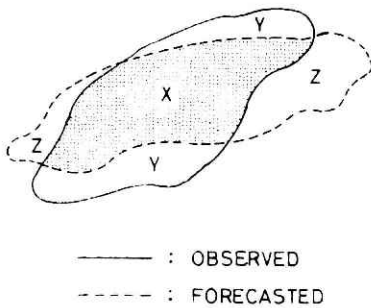


図2 C S Iの説明図。Xは予測エコーと実測エコーの重複領域で、Yは実測されたが予測はされていなかった領域、Zは予測されていたが実測されなかった領域を指す。

Fig. 2 Conceptional illustration of overlapping of two echoes. The area inside the solid line shows the observed echo and the area of broken line shows the forecasted echo. Part X is the "overlapped" area, parts Y are "observed but not forecasted", and parts Z are "forecasted but not observed". CSI is given by $100X/(X+Y+Z)$.

$$C S I = 100 \frac{X}{X + Y + Z}$$

で、XとY、Zは、予測エコーパターンとそれに対応する実測のエコーパターンを小区分毎のエコー強度で比較し、これを表1のような分割表で表示した場合のそれぞれ適中数と見逃し数、空振り数である。すなわち図2で示した予測エコーと実測エコーの重なった領域（斜線域）の面積が両エコーの包絡領域の面積に対して占める割合を百分率で表わしたものである。

このように定義されるC S Iを上層風による補外のそれぞれについて計算した。小区分はエコー強度の読み取り単位である2 km×2 kmを用いた。補外を行なったエコーの強度はI S O 1（1 mm/hに相当）とI S O 2（2 mm/hに相当）である。I S O 3（4 mm/hに相当）以上のエコー強度の領域は非常に小さかったので補外の実行としては取扱わなかった。

2.3 変位ベクトルによる降雨エコーの補外

過去30分のエコーと現在のエコーとの変位ベクトルを計算して、現在のエコーを将来に対して補外することを試み、上層風ベクトルを用いた場合と比較した。変位ベクトルを求める方法はAustin and Bellon（1974）によった。まず、過去エコーを現在エコーの周辺へ移流させて、沢山のC S Iを計算し、次に、そのうちC S Iの最大値を与えた時の変位ベクトルを、将来への補外ベクトルとして採用した。この方法はCrosscorrelation Method（C C M；相互相関数法）と同じ結果を与える。

2.4 気象解析

気象庁の地域気象観測網（A M e D A S）のデータにより、昭和56年の観測と同様、観測期間中のそれぞれの事例について気象解析を行ない、降雨の型と降雨エコーの上層風を用い

表2 レーダー観測データの分類表。観測された降雨エコーの補外に用いた上層風の観測時刻はレーウィン観測時刻欄に示した。

Table 2 List of cases of radar observation data. The observation time of rawin data used for the translation is shown in the Rawin time column. The disturbance associated with the precipitation echoes observed is shown in the Remarks column.

ケース番号 (Case No.)	レーダー観測時刻 (Radar observation time)	レーウィン観測時刻 (Rawin time)	備考 (Remarks)
1	1400-1800, Sep. 10, 1982	(1500)	前線 (Front)
2	2000-2400, Sep. 10, 1982	2100	前線 (Front)
3	0000-0600, Sep. 11, 1982	0300	前線 (Front)
4	0800-1200, Sep. 11, 1982	0900	前線 (Front)
5	1200-1800, Sep. 11, 1982	1500	台風 (Typhoon)
6	2000-2400, Sep. 11, 1982	2100	台風 (Typhoon)
7	0000-0600, Sep. 12, 1982	0300	台風 (Typhoon)
8	0800-0900, Sep. 12, 1982	0900	台風 (Typhoon)
9	0750-1200, Sep. 25, 1982	0900	前線 (Front)
10	1200-1700, Sep. 25, 1982	1500	前線 (Front)

た補外による短時間予測の有効性との関係などを調べた。またいくつかの事例について上層風の時間断面を作成した。

3. 結果

3.1 観測した降雨

関東平野の降雨エコーの運動を昭和56年と同様に、昭和57年の秋に観測した。観測したレーダーデータは、表2に示したように、レーウィンの観測時刻（03時、09時、15時、21時）に対応して、10ケースに分類できる。

ケース1からケース4は前線性降雨であったが、列島南海上に台風8218号があつて北上しており、ケース1と2の9月10日には静止気象衛星の写真によるとすでに台風外縁の雲が前線に届いていた。この台風は9月12日18時頃御前崎付近に上陸し、その後東日本を縦断した。ケース5から8は台風8218号による降雨である。ケース9と10は前線性降雨であったが、9月25日2時30分頃宇和島に上陸し、9時頃日本海に抜けた台風8219号の影響も考えられる。

3.2 CSIの解析

それぞれのケースについて、毎正時あるいは毎正時後30分のISO1以上のレベルのいくつかのエコーパターンを、館野の高度800mbと700mb、600mb、500mb、400mbの上層

表3 昭和57年に観測された降雨エコーの各高度の風及び平均風
Vmによる補外のCSIの平均値。

Table 3 Averaged CSI scores calculated for translation from winds
at 800, 700, 600, 300, and 400 mb and the mean wind
Vm, using the radar data observed in 1982.

