

3次元レーダー情報を用いた降雨生起場の推定と 短時間降雨予測手法の開発

中北 英一・山浦 克仁・椎葉 充晴
池淵 周一・高棹 琢馬

ESTIMATION OF GENERATING FIELD OF RAINFALL AND DEVELOPMENT OF SHORT-TERM RAINFALL PREDICTION METHOD USING THREE-DimensionALLY SCANNING RADAR

By *Eiichi NAKAKITA, Katsuhito YAMAURA, Michiharu SHIIBA,*
Shuich IKEBUCHI and Takuma TAKASAO

Synopsis

Quasi-meteorologically and physically based method of short-term rainfall prediction using three-dimensionally scanning radar is proposed. This method is the development and composition of the two method which we have been developing from the view point of water valance. The first one is the method of estimating the three-dimensional distribution of the conversion rate from water vapor into liquid water. We have modified this method so that the distribution of conversion rate can be estimated in the full observation domain of three-dimensionally scanning radar. The second method is calculating rainfall distribution based on the interaction model between water vapor, instability field and topography. A new model is presented in addition to the model presented the previous paper.

A prediction method using these two methods gave effective results in terms of the prediction of occurring and development of rainfall area which is the phenomena that has not been predicted by any method based on extrapolation of the pattern of rainfall distribution.

1. 序 論

短時間降雨予測は降雨観測レーダーが実用化されて以来種々の手法が提案されてきたが、地形の影響とも相まって数時間先までの予測を精度よく行なうことは非常に困難で、土木工学および気象学の分野での大きな課題となっている。我々は、こういった現状を打破するために、降水のインプットである水蒸気の情報が必要であるという観点に立ち、3次元レーダー情報およびルーチン気象観測データから水蒸気に関する情報を抽出する手法の開発に取り組むばかりでなく^{1),2),3)}、流入水蒸気、地形およびレーダー観測域を通過する擾乱との相互作用を梅雨事例に関して調査^{4),5),6)}するとともにそのモデル化を図ってきた^{7),8)}。

本報告では、開発してきた手法およびモデルに改良を加え、その上で水収支という観点にたった準気象学的・物理的根拠を持ち、なおかついまだほとんど降雨予測に利用されていない3次元レーダー情報を用いた短時間降雨予測手法の骨組みを開発し予測実験を行なった結果を示す。具体的には、すでに開発を進

めてきた2つの手法、つまり3次元レーダー情報を用いた水蒸気相変化量の推定手法^{1), 2), 3)}と不安定場概念を導入した降雨分布の再現手法⁷⁾のそれぞれに改良を加えた上で、その両者を結合⁹⁾して短時間降雨予測手法に発展させ予測実験を行なった。

2. 短時間降雨予測の基本方針

Fig. 1に本論文で提案する短時間降雨予測手法の流れを示す。大ざっぱに言えば、レーダー情報から地形の影響の加味されていない擾乱本来の場を抽出し、その場を予測した上で降雨に変換することによって、地形の影響を受ける降雨の予測を行なおうとするものである。ここで、地形の影響の加味されていない場とは、レーダー観測域上空を通過する間はその構造が変化しないような場という意味で用いており、擾乱本来という意味から不安定場あるいは降雨生起場という語句を用いる。また、前者の不安定場という語句は最終的には対流不安定等の不安定概念を用いた場をモデル化すべきであるという観点から用いている。以上をさらに要約すると、レーダー観測域を通過する間は構造が不変な場、およびその場、地形、水蒸気流入場の相互作用、をうまくモデル化して降雨分布の計算、予測を行なう。

具体的には、まず3次元レーダー情報から単位時間あたりの水蒸気相変化量の3次元分布を推定する。

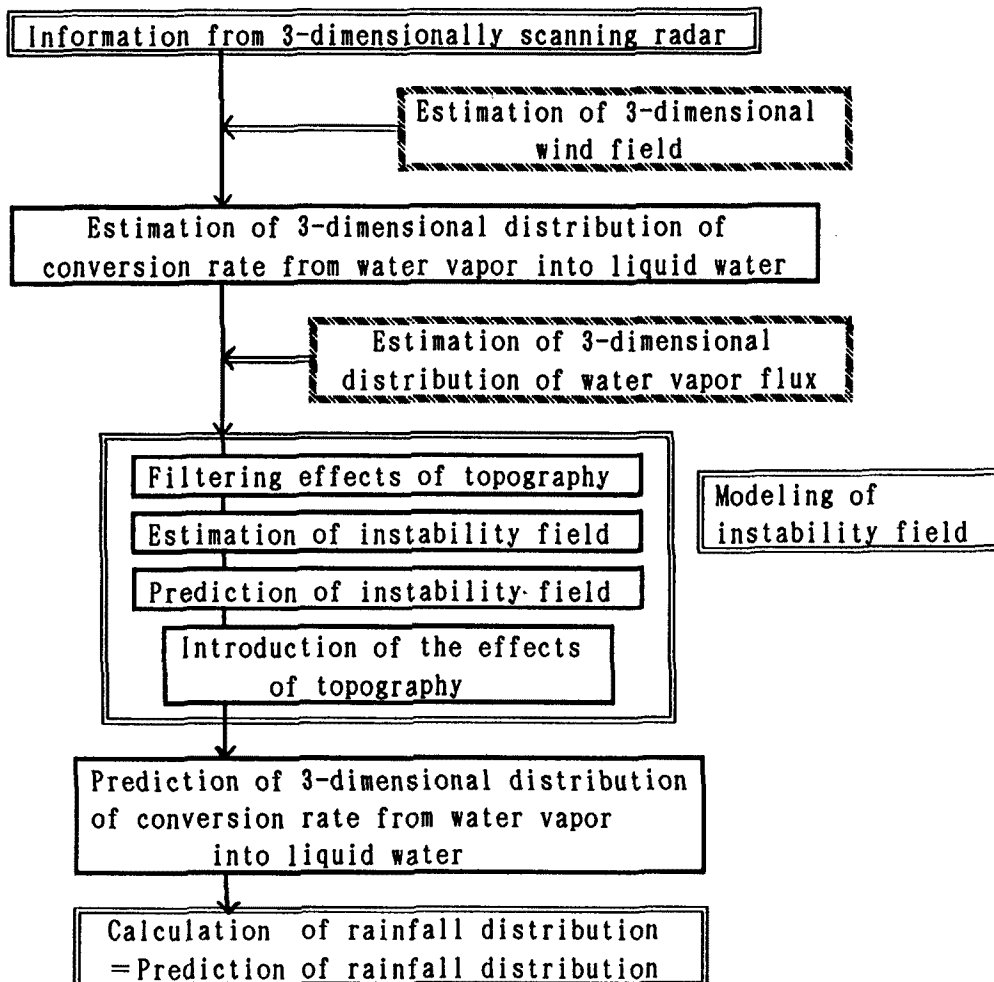


Fig. 1. Procedure of the rainfall prediction method.

この分布は地形の影響を受けている。次にこの分布から不安定場モデルのパラメータを推定する。このモデルパラメータの3次元分布を不安定場あるいは降雨生起場と考える。前記したことからこのパラメータ分布が、レーダー観測域上空を通過する間はその分布に変化のないようにモデル化する必要があり1つの重要な部分となる。さて、モデルパラメータの分布が推定されればその分布の予測を移流モデル¹⁰⁾等によって行い、その予測分布からモデルの定義に従って水蒸気相変化量の3次元分布を算定する。この分布が水蒸気相変化量の予測値であり、この予測値から降雨強度分布を算定しそれが予測降雨分布となる。

以上を降雨計算を行なう基礎式を用いてもう一度説明する。本手法では、地形を導入するために、高度を表す独立変数 z の代わりに、

$$s = (z - h(x, y)) / (H - h(x, y)) \dots\dots\dots (1)$$

を鉛直方向の独立変数として用いる。ただし、 h は地形の標高、 H は解析領域上端の高度（一定）である。降雨計算は、熱、水蒸気、水分の保存式を用いて行う。ただし、実時間予測という観点から水分としての雲粒は無視する。つまり、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{LQ}{\rho_0 \pi} ; \pi = \frac{C_p T}{\theta} \dots\dots\dots (2)$$

水蒸気の保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0} \dots\dots\dots (3)$$

水分の保存式

$$\frac{\partial m_t}{\partial t} + u \frac{\partial m_t}{\partial x} + v \frac{\partial m_t}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_t}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \cdot \frac{\partial R}{\partial s} \dots\dots\dots (4)$$

$$R = \frac{\rho_0}{\rho_w} w_t m_t \dots\dots\dots (5)$$

を基礎式とする。ただし、

$$\omega = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \dots\dots\dots (6)$$

である。

基礎式中 (6)式以外の x, y に関する偏微分はすべて s 一定面に関するものである。 (u, v, w) はデカルト座標系での風速ベクトルで、すでに発表した方法⁷⁾により高層観測、アメダスおよび地形データから予め定めておく。 T は気温、 θ は温位、 L は潜熱、 C_p は定圧比熱である。ただし、水収支という観点からは氷相は考慮するが熱的には無視するので、 L は液体としての水の水蒸気に対する潜熱である。また、 m_t は降水粒子の混合比、 m_v は水蒸気の混合比である。また、 ρ は大気密度、 ρ_w は水の密度である。添字 0 は総観スケールでみた値であることを表し、これらはすでに発表した方法^{5),6)}によって高層観測によるジオポテンシャル高度、気圧、気温データから静力学釣合の条件のもとで定める。一方、大気に相対的な降水強度 R は (5)式で表現し、 w_t は大気の流れに相対的な降水粒子の落下速度で Ogura and Takahashi の式¹¹⁾に従う。

さて、(2)~(4)式の source sink term に存在する Q が単位体積、単位時間あたりの水蒸気の相変化量であり、この3次元分布をレーダー情報から推定し、さらに予測すれば、大気に相対的な降水強度 R

が予測できることになる。したがって、いかに不安定場をモデル化するか、つまりいかにモデルパラメータ α と Q の3次元分布との関係を定義するか、さらにいかに3次元レーダー情報から Q の分布を推定し、 Q の分布からパラメータ α の分布を推定するかが重要となる。

