

## 3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究(Ⅱ)

中北 英一・椎葉 充晴  
池淵 周一・高棹 琢馬

### FUNDAMENTAL STUDY FOR MAKING BETTER USE OF A THREE-DIMENSIONALLY SCANNING RADAR RAINGAUGE (II)

By *Eiichi* NAKAKITA, *Michiharu* SHIIBA, *Shuichi* IKEBUCHI and *Takuma* TAKASAO

#### Synopsis

The information about water vapor is indispensable to develop meteorologically based method of short-term precipitation prediction in the use of three-dimensionally scanning radar raingauge.

As the first trial for drawing out the information about the water vapor from data of three-dimensionally scanning radar raingauge, we developed a method to estimate the distribution of condensation rate in the three-dimensional space based on the conservation equation of the liquid water. Furthermore by this method, the vertical wind velocity in meso- $\beta$  scale can be estimated from the view point of the water balance.

In this method, rainfall intensity and liquid water content are estimated from radar data, and under the hydrostatic assumption the horizontal wind velocity is calculated from upper observation data and configuration of the ground.

#### 1. 序 論

短時間降雨予測を物理的に根拠のある形で扱って行くためには、降水へのインプットである水蒸気に関する情報、具体的には水蒸気の3次元的な流れ場、各地点への流入水蒸気量、そして水蒸気から水滴あるいは水滴から水蒸気への変化量つまり相変化量といった情報が必要である。したがってこれらを3次元レーダー情報、ルーチン気象観測データ、地形データなどからいかに推定するかが重要な課題となる。

そこで本研究ではその最初の試みとして、水分の3次元連続式を基礎として、単位時間、単位体積あたりの水蒸気の相変化量を3次元レーダー雨量計データから推定する手法を展開するとともに、水収支という観点から捉えた大気鉛直速度の推定手法もあわせて示す。さらに、下層風の流入形態と水蒸気相変化量分布との関係、下層での相変化量が降水量に対して占める割合等の調査を行い梅雨時における下層からの水蒸気流入の重要性を確認するとともに、本手法の有効性や問題点について考察を加える。

なお、対象とする降雨は昭和61年7月の梅雨末期に近畿地方で生じた集中豪雨であり、用いた3次元レーダーデータは、その時に建設省深山レーダー雨量計によって観測されたものである。

## 2. 水蒸気相変化量および大気鉛直風速の推定方法

### 2.1 基礎式

単位体積、単位時間当りに新たに水分となる水蒸気の質量を  $Q$  とし、これを単に水蒸気相変化量とよぶことにする。さらに、大気の流れに相対的な降雨強度を  $R$ 、単位体積中に含まれる水分の質量を  $M$  とする。ただし、以下では  $M$  を水分量とよぶ。また、水滴の移動速度を  $v_i = (u_i, v_i, w_i)$ 、風速を  $v = (u, v, w)$ 、水滴の大気に相対的な鉛直落下速度を  $w_f$  (下向きが正)、空気の密度を  $\rho$ 、水の密度を  $\rho_w$  とする。

さて、一般に水滴の移動速度  $v_i = (u_i, v_i, w_i)$  が水滴の直径  $D$  の関数であるとすれば、水滴の連続式は

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \nabla \cdot \int_0^\infty v_i \rho_w \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 N(D) dD = Q \quad (1)$$

となる。ただし、 $N(D)$  は水滴の粒度分布である。ここで、大気に相対的な落下速度  $w_f$  は水滴にかかる重力に大きく依存し、したがって少なくとも直径  $D$  の関数とする必要がある。したがって、水滴の鉛直方向の速度成分

$$w_i(D) = w - w_f(D) \quad (2)$$

も  $D$  に依存するとする。しかし水平速度成分に関しては、水滴が水平方向には等速運動しているとすれば直径  $D$  とは無関係に大気速度成分と一致する。したがって、(2) 式および

$$R = \int_0^\infty w_f \frac{4}{3} \pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 N(D) dD \quad (3)$$

より、(1) 式は

$$\frac{\partial M}{\partial t} + \nabla \cdot Mv = Q + \rho_w \frac{\partial R}{\partial z} \quad (4)$$

となる。これが水分量の保存式となる。ただしここでは、粒度分布  $N(D)$  を用い  $w_f$  が水滴の直径  $D$  のみに依存するとして (4) 式を導いた。しかし、実はこの式はその仮定に関係なく成り立つ。つまり、 $w_f$  が個々の水滴によって異なるという、より一般的な仮定のもとでも (4) 式は成立する。

一方、乾燥空気の連続式は

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot \rho v = 0 \quad (5)$$

であるので、(4) 式より水分混合比 ( $m = M/\rho$ ) の保存式

$$\frac{\partial m}{\partial t} + u \frac{\partial m}{\partial x} + v \frac{\partial m}{\partial y} + w \frac{\partial m}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \cdot \frac{\partial R}{\partial z} \quad (6)$$