1982 年		先行時間 (Forecast length)			
		30 min	60 min	90 min	120 min
上層風 (Upper wind)	800 mb	33.3	19.3	13.9	10.4
	700 mb	34.1	18.5	9.5	4.6
	600 mb	29.7	11.5	3.3	1.9
	500 mb	21.9	3.8	0.0	0.1
	400 mb	20.2	4.0	0.2	0.0
	Vm	32.9	15.1	6.7	3.3
補外例の件数 (No. of translation)		34	34	13	4

風および850mbから400mbの風の平均風により可能なかぎり長く補外した。表3はこのようにして求めたCSIの平均値を示す。初期時刻から予測時刻にいたる先行時間の長さ、すなわちどれだけ長く補外できるかは、降雨がどれだけ持続するかあるいはその降雨がレーダー観測範囲内にいつまで捕捉できるかによって異なる。たとえばケース4と8は60分以上にわたる補外はできなかったため、表3の平均値からは除外してある（ケース1についてはレーウィンのデータが欠測のため、やはり平均値には含まれない）。一方、90分まで補外できたのはいくつかのケースにわたる13エコーパターンであった。また120分までの補外は4エコーパターンで可能であった。

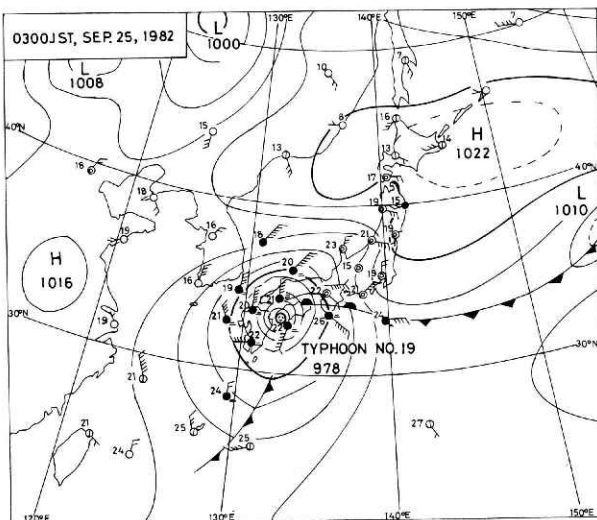


図3 昭和57年9月25日3時の天気図。
Fig. 3 Surface weather chart at 0300
JST, September 25, 1982
(○: clear, ①: fine, ⊙: cloudy,
●: rain, ⦿: shower, ⊙: fog).

表3の結果を概観すると、最も高いCSIの平均値を与えたのは、先行時間30分においては700mbの風による補外、800mbの風による補外、そして平均風による補外という順で、それぞれ34.1、33.3、32.9であった。それほど大きな差が認められるわけではないが、昭

