

3次元レーダーを用いた降雨予測手法への LFCモデルの導入に関する基礎的検討

中北英一・藤井孝成*・三宅且仁**・山路昭彦***・池淵周一

* 京都大学大学院工学研究科
** 建設省淀川ダム統合管理事務所
*** 日本気象協会関西本部

要 旨

3次元レーダー情報及びGPVデータを用いた短時間降雨予測手法では、地形の影響を受けない水蒸気から水分への変換効率を高める不安定場を定義し、不安定場の移流により降雨予測を行う。従来の短時間降雨予測手法における概念モデルとして α モデルがあり、これは層状な水蒸気流入場において水蒸気を降雨に変換するものであり、結果として降雨強度が弱く予測される傾向にある。そこで、本研究では潜在不安定の概念と水蒸気の鉛直輸送効果により対流現象を表現したLFCモデルによる降雨予測手法を開発し、降雨予測手法の検討を行った。その結果 α モデルによる予測結果に見られた降雨強度が弱く予測される傾向が改善された。

キーワード：短時間降雨予測, 3次元レーダー, 不安定場モデル, 潜在不安定, 水蒸気鉛直輸送, 降雨の概念モデル

1. 序論

我が国は水資源に恵まれた数少ない国の1つであるが、変化に富んだ気候ゆえに集中豪雨などの気象災害も多い。降雨の予測、分布の把握は河川へのインプットとしてダム操作には不可欠であり、人々の生活を水災害から守るものである。

短時間降雨予測手法としては、

1. 運動学的手法
2. 降雨の概念モデルによる手法
3. メソ気象モデルによる手法

が考えられる。

運動学的手法は、平面的な降雨分布の動きを時間外挿して予測する手法であり、多くの手法が提案されている(Nakakita et al, 1996)とともに既に実用に使われているものも多い。しかし、我が国のように複雑な地形を有する地域では地形が降雨の生成、分

布に大きな影響を与えるため、それらの手法によって利用可能な予測精度が得られるのは一律せいぜい1時間程度先までである。次に、降雨の概念モデルによる手法は、卓越する現象を概念的にモデル化すると共に、実時間で利用可能なレーダー情報等の気象情報からモデルパラメータを推定可能とした手法であり、一部実用化されつつある。一方、メソ気象モデルによる手法は、簡単に言えば現行の数値予報で用いられている数値予報モデルの空間分解能を細かくしてゆくことにより実現すると期待されている手法であるが、如何に必要な全物理量の初期値を精度よく与えるかが今後10年程度の課題となっている。もちろん、これらは順次開発され実用に使われてゆくものであるが、最終的にはこれらの3手法による予測手法が目的、対象領域の規模、求める空間分解能、利用可能な情報等に依存した形で併存して使い分けられることになるはずである。

筆者らは、3次元レーダー情報等の降雨をより物理的に捉えた情報を実時間で利用するためにも、また卓越現象を押さえた形で予測するためにも必要かつ重要なものとして、降雨の概念モデルによる手法を提唱し、それを取り込んだ短時間降雨予測手法の開発を行ってきた(中北・椎葉・池淵・高樺, 1988, 1989, 1990; 中北他, 1992, 1996; Nakakita et. al, 1991, 1992, 1996). すなわち、降雨の現象を物理的に考える必要があり、地形の影響を受けないメソ β スケールの擾乱(水蒸気から水分への変換効率の高い場)を不安定場と定義し、不安定場の移動によって地形との相互作用による降雨を表現しつつ、降雨分布の時間変動を表現する予測手法が開発されている。この手法は、上記の相互作用を不安定場モデルという開発した降雨の概念モデルで表現するばかりでなく、そのモデルパラメータを3次元レーダー情報や他の利用可能な気象情報から実時間で推定可能としたものである。

これまでに概念モデルとして開発されてきた不安定場モデルとして、 α モデル(中北他, 1990; Nakakita et. al, 1992)、LFCモデル(中北他, 1992)がある。 α モデルは飽和水蒸気量を擬似的に抑えることで降水への変換を促すものであり、既に3次元レーダー情報および気象庁から実時間で配信される数値予報情報(GPVデータ)を用いたパラメータの実時間推定手法が開発されて短時間降雨予測手法に組み込まれ、現在建設省淀川ダム統合管理事務所において試験的に導入されている(Nakakita et.al, 1996)。 α モデルは山岳地域における降雨の停滞などをうまく表現し予測しているが、後述するように比較的層状な水蒸気の流れを用いるために、降雨が弱く算定されるとともに孤立化した降雨分布が算定される傾向がある。