が得られる。以下、これを基礎とする。

### 2.2 水蒸気相変化量および鉛直風速の推定方針

(6) 式から水蒸気相変化量  $Q$  を推定するためには、他の変数すなわち  $R$ 、 $M$ 、 $(u, v, w)$ 、 $\rho$  をあらかじめ推定しておく必要がある。まず  $R$ 、 $M$  に関しては、3. で述べる手順により3次元レーダーデータから算定するものとする。ただし建設省のレーダーの場合、電波の波長が6 cm程度であるので雲粒などは探知できない。したがって、レーダーデータを用いて推定した  $Q$  には、あらたにレーダーで探知できるようになった水滴や、反対に探知できなくなった水滴の質量も含むことになる。しかし、以下これらの質量も含めて水蒸気相変化量とよぶことにする。

一方、水平風速  $(u, v)$  および  $\rho$  は、総観スケールの気圧傾度力、コリオリカおよび摩擦力の釣合条件のもとで高層観測データおよび地形データから推定したものをを用いる<sup>1)</sup>。ただし、鉛直風速  $w$  に関しては次の2通りの考え方をとる。

① 総観スケールの水平風速  $(u, v)$  から連続式を通して  $w$  を推定しても、 $(u, v)$  に比べて1から2

オーダー小さな値しか算定されないので、最初から(6)式の  $w$  を0として  $Q$  を推定する。  
 ② (6) 式の ( $Q, w$ ) が時間、空間的にみて周囲の格子点で等しいと仮定して最小自乗法を用いれば、  
 $Q$  ばかりでなく水収支という観点から大気鉛直速度を推定することが可能となる。  
 ①で述べたように総観スケールの水平風速から連続式を通して鉛直速度を算定しても総観スケールで捉えた値しか得られない。ところがレーダーデータ自身は、時間的には5分ごと空間的には3 kmごとというようにメソスケール(2~20 km)の分解能を有しているため、この情報を有効に用いるため②のように水収支という観点から  $w$  を算定すれば、総観スケールとメソスケールとの間のスケールで捉えた大気鉛直速度が得られる。このスケールで捉えた鉛直速度は、水蒸気流れの情報としてばかりでなく、今後降水を熱力学的に解析していく上での重要な情報となる。

2.3 基礎式の差分化と算定方法

レーダーデータは3 km × 3 km × 1 kmの格子点上の値に変換してあるので<sup>2)</sup>、これらを用いるためには基礎式を差分化しておく必要がある。

Fig. 1 はレーダーデータを確保してある領域である。設けてある格子点は

$$\begin{aligned} x_i &= -118.5 + (i-1) \cdot \Delta x \text{ (km)}, \quad i=1, 2, \dots, 80 \\ y_j &= -118.5 + (j-1) \cdot \Delta y \text{ (km)}, \quad j=1, 2, \dots, 80 \dots\dots\dots (7) \\ z_k &= 1.5 + (k-1) \cdot \Delta z \text{ (km)}, \quad k=1, 2, \dots, 12 \end{aligned}$$

である。ただし、 $\Delta x = \Delta y = 3 \text{ km}$ ,  $\Delta z = 1 \text{ km}$ である。また、データの存在する領域は Fig. 1 の半径120 kmの円筒内であり、中心部には逆円錐状にデータの存在しない領域がある。一方、観測時間間隔  $\Delta t$  は5分である。

そこで、地点  $(x_i, y_j, z_k)$ 、時刻  $t_l$  の値に添え字  $ijkl$  を施すことにして、たとえば

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial m}{\partial t}\right)_{ijkl} &= \frac{m_{i,j,k,l+1} - m_{i,j,k,l-1}}{2\Delta t}, \\ \left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)_{ijkl} &= \frac{m_{i+1,j,k,l} - m_{i-1,j,k,l}}{2\Delta x}, \\ \left(\frac{\partial R}{\partial z}\right)_{ijkl} &= \frac{R_{i,j,k+1,l} - R_{i,j,k-1,l}}{2\Delta z} \end{aligned}$$

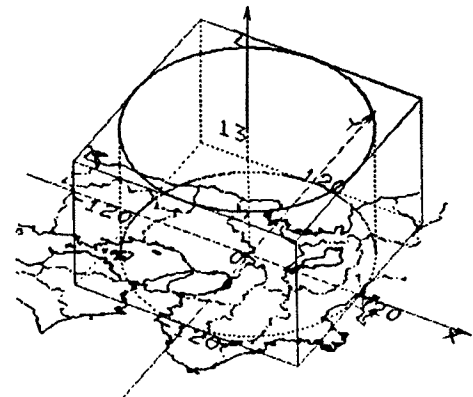


Fig. 1. Observation range of the Miyama Radar Rain gauge.