0930 JST, Sep. 25, 1982

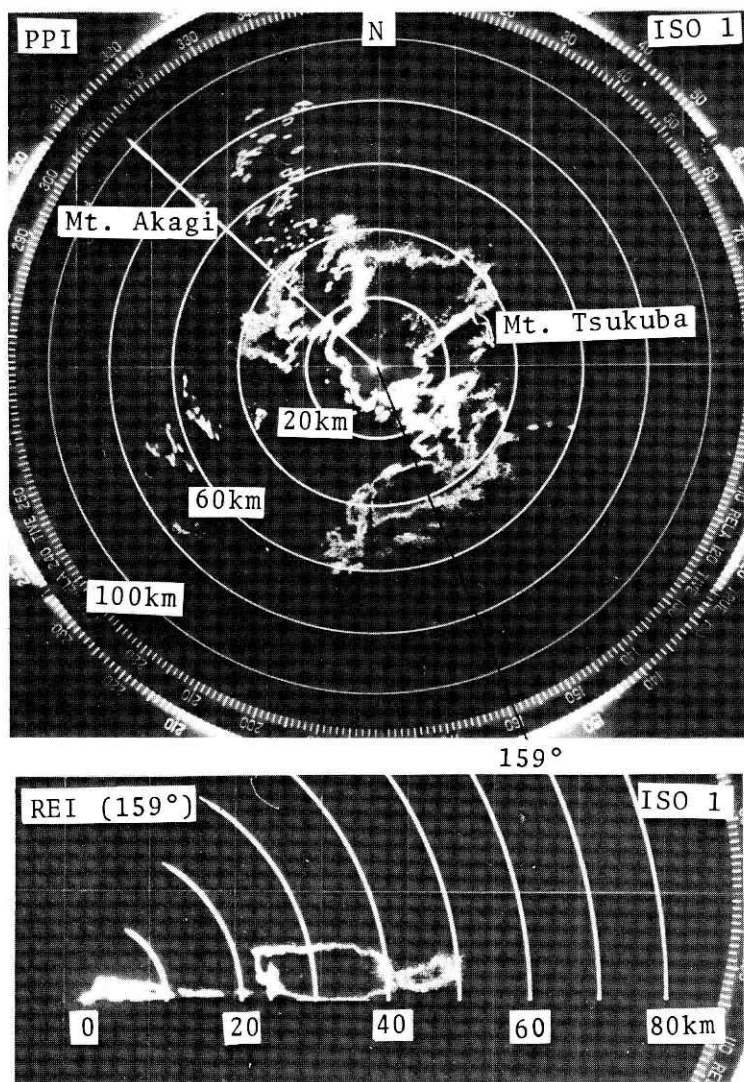


写真2 昭和57年9月25日9時30分の降雨エコー。上がPPI（平面図）で下が方位159°のREI（断面図）である。

Photo. 2 An example of PPI echo and REI echo at 0930 JST, September 26, 1982. The REI is of the vertical cross-section in the direction of 159° on the PPI scope.

和56年の解析結果と異なり、1時間から2時間の先行時間でみると、平均風による補外は700mbあるいは800mbの風による補外と比べて低いCSIの平均値となっている。また600mbの風による補外も比較的良好な結果を与えるが、500mbおよび400mbの風による補外は相対的にあまり良くないことがわかる。

これらのCSIの解析結果を考察する前に、他のケースより降水エコーが永く持続し、降水量も多かったケース9の補外結果について詳しく記述し、合せて気象解析の結果を報告する。

3.3 ケース9の事例解析

昭和57年9月25日、台風8219号は午前2時30分頃四国に上陸し、9時頃日本海へ抜けた。図3に9月25日午前3時の地上天気図を示す。この時刻関東南海上にある秋雨前線は、その後台風の北上と共に関東平野を南から北へ移動した。表2のケース9はこの時の降雨を観測したものである。

写真2は台風の影響で活発になった秋雨前線に伴うこの降雨のレーダー写真である。9月25日9時30分のISO1のPPIとREIの降雨エコーを示す。PPIでみて、レーダーの北と南にそれぞれ降雨エコーがみられるが、南の対流性エコーはISO4(8mm/hr相当)まで測定された。下のREIはその垂直断面である。ISO1のエコー頂高度は8kmである。

図4に写真2のエコーパターンを初期値とする、すなわち9時30分を初期時刻とした先行

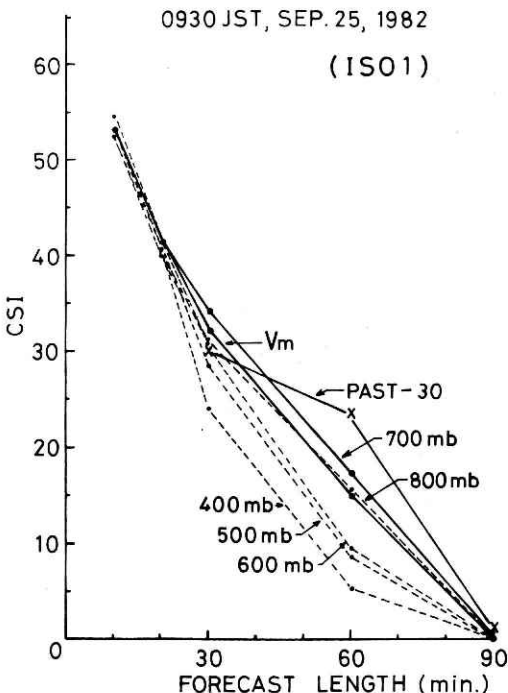


図4 昭和57年9月25日9時30分を初期時刻とした先行時間90分までのCSIの値の変化。CSIの値の計算のためのエコー強度の閾値はISO1である。補外ベクトルは800と700, 600, 500, 400mbの高度の風速と850mbから400mbまでの平均風速である。PAST-30は初期時刻の30分前のエコーと初期時刻のエコーから求めた変位ベクトルを補外ベクトルとして計算したCSIの値である。

Fig. 4 Change in CSI scores for forecast lengths up to 90 minutes starting at 0930 JST, September 25, 1982. The threshold of echo intensity is ISO 1 for the calculation of CSI score. The translation vectors are the wind velocities at 800, 700, 600, 500 and 400 mb and the velocity of the mean wind, V_m (from 850 to 400 mb). The CSI score for translation from a displacement vector calculated between past and present PPI echoes is shown by PAST-30.