そこで、対象とする降雨分布のスケールにおいて必要とされる水蒸気の鉛直輸送を予測手法に取り込むために、潜在不安定場の概念と水蒸気の鉛直輸送効果を内包したLFCモデルが開発されている。本論文は、このLFCモデルのモデルパラメータを3次元レーダー情報およびGPVデータから推定する方法を開発してそれを実時間降雨予測に試みること、さらには予測手法の改良および α モデルとの概念的な結合手法を開発することを目的とする。

2. 3次元レーダーを用いた短時間降雨予測手法の概要

降雨の概念モデルによる予測手法の位置づけを明確化するために、本説では枠組みとしての予測手法の概要と既に予測手法に組み込まれている α モデル

の概要を示す。

2.1 短時間降雨予測手法の概要

中北らの開発した短時間降雨予測手法の概念図をFig. 1に示す。また、予測のフローチャートをFig. 2に示す。

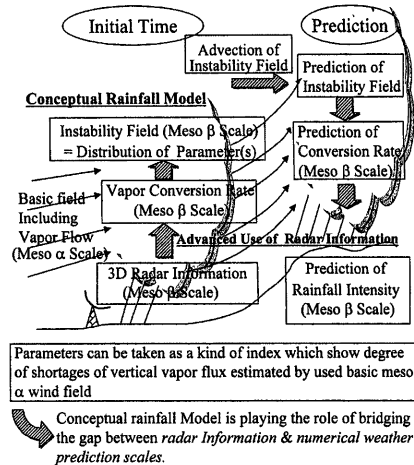


Fig. 1 Schematic of short-term rainfall prediction method

まず、山岳地形および数値予報結果であるGPVデータからメソ α スケールの基本場を作成する。基本場は、風速、温位、水蒸気混合比、大気密度の3次元分布から構成される。風速および大気密度場は予測する期間中固定する。一方、3次元レーダー情報からは降水量、単位体積中の降水粒子の質量の3次元分布をメソ β スケールの情報として推定する。これらの情報から水蒸気が単位時間、単位体積内に降水粒子に変換する質量(水蒸気相変化量)の3次元分布を推定し、その上で降雨概念モデルのモデルパラメータ分布を推定する。このモデルパラメータの分布を不安定場と呼んでいる。予測はパラメータ分布を運動学的手法によって移流させながら、概念モデルの定義に従って水蒸気相変化量を予測し、降雨量分布を予測する手順で行われる。

モデルパラメータはメソ α スケールの風速場を用いて算定される水蒸気輸送量の不足度合いを表すある種の指標であり、この意味において概念モデルは風速場とレーダー情報の空間スケール(メソ α とメソ β スケール)間のギャップを橋渡しする役割を担っている。

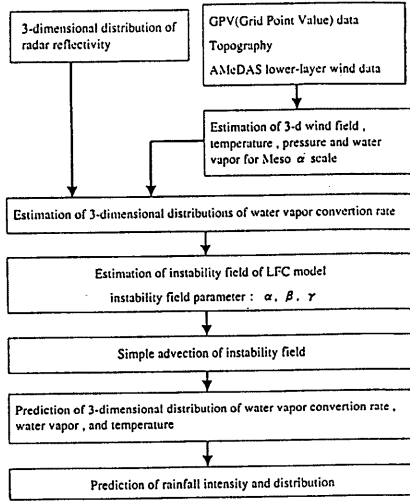


Fig. 2 Flow chart of short-term rainfall prediction procedure

具体的には、保存式、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{LQ}{\rho_0 \pi} \quad (1)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + w \frac{\partial m_v}{\partial z} = -\frac{Q}{\rho_0} \quad (2)$$

水分量保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \frac{Q}{\rho} + \frac{\rho_w}{\rho_0} \frac{\partial r}{\partial z} \quad (3)$$

降水強度の算定式

$$r = \frac{\rho_0}{\rho_w} m_l W_t \quad (4)$$

を用いる。ここで、 (x, y, z) はデカルト直交座標系、 (u, v, w) 、 ρ_0 は基本場の風速および大気密度、 θ は温位、 m_v は水蒸気混合比、 m_l は水分量の混合比、 Q は水蒸気相変化量、 r は大気の流れに相対的な降水強度、 π はエクスナー関数、 ρ_w は水の密度、 W_t は降水粒子の終端落下速度である。

ここで、重要な役割を果たすのが水蒸気相変化量 Q の 3 次元分布であり、如何に初期値を推定し予測値を得るかが鍵となる。初期時刻においては (3) 式を用いて基本場および 3 次元レーダー情報から水蒸気相変化量 Q を推定し、予測時には降雨の概念モデルを通して Q を予測する。

