

3次元レーダーおよびG P Vデータを用いた短時間降雨予測手法

Short-term Rainfall Prediction Method Using a Volume Scanning Radar and GPV data

中北英一*・杉本聡一郎**・池淵周一***・中村徹立****

奥田昌弘*****・山路昭彦*****・高埴琢馬*****

By Eiichi NAKAKITA, Soichiro SUGIMOTO, Shuichi IKEBUCHI, Tetsuya NAKAMURA,
Masahiro OKUDA, Akihiko YAMAJI and Takuma TAKASAO

A physically-based short-term rainfall prediction method, which uses a volume scanning radar, is extended so that it utilizes grid point values from a numerical weather prediction, namely GPV data, as supplementary information. It is noted that this extended method does not use predicted GPV rainfall data. The conceptual rainfall model in the prediction method plays the role of bridging a gap between radar information and the numerical weather prediction. This extended method is applied to a rainfall event which occurred in the Baiu season, in July of 1994. Results shows that for extended lead time of three and four hours, the prediction of expanding rainfall area was greatly improved.

Keywords: Rainfall prediction, Radar, GPV data

1. はじめに

これまで、レーダーを用いた降雨予測手法が多く提案され、一部は実用に供されている。それらのほとんどがレーダーで観測された降雨の水平分布を何らかの方法で移流させて雨域を予測する手法である。しかし、日本のような複雑な地形を有する地域で降雨を予測する際、上のようなレーダーエコーの移流による方法では予測精度がよいのはせいぜい1～2時間程度に止まっているのが現状である。そこで、中北ら¹⁾、Nakakita et. al.^{2), 3), 4)}は、地形の影響や気象学的要素を考慮した降雨の概念モデルをベースにし、3次元レーダーを利用した降雨予測手法を開発してきている。

本研究では、この既開発の降雨予測手法に数値天気予報からの情報を補助的に利用することを目的に、3次元レーダー情報とG P Vデータを併用させた短時間降雨予測手法を提案する。ただし、本手法では、降雨量そのものの数値予報値は利用しない。なぜならば数値予報による降雨量予測値の空間分解能、精度ともに短時間降雨予測という観点からはまだまだ不十分であるからである。むしろ、既開発の降雨予測手法に用いられている概念的な降雨モデルが、レーダー観測と数値予報のこうしたギャップをうめる橋渡しの役割を果たすことになる。

-
- | | | | | | |
|-------|-----|----|----------------|----------|-------------------------|
| * | 正会員 | 工博 | 京都大学助教授 | 防災研究所 | (〒611 宇治市五ヶ庄) |
| ** | 学生員 | | 京都大学大学院 | 工学研究科 | (〒606 京都市左京区吉田本町) |
| *** | 正会員 | 工博 | 京都大学教授 | 防災研究所 | (〒611 宇治市五ヶ庄) |
| **** | 正会員 | 工修 | 建設省淀川ダム統合管理事務所 | 所長 | (〒573 枚方市山田池北町10-1) |
| ***** | 正会員 | 理修 | (財)日本気象協会関西本部 | | (〒537 大阪市東成区東今里3-16-11) |
| ***** | 正会員 | 工修 | (財)日本気象協会関西本部 | | (〒537 大阪市東成区東今里3-16-11) |
| ***** | 正会員 | 工博 | 京都大学教授 | 工学部土木工学科 | (〒606 京都市左京区吉田本町) |

2. 基本となる降雨予測手法

図1に、ベースとなる既開発の短時間降雨予測手法の予測手順の概略を示す。3次元レーダー情報から、概念モデルで定義されている不安定場を推定し、それを単純移流によって予測した後、降雨量を計算して予測降雨分布を得る。

本予測手法によって降雨に対する本質的な地形の影響を予測することができるが、以下のような問題点があり、それらはGPVデータを用いて解決することができる。まず、高層観測が通常、1日に2回しか行われないうえに、予測を任意の時刻に開始できない。しかし、GPVデータが利用可能になれば、ほぼ任意の時刻に予測を開始することができる。次に問題となるのは、レーダー情報と高層観測データの間に存在する空間分解能の大きな差である。GPVデータの空間分解能は予測に用いているグリッドスケールにより近い。最後に、不安定場がレーダーエコーの存在域でしか同定できないことが挙げられる。もし、GPVデータが不安定場に関する補助的な情報となり得れば、計算領域全体に対して不安定場を設定できる。