3. 3次元レーダー情報を用いた水蒸気相変化量の推定手法の概要と改良点

2. の最後に述べたように、実時間で不安定場のモデルパラメータに関する情報をレーダー情報等から推定することが必要であり、そのためおよび不安定場の定義そのものの基礎調査のために、3次元レーダー情報から水蒸気相変化量を推定する手法を開発し、種々の検討を加えてきた^{1),2),3)}。この手法は、降水強度と水分量をレーダー情報から推定し、3次元的水分の連続式を通してメソβスケールでみた水蒸気の降水への変化量を推定するものである。ここでは、その概要と改良点を示し、最終的に得られた水蒸気相変化量の3次元分布の推定結果を示す。

3.1 推定手法の概要

基礎式としては、水分量の保存式を (x, y, z) 座標系に関して表現した

$$\frac{\partial m_i}{\partial t} + u \frac{\partial m_i}{\partial x} + v \frac{\partial m_i}{\partial y} + w \frac{\partial m_i}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0} \cdot \frac{\partial R}{\partial z} \dots\dots\dots (7)$$

$$m_i = M/\rho_0 \dots\dots\dots (8)$$

を用いる。ここで、 Q が推定すべき単位時間、単位体積当りの水蒸気相変化量である。 R は大気に相対的な降水強度、 M は単位体積当りの水分質量とともに降水粒子の粒度分布を仮定した上で3次元レーダーデータから推定する。一方、 u, v, w, ρ_0 は2. と同じものを用いる。

ただし、レーダーデータは、水平方向には $3\text{ km} \times 3\text{ km}$ 、鉛直方向には 1 km (最低高度は 1.5 km) ごとの格子点上、時間的には5分ごとに確保してあるので、基礎式は、これらの格子間隔に対応する差分間隔で中央差分近似して Q を算定する。したがって、この差分式が有効となるよう、 R, M に関しては水平空間内では $15\text{ km} \times 15\text{ km}$ 、時間的には20分の範囲内のデータを平均して平滑化したものを用いる^{1),2)}。

3.2 R, M の推定とブライトバンドに起因する算定誤差の補正手法とその改良

すでに発表したように³⁾、現在対象としているスケールでは基礎式の各項の内 $\partial R/\partial z$ に関する項が Q の算定値の大きな部分を占めており、 $\partial R/\partial z$ の推定が重要である。そこで、ブライトバンドによる R, M の算定誤差を小さくするために、次のような手順を踏むこととする。

ステップ1: まず、レーダ方程式において複素誘電率によって定まる項 $|K|^2$ として、ブライトバンドよりも下層では水に対する値 0.93 を、ブライトバンドより上空では水に対する値 0.197 を用いてレーダ反射因子 Z を推定する。次に、降水粒子の粒度分布には、ブライトバンドよりも下層では Marshall and Palmer¹²⁾ による雨に対する分布、それより上空では Gunn and Marshall¹³⁾ による雪に対する粒度分布を用いて Z から R, M を推定し、3.1 の最後に述べたように水平空間内 $15\text{ km} \times 15\text{ km}$ 、時間的に20分のデータを平均して平滑化する。つまり、

粒度分布: $N(D) = N_0 \cdot \exp(-\Lambda(R) \cdot D)$

$$\text{ブライトバンドより下層: } \Lambda(R) = 4.10R^{-0.21}, N_0 = 0.08, \dots\dots\dots (9)$$

$$\text{ブライトバンドより上空: } \Lambda(R) = 2.55R^{-0.48}, N_0 = 0.038R^{-0.087} \dots\dots\dots (10)$$

を用いて、 Z から R, M を推定し、平滑化する。ただし、 D は cm 、 R は mm/h 、 N_0 は cm^{-4} 単位である。そ

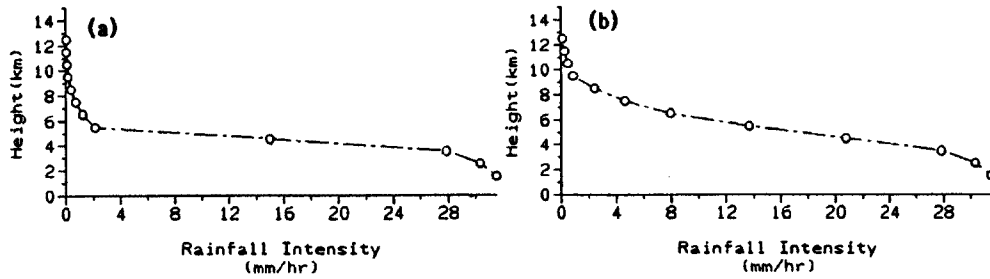


Fig. 2. Estimated vertical distribution of rainfall intensity relative to wind motion by use of the information from radar.

の上で、ブライツバンドの存在する高度の R , M はその上下の格子点上での推定値から線形内挿する。

以上がすでに発表した R , M の算定手順³⁾である。この手順により、層状性降雨の部分ではブライツバンドによる R , M 算定の大きな誤差は除去されるが、Fig. 2 (a) に示すように対流性降雨の部分では、層状性降雨内にブライツバンドの存在する高度 z_{br} (本例では 4.5 km 高度) の上下の R , M の算定値に相対的に大きな開きが生じ、 $\partial R/\partial z$ の算定に誤差をもたらす。そこで、さらに、

ステップ 2: 対流性降雨の部分のみ、 z_{br} 高度より上空の平滑化した R の算定値に高度に関する 3 次関数をあてはめて z_{br} 高度の値を外挿し、この外挿値と (9) 式によって求めた z_{br} 高度のとも平滑化した値が一致するよう各地点毎に (10) 式の N_0 値を定数倍する。つまり、対流性降雨部分では、 z_{br} 高度での算定値は (9) 式によるものの方が真値に近いと考える。ただし、3 次関数は N_0 の補正係数を定めるために用い、 z_{br} 高度より上空の R , M の値は補正した粒度分布を用いてもう一度算定し直す。これが R , M 算定に関する改良点である。これは $B-\beta$ 方式の算定式の B を修正することに相当する。このようにして Fig. 2 (a) の鉛直分布を修正した結果を Fig. 2 (b) に示す。

さて、ステップ 2 の手順の追加により、新たに層状性降雨と対流性降雨との判別が必要となる。そこで、ブライツバンドの存在する水平領域の決定方法を述べる。ブライツバンドの存在する領域は次のようにして算定する。①まず (9) 式の粒度分布を用いて z_{br} および $z_{br} - 2 \Delta z$ 高度の R を推定し、これらから $z_{br} - \Delta z$ 高度の $\partial R/\partial z$ の水平分布を算定する。②その $\partial R/\partial z$ 値を用いて $z_{br} - \Delta z$ 高度の Q を算定して、その値が負の領域をブライツバンドの存在する領域とし、そうでない降雨域を対流性降雨の領域と判断する。単に $\partial R/\partial z$ の正負で判断してもよさそうであるが、その場合、明らかに対流部分であるところを層状部分であると誤判断する例が多かった。

3.3 水蒸気相変化量の算定結果

Fig. 3 の (a) に、レーダから推定した 3.5 km 高度の降水強度分布と、(b) に水平空間内 15 km × 15 km、前後 10 分内の降水強度を平均して平滑化した 3.5 km 高度の降水強度分布を 86 年 7 月 21 日 23 時に関して示す。等値線は 1, 2, 4, 8, 16, 32, 64 mm/h について示してある。すでに述べたように Q の推定には (b) の分布を用いる。Fig. 4 (a) に、23 時の高度 3.5 km に対する水蒸気相変化量 Q の推定値の水平分布を、(b) に兵庫県中央部上空の鉛直分布を示す。図中の等値線は、絶対値が 1, 2, 4, 8, 16 × 10⁻⁷ kg/m³s について示してあり、実線が正值を表し、破線が負値を表す。

降雨分布図と比較すればわかるように、対流性降雨群の存在する兵庫県中央部や京都府南部に凝結を意味する強い正值が算定されている。また、兵庫県中央部の強雨域の東方にのびる層状性の降雨域では、蒸発を意味する負値も等値線に現われない程度の大きさで算定されている。このように、 Q の推定値の水平分布は、定性的には現象をよく説明づけている。一方、鉛直分布に関しては、かなり上空まで正值が算定されており、やはり定性的には現象を説明づける結果を得ている。さらに、ブライツバンドの高度で極端な極大となったりその上空では極端に絶対値が小さくなるという不自然な Q の分布³⁾はしておらず、 R ,

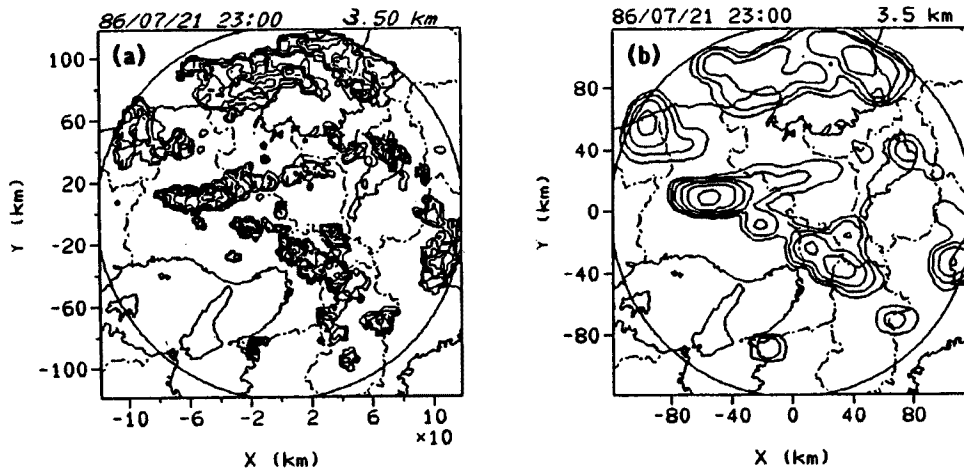


Fig. 3. Horizontal rainfall distribution at 3.5km estimated from radar information. ((a): non-averaged, (b): averaged over the horizontal area of $15 \times 15 \text{ km}^2$ and the duration of 20 minutes.)