なお、複雑さをさけるために本論文での式表現は高度を z としたデカルト直交座標系で表現するが、

以下の全ての定義、計算手続きは地形標高 $h(x, y)$ を用いたシグマ座標系

$$s = \frac{z - h(x, y)}{H - h(x, y)} \quad (5)$$

をベースにしている。ただし、 H は 12km を割り当てた固定値である。

2.2 α モデルによる降雨予測手法と改良点

α モデルでは、不安定場を

飽和水蒸気量が、基本場の気圧および温位を用いて算定される値の $(1 - \alpha)$ 倍に抑えられる場

と定義している。

このモデル是水蒸気との相互作用による変換効率を、基本場から決定される飽和水蒸気量がどの程度抑えられるかによって表現している。飽和水蒸気量を $(1 - \alpha)$ 倍に抑えることで降水に変換されるべき過飽和水蒸気量を増大させ、層状の水蒸気流入場だけでは絶対的に不足する水蒸気の鉛直方向からの流入状態を擬似的 (間接的) に生み出し、不安定な場を生起させている。これを式で表現すると、熱力学的方程式

$$\frac{\partial}{\partial t}((1 - \alpha)m_s) + u \frac{\partial}{\partial x}((1 - \alpha)m_s) + v \frac{\partial}{\partial y}((1 - \alpha)m_s) + w \frac{\partial}{\partial z}((1 - \alpha)m_s) = \frac{Q}{\rho_0} \quad (6)$$

であり、初期の水蒸気相変化量 Q の 3 次元分布からこの式 (6) によって α の 3 次元分布が初期情報として推定され、パラメータ分布を運動学的手法によって移流させながら、やはり式 (6) に従って水蒸気相変化量が予測される。

α モデルによる降雨予測の結果を Fig. 3 の CASE 1 に示す。

この図より、α モデルによる降雨予測では、層状な水蒸気流入場から水蒸気を降水に変換するため、降雨強度が弱く、分布が若干孤立化してまばらになるといった問題点が生じるのがわかる。そこでまず、降雨強度が弱いという問題を解消するため、降水の終端落下速度 W_t について検討を行った。

中北らの提案した降雨予測手法においては、空気に相対的な雨滴の落下速度は氷相と液相とを区別し、

$$W_t = \begin{cases} 31.2 (\rho_0 m_l)^{0.125} & (T \geq 0) \\ 5.92 (\rho_0 m_l)^{0.11} & (T < 0) \end{cases} \quad (7)$$

とし、氷相の降水粒子としては雪片の落下速度を用いている。しかし、本手法が主に対象とする降雨は対流性降雨であり、ブライトバンドの存在する高度以高では雨滴は主に氷点下であっても、雪片より遙