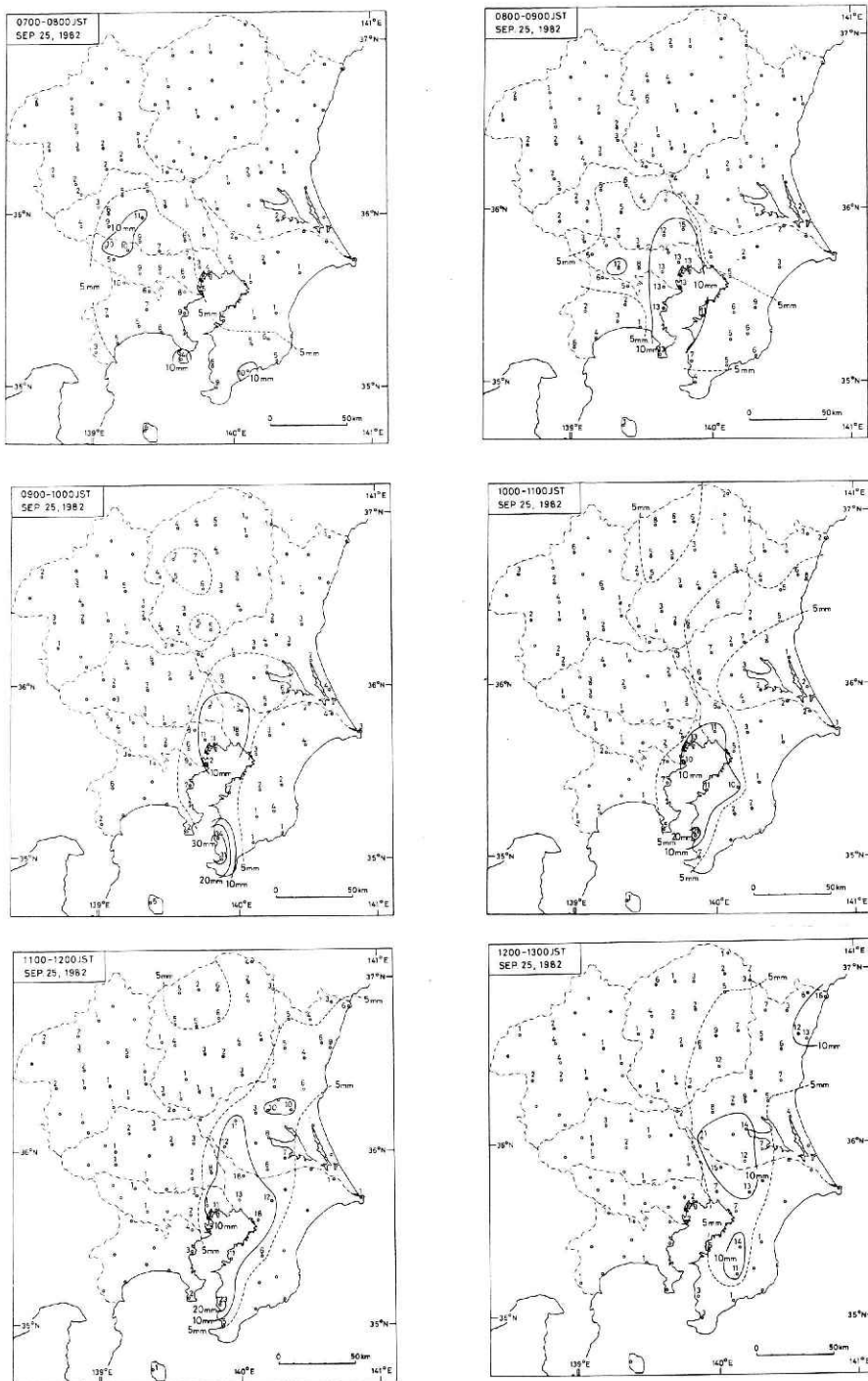


図5 昭和57年9月25日8時から13時までの各1時間降水量。

Fig. 5 Hourly amounts of precipitation from 0800 JST to 1300 JST, September 25, 1982.

時間90分までの補外のCSIの変化を示す。それぞれの高度の上層風を用いた補外のCSIと平均風を用いた補外のCSIの時間変化に加えて、過去30分の変位ベクトルを用いて補外した場合も示した。上層風を用いた場合はそれぞれの高度をmbで表わし付記してある。平均風を用いた変化は V_m で、変位ベクトルを用いた場合はPAST-30で示した。この図から、まず全体としては、よく知られているように、CSIの値は先行時間が長くなれば減少するということがわかる。その中でも、700mbの高度の上層風による補外が最も良いCSIの値を与えた。次いで、平均風 V_m を補外ベクトルに使用した場合で、以下過去エコーから計算した変位ベクトルPAST-30を用いた場合と高度800mbの上層風ベクトルとによる補外と続くが、いずれも大差はなかった。