のように、偏微分を中央差分で近似する。

まず、大気鉛直風速  $w$  を0として相変化量  $Q$  を推定する場合は、

$$Q_{ijkl} = \rho_{ijk} \left\{ \left(\frac{\partial m}{\partial t}\right)_{ijkl} + u_{ijk} \left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)_{ijkl} + v_{ijk} \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)_{ijkl} \right\} - \rho_w \left(\frac{\partial R}{\partial z}\right)_{ijkl} \dots\dots\dots (8)$$

によって、地点  $(x_i, y_j, z_k)$ 、時刻  $t_l$  の相変化量  $Q$  を算定する。

一方、 $Q, w$  を同時推定する場合は、

$$\frac{1}{\rho_{ijk}} Q_{ijkl} - \left(\frac{\partial m}{\partial z}\right)_{ijk} w_{ijk} = \left(\frac{\partial m}{\partial t}\right)_{ijk} + u_{ijk} \left(\frac{\partial m}{\partial x}\right)_{ijk} + v_{ijk} \left(\frac{\partial m}{\partial y}\right)_{ijk} - \frac{\rho_w}{\rho_{ijk}} \left(\frac{\partial R}{\partial z}\right)_{ijk} \dots (9)$$

を観測式とし、水平面内および時間的に隣り合う格子点、つまり、 $x$  軸方向には  $i-1, i, i+1$ ,  $y$  軸方向には  $j-1, j, j+1$ , 時間軸上では  $l-1, l, l+1$  の範囲の格子点に対する合計27個の観測式を用いて最小自乗法によって、地点  $(x_i, y_j, z_k)$ 、時刻  $t_l$  の  $Q, w$  を算定する。

### 3. レーダー情報を用いた降雨強度および水分量の推定

レーダー情報から  $R$  や  $M$  を推定することはそれだけでも大きな研究課題であり、レーダー反射因子  $Z$  と  $R$  および  $Z$  と  $M$  の関係を表す経験式あるいは半経験式がそれぞれ  $B$ ,  $\beta$  方式を用いて多数提案されている<sup>3)</sup>。しかし、本研究では水分の連続式を通して  $R$ ,  $M$  から水蒸気相変化量  $Q$  を推定するので、 $R$ ,  $M$  を各々独立に個別の経験式あるいは半経験式から算定するのは好ましくない。そこで水滴の粒度分布  $N(D)$  を仮定した上で  $R$ ,  $M$  を算定することにする。

ここでは、とりあえず水滴の粒度分布  $N(D)$  がマーシャル・パルマー分布

$$N(D) = N_0 \cdot \exp(-\Lambda(R) \cdot D) \dots\dots\dots (10)$$

$$\Lambda(R) = 4.1R^{-0.21} \dots\dots\dots (11)$$

$$N_0 = 0.08 \dots\dots\dots (12)$$

に従うものとする。ここで、 $D$  は cm,  $R$  は mm/h,  $N_0$  は  $\text{cm}^{-4}$  単位である。また (12) 式の  $N_0$  の値は層状雲からの降雨に対するものである。この粒度分布を用いて  $Z$ ,  $M$  を表すと、

$$Z = \int_0^\infty N_0 \cdot \exp(-\Lambda(R) \cdot D) \cdot D^6 dD = \frac{6! N_0}{\Lambda(R)^7} \dots\dots\dots (13)$$

$$M = \int_0^\infty \rho_w N_0 \cdot \exp(-\Lambda(R) \cdot D) \cdot \frac{4}{3}\pi \left(\frac{D}{2}\right)^3 dD = \pi \rho_w \frac{N_0}{\Lambda(R)^4} \dots\dots\dots (14)$$

となる。ただし単位換算に伴う定数は省略した。まず (13) 式を用いて  $Z$  から  $R$  が算定する。次に算定した  $R$  を (14) 式に代入することによって  $M$  を定める。

この手順にしたがって算定した高度 3.5 km の降雨強度分布を Fig. 2 に示す。100 mm/h 程度の降雨強度が算出されているところがあるが、対象とした降雨が集中豪雨であり、しかも瞬時値であることから 100 mm/h でも大きすぎるということはない。また、算定した  $M$  の値も  $10^{-3} \text{ kg/m}^3$  のオーダーであり、妥当な値と言える。

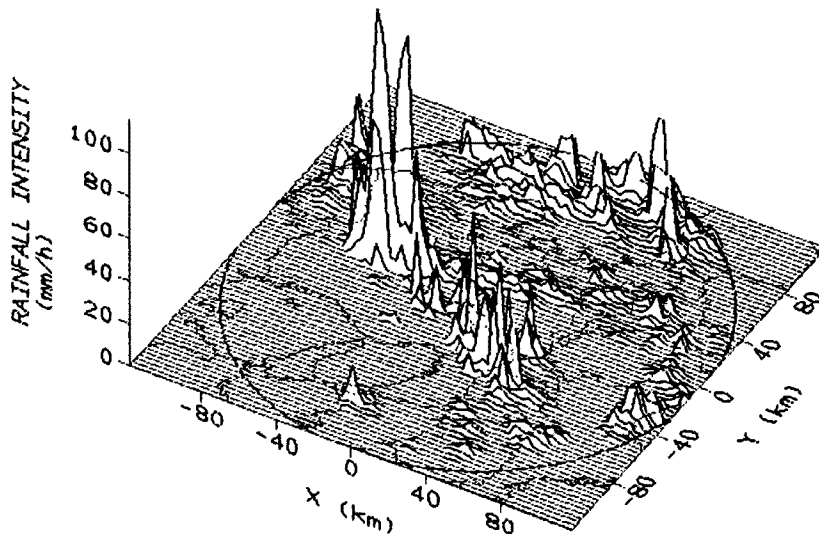


Fig. 2. Estimated rainfall intensity.