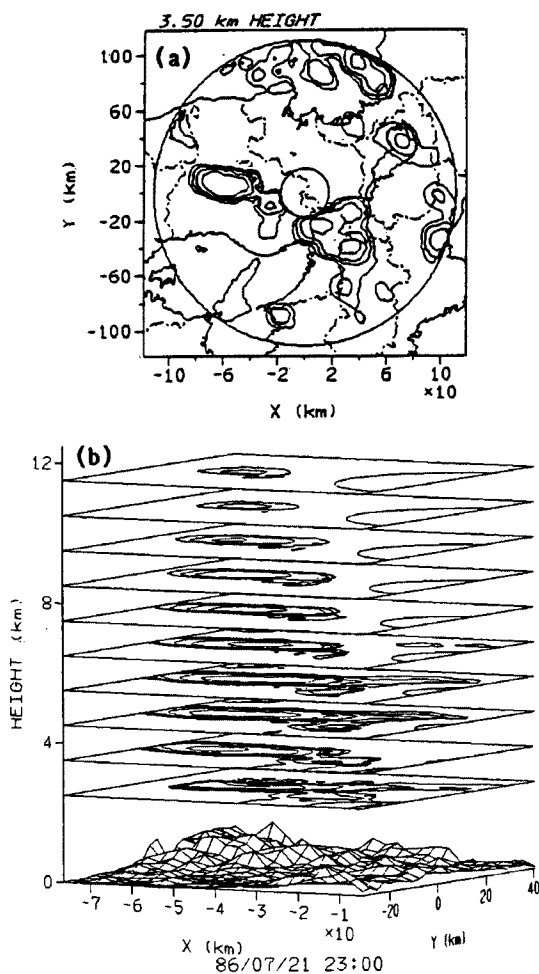


Fig. 4. Estimated distribution of the conversion rate Q .

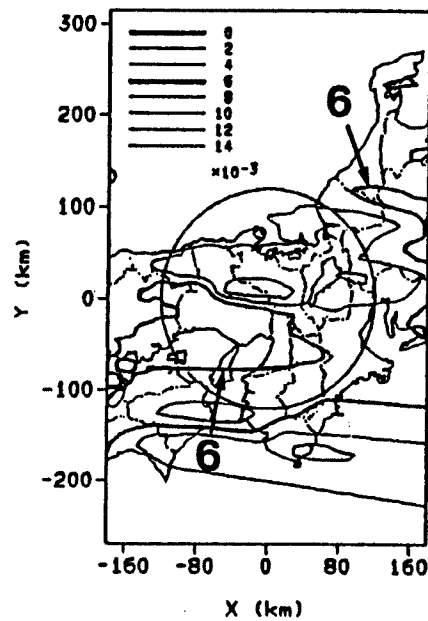


Fig. 5. Estimated distribution of mixing ratio at the height of 5km.

M の算定方法改良の効果が現れている。

次に、これらの算定値が定量的にどの程度有効であるかを水蒸気の保存式(3)を時間更新しながら m_v に負値が生じるかどうかで調べた。 $u, v, w, (\omega)$ は Q の算定に用いたものとした。差分近似の方法、格子点の配置、 m_v の初期および境界条件の与え方は、4. の降雨計算におけるものと同じとする。(3)式の Q に、23時の推定値を用いて固定し、 $\Delta t = 15$ 秒として5時

間計算させた後の海拔高度 5000 m の結果を Fig. 5 に示す。この高度と同様、他の高度においても負値はあらわれておらず、 Q の算定値はオーダー的にみても有効であることがわかる。

4. 降雨生起場のモデル化

4.1 モデルおよびその改良点

メソ擾乱を水蒸気から水分への変換能率のよい移動する場ととらえ、不安定場あるいは降雨生起場と呼ぶことにする。もともと不安定場の通過によってもたらされる降水の分布は、地形の影響を受けて非常に複雑な挙動をするため、わが国では、random field の考えをそのまま降雨分布に適用するのは難しく、むしろこういった降雨生起場に適用すべきである。一方、種々の降雨生起場のモデル化が考えられる。すでに発表したように最初の試みとして、

モデル1：水蒸気から水分への変化量の過飽和水蒸気量に対する割合 α を考え、移動する α の水平分布によって降雨生起場を定義する。

というモデル化を行い、 α の分布としては、バンドの中心となる軸を考え、軸方向および鉛直方向には α の分布は一樣とし、軸に直角方向には軸からの距離を r (km) として、

$$\alpha(r) = \frac{\alpha}{(2\pi)^{1/2}\sigma} \exp\left\{-\frac{1}{2}\left(\frac{r}{\sigma}\right)^2\right\} \dots\dots\dots (11)$$

として、 α の分布を移流させながら降雨計算を行ない、レインバンドの形態が地形の影響を受けて変化する様子を良好に再現するという結果を得ている⁷⁾。このような単純な α の分布形を採用したのは、地形の影響を受けていない単純な分布形を有する場が存在するという考えに立ち、単純な降雨生起場から、地形、水蒸気流入量の偏りを通してどの程度、複雑な降雨分布およびその時間変動を再現できるかの見通しを得るためである。

本報告では新たに、

モデル2：飽和水蒸気量が数値計算で算定される値の $(1-\alpha)$ 倍に抑えられる場が移動すると考え、モデル1と同様、移動する α の水平分布によって降雨生起場を定義する。

というモデル化を行い、モデル1と同様にして降雨の再現計算を行なう。

このように新たな不安定場を設定したのは、用いている3次元風速場においては過飽和となるのが主に山岳部であることからモデル1では下層の水蒸気流入量の偏りよりむしろ主に地形分布そのものが降雨分布に影響し、モデル2では下層の水蒸気流入量の偏りも降雨分布に影響するものと考えられ、これら両モデルの再現結果の違いから実際の降雨分布のどの部分が本質的に地形の影響を受けているのかを確認するためである。

ただし、中心軸から遠い領域、実質的には 3σ 以遠の領域では、 $\alpha \approx 0$ であるから、モデル1では水蒸気から降水への変換は行われぬ。しかし、モデル2では、 $1-\alpha \approx 1$ となり、 3σ 以遠でも過飽和は許さないという条件のもとで水蒸気から降水への変換が行われ、モデル1とモデル2の再現結果の比較から地形の影響を抽出するのに不都合である。そこで、モデル2においても中心軸から 3σ 以遠の領域では水蒸気から降水への変換はおこなわないこととする。

4.2 降雨分布の算定手順の概要

既に発表したように、降雨の算定のために基礎式を、時間的には前進差分、移流項は上流差分、その他は中央差分で近似しておく。ここでは、5., 6. の説明に必要な時間差分についてのみ繰り返し簡単に触れておく。

Colton¹⁴⁾と同様、 Q は直接算定しないで Asai¹⁵⁾の方法を用いることによって、相変化にともない放出あるいは吸収された潜熱が飽和混合比を変化させる効果を考慮した上で θ , m_v , m_i , m_s の時間更新を行なう。ただし、 m_s は飽和混合比である。具体的には、

①まず、 Q を0とおいた(2)~(4)式を用い、水蒸気相変化を考慮しない仮の時間更新値 θ^* , m_v^* , m_i^* , m_s^* を前進差分により算定する。ただし、 m_s^* は、総観場の気圧 p_0 と θ^* から得られる T^* を用いて

$$m_s^* = \frac{3.8}{p_0} \exp \left\{ \frac{17.3(T^* - 273.2)}{T^* - 35.9} \right\} \dots\dots\dots (12)$$

によって求める。

②次に Asaiの方法を利用して、水蒸気の相変化に伴う水および熱収支を考慮して、差分時間間隔 Δt 内の混合比の変化量 δm を算定する。つまり、

モデル1:

$$\delta m^{**} = \begin{cases} \alpha_1(m_v^* - m_s^*), & (m_v^* \geq m_s^*), \\ m_v^* - m_s^*, & (m_v^* < m_s^*) \end{cases} \dots\dots\dots (13)$$

$$\delta m^* = \delta m^{**} / \left\{ 1 + \frac{L^2}{C_p R_v} \left(\frac{1000}{p} \right)^{2R_d/C_p} \frac{m_s^*}{\theta^{*2}} \right\} \dots\dots\dots (14)$$

モデル2:

$$\delta m^{**} = m_v^* - (1 - \alpha_2)m_s^*, \dots\dots\dots (15)$$

$$\delta m^* = \delta m^{**} / \left\{ 1 + \frac{L^2}{C_p R_v} \left(\frac{1000}{p} \right)^{2R_d/C_p} \frac{(1 - \alpha_2)m_s^*}{\theta^{*2}} \right\} \dots\dots\dots (16)$$

によって δm^* をモデルごとに異なった手順で算定し、

$$\delta m = \begin{cases} \min\{m_v^*, \delta m^*\}, & \delta m^* \geq 0, \\ -\min\{m_i^*, -\delta m^*\}, & \delta m^* < 0 \end{cases} \dots\dots\dots (17)$$

によって Δt 時間内の混合比の変化量を算定する。ここで δm と水蒸気相変化量 Q とは、

$$\delta m = \Delta t \cdot Q / \rho_0 \dots\dots\dots (18)$$

なる関係を有する。

③最後に、

$$\theta = \theta^* + \frac{L}{C_p} \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_d/C_p} \cdot \delta m; m_v = m_v^* - \delta m; m_i = m_i^* + \delta m \dots\dots\dots (19)$$

によって、 θ , m_v , m_i の時間更新値を算定する。ただし、 R_d , R_v はそれぞれ乾燥空気、水蒸気の気体定数、 C_p は定圧比熱である。また、 α_1 , α_2 はそれぞれモデル1およびモデル2のパラメータである。

4.3 2つのモデルによる降雨分布の再現結果の比較

差分計算の格子点は、水平方向には $9 \text{ km} \times 9 \text{ km}$ の間隔で、鉛直方向には

- $s = 10, 50, 100, 200, 400, 600, 800, 1000, 1200, 1400, 1600, 1800, 2000, 3000,$
- $4000, 5000, 6000, 7000, 8000, 9000, 10000, 11000 (\times 1/11000),$

にとり、時間的には $\Delta t = 15$ 秒とした。

Fig. 6 にアメダス地上風をもとに作成し、降雨計算に用いる3次元風速場算定の下端条件とした地表

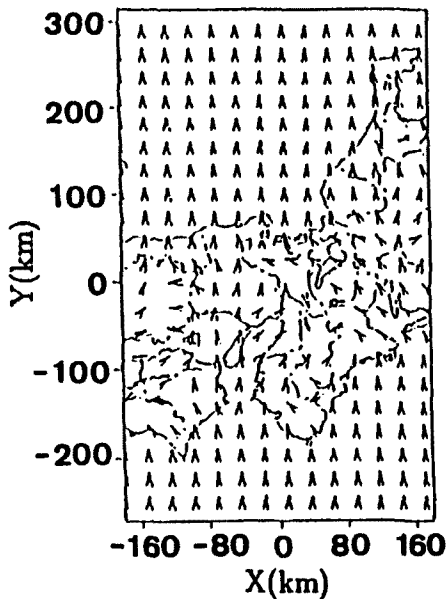


Fig. 6. Distribution of horizontal wind at $s=10/11000$ estimated from AMeDAS information and used for bottom boundary condition.

