3次元レーダー情報を利用した降雨予測手法の開発

Development of a Rainfall Prediction Method by Use of a Three-Dimensionally Scanning Radar

京都大学防災研究所 中北 英一 Eiichi NAKAKITA
 京都大学工学部 椎葉 充晴 Michiharu SHIIBA
 京都大学防災研究所 池淵 周一 Shuichi IKEBUCHI
 京都大学工学部 高棹 琢馬 Takuma TAKASAO

A computation method of rainfall distribution to be utilized for short-term rainfall prediction based on the analysis of a heavy rainfall event which arose during Baiu season in Japan, and a method of extracting information required to utilize this computation method in a real time from three-dimensionally scanning radar are presented.

Keywords: Rainfall Prediction, Radar, Rainfall Distribution, Remote Sensing

1. はじめに

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が不可欠である。こういった観点に立ち、降雨分布の再現手法と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の開発を行っており、後者は、前者におけるモデルパラメータを実時間で推定するためのもので、これら両手法の結合によって短時間降雨予測手法の開発をめざすものである。

本報告では、両手法の概要と実際の降雨事例への適用結果を示すとともに、降雨分布再現手法におけるモデルパラメータを水蒸気相変化量の算定値から推定した結果を示し、両手法の結合に関しての考察を述べる。

2. 基礎式

両手法とも、まず最初にコリオリ力、総観場の気圧傾度力、摩擦力の釣合条件のもとに連続式を通して3次元風速場を定めておき、これらを固定した上で、降雨量や水蒸気相変化量を推定する。つまり、3次元風速場はアメダス地上風をもとに定めた下端境界条件を用いて(1)~(3)式から定める。その詳細は参考文献¹⁾に譲る。降雨計算は(4)~(7)式を用いて行う。流入水蒸気と不安定場との相互作用はQを通して表現する。

基礎式中の添字0は総観スケールでみた値であ

表1 基礎式

連続式	
$\frac{\partial}{\partial x}(\rho_0 u) + \frac{\partial}{\partial y}(\rho_0 v) + \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 \omega) = \frac{1}{H-h}(\rho_0 u \frac{\partial h}{\partial x} + \rho_0 v \frac{\partial h}{\partial y}), \quad (1)$	
水平方向の釣合式	
$f(v - v_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K \frac{\partial u}{\partial s}) = 0, \quad (2)$	
$-f(u - u_{g0}) + \frac{1}{\rho_0(H-h)^2} \frac{\partial}{\partial s}(\rho_0 K \frac{\partial v}{\partial s}) = 0, \quad (3)$	
熱力学的方程式	
$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + \omega \frac{\partial \theta}{\partial s} = \frac{LQ}{\rho_0 \pi}, \quad \pi = \frac{C_p T}{\theta}, \quad (4)$	
水蒸気の保存式	
$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_v}{\partial s} = -\frac{Q}{\rho_0}, \quad (5)$	
水分の保存式	
$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + \omega \frac{\partial m_l}{\partial s} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0(H-h)} \frac{\partial R}{\partial s}, \quad (6)$	
$R = \rho_0 \omega_l m_l. \quad (7)$	
ただし,	
$\omega = \frac{\partial s}{\partial t} + u \frac{\partial s}{\partial x} + v \frac{\partial s}{\partial y} + w \frac{\partial s}{\partial z} \quad (8)$	
$s = (z - h(x, y)) / (H - h(x, y)) \quad (9)$	
$K = \begin{cases} 10 \text{ (m/s)} & ((z-h) \geq 30\text{m}) \\ 0.35(z-h)u_* & ((z-h) < 30\text{m}) \end{cases}, \quad (10)$	

(u, v, w): 風速, (u_g, v_g): 地衡風, f: コリオリパラメータ, θ: 温位, m_v: 水蒸気混合比, m_l: 水分混合比, ρ: 大気密度, ρ_w: 水の密度, Q: 水蒸気の相変化量, T: 気温, L: 潜熱, C_p: 定圧比熱, ω_l: 降水粒子の大気に対する平均落下速度, h(x, y): 地形の標高, H: 解析領域上端の高度

ることを表し、これらはすでに発表した方法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約合の条件のもとで定める²⁾。また、摩擦速度 u_* は一定とし、その値は地表からの高度 $z - h$ が 30m のところで、 $K = 10(\text{m}^2/\text{s})$ となるように定める。一方、大気に相対的な降水強度 R は Colton³⁾ 同様 (7) 式で表現し、 w_t は Ogura and Takahashi⁴⁾ の式に従う。

3. 不安定場のモデル化と降雨分布の再現手法

3.1 不安定場のモデル化

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、precipitation field の考えをそのまま降雨分布に適用するのは難しく、むしろこういった不安定場に適用すべきである。一方、種々の不安定場のモデル化が考えられるが、ここでは最初の試みとして、

ケース 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不安定場を定義する。

ケース 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、

ケース 1 と同様、移動する α の水平分布によって不安定場を定義する。

の 2 つの場を定義した。本報告ではバンド状の不安定場を対象としたので、 α の水平分布は次のように定めた。まず、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 の分布は一様とする。一方、軸に直角方向には軸からの距離を r (km) として、