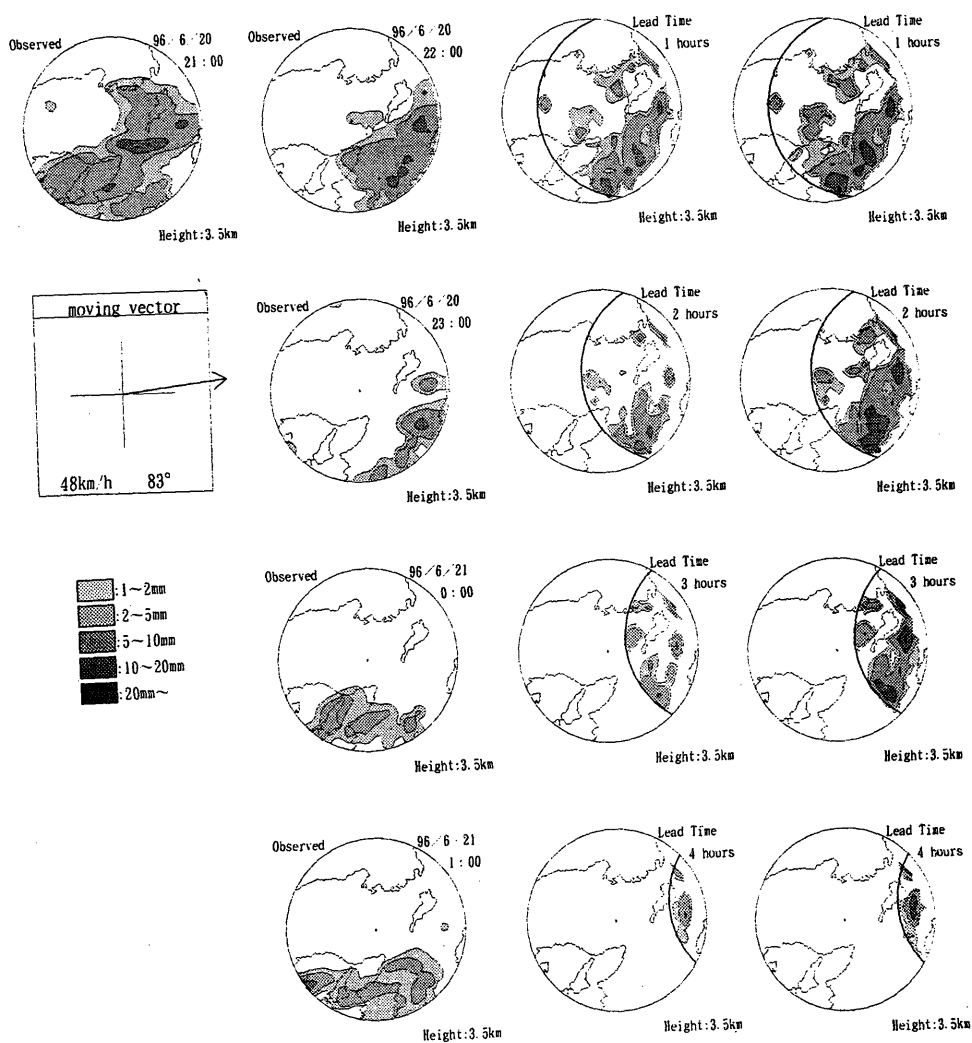


Fig. 3 Observed and Predicted rainfall distributions at a height of 3.5km from 2100 Japan standard time (JST), June 20, 1996, to 0100 JST, June 21, 1996 by alpha model (CASE 1 and CASE 2)

かに大きい終端速度をもつ雹等の降水粒子が卓越していることが多い。実際、再現・予測計算において雪片の落下速度を用いていたので、ブライトバンド以高で生成された多量の降水粒子が効率的に下層に落下せずに上空に停滞する状態をもたらした結果、下層での降水量が小さく、反対に上空で多量の水分量が算定される結果となっていた。

そこで、液相として上式から算定される落下速度の方が雪片として算定されるものより遙かに実際に近いと仮定して、次式のように液相における落下速度のみを考え、降雨予測を試みた(Fig. 3のCASE2)。

$$W_i = 31.2 (\rho_0 m_i)^{0.125} \quad (8)$$

CASE 2の落下速度を液相のみのものにした場合を見ると、CASE 1に比べてレーダー観測値により近づいた形で降雨強度が強く算定されるようになり、この仮定は正しかったといえる。よって、以下ではすべて、落下速度を液相のみのものに仮定して予測を行うことにする。

以上によって小さい予測降雨量が得られると言う α モデルの問題点は解決した。しかし、 α モデルによる降雨予測ではやはり孤立化した降雨分布が予測される傾向にある。メソ α スケールの比較的層状の風速場に沿った水蒸気輸送を表現している限り、より小さなスケールでの鉛直輸送が卓越している強雨域を再現・予測しようとする、層状の風速場の風下側で流入水蒸気が不足している危険性がある。すなわち、層状の水蒸気流入場からの降雨への変換には限界があり、以下、下層の豊富な水蒸気を降水に変換するLFCモデルを用いることによってこの問題を解決する。

3. LFCモデルによる降雨予測手法

3.1 LFCモデルの定義

LFCモデルとは自由対流高度および潜在不安定度を用いて下層からの水蒸気鉛直輸送量の大小を表現することによって、熱力学的に水蒸気鉛直輸送効果を取り込んだ降雨の概念モデル(不安定場モデル)である。モデルの概念図をFig. 4に示す。LFCモデルの定義は次の通りである(中北他,1992)。

場の状態から定まっている自由対流高度 z_{LFC} を $(1-\beta)$ 倍($0 < \beta < 1$)にすることで自由対流が生じうる層を補給層内に生起させ、その層内の水蒸気流入量の α 倍が吸引層に鉛直輸送され相変化する場

このモデルでは、大気を2層に分けて考えている。水蒸気を鉛直方向に補給する側の下

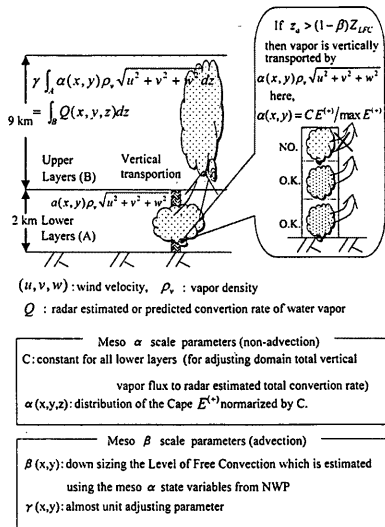


Fig. 4 Schematic of LFC model

層(0 ~ 2 km)と水蒸気を下層から補給される側の上層(2 ~ 11 km)とである。前者を補給層(式中はAと表記)、後者を吸引層(Bと表記)と呼んでいる。ここでモデルパラメータは α, β の2つである。このうち β は水蒸気の鉛直輸送を生起させるものであり、 α は鉛直輸送が生起する状態となったときの鉛直輸送量を決定するものである。すなわち、補給層内の高度 z_a において、