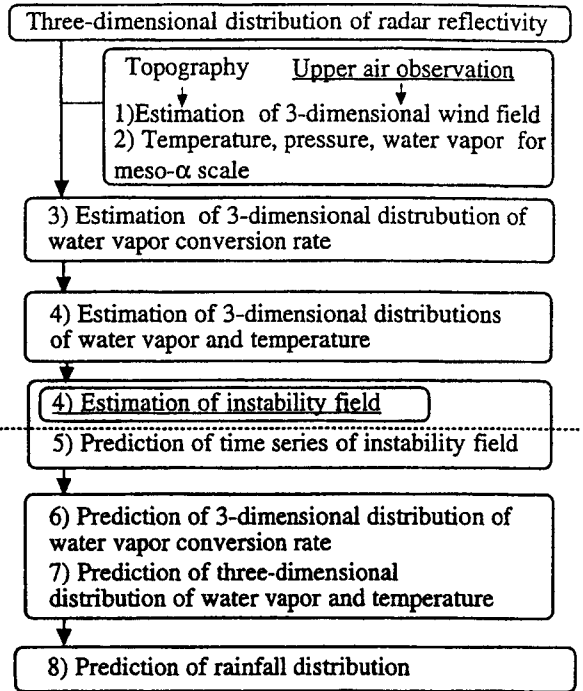


図1 基本となる予測手法の予測手順

3. 基本場の推定

3.1 GPVデータについて

GPVデータは気象庁のJapan Spectral Model, Asia Spectral Model, Global Spectral Modelの数値予報値が格子点値として関係機関に配信されているものである。それらの内、JSM狭域及び、JSM航空とよばれるデータを用いる。狭域データは24時間先までの3時間ごとの予報値であり、水平方向の空間分解能は $20^{\circ} \times 20^{\circ}$ (約30km × 30km)で、ジオポテンシャル高度、気温、水平風速、露点差、オメガ速度(700hpa気圧面)の要素が1000hpa, 900hpa, 850hpa, 700hpa, 500hpaで得られる。また、航空データはリードタイムが0, 12, 15, 18, 21, 24時間の予報値であり、水平方向の空間分解能は120km × 120kmで、ジオポテンシャル高度、気温、水平風速、相対湿度がそれぞれ400hpa, 300hpa, 250hpa, 200hpa気圧面で得られる。これらのデータの4つの格子点値を水平方向に区分的準エルミート補間を行い、降雨予測に用いるグリッド(9km間隔)の各要素の値を算定する。

3.2 基本場の推定

ここでの基本場はメソ α スケール(200~2000km)の物理量の3次元分布である。鉛直方向には、ジオポテンシャル高度 ϕ と気温 T が静水圧近似と状態方程式から(1),(2)式のように表されたとする。ここで、 p は気圧、 R は大気的气体定数、 (x,y,p) は気圧座標系を表す。パラメータの同定はGPVデータから得られる ϕ, T, p に対して水平方向の格子点ごとに最小2乗法を用いて行う。パラメータが同定されると、任意の地点、高度における気圧、気温が式(1),(2)を用いて得られる。一方、全高度の水蒸気量同様、2km高度以上の水平風速場 (u,v) はGPVデータを内挿して用いる。2km高度以下での水平風速場は、線形内挿したアメダス地上風を下端条件として、コリオリ力、気圧傾度力、摩擦力の釣合式(3),(4)を解くことにより得る。ここで、 f はコリオリパラメータ、 K は渦拡散係数である。鉛直風速 w は連続式(5)を積分することにより得る。2km以下の風速場を上記釣り合い式で算定するのは、用いる地形のスミージング度合いが、本短時間降雨予測手法とJSMとで異なるからである。

4. 不安定場の同定と予測

まず、中北ら⁵⁾の方法に従い、粒径分布を仮定して降水粒子の混合比 m_l と降水強度 r の3次元分布を最初に

推定する。ここで、降雨強度は大気に相対的な落下速度である。基本場として (u, v, w) , ρ が既知であるので、水分量の保存式 (6) を用いて、水蒸気相変化量 Q の 3 次元分布を推定できる。ここで、 ρ_w は水分量の密度である。ただし、 Q はレーダーエコーの存在する領域でのみ推定できる。