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

とする。パラメータ a は、ケース 1 では σ が 10km のときに $\alpha(0)$ が 2 となるよう、ケース 2 では 0.2 となるよう定める。したがって、ケース 1 では $\alpha > 1$ なる領域が存在する。本報告で設定した流れ場には対流は含まれていないが、対流が存在する場合にはより低温、低圧な高度に大気が上昇することにより、下層での飽和水蒸気量より多くの、下層を起源に持つ水蒸気が上空で凝結する。1 より大きな α 値によって、ブラックボックス的ではあってもこれらのことを表すことができる。

降雨の算定には Colton と同様、 Q は直接算定しないで Asai⁵⁾ の方法を用いる。具体的には、①まず、 Q を 0 とおいた (4)～(7) 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_l^* 、 m_s^* を算定する。ただし、 m_s は飽和混合比である。②次に Asai の方法に従って、 θ^* 、 m_v^* 、 m_l^* 、 m_s^* の更新値を算定する。

3.2 算定結果

図 1 に 3 次元レーダーデータから推定した 1986 年 7 月 22 日 0 時から 2 時 30 分までの 30 分毎の降雨強度分布を示す。等高線は、1, 2, 4, 8, 16, 32, 64mm/h に対応する。今回、再現の対象とするのは、2:00 に京都府を縦断する形で横たわるレインバンドで、系の東方への移動に伴い曲線状から次第に直線状に変化しているのがよく

図 1. レーダーデータから推定した 2.5 km 高度の降雨強度

図2. 不安定場を導入した降雨分布の再現結果 ($\sigma = 10 \text{ km}$) [ケース1]

図3. 不安定場を導入した降雨分布の再現結果 ($\sigma = 10 \text{ km}$) [ケース2]

わかる。こういった形状の変化がメソ擾乱のステージの違いによるものなのかあるいは地形の影響によるものなのかどうかは、降雨分布の再現結果を通して判断する。

不安定場の中心軸は、図1の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40kmで計算領域を通過させた。降雨計算は、中心軸の南東端($y = -70 \text{ km}$)が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_v の境界条件は、21時の潮岬の高層データーを参考にして、相対湿度が標高0mで98%、3000mで90%、上端で50%となるよう与えた。また、 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、 $\Delta x = \Delta y = 9 \text{ km}$ 、 $\Delta t = 15 \text{ 秒}$ とした。

図2にケース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不安定場の中心軸を表す。まず、不安定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したが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。このとき不安定場が東進しているにもかかわらず、水ノ山か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、不安定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ー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ー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。さらに、こういった形態の変化は、分布の時間変動の単純外挿では再現できない。

ただし、このケースでは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、およびケース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、ケース2の場を定義し計算を行なった。結果を図3に示す。京都府南部や海上でも不安定場が通過する際に強雨が算定されている。上記した地形の影響も、ケース1よりは小さいものの再現されている。

4. 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開発

4.1 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

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \frac{Q}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0} \frac{\partial R}{\partial z}, \quad (12)$$

$$m_l = M / \rho_0 \quad (13)$$

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 は大気に対する相対的な降水強度、 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 は大気風速および密度で、3. の降雨計算時と同じ値を用いる。

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 1km （最低高度は 1.5km ）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、これらの格子点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⁶⁾。

4.2 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

23時に強雨域が存在した兵庫県中央部のある一点の上空 3.5km に関して、(12)式各項の時系列を調査した結果、4.1 で述べた平滑化のスケール（メソβスケール）においては、 $\partial R / \partial z$ 項の算定値が Q の算定値の大きな部分を占めている⁷⁾。つまり、 $\partial R / \partial z$ の算定が重要であり、層状性降雨部分に存在するブライトバンドによって生じる R の算定誤差をできるだけ除去しておく必要がある。そこで、次のような手順を踏むこととする。

ステップ1：まず、レーダー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氷に対する値 0.197 を用いてレーダー反射因子 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 Palmerによる雨に対する分布、それより上空では Gunn and Marshallによる雪に対する粒度分布を用いて Z から R, M を推定する。つまり、

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

$$\text{ブライトバンドより下層: } \Lambda(R) = 4.1 R^{-0.21}, \quad N_0 = 0.08, \quad (14)$$

$$\text{ブライトバンドより上空: } \Lambda(R) = 2.55 R^{-0.48}, \quad N_0 = 0.038 R^{-0.87} \quad (15)$$

を用いて、 Z から R, M を推定する。ただし、 D は cm 、 R は mm/h 、 N_0 は cm^{-4} 単位である。その上で、ブライト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。

ステップ2：ステップ1の手順により、層状性降雨の部分ではブライトバンドによる R, M 算定の大きな誤差は除去されるが、図4(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トバンドの存在する高度 z_{br} （本例では 4.5km 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、対流性降雨の部分のみ、 z_{br} 高度より上空の 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(14)式によって求めた z_{br} 高度の値が一致するよう各地点毎に(15)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(14)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だけに用い、 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。このようにして図4(a)の鉛直分布を修正した結果を図4(b)に示す。