次に、ケース9の降雨についての地上気象解析の結果を示す。図5は昭和57年9月25日の1時間降水量の分布である。気象庁のAMeDASデータによって作成した。午前8時までの1時間降水量の分布で埼玉県と東京都の県境西部にあった降雨域が茨城県の方へ移動してゆくのがわかる。この降雨域は、写真2において、レーダーの南側にある対流性エコーに対応する。10時までの1時間降水量分布で房総半島先端に現われ、半島中央部に移動した降雨域は別の対流系によると思われるが、レーダーの観測範囲外でよくわからない。レーダーの北側に広く分布するエコーは強い雨は伴っていない。

図6は昭和57年9月24日3時から9月26日9時までの館野の高層風の時間断面である。大気下層の風は四国・中国を北上した台風による風系の変化を良く表わしているが中層から上層の風は南ないし南西の風である。9月25日午前のケース9の降雨エコーは北北東進であった。

図7は9月25日10時の地上風の分布である。茨城県南西部から房総半島先端にいたる顕著な収束域がみられる。これは図5の同時刻の茨城県から千葉県にかけての南北に長い降雨域に対応する。図8に示した気温分布ではこの収束域は温度傾度の大きな領域となっている。

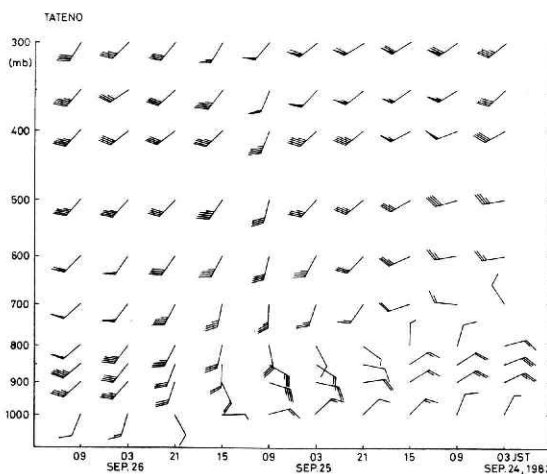


図6 昭和57年9月24日3時から9月26日9時までの館野の上層風の時間断面

Fig. 6 Time cross-section of winds at Tateno from 0300 JST, September 24 to 0900 JST, September 26, 1982.

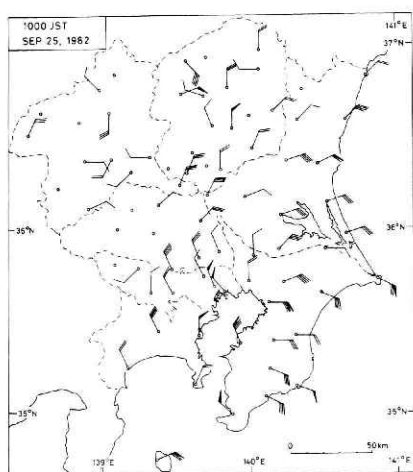


図7 昭和57年9月25日10時の地上の風場。
Fig. 7 Surface wind field at 1000 JST,
September 25, 1982.

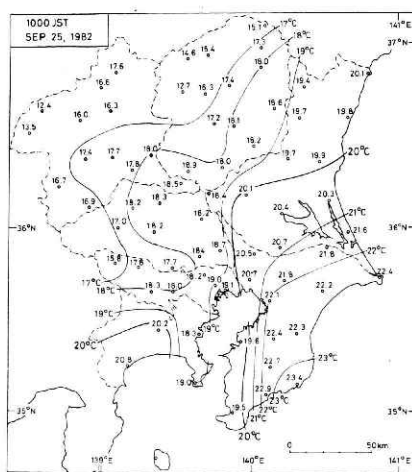


図8 昭和57年9月25日10時の地上の温度場。
Fig. 8 Surface temperature field at 1000
JST, September 25, 1982.

4. 考察

4.1 CSIの意味

図2にCSIの説明のために予測エコーと実測エコーの重なりを模式的に示したが、Uyeda and Yagi (1983)で考察したように、計算されたCSIの値を比較すれば降雨エコーを補外した結果どの程度の重なり具合であるかを数値的に容易に理解することができる。このようなCSIの計算に用いる最小領域単位である小区分は、一般に、立平・佐藤・牧野(1976)に述べられているように、小さくなればなるほどCSIの値は低下する。すなわちきめ細かな予測がむずかしいことになる。本研究では補外ベクトルとして上層風を評価するための便宜を考えて、この小区分にかなり厳しい2 km×2 kmのメッシュを採用した。上層風の評価という研究の目的のためには、CSIの値が絶対的に大きい小さいかということは問題ではない。大切なのは適切な補外ベクトルの選択のためのCSIの値を相対的に比較することである。したがって、実際の予測業務においては、業務目的に沿ったより大きな小区分が使用されなければならない。

4.2 補外ベクトルとしての上層風

観測されたレーダーデータの解析により評価された補外ベクトルとは、レーダー設置点から32 km離れたところにある館野の800 mbと700 mb, 600 mb, 500 mb, 400 mbの各高度での風および850 mbから400 mbまでの平均風である。REIの観測データから、ほとんどの降水エコーは地上から400 mb (約7.2 km)の高度にかけて分布していたため、これらの高度