$$z_a > (1-\beta(x, y))z_{LFC} \quad (9)$$

が満たされる時に、この高度から水蒸気が鉛直輸送される。一方、潜在不安定度の違いが輸送量に違いをもたらすよう、

$$\alpha(x, y, z) = C E^{(+)}(x, y, z) / \max_z E^{(+)}(x, y, z) \quad (10)$$

とする。ここでCは補給層からの全水蒸気輸送量を吸引層の全水蒸気相変化量にあわせるための一樣かつ一定な定数である。一方、ただし $E^{(+)}(z)$ は大気の潜在不安定度(空気塊の潜在エネルギー)CAPEであり、気塊の過程曲線と気温の鉛直プロファイルとから求められる(Fig. 5)。空気塊の過程曲線の気温分布を $T'(z)$ ($T'(z) > T(z)$)とすれば、

$$E^{(+)}(z_a, m_v) = \int_{z_{LFC}} (T'(z) - T(z)) dz \quad (11)$$

で定義される。過程曲線の具体的な算定方法は後述する。

補給層からの水蒸気輸送量は次のように算定される。

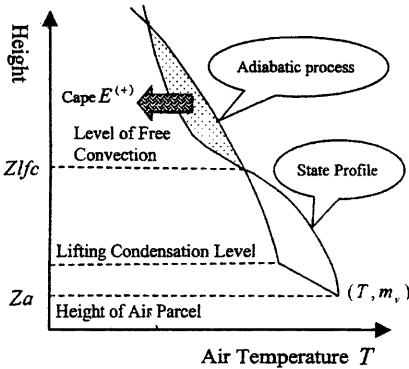


Fig. 5 Schematic of Cape and Level of Free Convection

$$Q_l(x, y, z_a) = \alpha \rho_v \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} \quad (12)$$

ここで、 ρ_v は水蒸気の密度である。

3.2 過程曲線の計算方法

空気塊の過程曲線は、次式による仮想計算によって求める。すなわち、

温位の 1 次元保存式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{LQ}{\rho_0 \pi} \quad (13)$$

水蒸気の 1 次元保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + w \frac{\partial m_v}{\partial z} = -\frac{Q}{\rho_0} \quad (14)$$

を、鉛直方向に 50m ごとにとった格子点を用いて上流差分で近似し、鉛直風速 5 (m/s) を全高度で鉛直上向きに与え、メソ α スケールの基本場の値を初期条件に定常に達するまで計算を行って、得られた θ の鉛直分布から過程曲線 $T'(z)$ を求める。ただし、 Q の算定は、飽和混合比を越える水蒸気は凝結するという仮定の下、Asai(1965)の方法によって算定する。Asaiの方法とは、水蒸気から水分への変換の際に生じる潜熱の放出によって飽和水蒸気量が大きくなることを考慮して、過飽和水蒸気量の算定を行う方法である。飽和混合比は、後述の(24)式によって算定する。

3.3 LFC モデルの定式化と降雨算定の基礎式

まず、補給層を ($0 < z \leq z_l$)、吸引層を ($z_l < z \leq z_u$) とし、ある (x, y) での補給層の z 高度での補給量 $Q_l(z)$ 、吸引層での吸引量 $Q_u(z)$ を決定する。まずはある点での水蒸気流入量を $Q_s(z)$ とすると、

$$Q_s(z) = \rho_v \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} \quad (15)$$

$$Q_l(z) = \alpha(z) Q_s(z) \quad (16)$$

$$Q_u(z) = \int_0^{z_l} Q_l(z) dz \times \frac{\int \int_B Q(x, y, z) dx dy}{\int \int \int_B Q(x, y, z) dx dy dz} \quad (17)$$

Q_u は、吸引層の各高度においてレーダー情報からの推定分布と同じ比率で水蒸気相変化量を鉛直方向に分配することを意味する。このレーダー情報から推定されている水蒸気相変化量は鉛直輸送された水蒸気の相変化のみで再現する。なお、 z_l は海上で 2 km 高度に対応する s 一定面、 z_u は 12 km としている。

LFC モデルを用いた降雨算定の基礎式も補給層と吸引層で異なる。

補給層では、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = 0 \quad (18)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + w \frac{\partial m_v}{\partial z} = -\frac{Q_l}{\rho_0} \quad (19)$$