4.1 不安定場の定義と予測

まず、熱力学方程式と水蒸気の保存式を用いて、2 時間のウォーミングアップ計算を行う。ここで、 θ は温位、 L は凝結における潜熱、 C_p は定圧比熱、 R_d は乾燥空気の気体定数、 p は hpa 単位の気圧である。また、風速 (u, v, w) と Q は既知で、これらの分布はウォーミングアップ計算において固定する。基本場として既に推定されている θ, m_v を初期分布として用いる。ウォーミングアップ計算の後、飽和混合比 $m_s(x, y, z)$ の 3 次元分布を半経験式 (9) を用いて算定する。さらに、 Q が 0 でない時、不安定場のパラメータ $\alpha(x, y, z)$ を (10) 式によって算定する。言い換えれば、(10) 式が不安定場の定義であり、新たに飽和混合比を $(1-\alpha)m_s$ とすることによって、模擬的に降水粒子を凝結させている。それゆえ、パラメータ α は基本場としての風速場によって得られる鉛直方向の水蒸気フラックスの不足度を示す指標といえる。なぜならば、メソ α スケールの基本場として算定した風速場がどちらかといえば層状であるため、組織化された積雲によるメソ β スケール (20km~200km) の水蒸気の鉛直フラックスを含んでいないからである。

4.2 不安定場と降雨分布の予測

不安定場は (11) 式で表される移流方程式によって予測する。移流ベクトル (U, V) は Takasao and Shiiba⁶⁾ の移流モデルによって、不安定場または降雨強度分布の過去の時系列を用いて同定する。移流させるという考え方は、不安定場を地形に影響を受けない場としているところによる。次に、予測された不安定場を用いて、水蒸気相変化量 Q を (9), (10) 式によって予測し、(6), (7), (8) 式および (12) 式によって θ, m_v, m_l および r を予測する。ここで、 W_l は雨滴の落下速度である。もちろん、(6)~(11) 式は同時に積分する。

4.3 G P V データを用いた不安定場の拡張

不安定場が鉛直方向の水蒸気フラックスの不足度を示す指標であるという意味で、G P V データから計算される水蒸気の鉛直フラックス分布をレーダーエコーの存在しない領域での不安定場の推定に補助的に用いることは合理的である。まず、G P V データから計算される水蒸気密度と鉛直風速の積として鉛直方向の水蒸気フラックスの水平分布を 850, 700, 500hpa 気圧面に対して算定する。ここで、3 高度面に対してのみ算定する理由は、G P V データとしては唯一の鉛直風速情報である 700hpa 気圧面でのオメガ速度を境界条件として、上下に連続式を用いて算定することにある。次に、水蒸気フラックス分布を水平方向にシフトすることを許して、レーダーから同定される各高度の不安定場との相関を取る。最も相関が高い水蒸気フラックス分布とシフト量をその高度の不安定場の補完に用いる。ただし、レーダー推定の不安定場の絶対値の最大値と一致するよう、水蒸気フラックスの分布をチューニングする。この手順はすべての計算高度に対して行う。以上によって、計算領域全体に渡って不安定場が同定されることになり、前述の問題点が解決される。

表 1 基本場および風速場を推定するための基礎式

$$\phi(x, y, p) = A_2(x, y) (\ln p)^2 + A_1(x, y) \ln p + A_0(x, y), \quad (1)$$

$$T(x, y, p) = -(2A_2(x, y) \ln p + A_1(x, y))/R, \quad (2)$$

$$\begin{cases} f v - \frac{\partial p}{\partial x} + \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho K \frac{\partial u}{\partial z} \right) = 0, \\ -f u - \frac{\partial p}{\partial y} + \rho \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho K \frac{\partial v}{\partial z} \right) = 0, \end{cases} \quad (3)$$

$$K = \begin{cases} 10, & z - h > 500 \text{m}, \\ 0.35(z-h)u_*, & z - h \leq 500 \text{m}, \end{cases} \quad (4)$$

$$\frac{\partial(\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w)}{\partial z} = 0 \quad (5)$$

表 2 不安定場の推定と降雨予測に関する基礎式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho} \frac{\partial r}{\partial z}, \quad (6)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{LQ}{\rho} \left(\frac{1000}{p} \right)^{R_d/C_p}, \quad (7)$$