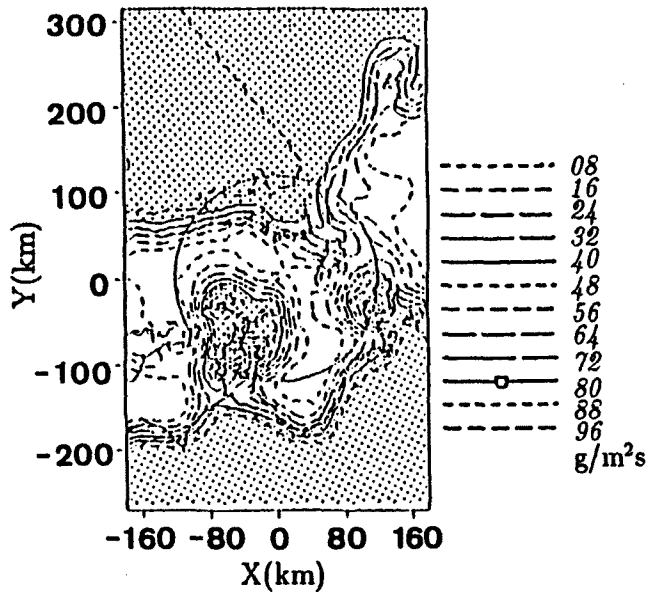


Fig. 7. Estimated distribution of the amount of water vapor flux at $s=10/11000$. In the shaded areas the amount is relatively large.

約 10 m 高度 ($s = 10 / 11000$) の水平風速分布を示す⁷⁾。矢の長さは時速を表す。また、用いた 3 次元風速には地表約 200 m 高度まで水平風速の不均一性が算定されている。

一方、水蒸気流入量算定のための初期値および境界値は、高層観測データに基づいて、相対湿度が標高 0 m で 98%、3000 m で 90%、上端で 50%、他はこれらの線形内挿値を与えた。Fig. 7 に算定した 6 時間後の水蒸気流入量分布を示す。網がけをしてある部分は他より流入量が多い。陸上部の流入量分布は 2 時間後の算定結果とほとんど同じで、定常状態に達している。この図から、地形による下層風速場の不均一性によって、豪雨への主な水蒸気の供給源である下層水蒸気の流入量が淡路島、兵庫県南部および大阪湾を含む範囲で多くなっていることがわかる⁷⁾。

次に、降雨分布の再現結果を示す。Fig. 8 はレーダー情報から推定した 2.5 km 高度の大気に対する相対的な降雨強度分布である。降雨生起場の中心軸は、モデル 1 について昨年発表したのと同様に、2 時の分布図に京都府を縦断する形で存在するレインバンドに対応させ、東方向に時速 40 km で計算領域を通過させた。降雨計算は、中心軸の南東端 ($y = -70$ km) が Fig. 6, Fig. 7 に示したこの計算領域の西端に位置する時点からスタートした。 m_i の境界条件の与え方は m_v と同じとし、境界値が必要なところでは初期値と同様すべて 0 とした。ただし、昨年発表したモデル 1 の結果に関しては、温位に関して水平拡散を表現するために、各計算ステップにおいて Low pass filter を用いた平滑化を行っていたが、温位だけ平滑化を行なうのは首尾一貫していないことと、平滑化を行なうのに多くの計算時間を要するために本計算手法を実時間手法に発展させるのに好ましくないという 2 点から、平滑化を省略した。一方 (11) 式の σ は 10 km とし、 a はケース 1 では σ が 10 km のときに $a(0)$ が 2 となるよう、ケース 2 では 0.2 となるよう定めた。

Fig. 9 にモデル 1 の再現結果の一部を示す。図中、移動している太線は各時刻の降雨生起場の中心軸を表す。昨年発表したのと同様、降雨生起場の中心が近づく前に中心軸前方の水ノ山あたりで強雨域が生じ、バンドが東進するに従い強雨域は兵庫県中央部の山岳地帯へ広がり、中心軸方向からさらに反時計回りに傾いたレインバンドを一時形成する。このとき降雨生起場が東進しているにもかかわらず、水ノ山か

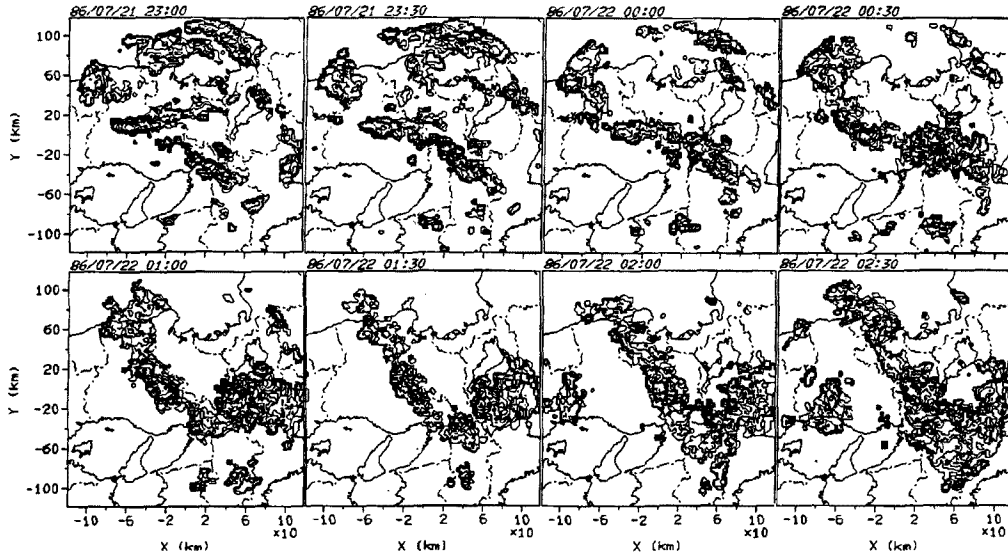


Fig. 8. Time series of the rainfall distribution at 3.5km.

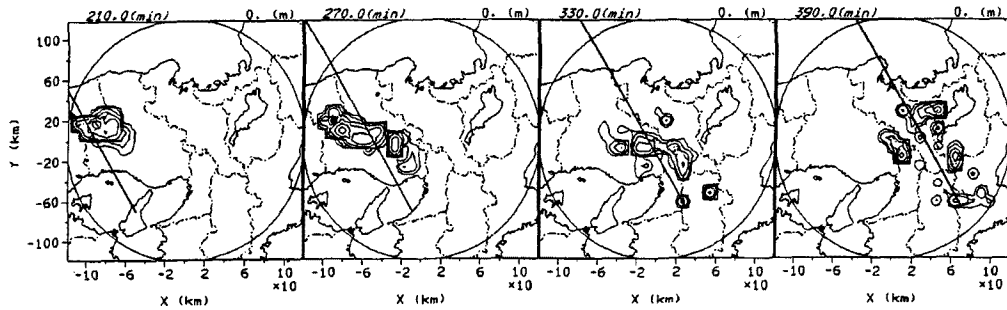


Fig. 9. Calculated rainfall distribution and its time variation by use of Model 1.

ら兵庫県中央部あたりにかけて雨域が停滞している。その後次第にレインバンドは立ち上がり、降雨生起場の軸に沿うようになる。このように、中心軸を定める以外レーダ情報を一切用いていないにもかかわらず、再現したレインバンドの形状およびその時間変動特性は、最初は湾曲していて次第に直線状になるというレーダ観測によるレインバンドの特性をかなり良好に再現しており、こういった形状が地形の影響によって生じていたということをはっきりと証明している。

ただし、やはりこのモデル1では海上部や京都府南部の強雨域は再現されていない。これは、降雨の再現に用いた風の流れが、地形を考慮しているとはいえ層状の流れに近いものであったこと、およびモデル1では過飽和水蒸気量の α 倍を水分に変換させたことにより、山岳部でしか降水が算定されないからである。そこで、山岳部以外でも降水が生じなおかつ地形の影響も表現できる場としてモデル2の場の定義にしたがって計算を行なった結果をFig. 10に示す。京都府南部や海上部でも降雨生起場が通過する際に強雨が算定されている。とくに、中心軸が大阪湾を通り大阪平野にさしかかるまでの期間、このあたりの降水強度が増大しており、やはりモデル2のモデルはFig. 7に示した水蒸気流入量の偏りが降水分布に及ぼす影響を表現できるものであることがわかる。また上記した地形の影響も、モデル1よりは小さいものの再現されている。

以上のように、単純な分布形をもつ降雨生起場から、地形および水蒸気流入場の偏りの影響を受けた複

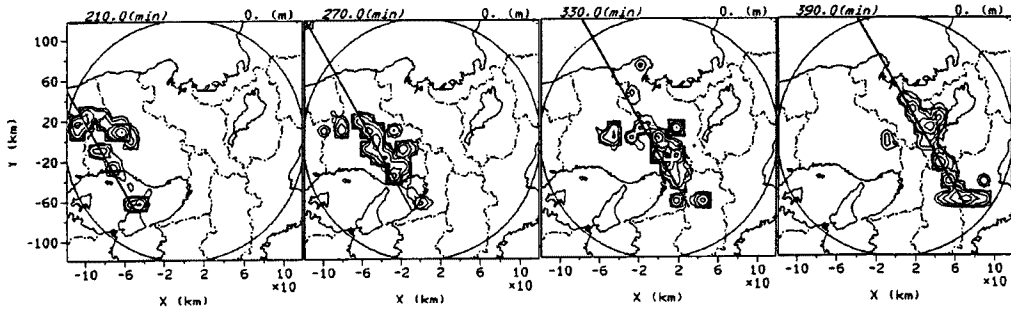


Fig. 10. Calculated rainfall distribution and its time variation by use of Model 2.