4. 高層観測データおよび地形データから算定した大気の水平風速

別稿<sup>1)</sup>に示した方法により、高層観測データおよび地形データから大気の水平風速 ( $u, v$ ) および密度  $\rho$  を算定する。ここではその算定方法の概要を示すにとどめ、詳細は参考文献に譲る。

まずジオポテンシャルが水平方向には位置の1次式、鉛直方向には圧力の自然対数の2次式で表されるとして、静力学的仮定のもとで米子、輪島、潮岬の各圧力場のジオポテンシャル、気温、風速データから最小自乗法によって係数を定める。この係数から、任意の地点、高度の地衡風、圧力、気温が定まり、密度も定まる。次に、総観スケールの圧力勾配力、コリオリ力、サブグリッド項の釣合式を鉛直方向に差分化した上で、地表の風速が0という境界条件のもとで得られる連立1次方程式を水平方向の格子点ごとに解くことにより任意の地点、高度の水平風速を定める。

Fig. 3は潮岬上空における算定したジオポテンシャル高度と気温の鉛直プロファイルである。×印は観測値である。この図から、6.5 km以上の格子点では気温が摂氏 0℃以下であることがわかる。したがって、 $R, M$ を算定するのはとりあえず5.5 km以下の格子点のみとする。また、基礎式を中央差分で近似していることから、 $Q, w$ を算定できる高度は2.5 km, 3.5 km, 4.5 kmの3高度である。

Fig. 4に2.5 km高度から4.5 km高度までの算定した水平風速を示す。これらの風速を(8), (9)式に代入して $Q, w$ を算定する。

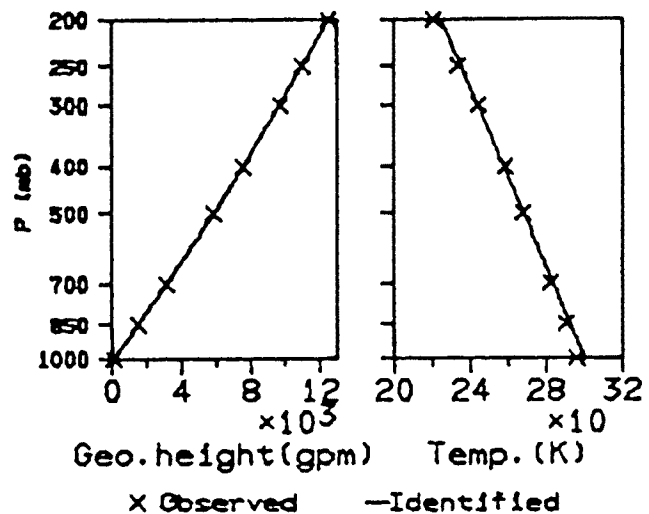


Fig. 3. Estimated and observed geopotential height and temperature over Shionomisaki.

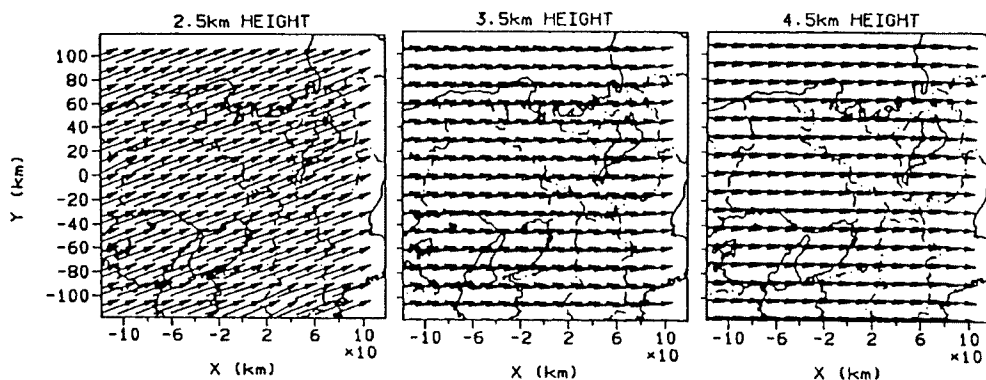


Fig. 4. Horizontal wind used for the estimation of the condensation rate and the vertical wind.