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + w \frac{\partial m_v}{\partial z} = -\frac{Q}{\rho}, \quad (8)$$

$$m_s = \frac{3.8}{p} \exp \left\{ \frac{T(\theta, p) - 273.2}{T(\theta, p) - 35.9} \right\} \quad (9)$$

$$\begin{aligned} & \frac{\partial}{\partial t} \{ (1-\alpha)m_s \} + u \frac{\partial}{\partial x} \{ (1-\alpha)m_s \} + \\ & v \frac{\partial}{\partial y} \{ (1-\alpha)m_s \} + w \frac{\partial}{\partial z} \{ (1-\alpha)m_s \} = -\frac{Q}{\rho} \end{aligned} \quad (10)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \alpha + U \frac{\partial}{\partial x} \alpha + V \frac{\partial}{\partial y} \alpha = 0. \quad (11)$$

$$r = \frac{\rho_w}{\rho} W_l m_l \quad (12)$$

5. 事例解析と考察

事例解析として、次の3つを設定した。

設定 (1): G P Vデータを用いて基本場を推定する。ただし、不安定場の同定には用いない。

設定 (2): G P Vデータをレーダー観測域内の不安定場の同定に補完的に用いる。

設定 (3): (2) において補完の範囲を $450\text{km} \times 585\text{km}$ の全計算領域に広げる。

用いる3次元レーダーは建設省深山レーダーである。図2は近畿地域の地形図で、レーダーの観測領域で半径は 120km である。また、レーダーの空間分解能は水平方向は 3km 、鉛直方向は 1km 、時間分解能は5分である。すべての基礎式は

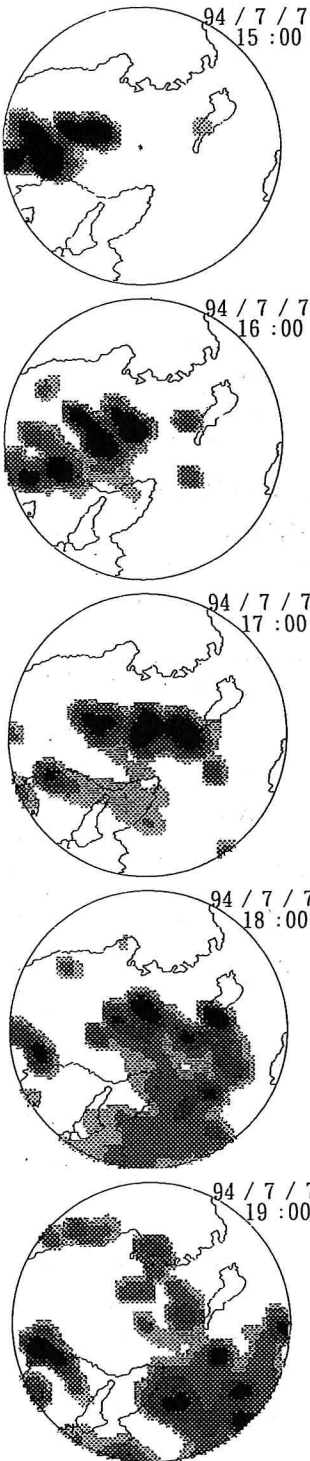


図3 予測の対象にした降雨分布図 (3.5 km 高度)

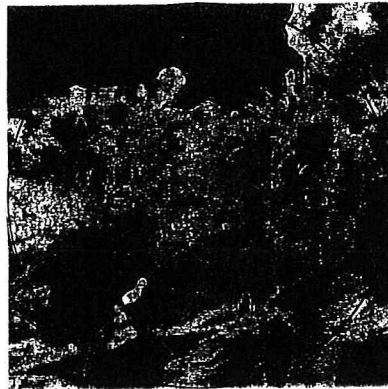


図2 レーダー観測領域と周辺の地形

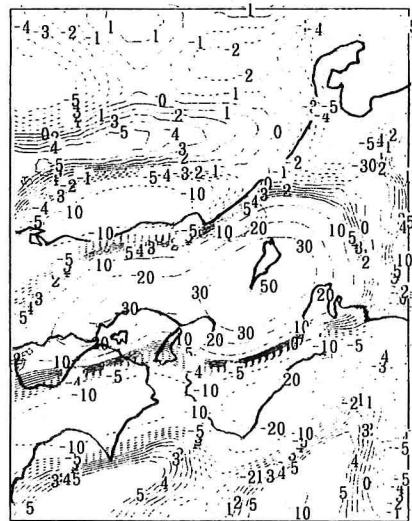
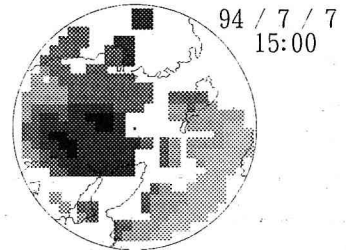
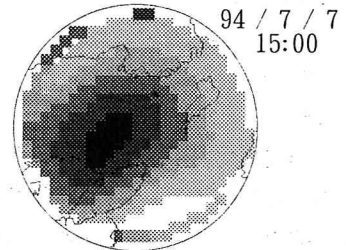