雑な降雨分布が本質的には再現可能であり、レーダ情報等から降雨生起場の逆推定が可能となれば本手法を用いて短時間降雨予測が可能であることが示された。

5. 3次元レーダ情報を用いた降雨生起場のパラメータの推定

4. では、2つの不安定場に対してパラメータ α をある軸に沿って一様とし法線方向には (11) 式に従うという、比較的単純な分布形を仮定して降雨計算を行なった。ここでは逆に、3. で算定した水蒸気相変化量 Q の3次元分布を用いてパラメータ α を算定し、得られた分布について考察を加える。

5.1 水蒸気相変化量の算定値を用いた不安定場のパラメータ推定手法

降雨生起場の逆推定は、4. の降雨計算時の手順とは逆に水蒸気相変化量 Q を既知として、

① Q, u, v, ω, ρ_0 を既知とし固定したまま、(2), (3) 式を用いて定常に近い θ, m_v の分布を求めておく。

② その上で、4.2 の最後に述べた手順①に従って m_v^*, m_s^* を算定し、その上で (18) 式の δm に (13) あるいは (15) 式の δm^{**} を代入することによって得られる

$$\Delta t \frac{Q}{\rho_0} = \begin{cases} \alpha_1 (m_v^* - m_s^*), & (m_v^* > m_s^*) \\ m_v^* - (1 - \alpha_2) m_s^*, & (Q \neq 0) \end{cases} \dots\dots\dots (20)$$

によって、 α_1, α_2 を算定する。ただし、前述したように α の添字 1, 2 はそれぞれ、4.1 でのモデル 1, モデル 2 に対応する。

ここで δm の代わりに δm^{**} を (18) 式に用いたのは、つまり Asai の方法による修正を行わないのは、3次元レーダー情報から得られる Q の値は相変化の実現値であり、したがって潜熱の放出・吸収によって飽和混合比に変化が生じるという Asai の方法によって考慮している効果が生じた結果を Q の値は反映していると考えてよいからである。一方、モデル 2 に関しては、 $Q=0$ の領域ではパラメータ α_2 は不定と考え、その領域では ($Q=0$ という意味から) 予測計算においては水蒸気・降水間の相変化は生じさせない。

さて、上式中には差分時間間隔である Δt が存在する。モデル 2 に関しては、 $Q \neq 0$ の場合 (20) 式は

$$\frac{Q}{\rho_0} = \frac{d}{dt} \{ (1 - \alpha_2) m_s \} \dots\dots\dots (21)$$

の近似式となり、差分近似による誤差という意味を除いては、 α_2 は差分時間間隔とは独立である。一方、モデル 1 に関しては (21) 式のような微分方程式の近似式とはなっておらず、 α_1 と Q との関係は Δt に依

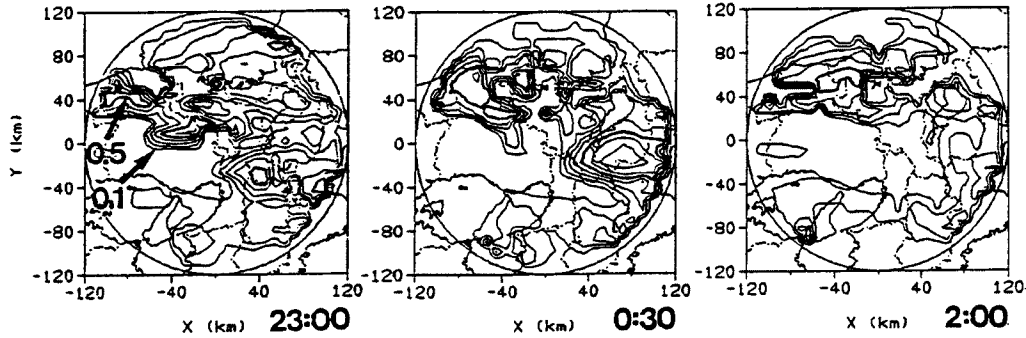


Fig. 11. Estimated distribution and its time variation of parameter α_2 .

存する。したがって、モデル2の方がモデルとしては首尾一貫しているといえる。

5.2 モデルパラメータの推定結果

23時、0時30分、2時の3時刻について、 α_1 、 α_2 の値を算定した。降雨計算時と同様 $\Delta t = 15$ 秒とし、①の手順は2時間分進めた。まず、モデル1に関しては α_1 値が算定された領域はほんのわずかであった。これは、4.3の降雨計算時と比較して $m_p^* - m_s^*$ が負になっている領域が大きいためである。これについては後で考察する。

次に、標高3500 mにおける α_2 の算定値をFig. 11に示す。分布のピーク値は0.5~0.6程度で降雨計算時に設定した値0.2(4.3の降雨計算で算定された R は実際の降雨強度と比較しても適当な大きさであった)よりは大きくなっている。図には示さないが、より上空ではピーク値がもう少し大きくなる。これは上空に行くほど $m_p^* - m_s^*$ が小さくなることによる。一方、降雨計算に用いている深山上空の風向風速鉛直プロファイルを示す。これとFig. 4に示した23時の水蒸気相変化量分布およびFig. 11の23時のパラメータ分布とを比較すれば、 Q の正值分布のピーク位置の若干風

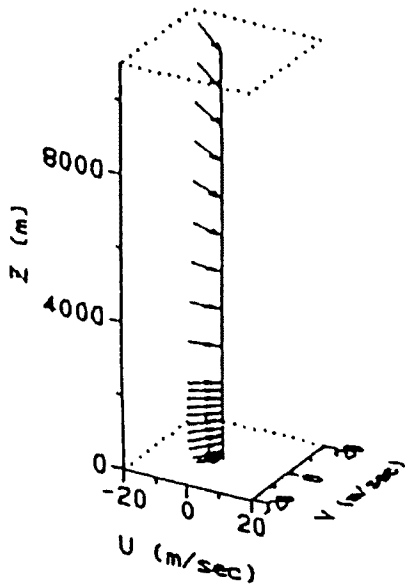


Fig. 12. Vertical profile of horizontal wind used for rainfall prediction, over the radar site.

下側に α_2 分布のピークが存在する傾向にあることがわかる。これらは、 α_1 が小さくなったのと同様、4.3の降雨計算時と比較して $m_p^* - m_s^*$ が負になっていることによる。

こういった結果を得たのは、これらの高度においては流入させた水蒸気量に対して、水蒸気相変化量 Q の値が相対的に大きいことが1つの原因だと推定される。つまり、降雨生起場のパラメータ推定には地形に沿った層状に近い流れを用いその流れに沿って水蒸気を流入させているので、それがたとえ飽和に近い水蒸気を含んだ流れであったとしても、実現象においては対流現象によって下層からの水蒸気の供給があり、実際の水蒸気相変化量は今回パラメータの逆推定に用いた水蒸気流入量に比して相対的に大きくなるのが妥当だといえる。また、3.2の Q の推定時に、降雨計算時と同様層状流れに対応する風速を用いたとはいえ、算定した水平空間スケールにおいては移流項に比べて $\partial R / \partial z$ 項の方がかなり大きく³⁾、算定されている Q は下層から水蒸気の供給も受けた結果を表現していると考えた方がよい。したがって、流入水蒸気量よりも用いた Q のほうが相対的に大きいからといって Q の算定値が絶対的に大きすぎると判断することはできず、むしろ層状に近い流れに沿って流入してくる水蒸気量を用いて降雨生起場をモデル化

しているところに Q が相対的に大きくなる原因が存在すると判断したほうがよい。つまり、降雨の生起場モデルを鉛直流を取り入れた形で発展させて行く方がよいといえる。

一方、 Q の算定値が現象より大きい場合は放出される潜熱が大きくなり、その結果現象より大きな θ 、従って大きな m_s が算定され、やはり、 $m_v^* - m_s^*$ を負の方向に変位させることになる。そこで、23時に関して5.1①の手順終了後の温位 θ の分布を調査した。つまり、3次元レーダー情報から推定した水蒸気相変化量 Q に応じて、潜熱を放出・吸収させた結果得られる θ の分布を調査した。まず、Fig. 13に深山レーダーサイト上空を通る東西鉛直断面内の総観スケールの温位分布を示す⁶⁾。これを見ると総観場の状況は $\partial\theta/\partial z$

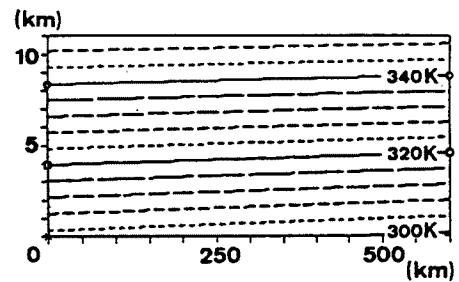


Fig. 13. Contours of potential temperature in the synoptic scale in the east-west vertical section.