## 5. 水蒸気相変化量および大気の鉛直風速の算定結果

### 5.1 大気の鉛直風速の算定結果

偏微分の差分近似が有効となるように、偏微分する  $R$ ,  $M$  をある程度時間的、空間的に平均して平滑化しておく必要がある。そこで、どの程度の平滑化ではば有効となるかを調べる。ここでは (9) 式によって算定した  $w$  の分布に、平滑化のスケールからみて異常な突起が存在する場合に差分近似が有効でないと判断する。

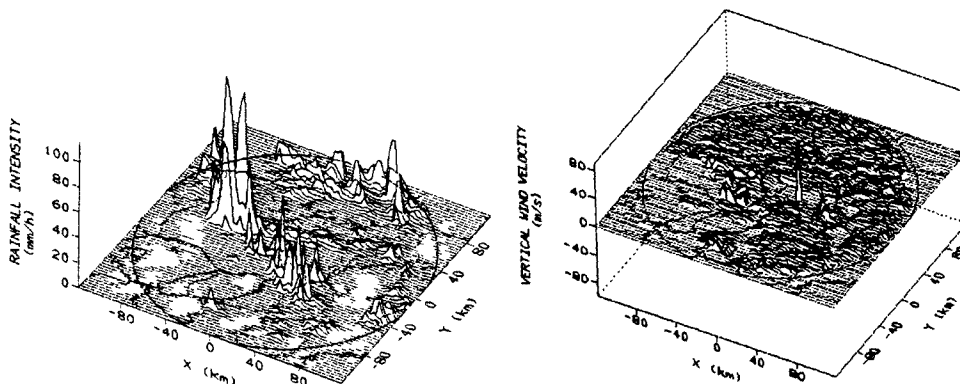


Fig. 5. Rainfall distribution and the estimated vertical wind at 3.5 km height.

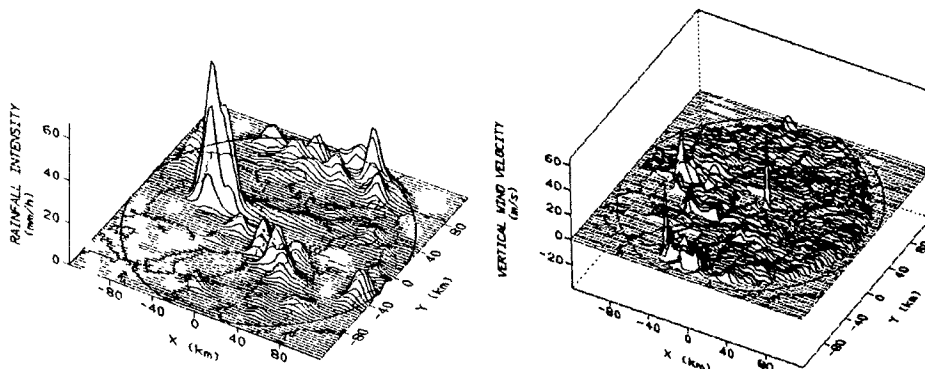


Fig. 6. Rainfall distribution averaged over  $9 \times 9 \text{ km}^2$  in area and 10 minutes in time and the estimated vertical wind at 3.5 km height.

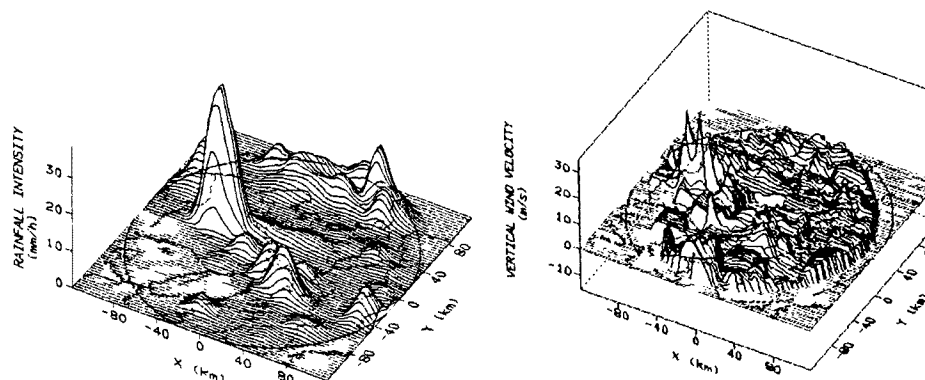


Fig. 7. Rainfall distribution averaged over  $15 \times 15 \text{ km}^2$  in area and 20 minutes in time and the estimated vertical wind at 3.5 km height.

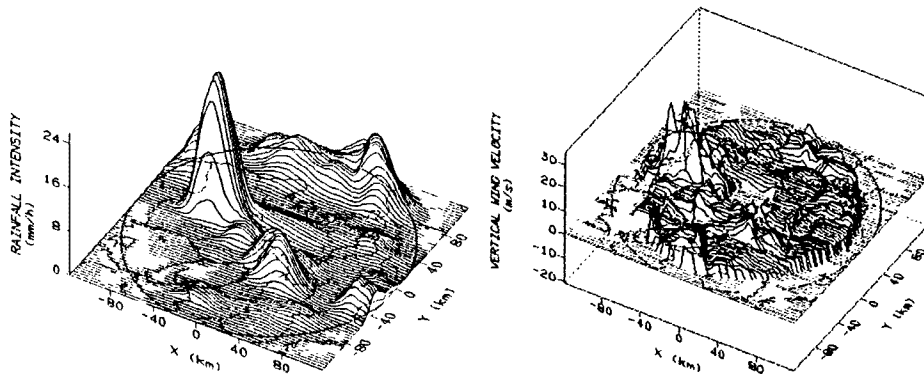


Fig. 8. Rainfall distribution averaged over  $21 \times 21 \text{ km}^2$  in area and 30 minutes in time and the estimated vertical wind at 3.5 km height.