の風が選ばれた。すなわちこれらの風が多かれ少なかれなにがしかの程度、駆動力として降雨エコーの移動に関与していると考えられた。

この他、過去の履歴を将来に適用するという考えで、上層風による補外との比較のために、過去30分の降雨エコーの変位ベクトルを求め、その変位ベクトルをその降雨エコーの補外に用いる試みをいくつかの例で行なった。図4でみられるように、これらの場合は比較的良好な結果を与えている。しかし、過去の変位ベクトルの決定に短い時間の資料しか使えず、不規則なゆらぎが入ってくる心配のあるときは、むしろ上層風による補外の方が安定している（立平、1980）。本研究では、この上層風がドップラーレーダーの使用により容易にかつ実時間で得られるという前提で、その上層風の利用の仕方についての観測と解析を実施した。以下、この観点での考察を進める。

上層風を用いた降雨エコーの短時間予測において、どういう風が適切な補外ベクトルとなり得るかは昭和56年と57年の秋、二回にわたるレーダー観測のデータに基づいた、前述の表3およびここで示す表4（Uyeda and Yagi, 1983）のCSIの平均値を比較すればわかる。まず昭和56年の観測の解析では、単独の高度の上層風としては、700mbの高度の風が補外ベクトルとして最も良い結果を与えている。これは従来よく議論されてきたことである（例えば立平・佐藤・牧野（1976））。しかし、平均風による補外のCSIは全体として700mbの風による補外のCSIより高い値であることがわかる。したがって昭和56年の観測データに基づく限り、平均風が降雨エコーの短時間予測にとって最適の補外ベクトルであるといえる。特に特定の高度の風が他の高度の風と比べて極端に異なっているような場合、その高度の風を使用するのは危険であり、むしろ各高度の風をベクトル平均した平均風の方が無難であるのは当然であろう。

表4 昭和56年に観測された降雨エコーの各高度の風及び平均風 V_m による補外のCSIの平均値（Uyeda and Yagi, 1983）。

Table 4 Averaged CSI scores for the radar data in 1981 (Uyeda and Yagi, 1983).

1981 年		先行時間 (Forecast length)			
		30 min	60 min	90 min	120 min
上 層 風 (Upper wind)	800 mb	22.7	8.0	2.6	0.3
	700 mb	23.3	11.7	8.3	5.1
	600 mb	21.6	8.0	3.2	0.9
	500 mb	19.8	5.4	1.3	0.1
	400 mb	19.9	4.6	2.1	0.2
	V_m	27.3	15.5	11.2	10.9
補外例の件数 (No. of translation)		14	14	6	3

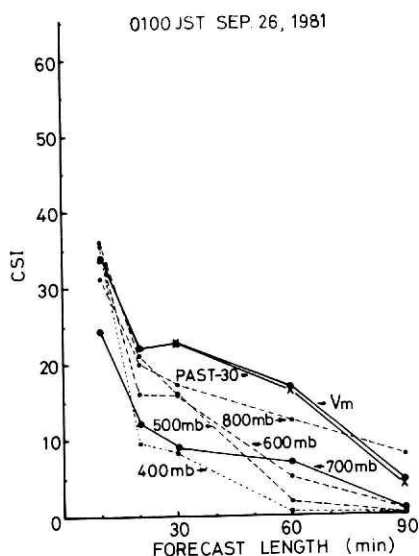


図9 昭和56年9月26日1時を初期時刻とした先行時間90分までのCSIの値の変化。その他は、図4に同じ。

Fig. 9 Change in CSI score for forecast length up to 90 minutes starting at 0100 JST, September 26, 1981. The threshold of echo intensity is ISO 1 for the calculation of CSI score. The legend is the same as for Fig. 4.

Uyeda and Yagi (1983)で報告したように、昭和56年9月26日午前1時を初期時刻とする補外例では、図9に示したように、700mbの上層風を用いた補外のCSIが他の高度の上層風による補外のCSIに比してかなり低い値であった。この相違の理由は次のように説明できる。図10は館野の昭和56年9月26日午前3時の上層風のホドグラフである。図中平均風は V_m と指示したベクトルで表わしてある。700mbの高度の風向は北西で他の高度の風向や平均風の風向との相違が非常に顕著である。この700mbの風向の平均風の風向からの大きな偏倚が、700mbの風を用いた補外のCSIに小さな値をもたらしたと考えられる。

この議論はある高度の風がエコーの移動の駆動力を必ずしも代表しないから、短時間予測のための補外ベクトルの選択は注意を要するということを示しているのであって、一般に期待される降雨エコーの移動と700mbの風速との高い相関を否定するものではもちろんない。すなわち著者らの観測でも、昭和57年のレーダーデータの解析では、表3に示したように、700mbの風は良い結果を与えている。大きな差はないとはいえ平均風より若干高いCSIの値が解析された。図11は昭和57年9月25日のケース9の補外計算に用いた9時の館野のホドグラフである。ベクトルで示した平均風 V_m は、800mbと700mb、600mbのそれぞれの風とあまり変わらない。このような場合は、平均風も、それぞれの高度の風も、図4に示したように大差のないCSIの値を与える結果となる。