水分量保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \frac{\rho_w}{\rho_0} \frac{\partial r}{\partial z} \quad (20)$$

一方吸引層では、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{LQ_u}{\rho_0 \pi} \quad (21)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + w \frac{\partial m_v}{\partial z} = 0 \quad (22)$$

水分量保存式

$$\frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \frac{Q_u}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0} \frac{\partial r}{\partial z} \quad (23)$$

となる。この基礎方程式を用いて降雨の再現・予測計算を行なう。

3.4 LFC モデルの降雨算定手法

α モデルの降雨算定手法をベースにしている。まず、式(18)～式(23)の右辺の Q_l 、 Q_u をまず 0 とおいて、式(18)～式(23)より水蒸気相変化量を考慮せずに差分時間間隔 Δt 先の θ 、 m_v 、 m_l 、 m_s の仮の時間更新値の θ^* 、 m_v^* 、 m_l^* 、 m_s^* を求める。ただし、 m_s^* は飽和混合比であり、次式で算定される。

$$m_s^* = \frac{3.8}{\rho_0} \exp \frac{17.3(T^* - 273.2)}{T^* - 35.9} \quad (24)$$

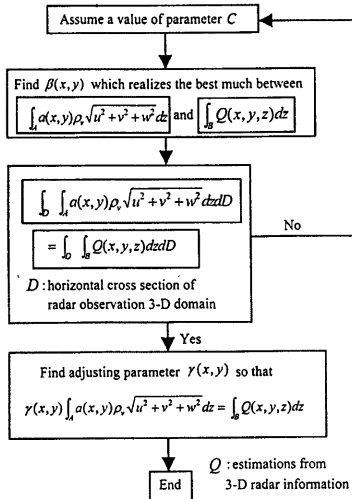


Fig. 6 Procedure of parameter estimation

ここで、 p_0 は総観場での気圧 (mb), T^* は気温 (K) である。

次に、 Q_l , Q_u の代わりとなる過飽和量 δm_l , δm_u を求める。すなわち、
補給層においては、

$$\delta m_l = \Delta t \frac{Q_l}{\rho_0} \quad (25)$$

吸引層においては、

$$\delta m_u = \Delta t \frac{Q_u}{\rho_0} \quad (26)$$

となる。 Q_l , Q_u は式(16), 式(17)から求められる。
その上で、Asai(1969)の方法を；
補給層において、

$$m_v = m_v^* - \delta m_l \quad (27)$$

吸引層において、

$$\begin{aligned} \theta &= \theta^* + \frac{L}{C_p} \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{R_d/C_p} \delta m_u \\ m_l &= m_l^* + \delta m_u \end{aligned} \quad (28)$$

によって、 θ , m_v , m_l の更新値を算定する。

3.5 LFC モデルパラメータの推定手法

本研究においてレーダー情報及び GPV データによるパラメータの推定手法を開発した。パラメータの推定手法のフローチャートを Fig. 6 に示す。

まず補給層全体における水蒸気流入量フラックスの総和 $\int \int \int_A \rho_v \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} dx dy dz$ とレーダー情報から推定される水蒸気相変化量 Q の総

和 $\int \int \int_B Q dx dy dz$ との比を評価し、鉛直輸送量のオーダーを合わせるための定数 C の仮の推定値 (繰り返し計算の初期値) を

$$C = \frac{\int \int \int_B Q(x, y, z) dx dy dz}{\int \int \int_A \rho_v \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} dx dy dz} \times 0.1 \quad (29)$$

によって算定する。ここで、右辺最後の 0.1 は任意に選定した値であるが、補給層全体の格子点の中で、鉛直輸送生起の条件式(9)を満足する格子点の割合のおおよその推定値である。以下、補給層 A の中で条件式(9)を満足する領域を A' で表すこととする。

さて、定数 C が決定すると、潜在不安定度によって式(10)により $\alpha(x, y, z)$ が (仮の値として) 定まる。

次に条件式(9)を通して鉛直輸送地点を決定するパラメータ $\beta(x, y)$ を推定する。 β 推定値としては、補給層から鉛直輸送される水蒸気フラックスの鉛直総和 $\int_{A'} Q_l(z) dz$ とレーダー情報から推定されている水蒸気相変化量の鉛直方向の総和 $\int_B Q(z) dz$ とが最も一致する β 値を、0 から 1 までを 0.001 間隔で離散化した値の小さい方から検索することによって求める。ここで、 β は 1.0 までの値を取りうるパラメータである。 β が 1.0 以上になるということは、下層の補給層の全水蒸気を上層の吸引層に輸送しても $\int_B Q(z) dz$ に満たないことを意味する。また、 $\int_B Q(z) dz < 0$ の時、 β は不定とする。