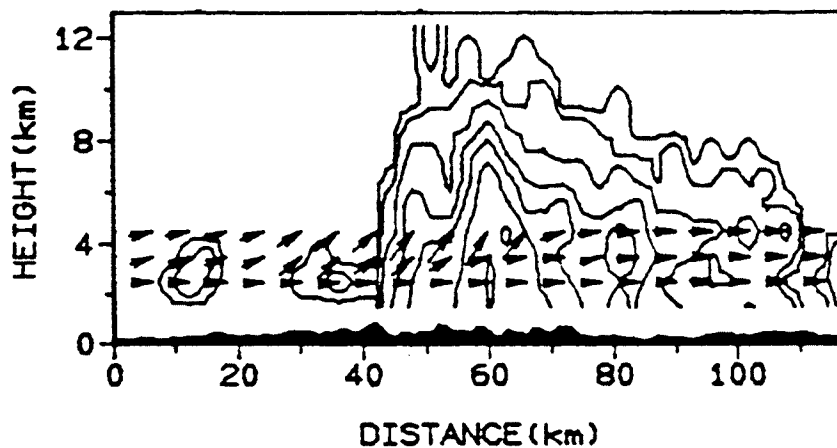


Fig. 9. Estimated vertical wind from 2.5 km to 4.5 km height and the observed echo intensity.

Fig. 5～Fig. 8に平滑化した3.5 km高度の降雨強度分布と $w$ の算定結果を示す。Fig. 5は平滑化しない場合、Fig. 6は各格子点を中心として水平面内 $9 \times 9 \text{ km}^2$ 、時間的には10分、Fig. 7は $15 \times 15 \text{ km}^2$ 、20分、Fig. 8は $21 \times 21 \text{ km}^2$ 、30分のデータを平均して平滑化した場合である。Fig. 5、Fig. 6ではかなり大きな鉛直風速が算定され、なおかつ分布には異常な突起がある。一方Fig. 7、Fig. 8では、算定されている風速は平滑化のスケールからみて若干大きいものの、分布に異常な突起はない。そこで、以下では格子点を中心として水平面内 $15 \times 15 \text{ km}^2$ 、時間的には20分の範囲内で平均して平滑化した $R$ 、 $M$ の分布から算定した結果について考察する。

算定された値はほとんど正、つまり上昇流である。特に兵庫県中央部や京都府南部の強雨域で強い上昇流が算定されている。これらの強雨域は強い対流性降雨から成っている。Fig. 9は兵庫県中央部の強雨域の東西断面の平滑化していないエコー強度分布とともに、算定した風速分布を示してある。3.5、4.5 km高度では強い対流性エコーに向かう上昇流が算定されている。

以上のように、平滑化スケールからみれば幾分大きな値が算定されているものの、算定した分布は実際に生じている現象を定性的に良く説明している。

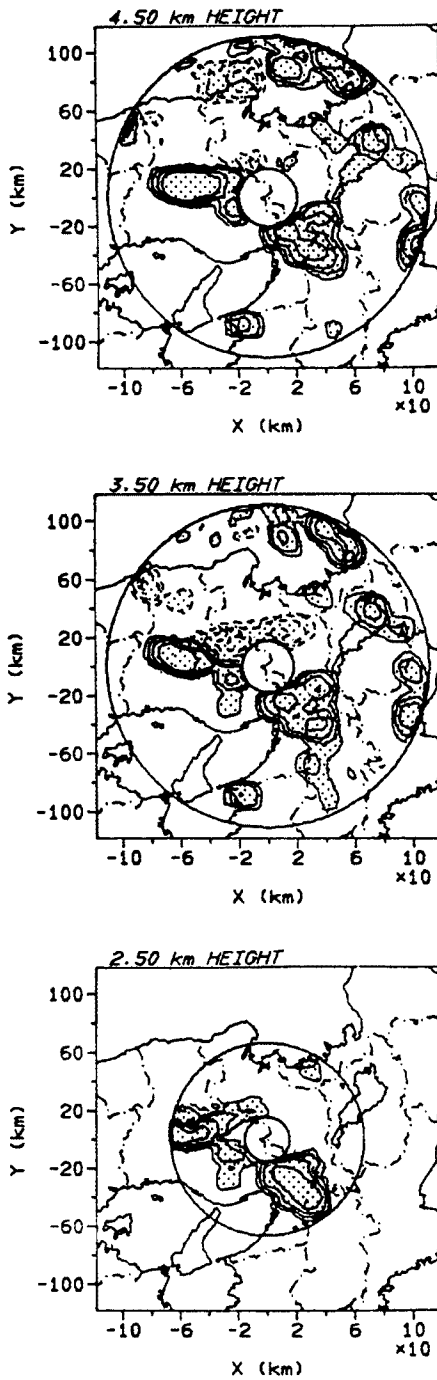


Fig. 10. Estimated distribution of the condensation rate at 23 JST on July 21.