結局、昭和56年と昭和57年の二回の観測データを解析した結果、単純補外法による降雨エコーの短時間予測に上層風を補外ベクトルとして使う場合、従来降雨エコーの移動との相関が高いと言われていた700mbの風と共に、降雨エコーの存在高度の風をベクトル平均した平均風が700mbの風に劣らず効果的であるということが言えるだろう。特に特定高度の風の

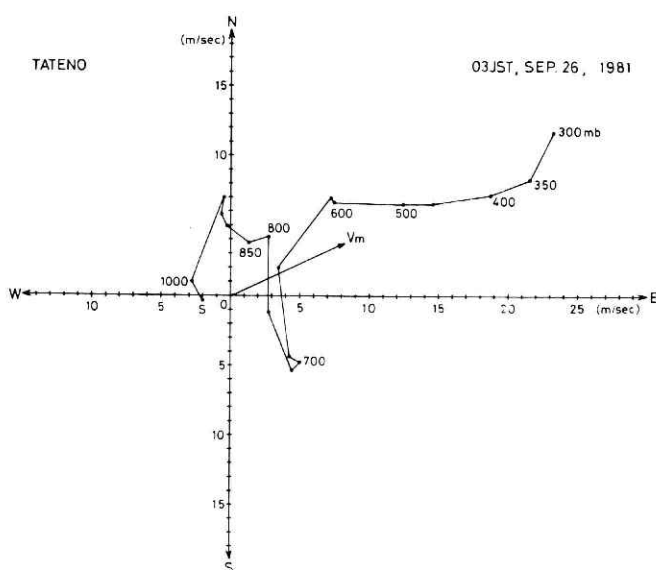


図10 昭和56年 9 月 26 日 3 時の館野の上層風のプロット。平均風は V_m と印した矢印で示す。

Fig. 10 Wind hodograph at 0300 JST, September 26, 1981 at Tateno. The mean wind is shown by arrow designated V_m .

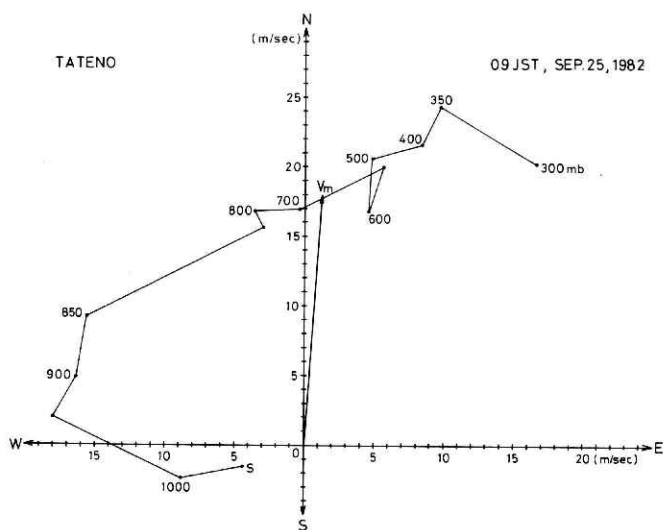


図11 昭和57年 9 月 25 日 9 時の館野の上層風のプロット。平均風は V_m と印した矢印で示す。

Fig. 11 Wind hodograph at 0900 JST, September 25, 1982 at Tateno. The mean wind is shown by arrow designated V_m .

一般風からの偏倚が極端に大きな場合などは、平均化された平均風の使用がより実用的であるかも知れない。

4.3 短時間予測のためのドップラーレーダーの利用

この研究では、1日4回で6時間毎に制限されたレーウィンデータからの上層風の情報を降雨エコーの補外に関する事後解析に利用した。しかし、業務としての短時間予測では実時間の上層風の情報が現在エコーの補外に必要である。著者らはドップラーレーダーの利用がこの上層風の実時間測定に有益であり実用的であると考えた。

一台のドップラーレーダーによる上層風の測定の技術は Lhermitte and Atlas (1961) や Browning and Wexler (1968) らによって報告されている。また著者らはファンビーム・ドップラーレーダーを用いて水平風の実時間測定を試みた(上田・八木: 1980a, 1980b)。

この研究で用いた補外法に要求される測風技術はよく知られた Velocity-Azimuth Display (VAD) である。このVADという測定法は、ドップラーレーダーの上空に均一な水平運動をしている散乱体(雨滴など)が存在するとき、数十度の仰角でレーダー空中線(パラボラアンテナ)を水平回転させて、レーダー上空の高度別の水平風を提供することができる(Battan, 1973)。一連の高度別水平風測定が終了すると空中線仰角は 0° 付近に降され、降雨エコーをPPI画像として取得することになる。