> 0 であることがわかる。一方、Fig. 14に23時に関する調査結果のうち、3.5 kmおよび4 km高度における θ の3次元分布を示す。若干わかりにくいのが、各高度に近畿地方の地図も描いてある。 Q が推定されているのは2.5 km高度以高なので、潜熱の放出・吸収の効果が現れているのはその高度以高である。3.5 km高度に関して同時刻のパラメータ分布 (Fig. 11) と比較すれば、パラメータ分布のピーク位置に温位のピークが位置する傾向にあり、他の高度においても同じことがいえる。したがって、潜熱の放出そのも

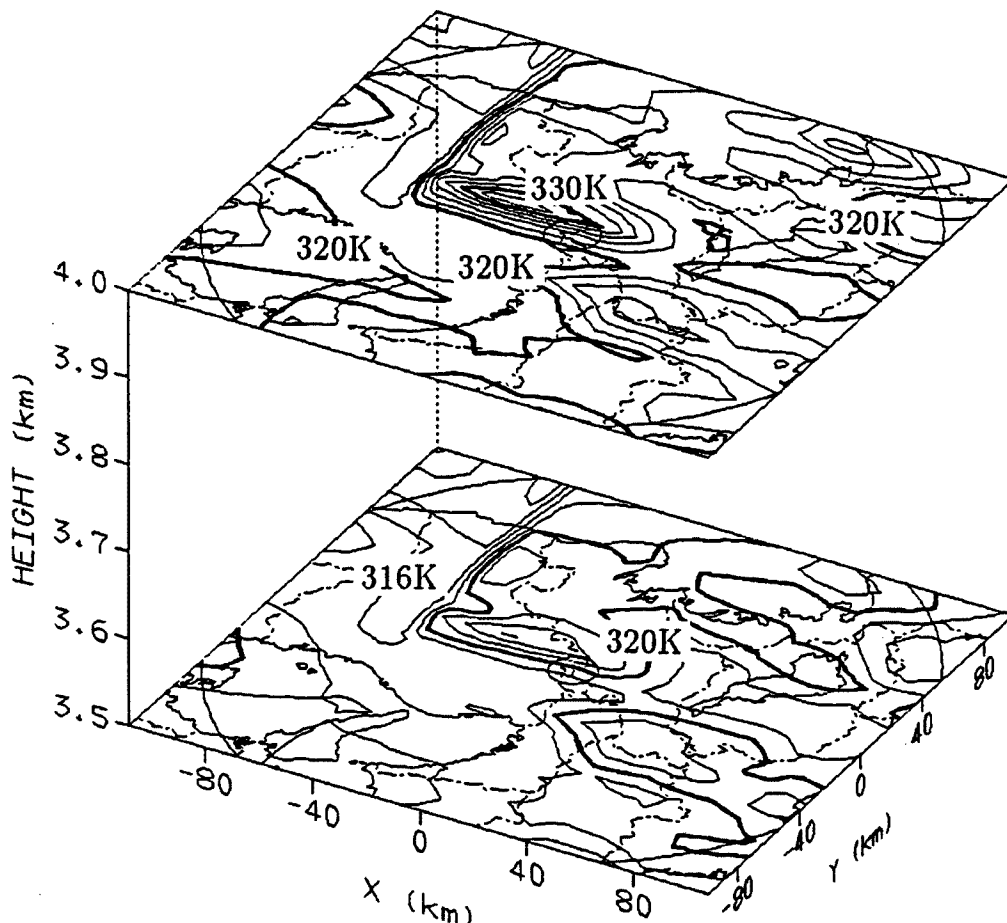


Fig. 14. Initial distribution of potential temperature used for prediction.

のも $m_v^* - m_s^*$ を負にシフトさせる要因となっている。しかし、温位のピーク値は 3.5 km 高度で 326 K 程度、4 km 高度で 333 K 程度であり、これらの値は乾燥断熱過程で考えれば現象にそぐわない不自然に大きな値のようであるが、偽湿潤断熱過程で考えれば地上で 20°C ~ 30°C 程度（偽湿球温位はこれより若干小さくなる）であり必ずしも現象にそぐわないとはいえない。つまり、熱収支からみれば算定されている Q の値は実現象よりも若干大きい可能性はあるものの実現象に矛盾しない値であり、やはり $m_v^* - m_s^*$ を負にシフトさせている大きな要因は相対的に流入する水蒸気流入量が少ないことによると考えた方がよさそうである。ただし、降雨計算の基礎式に熱力学的方程式を含めているとはいえ、不安定場のモデル化を主に水収支という観点から行ってきた。にもかかわらず、本モデルの算定結果は熱収支という点も実現象との大きな不整合はなかったが、しかし次ステップで水蒸気の鉛直輸送を含めたモデル化を行なう際には、新たに熱収支という観点からもモデル化を進めて行くべきである。

次に、 α_2 の分布形状およびその時間変動について考える。まず、領域中央部を北西から南東に延びる傾き 45° の軸が想定できるものの、 α_2 の分布は 4.3 で設定したように軸方向に一樣なものではない。軸方向に一樣な分布でない理由としては、①現象そのものである、②レーダエコーの存在する部分のみ α_2 が算定されている、の 2 つが考えられる。もちろん後者の影響も大きいとは考えられるが、本質的には①によるものと考えるのが自然である。

しかし、分布の時間変動については、軸が若干傾きを小さくしながらほぼ等速で東進し、また、分布形状の変化も降雨分布そのものの変化に比すれば小さなものといえる。つまり、レーダエコーの存在する領域のみの算定値にもかかわらず比較的分布が安定しており、時間変動という意味において地形による影響が比較的フィルタリングされた場となっており、ある時刻について算定したパラメータ α の分布をそのまま移流させて 4. の手順に従って予測計算を行う可能性が十分存在することが示された。

6. 3次元レーダ情報から推定した降雨生起場を用いた降雨予測実験

最後に、5. で算定したパラメータ α_2 の分布を用いて予測実験を行なったのでその手順および結果を示す。以下、モデル 2 に限定するので α の添え字は省略する。

6.1 降雨予測の手順

まず α の 3次元分布を予測する。2. でも述べたように、レーダー観測域を通過する間は地形の影響を受けずに構造が変化しないまま通過する場をパラメータ α によって表現するのが目的であったから、その主旨に従って、

$$\alpha(x, y, s, t) = \alpha(x - u_f \cdot (t - t_0), y - v_f \cdot (t - t_0), s, t_0) \dots \dots \dots (22)$$

によって、 α の 3次元分布を予測する。ただし、 t_0 は予測の開始時刻であり、したがって $\alpha(x, y, s, t_0)$ は $Q(x, y, s, t_0)$ から逆推定した α の 3次元分布である。また、 (u_f, v_f) は不安定場 (α の分布) の平行移流ベクトルである。本報告では最初の予測実験ということできりあえずこのように平行移流を仮定したが、それ以外の移流形態は、移流モデルを用いた降雨予測手法¹⁰⁾をそのまま α の分布の予測に用いることで表現することができる。

次に、(20)式のモデルの定義に従い、水蒸気相変化量 Q の予測を行なう。つまり、 α が不定でない場合は、

$$Q(x, y, s, t) = \rho_0(x, y, s) \frac{d}{dt} \{ (1 - \alpha) \cdot m_s(x, y, s, t) \}, \dots \dots \dots (23)$$

α が不定の領域では

$$Q(x, y, s, t) = 0 \dots \dots \dots (24)$$

によって時刻 t の Q の 3次元分布を算定し、この (23), (24)式と (2)~(5)式を連立させて降雨の予測計算を行なう。

ただし、(2)~(5)式および (23), (24)式の連立計算の具体的な手順は4.2で述べた手順と同じで、直接 Q の値は算定せずに (22)式から得られる各時刻の α 値を用い (15)~(17)式および (19)式を用いて、 θ , m_w , m_i の時間更新を行なう。

6.2 予測実験の結果

用いたパラメータ α の分布は 23 時の算定結果で、この分布をそのまま水平方向に移動させながら降雨計算を行いそれを予測実験とした。移動速度は Fig. 11 から判断しておよその速度としてまずは東方向に時速 17 km とした。計算領域は4.3と同様 Fig. 6, Fig. 7 に示した領域とするが、4.3の手順に従って水蒸気から降水への変換計算を行なうのは α の値が算定されている領域だけとした。したがって、2.5 km 高度より下層では降水への変換計算は行なわない。

さて、予測実験を行なう前にまず、23 時の α の分布を固定したままその時刻の降雨分布を4.2の降雨計算の手順に従って再現した。 m_w , θ は α を算定した時点のものつまり5.1①の手順を2時間進めた結果を初期値とし、 m_i の初期値はすべて0として、30分計算を行なった。3.5 km 高度の結果を Fig. 15(a) に示す。Fig. 16(a) は水蒸気相変化量 Q の算定に用いた平滑化されている大気の流れに相対的な降雨強度分布であり、再現されるべき分布である。水平方向の格子点間隔 (Fig. 15 は 9 km, Fig. 16 は 3 km) の違いを考慮すればかなり良好に再現されており、降雨計算の差分化等の手順が有効であることを示している。

さて、予測実験の結果を Fig. 15 の (a) 以外に示す。ただし、 m_w , θ , m_i の初期値は上の再現計算の初期値と同じとした。つまり (a) の再現結果は初期値としては用いなかった。図には7時間先までの予測結果を示しているが、設定した降雨生起場の移動速度が小さすぎたために、3時間~4時間程度先までの予測結果と考えた方がよい。したがって、どれがどの時刻の予測結果であるとは断定できないので、全体的な時間変動特性を比較する意味で、3.5 km 高度の平滑化してある観測降雨強度分布を、初期時刻である 23 時から 2 時 30 分にかけて 30 分ごとに Fig. 16 に示す。

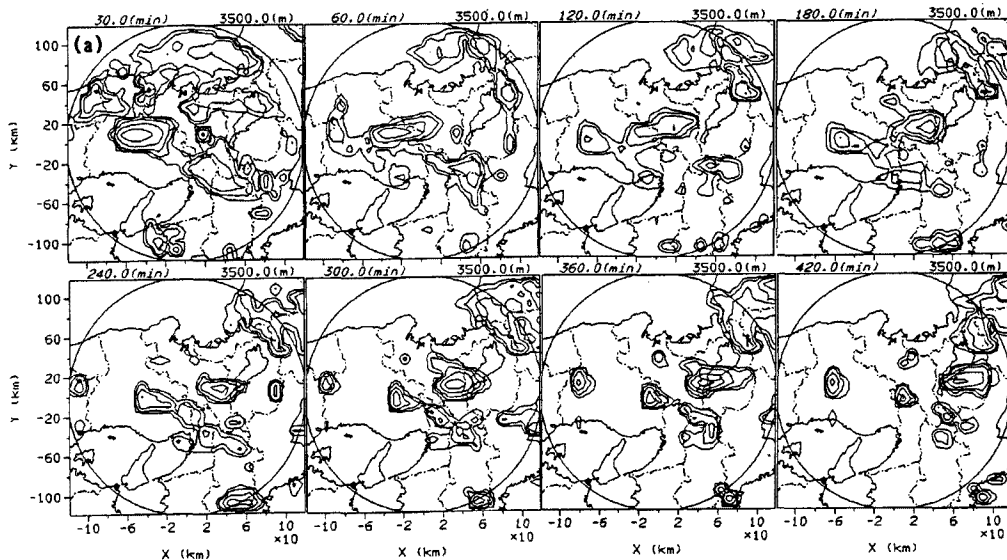


Fig. 15. Predicted rainfall distribution at 3.5 km height by use of the easterly directed advective velocity of instability field being 17 km/h.