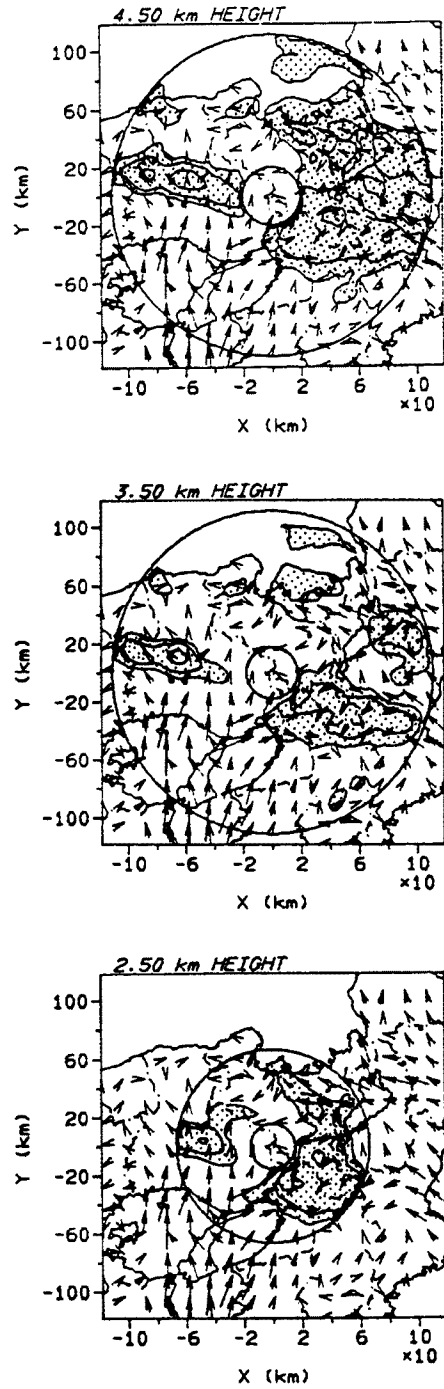


Fig. 11. Surface wind observed from AMeDAS and the distribution of condensation rate at 3.5 km height, averaged from 19 JST on July 21, 1986 to 5 JST on July 22.



5.2 水蒸気相変化量 Q の算定結果

Fig. 10 は (8) 式によって算定した 2.5 km, 3.5 km, 4.5 km 高度の水蒸気相変化量 Q の分布を等値線で示したものである。網がけてある部分のうち実線部分が正の領域、つまり水蒸気から水分への相変化量が正であり、1, 2, 4, 8 ( $10^{-7}$  kg/m<sup>3</sup>s) の等値線を示してある。一方破線部分は負の領域であり、同じく 1, 2, 4, 8 ( $10^{-7}$  kg/m<sup>3</sup>s) の等値線を示してある。また地図上に示してある 2 つの円に挟まれた領域が Q の算定可能な範囲である。R, M を平滑化しているためにレーダー観測範囲より小さな領域となっている。

強降水域の存在する京都府南部および兵庫県中央部で、大きな正の値が算定されている。京都府南部の強雨は、高層の東風に沿って移動する対流性降雨が、大阪湾から京都府南部へ流入する下層の湿潤空気の上空にさしかかるところで急激に発達してもたらされたものであり<sup>2)</sup>、算定した Q の分布はこの現象をよく表している。一方、兵庫県中央部の強雨は、南部の平野を北上する下層の湿潤空気が中央部の山岳とぶつかるところで生起あるいは発達した対流性降雨によってもたらされている。ここでは上空の降水粒子が西風によって流され、強雨域の東部で東西に伸びた弱雨域を形成している。3.5 km の Q の分布から、これらの降水粒子が蒸発しながら降下していることが想像される。

一方、Fig. 11 は 19 時から翌日 5 時までの 5 分ごとの算定結果を平均して求めた Q の分布と、同じ時間内のアメダス地上風とをあわせて示したものである。矢印は矢先の地点の風速を表し、長さは時速で表した風速の 2 倍である。このように時間的に平均した算定結果からも、兵庫県中央部と京都府南部で特に大きな Q の値となっており、擾乱がこの地域を通過した際に特に水蒸気の相変化量が多かったことを示している。これは、下層の水蒸気量の流入形態の偏りによって、強雨域も局所的になるという推定<sup>1), 2)</sup>を裏付けるものである。