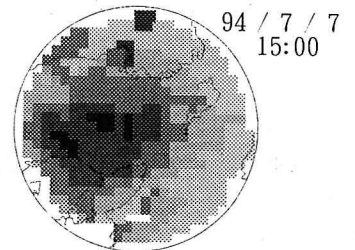
図4 G P Vデータからの鉛直風速と水蒸気混合比から推定した 700 hPa 高度面の水蒸気の鉛直フラックス



(a) レーダー情報のみからの推定値



(b) G P Vデータのみからの推定値



(c) G P Vデータを補完的に用いた合成推定値

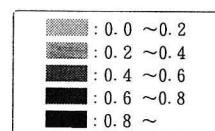


図5 同定された不安定場

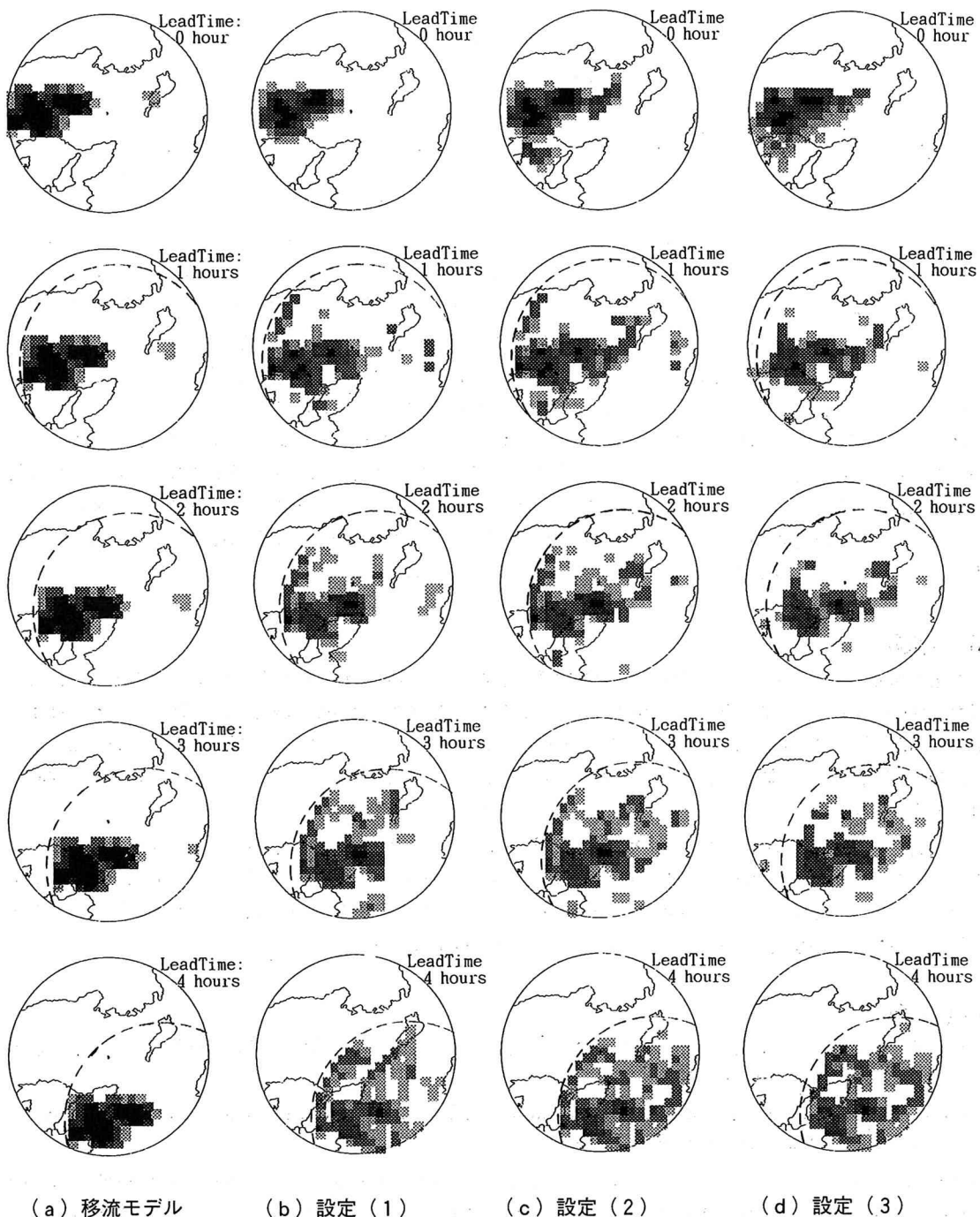
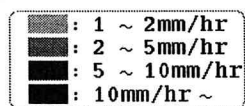