β が推定できると、定数 C の値を

$$C_{\text{new}} = C \times \frac{\int \int \int_B Q(x, y, z) dx dy dz}{\int \int \int_{A'} Q_l(x, y, z_a) dx dy dz} \quad (30)$$

次式で修正し、上記手順を再び繰り返して α , β を同定し直し、定数 C が次式の収束条件

$$|C_{\text{new}} - C| / C < 10^{-3} \quad (31)$$

を満たすまで繰り返し、この条件で定数 C の値が収束した時の α , β を推定値とする。

以上で、パラメータ C , $\alpha(x, y, z)$, $\beta(x, y)$ が同定されたことになるが、さらに、レーダー情報から推定される水蒸気相変化量の鉛直積分量の水平分布と補給層からの全鉛直輸送量の水平分布を完全に一致させるために、微調整のためのパラメータ $\gamma(x, y)$ を導入する。

$$\gamma = \int_B Q(x, y, z) dz / \int_{A'} Q_l(x, y, z) dz \quad (32)$$

によって導入し、 $Q_l(x, y, z)$ を

$$Q_l(x, y, z) = \gamma(x, y) \alpha(x, y, z) \rho_v \sqrt{u^2 + v^2 + w^2} \quad (33)$$

として再定義する。これにより、LFC モデルパラメータは 3 次元レーダー情報の Q を再現することができる。

以上、パラメータの推定手順を示した。推定すべきパラメータは、

1. メソ α スケール: $C, \alpha(x, y, z)$
2. メソ β スケール: $\beta(x, y), \gamma(x, y)$

のように、分布のもつ空間分解能のスケールによって2つに分けられる。概念モデルを用いた短時間降雨予測手法という趣旨、すなわち概念モデルがGPVデータから得られる基本場とレーダー情報がそれぞれ持つ空間スケール間のギャップを橋渡しするという趣旨から、不安定場パラメータとして予測計算時に移流させるのは、メソ β スケールの空間分解能を持つ $\beta(x, y), \gamma(x, y)$ の2つであるべきである。

一方では、 $\gamma(x, y)$ という微調整パラメータを導入した。しかしこのことは、LFCモデルだけではレーダー推定の水蒸気層変化量の水平空間分布を完全には表現し切れないことを示すものであり、推定される $\gamma(x, y)$ 値が1から離れるほどLFCモデルの再現力が低いということになる。したがって、本来は導入すべきではないパラメータである。この問題の解決策は後述する。

4. LFCモデルを用いた降雨予測手法の検討

4.1 LFCモデルによる降雨予測結果

前章においてLFCモデルを用いた降雨予測手法をパラメータ推定手法も含め構築した。その結果をFig. 7に示し、CASE 3とする。この結果を見ると、 α モデルで見られた降雨のまばらな分布が見られなくなり、降雨強度もある程度の強い強度が算定されており、LFCモデルによる降雨予測は α モデルの欠点をカバーしているといえる。

そこで、次節において、LFCモデルによる降雨予測手法の設定を若干変え、LFCモデルの持つ性質について考察する。検討対象項目を次の3つとする。

1. 再現・予測計算時に自由対流高度をイニシャル時から一定にしていたが、これを更新させる(CASE 4)。
2. 移流させるパラメータをメソ β 擾乱を表現した β, γ にしているが、 γ の代わりにメソ α 擾乱を表現した α を移流に用いる(CASE 5)。
3. LFCモデルによる降雨予測手法ではGPVデータのwarming up計算を行っていないが、 α モデルと同様にwarming up計算を行い予測する(CASE 6)。

これら3ケースの結果をFig. 8に示す。

4.2 自由対流高度の更新・非更新の検討

降雨予測計算を進めて行くと温位や水蒸気混合理は更新されるので、自由対流高度も変化する。そこ

で、自由対流高度を10分ごとに更新して予測を試みた(CASE 4)。

Fig. 8のCASE 4より、降雨強度は α モデルよりも弱いものとなり、時間を追うごとにより弱くなっていった。原因として、下層の水蒸気の鉛直輸送とそれに伴う上空での凝結潜熱放出により自由対流高度が上昇するとともに、大気の状態が安定化し、その結果鉛直輸送量が減少し、降雨量が減少したものと考えられる。

LFCモデルによる降雨予測で対象とする降雨は数時間持続する対流性降雨であり、大気的不安定度も数時間は持続するメソ β スケールに組織化された降雨であり、概念モデルはその組織化により不安定度が持続化する状態を表現しようとするべきである。これらの観点から自由対流高度を一定に保つという仮定が最適であることを、上記の結果は示している。