さらに、下層から流入する水蒸気的重要性は Fig. 12 から確認される。実線は 1.5 km 高度の降雨強度から算定したこの高度を単位時間当たり単位体積当りに落下する雨量の時系列を、破線は 2 km から 5 km 高度の間で単位時間当たりあらたに水分となった量の時系列を示したものである。ただし、ともに 2.5 km から 4.5 km 高度までの Q の共通の算定可能領域での平均値であるとともに、比較し易いように両者の単位をそろえてある。狭い範囲での算定結果ではあるものの、強雨時には 1.5 km 高度から落下する水分量の 1/3 から 1/2 の水分が 2.5 km から 4.5 km 高度で生成されている。

このように算定された Q の分布も生起している現象をよく定性的に説明づけている。したがって、今後この手法を用いて、水蒸気相変化量ひいては水蒸気流入量の時・空間分布特性あるいは水蒸気・降雨関係を調査し、短時間降雨予測手法へ発展させる可能性が示された。

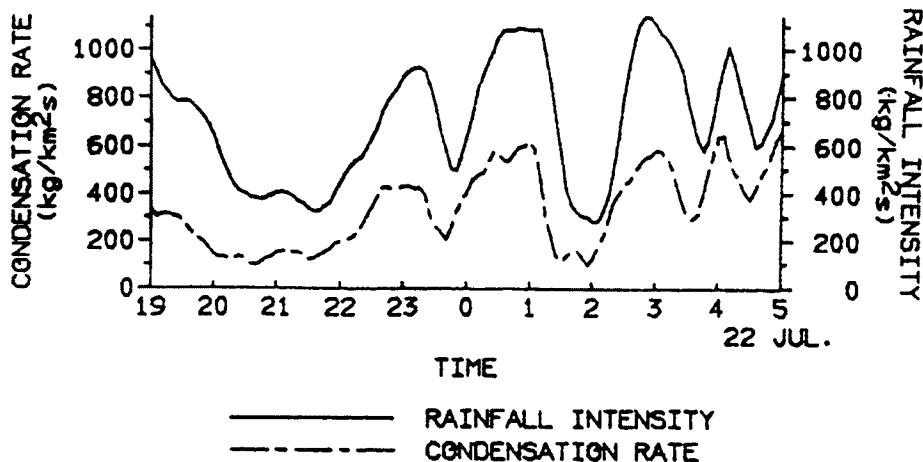


Fig. 12. Time series of the rainfall intensity and the condensation rate averaged in the area where the condensation rate can be estimated for all height levels.

## 6. 結 論

以上示したように、算定した結果は実際に生じている現象を良く説明づけており、最初の試みとしては十分な結果が得られた。

しかし、この手法を各種の解析を通して短時間降雨予測手法に発展させるためには、現象に対する定性的な説明力だけでなく定量的な説明力も追求して行く必要がある。

**Fig. 10, Fig. 11** をみるとわかるように、3.5 km高度の結果のみ蒸発量が多少大きく算定されている。このことはこれら3高度の算定結果の時系列を比較することでも確認され、3.5 km高度の水蒸気相変化量  $Q$  は他の高度よりも若干少なく算定される傾向にある。これはたとえば次のように説明づけることができる。まず、**Fig. 9** のエコー強度分布に注目すると、右方の弱雨域の4.5 km高度に他の高度より強度の強い部分が存在し、これがブライトバンドに対応する。したがって、この高度の層状降雨の領域では他の高度より降水強度が大きく算定されており、(9)式の  $\partial R/\partial z$  が実際よりは大きくなる。その結果同じ右辺にある  $Q$  が若干小さく算定されることになる。

このように、時・空間内で局所的に  $R$ 、 $M$  の算定誤差を含むと  $Q$  の分布が異なってくることになる。したがって、 $R$ 、 $M$  の算定をできるだけ正確にできるように改良を加えることはもちろん大切ではある。しかし、今回対象とした領域よりもさらに上空の  $R$ 、 $M$  を算定するためには、現在のところ経験式や半経験式に頼らざるを得ないので、推定される  $R$ 、 $M$  あるいは  $u$ 、 $v$  の違いによって、本研究で示した手法による算定結果がどのように異なってくるかという感度分析を行うことも重要である。

そこで、今後はこういった感度分析を行いながら、さらに上空の  $Q$ 、 $w$  の算定を試み、その時空間分布特性の調査を進めるとともに、算定手法の改良に取り組んで行く予定である。

最後に、本研究を進めるにあたり文部省科学研究費補助金(重点領域研究、豪雨出水の実時間予測と制御に関する研究、代表者：高棹琢馬)の一部を使わせて戴きました。また、本研究で用いた3次元レーダー雨量計データは、建設省近畿地方建設局淀川ダム統合管理事務所から提供して戴きました。ここに、心から謝意を表します。

## 参 考 文 献

- 1) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬：降雨分布特性の気象力学的解析，京都大学防災研究所年報，第31号B-2，1988，pp. 209-229.
- 2) 中北英一・筒井雅行・池淵周一・高棹琢馬：3次元レーダー雨量計情報の利用に関する基礎的研究，京都大学防災研究所年報，第30号B-2，1987，pp. 265-282.
- 3) Battan, L. J.: Radar Observation of the Atmosphere, The University of Chicago Press, 1973.