図6 事例解析による降雨予測分布
(3.5 km高度)



地形に沿った σ 座標系に変換する。時間的には前進差分，空間的には移流項を上流差分，他を中央差分で近似して差分する。また，水平方向格子点間隔は9km間隔，時間は15秒とする。詳細は参考文献に譲る。

この予測手法を1994年7月7日の15:00～19:00の前線による降雨（図3）に適用した。ただし，15km×15km，20分の範囲で移動平均したものを用いた。この降雨は，地形の影響を受けて雨域が山岳域全体に突然広がっており，単純移流で再現するのは難しいので採用した。

図4はG P Vデータから算出した水蒸気の鉛直方向のフラックス分布である（700hpa気圧面）。単位は $10^{-7} \text{ kg/m}^2\text{s}$ である。図5は（a）レーダーのみから同定した不安定場，（b）図5の水蒸気フラックス分布のみから同定した不安定場，（c）レーダー情報では同定できない領域を図4の分布を補完して同定した不安定場である。図6は（a）降雨分布を単純移流させたときの，（b）設定（1）による，（c）設定（2）による，（d）設定（3）による降雨予測分布図である。ただし，移流ベクトルは過去30分間の5分ごとの降雨分布の時系列を用いて推定した。

図6の予測分布図において，（b）は中南部の山岳地帯に移動してきたとき雨域が突然広がることを予測しており，（a）よりも実況の降雨分布図に近い。さらに，（c）は（b）よりも降雨がより広く予測されるという点で改良されており，G P Vデータをレーダー情報の存在しない領域に補完した効果が現れている。ただし，（a）～（c）では点円の内側でしか降雨が予測されていない。これは，移流によって降雨分布あるいは不安定場に関する情報が点円の外側では存在しないからである。最後に，（d）では点円の外側にも降雨が予測されている。これは設定（1），（2）では予測できないものである。ただし，予測された雨域が実況に比べてずっと小さい。これは，レーダーで同定した不安定場とG P Vデータで算出した水蒸気フラックスをレーダーの観測域外で合成するためには，チューニングに関する検討がさらに必要であることを示している。

6. 結論

開発されてきた3次元レーダーを用いた短時間降雨予測手法にG P Vデータの導入を図り，次のような結論を得た。（1）G P Vデータの利用により高層観測データのもつ空間的，時間的分解能の粗さを補うことが可能となった。（2）不安定場の同定にG P Vデータを補助的に用いることにより，雨域の予測精度の向上が可能となった。（3）しかも，予測対象領域をレーダー観測領域外にも広げることが可能となった。ただし，レーダー観測域外での不安定場パラメータのチューニング方法には改良の余地がある。

本予測手法は，山岳地域での雨域の突然の広がりといった雨域の移流だけでは予測できない地形の影響の予測を実現した。このことは，レーダー観測情報と数値予報情報とのギャップを橋渡しするためには，ここで示したような概念的な降雨モデルが必要かつ有効であることを証明しているといえる。現在，本手法はシステム化を通して多数の降雨事例によるフィージビリティの段階に進みつつある。

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.
- 2) Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao, Advanced use into rainfall prediction of three-dimensionally scanning radar, Stochastic Hydrology and Hydraulics, pp.135-150, 1990.
- 3) Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao, Advanced use into rainfall prediction of three-dimensionally scanning radar, Hydrological Application of Weather Radar, Edited by I.C. Clukie and C. G. Collier, pp.391-401, Ellis Horwood, 1991.
- 4) Nakakita, E., S. Ikebuchi, N. Sawada, M. Shiiba and T. Takasao, Short-term rainfall prediction method using reflectivity detected by three-dimensionally scanning radar, Proc. of 2nd Int. Symp. on Hydrological Applications of Weather Radar, F1 (10pages), 1992.
- 5) 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.
- 6) Takasao, T. and M. Shiiba, Development of techniques for on-line forecasting of rainfall and runoff, Natural Disaster Science, 6, No.2, 83-112, 1985.