図4. 強雨域内における R の算定値の鉛直分布

4.3 水蒸気層変化量の算定結果

図5に、23時の高度35kmに対する水蒸気相変化量Qの推定値の水平分布を示す。図中の等値線は、1, 2, 4, 8, $16 \times 10^{-7} \text{ kg/m}^3 \text{ s}$ の値を表し、負値は、その絶対値が 1×10^{-7} 以下であったので、等値線としてはあらわれていない。図1の23時の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値が算定されている。また、この図には現われていないが、兵庫県中央部の強雨域の東方にのひる層状性の降雨域では、蒸発を意味する弱い負値も算定されている。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つけている。一方、図6は兵庫県中央部上空のQの鉛直分布である。かなり上空まで正値が算定されており、やはり定性的には現象を説明つける結果を得ている。

図5. 推定した水蒸気相変化量の水平分布

図6. 推定した水蒸気相変化量の鉛直分布

5. 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の推定

5.1 推定方法

① Q, u, v, ω , ρ_0 をgivenとし、(4), (5)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、3.1で述べた手順で m_v^* , m_s^* を算定し、

$$\Delta t \frac{Q}{\rho_0} = \begin{cases} \alpha_1 (m_v^* - m_s^*), & (m_v^* > m_s^*) \\ m_v^* - (1 - \alpha_2) m_s^*, & (Q > 0) \end{cases}, \quad (16)$$

によって、 α_1 , α_2 を算定する。ただし、 α の添字1, 2はそれぞれ、3.1でのケース1, ケース2に対応する。

5.2 算定結果

図1の降雨分布の内、後ろ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、5.1①の手順は2時間分進めた。まず、 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、 $m_v^* - m_s^*$ が負になっている領域が大きいためである。これについて後で考察する。

次に、標高3000mにおける α_2 の算定値を図8に示す。分布のピーク値は0.4~0.5程度で降雨計算時に設定した値0.2よりは大きくなっている。図には示さないが、もう少し上空の3500m高度ではピーク値が0.5~0.6程度になる。これは上空に行くほど $m_v^* - m_s^*$ が小さくなることによる。また、ピーク値が降雨計算時に設定した値（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）より大きくなっているのは、 α_1 が小さくなったのと同様、 $m_v^* - m_s^*$ が負になっていることによる。これは、流入させた水蒸気量に対して、Qの値が相対的に大きいことか原因だと推定される。

図7. 推定した水蒸気相変化を用いて算定した水蒸気量分布(混合比, 5000m高度)

次に、図8の 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、 α_2 の分布は3.で設定したように軸方向に一樣なものではないか、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。軸方向に一樣な分布でない理由は、①現象そのものである、

図8. 推定した水蒸気相変化量から算定した不安定場のパラメータ α_2

②レーダーエコーの存在する部分のみ α_2 が算定されている、の2つか考えられる。現段階では②による影響の方が大きいと考えられ、そのチェックのために、軸を上記のものとし、その軸周りの分布かてきるだけ適合するよう、(11)式の σ 、 a を定めた上でその α_2 の分布を用いて再現計算を行ってみる必要がある。

さらに、分布の時間変動については、軸が若干傾きを小さくしなからほぼ等速で東進している。また、分布形状の変化も存在し大きさそのものも変化している。これらの変化が降雨分布に対してどの程度の影響を及ぼしているかを調べる上でも今述べた降雨分布の再現計算を軸を移動させながら行ってみる必要がある。

以上、 α_2 の分布を通した検討事項を記したか、レーダー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、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、これらの結果を用いて3.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. 結論

以上、不安定場を導入した降雨計算手法、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とその推定値から不安定場のモデルパラメータを推定する手法を示すとともに、実際の降雨事例への適用結果も示した。本質的には、これらの手法の結合により短時間降雨予測手法への発展が十分可能であり、今後は、上記した問題点の調査を行いながら短時間降雨予測手法の完成をめざす。

参考文献

- 1) 中北英一・村田 啓・他淵周一・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-2，1989，pp 337-350
- 2) 中北英一・筒井雅行・他淵周一・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，1988，pp 13-18
- 3) Colton, D E : Numerical Simulation Orographically Induced Precipitation Distribution for Use in Hydrologic Analysis, J Appl Meteorol, Vol 15, 1976, pp 1241-1251
- 4) Ogura, Y and T Takahashi : Numerical Simulation of the Life Cycle of Thunder Storm Cell, Mon Wea Rev, Vol 99, 1971, pp 895-911
- 5) Asai, T : A Numerical Study of the Air-Mass Transformation over the Japan Sea in Winter, J Meteor Soc Jpn, Vol 43, 1965, pp 1-15
- 6) 中北英一・椎葉充晴・他淵周一・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，1988，pp 210-213
- 7) 中北英一・椎葉充晴・他淵周一・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-2，1989，pp 351-361