このようにドップラーレーダーは、在来型レーダーと同じ降雨の強さと広がり の測定に加えて、上層風の測定も行える。したがって、一台のドップラーレーダーの運用により、他の気象観測システムとは独立して、降雨エコーの現況監視とともに降雨エコーの短時間予測がかなりな程度可能になると考えられる。今後実際に気象用ドップラーレーダーを導入し、ここで得られた成果を基に豪雨の短時間予測の実証的研究を行なう必要がある。またこの手法は、特定の地方自治体での迅速な災害防備のための独自の運用や、気象観測網や通信網の整備されていない発展途上国での経済的な豪雨の監視と予測のための運用などに適用できるものと期待される。

5. 結論

降水エコーの短時間予測のための上層風の適用方法を検討するため、昭和56年の観測に引き続き、昭和57年9月6日から10月5日の一ヶ月間、在来型レーダーによる降雨観測を実施した。観測点は茨城県五霞村で、半径100kmの観測範囲はほぼ関東平野全域に及ぶ。解析に用いた上層風は茨城県の筑波研究学園都市にある気象庁高層気象台で観測されているレーウィンのデータによる800mbと700mb, 600mb, 500mb, 400mbの風及び850mbから400mb

までの平均風である。これらの上層風により、観測された降雨エコーを1, 2時間先まで単純補外した。

予測結果はCSIの値によって評価した。CSIは予測エコーと実測エコーの重なり具合を表わす。昭和56年の観測資料の解析によると(Uyeda and Yagi, 1983), 全体として、平均風による補外がCSIの最大値を示した。これに次いで700mbの風による補外が他の高度の風による補外よりも大きなCSIの値を示した。しかし、700mbの風が他の高度の風と比べてかなり異った吹き方をしていたため、従来降雨エコーの移動とよく合うとされるこの高度の風による補外がかえって小さなCSIの値しか示さない例もあった。昭和57年の観測資料の解析では、700mbと800mbの風及び平均風による補外がそれぞれよい結果を示した。これらの解析の結果、全体的には、平均風を降雨エコーの短時間予測のための補外ベクトルとして用いるのが実用的であると結論された。また、特定高度だけの風による補外が極端に悪くなる場合があることが指摘された。

今後、上層風の測定機能を兼ね備えた気象用ドップラーレーダーを導入し、ここで得られた成果を基に、豪雨の短時間予測の実証的研究を行なう必要がある。

謝辞

本研究におけるレーダー観測の実施にあたり種々御支援いただいた建設省関東地方建設局江戸川工事事務所及び同事務所関宿出張所、並びにレーダー観測資料の解析に必要なレーウインのデータの写しを御提供いただいた気象庁高層气象台にそれぞれ記して謝意を表わします。

参考文献

- 1) Austin, G. L and A. Bellon (1974) : The use of digital weather radar records for short-term precipitation forecasting. *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **100**, 658-664.
- 2) Battan, L. J. (1973) : Radar observation of the atmosphere. The University of Chicago Press. 324 pp., cf. pp. 145-154.
- 3) Browning, K. A. and R. Wexler (1968) : The determination of kinematic properties of a wind field using Doppler radar. *J. Applied Meteor.* **7**, 105-113.
- 4) Donaldson, R. J., R. M. Dyer and M. J. Draus (1975) : An objective evaluation of techniques for predicting severe weather events. preprints, 9th Conf. Severe Local Storms, *Amer. Meteor. Soc.*, 321-326.
- 5) Lhermitte, R. M. and D. Atlas (1961) : Precipitation motion by pulse Doppler. Preprint, 9th Weather Radar Conf., *Amer. Meteor. Soc.*, 218-223.
- 6) Ligda, M. G. H. and W. A. Mayhew (1954) : On the relationship between the velocities of small precipitation area and geostrophic winds. *J. Meteor.*, **11**, 421-423.

- 7) 立平良三 (1980) : レーダーによる雨量測定と短時間予測, 気象研究ノート, 第139号, 79-108.
- 8) 立平良三・佐藤英夫・牧野義久 (1976) : エコーパターンの短時間予報. 研究時報, 28, 61-70.
- 9) 上田 博・八木鶴平 (1980a) : ファンビーム・ドップラーレーダーによる水平風の測定. 国立防災科学技術センター研究速報, 第42号, 1-24.
- 10) 上田 博・八木鶴平 (1980b) : ファンビーム・ドップラーレーダーを使用した水平風の測定におけるスペクトルの考察. 国立防災科学技術センター研究報告, 第24号, 33-43.
- 11) Uyeda and Yagi (1983) : Evaluation of upper winds as a translation vector for the short-term forecast of precipitation echoes. Rept. Nat. Res. Ctr. Disaster. Prev., No. 30, 1-24.

(1983年11月21日 原稿受理)