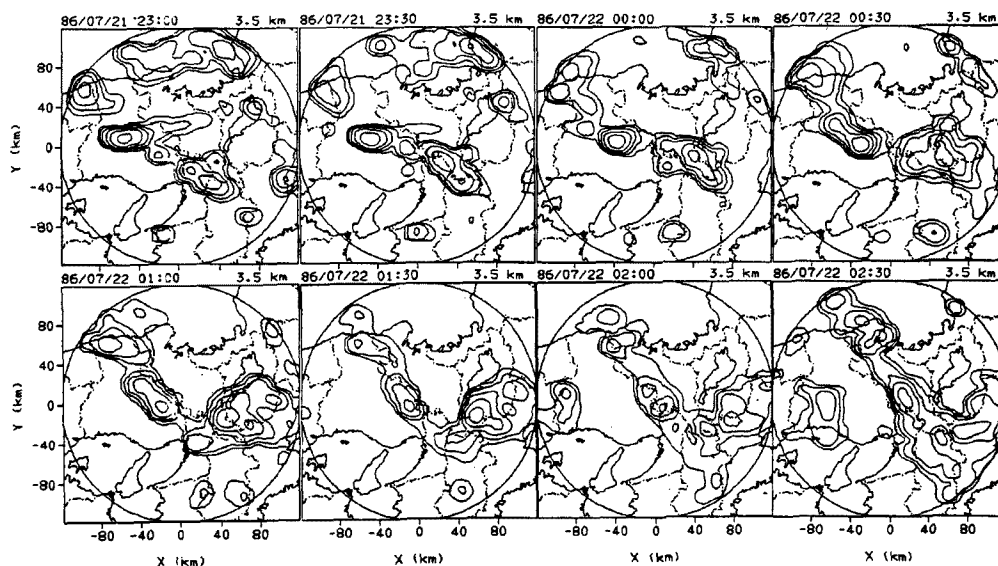


Fig. 16. Time series of smoothed rainfall distribution estimated from radar information. Smoothing was done by averaging the intensity over the horizontal area of $15 \times 15 \text{ km}^2$ the duration of 20 minutes.

以下、両者の比較から確認される点を列挙する。ただし、混同を避けるために、Fig. 15の予測結果をさすときはたとえば60分先、Fig. 16のレーダ観測分布をさすときは0時30分といった述べ方をする。まず良好に予測されている点を列挙する。

- ① まず60分先の六甲山あたりで雨域が発生し、それが大阪湾を通り大阪平野に上陸するにつれて発達しながら雨域が広がり、その結果京都府南部から奈良県北部にかけて大雨を降らしている。これは、すでに発表したような六甲あたりで繰り返し発生した雨域が東進しながら発達し京都府南部に大雨をもたらすという状況⁴⁾を良く予測しており、特にこのように局地的に発生・発達して行く状況は従来の降雨パターンの時間変動の外挿では予測できなかった。
- ② もちろん4.3の再現計算と同様、兵庫県中央部の強雨域が停滞することも予測されている。ただし、 α の算定されている領域に西端が存在するために、雨域は西の方から欠けてくるように見える。
- ③ ①、②により、180分先から240分先あたりで、0時から0時30分あたりの分布に対応するように、兵庫県から奈良県にかけてのレインバンドが予測されている。
- ④ 発生場所はやや異なるが、和歌山県で発生した雨域が発達して東方に進んで行くのも良く予測されている。また、大阪府東部の生駒山をトリガーとした雨域が発達しながら東進するのも予測されている。Fig. 16では、この状況がはっきりとは孤立して現われてはいないが、それ以前の分布図では孤立した形でよく現われている。
- ⑤ 若狭湾上を東進する雨域に関しても、それが上陸してから停滞する状況が、程度の差はあるものの予測されている。
- ⑥ また、後半で生じている滋賀県南部の強雨も、そこにいたる雨域の経路は異なるものの予測されている。

以上のようにかなり良好な予測結果となっている。

次に、あまりうまく予測されていない部分に注目すれば、

- ① 180分先から240分先にかけて形成されているレインバンドは、レーダ観測のものに比べて北西方向に短くなっている。
- ② 最終的に観測されているきれいな直線状のレインバンドが予測されていない。

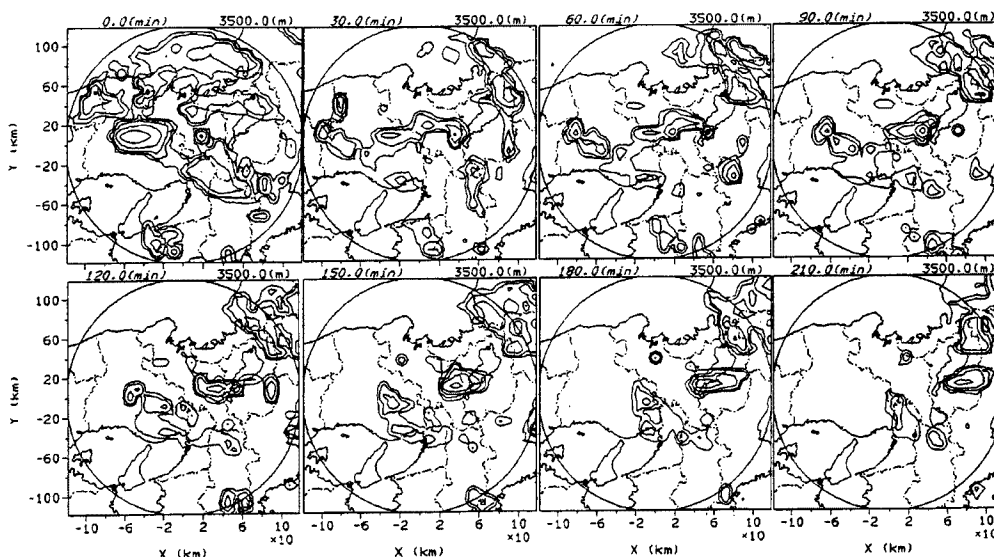


Fig. 17. Predicted rainfall distribution at 3.5km height by use of the easterly directed advective velocity of instability field being 34km/h.

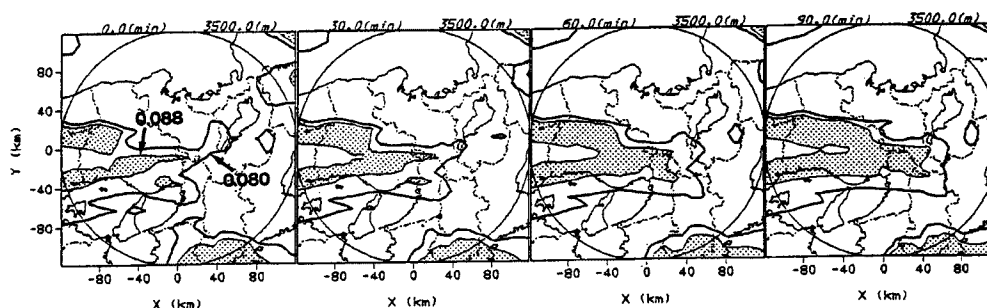


Fig. 18. Predicted distribution of the amount of water vapor flux at 3.5km height.

が挙げられる。①に関しては、すでに述べたように α の算定されている領域つまり水蒸気から降水への変換計算をする領域が東方にずれて行くためである。②に関しても同じことがいえるが、もう一つ、60分先の時点ですでに兵庫県北部の雨域の算定のされ方が弱く、それがその後消滅してしまっていることによる。これについては、不安定場モデルの定義に立ち戻って調査してみる必要がある。

さて、今示した例では α 分布の移流速度が遅すぎたので、速度を2倍にして行なった予測結果をFig. 17に示す。速度の違いにより予測降雨分布に若干の違いがみられるものの、Fig. 15に関して述べたことはそのまま成り立っている。たとえば、六甲山あたりで雨域が発生し発達しながら東進するという様子と同じように予測しており、特に、これらが繰り返す様子を予測しているという点ではこちらの方が良好である。そこで、最後に、これらの発生・発達が本予測実験によってなぜ予測可能であったのかの理由を示す。

Fig. 18はFig. 17に対応する3.5 km高度における水蒸気フラックスの大きさ（以下、水蒸気流入量という）の水平分布である。特徴的なのは、水平風速分布がほぼ一様であるにもかかわらず領域西端中央部から京都府南部へ延びる高水蒸気流入量域が存在することであり、この領域は移流によって次第に東方に延びるとともにその大きさそのものも増している。六甲山あたりでの雨域の発生や東進しながらの発達は、この高水蒸気流入量域と、Fig. 11の23時の分布において大阪湾上空および淡路島北西部に存在する α が0.1程度の降雨生起場との相互作用によるものといえる。それではこの高水蒸気流入量域が何によって生

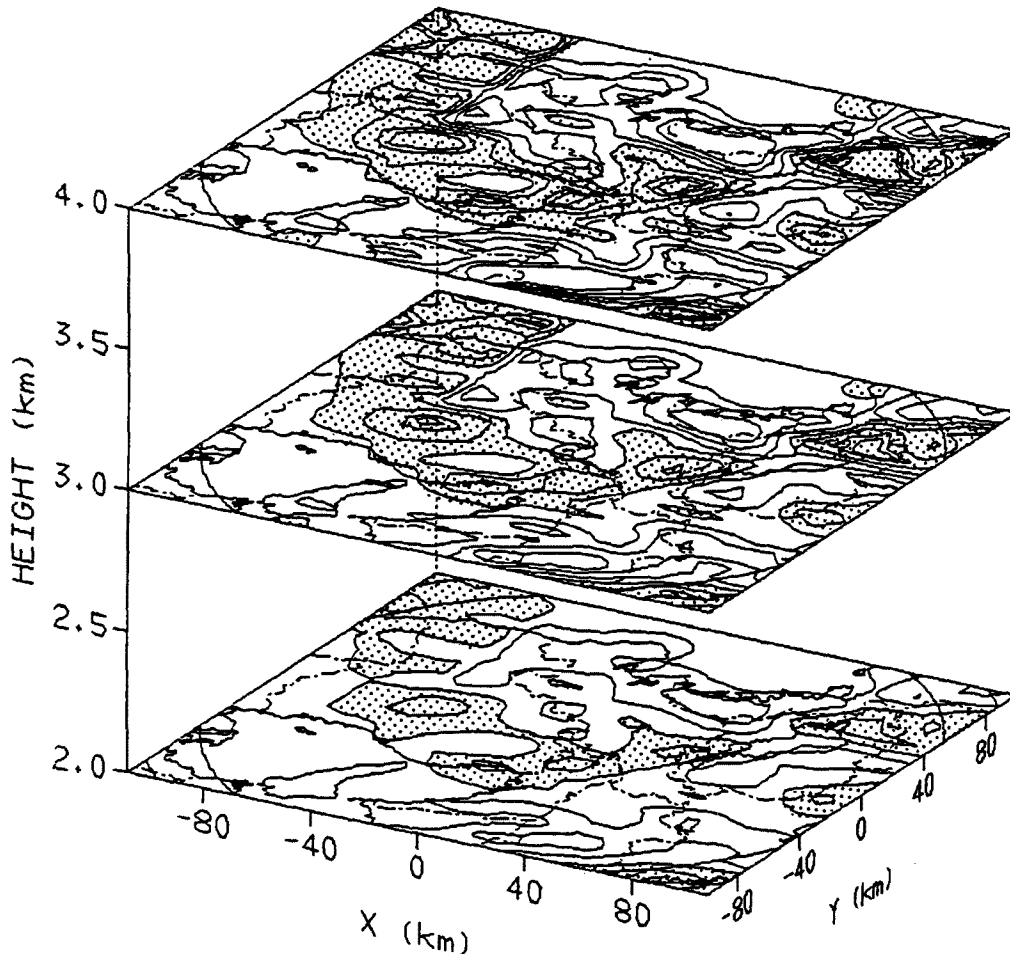


Fig. 19. Distribution of vertical wind velocity used for rainfall prediction. In the shaded area the velocity is greater than or equals to 0.02m/s.

じているのかを次に考察する。

図には示さないが、3.5 km高度と同様に、各高度ともほぼ同じ領域に高水蒸気流入量域が予測されている。したがって、予測計算に用いた3次元風速場が下層のより湿潤な水蒸気の鉛直輸送が程度は小さくても表現できる風速場であったものと考えられる。これを確認するために、Fig. 19に2 km, 3 km, 4 km高度における鉛直速度 w の分布を示す。ただし等値線は、上昇域では0.02 m/sから正の方向に0.04 m/sごとに、下降域では-0.02 m/sから負の方向に0.04 m/sごとに引いてある。網線部分が上昇域である。やはり高水蒸気流入量域には上昇域が対応し、しかも単に地形に沿った上昇流だけでなく、Fig. 6に示した地形の影響を受けた下層風速場の不均一性の結果生じた上昇流も存在することが、Fig. 19に描いてある地図と上昇流域の位置との比較からわかる。さらにFig. 7に示したように、淡路島周辺では下層の水蒸気流入量が大きく、これが次第に上空に輸送される効果も含まれているものと考えられる。

このように、六甲山あたりでの雨域の発生や東進しながらの発達等の予測の良好さは、地形の影響によって生じる下層水平風速分布の不均一性および地形そのものの効果を表現している場、つまり降水へのソースである水蒸気の流入量に不均一性が存在する場合の中を、その場および3次元レーダー情報から算定される水蒸気相変化量を用いて推定した、地形の影響を受けずにその構造に時間変化の生じない不安定場を移流させることによって実現したものであり、2.で述べた降雨予測方針の有効さを示したものと

る。つまり、観測分布パターンとの単なる比較による良好さという意味ではなく、従来の降雨パターンの時間外挿ではうまく予測できなかった雨域の停滞や発生・発達といった現象が、水収支という観点で捉えた準気象学的・物理的根拠を持った手法によって予測できたというところに本予測手法開発の意義がある。

以上、新たな雨域の発生・発達を予測するなど予測実験はかなり良好な結果を示し、地形の影響を受けず時間変動をしない降雨生起場と地形及び水蒸気流入量の偏りとの相互作用をうまくモデル化すれば、実時間手法としての降雨予測手法となることが示された。さらに、3.で算定した水蒸気相変化量も定量的に有効であることが示されたといえる。以上をもって、3次元レーダー情報を用いた短時間降雨予測手法の骨組みが完成されたと考える。今後は、熱収支という観点をも踏まえて水蒸気の鉛直輸送を考慮したモデルに発展させて行けば、より完全な短時間降雨予測手法に発展するものといえる。

7. 結 論

レーダー情報から地形の影響の加味されていない擾乱本来の場を抽出し、その場を予測した上で降雨に変換することによって、地形の影響を受ける降雨の予測を行う、という方針に従って開発した準気象学的・物理的根拠を持つ短時間降雨予測手法を示すとともに、予測結果について種々の考察を加えた。

具体的には、まず予測手法の基本となる2つの手法について、つまり3次元レーダー情報を用いた水蒸気相変化量の推定手法と不安定場概念を導入した降雨分布の再現手法のそれぞれに改良を加えた。前者に関しては、ブライツバンドより上空の降水強度、水分量の推定方法に改良を加え、3次元的なレーダー観測域全体にわたって水蒸気相変化量分布の推定を可能とした。さらに、水蒸気収支の調査から算定されている水蒸気相変化量が定性的ばかりでなくオーダー的にも有効であることを示した。一方、後者の降雨分布の再現手法に関しては、新たな不安定場のモデル化を行ない、すでに発表しているモデルによる降雨分布の再現性に加え、新たに山岳部以外での降雨の算定も可能となった。このモデル化によって、前者の手法との結合による短時間降雨予測手法への発展が可能となった。

次に、上記2手法を結合して、3次元レーダー情報から算定されている水蒸気相変化量から不安定場モデルのパラメータ分布を推定する方法およびその適用結果を示した。算定されたモデルパラメータ分布の移動にともなう分布形状の変化は降雨分布そのものの変化に比すれば小さなものであり、ある時刻について算定したパラメータ分布をそのまま移流させて降雨の予測計算を行う可能性が十分存在することを示した。

最後に、本方針にしたがった降雨予測の手順を示し、梅雨時の豪雨への適用を試みた。その結果、降雨パターンの時間変動の外挿に基づく従来の手法では予測できなかった新たな雨域の発生・発達を予測するなど予測実験はかなり良好な結果を示し、地形の影響を受けず時間変動をしない降雨生起場と地形及び水蒸気流入量の偏りとの相互作用をうまくモデル化すれば、実時間手法としての降雨予測手法となることが示された。さらに、3.で算定した水蒸気相変化量も定量的に有効であることが示されたといえる。以上をもって、3次元レーダー情報を用いた短時間降雨予測手法の骨組みが完成されたと考える。つまり、観測分布パターンとの単なる比較による良好さという意味ではなく、従来の降雨パターンの時間外挿ではうまく予測できなかった雨域の停滞や発生・発達といった現象が、水収支という観点で捉えた準気象学的・物理的根拠を持った手法によって予測できたというところに本予測手法開発の意義があり、今後は、熱収支という観点をも踏まえて水蒸気の鉛直輸送を考慮したモデルに発展させて行けば、より完全な短時間降雨予測手法に発展するものといえる。

参 考 文 献

- 1) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬：3次元レーダー雨量計情報を用いた水蒸気相変化量

- 推定の試み, 水文・水資源学会 1988 年研究発表会要旨集, pp.210-213, 1988.
- 2) 中北英一・椎葉充晴・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(Ⅱ), 京都大学防災研究所年報, 第31号B-2, pp.231-240, 1988.
 - 3) 中北英一・椎葉充晴・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(Ⅲ), 京都大学防災研究所年報, 第32号B-2, pp.351-361, 1989.
 - 4) 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, pp.265-282, 1987.
 - 5) 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, 土木学会第32回水理講演会論文集, pp.13-18, 1989.
 - 6) 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, pp.209-229, 1989.
 - 7) 中北英一・村田 啓・池淵周一・高棹琢馬: 不安定場のモデル化と降雨分布の再現, 京都大学防災研究所年報, 第32号B-2, pp.337-350, 1989.
 - 8) Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao: Advanced Use into Rainfall Prediction of Three-Dimensionally Scanning Radar, Preprints of Int. Symp. on Hydrological Application of Weather Radar, G4, p.11, 1989.
 - 9) 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬: 3次元レーダー情報を利用した降雨予測手法の開発, 土木学会水工学論文集, 第34巻, pp.91-96, 1990.
 - 10) 椎葉充晴・高棹琢馬・中北英一: 移流モデルによる短時間降雨予測手法の検討, 第28回水理講演会論文集, pp.349-354, 1984.
 - 11) Ogura, Y., and T. Takahashi: Numerical Simulation of the Life Cycle of Thunder Storm Cell, Mon. Wea. Rev., Vol.99, pp.895-911, 1971.
 - 12) Marshall, J.S., and W. Palmer: The Distribution of Raindrops with Size, J. Meteorol., Vol.5, pp.165-166, 1948.
 - 13) Gunn, K.L.S., and J.S. Marshall: The Distribution of Aggregate Snowflakes, J. Meteorol., Vol.15, pp.452-456, 1958.
 - 14) Colton, D.E.: Numerical Simulation of Orographically Induced Precipitation Distribution for Use in Hydrologic Analysis, J. Appl. Meteorol., Vol.15, pp.1241-1251, 1976.
 - 15) Asai, T.: A Numerical Study of the Air-Mass Transformation over the Japan Sea in Winter, J. Meteor. Soc. Jpn., Vol.43, pp.1-15, 1965.