4.3 移流パラメータの検討

次に、LFCモデルには3種類のパラメータ α, β, γ があるが、移流させるパラメータを変えることによって予測精度が向上するかどうか検討を行う。すなわち、前章の最後にパラメータもつ空間分解能のスケールから移流させるパラメータを β, γ としたが、メソ α 擾乱を表現したパラメータ α を γ の代わりに移流させてみて、上記判断が最適かどうかを確認する。

移流させるパラメータを α, β にした時の結果をCASE 5とした。 β, γ を移流させた結果であるCASE 3と比べるとCASE 3の方が若干強い雨域が広がり、予測3時間後には実況降雨分布とはずれがあるものの、大台ヶ原周辺において降雨が強く現れている。すなわち、メソ β スケールを表すパラメータを移流させた方がより地形の影響を表すことをこの結果は示している。

4.4 warming up 計算を行った際の移流パラメータの検討

これまでにパラメータの推定、降雨再現・予測計算に用いていた初期場は、基本場としてメソ α スケールのGPVデータから算定していた。GPVデータのグリッド間隔は水平方向に30 kmであり、温位や水蒸気混合比等のデータは地形との相関性がほとんどない状態といえる。そこで α モデルにおける降雨予測手法と同じく、パラメータ推定前にレーダーから推定された水蒸気層変化量 Q の分布を固定して(1), (2)式によって温位、水蒸気混合比のwarming up計算を基本場を初期場として2時間分行い、地形の影響を受けた温位、水蒸気混合比の初期分布に修

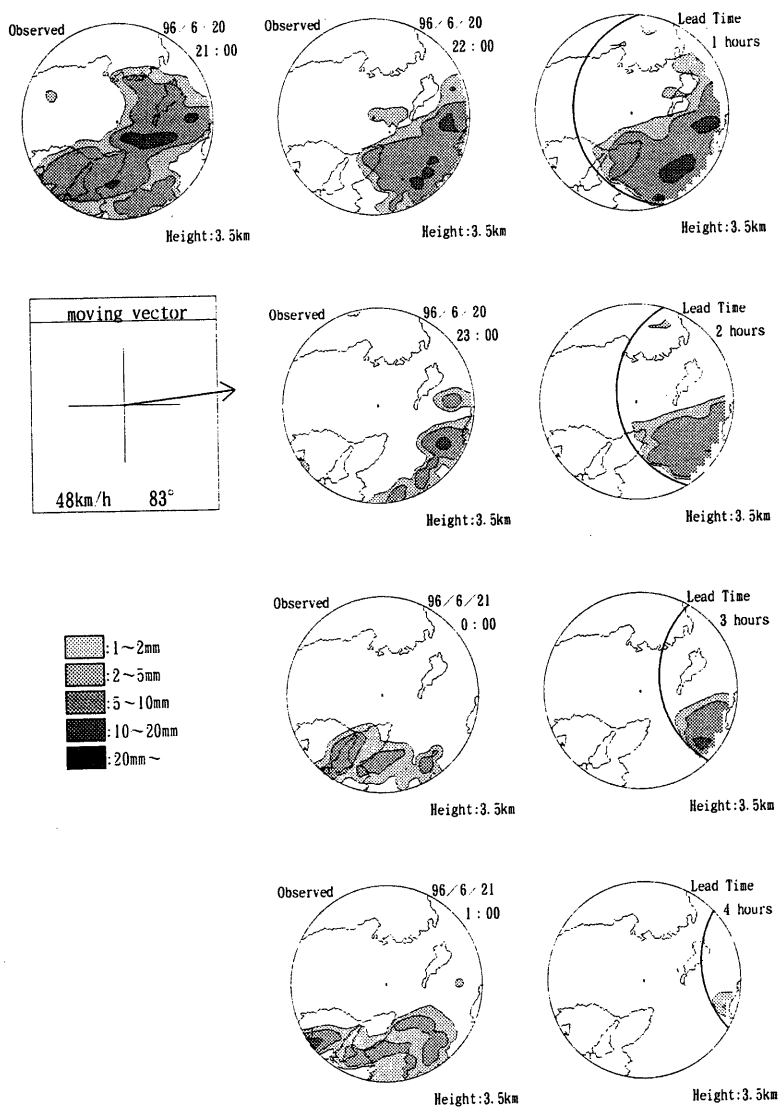


Fig. 7 Observed and pPredicted rainfall distributions at a height of 3.5km from 2100 Japan standard time (JST), June 20, 1996, to 0100 JST, June 21, 1996 by LFC model (CASE 3)

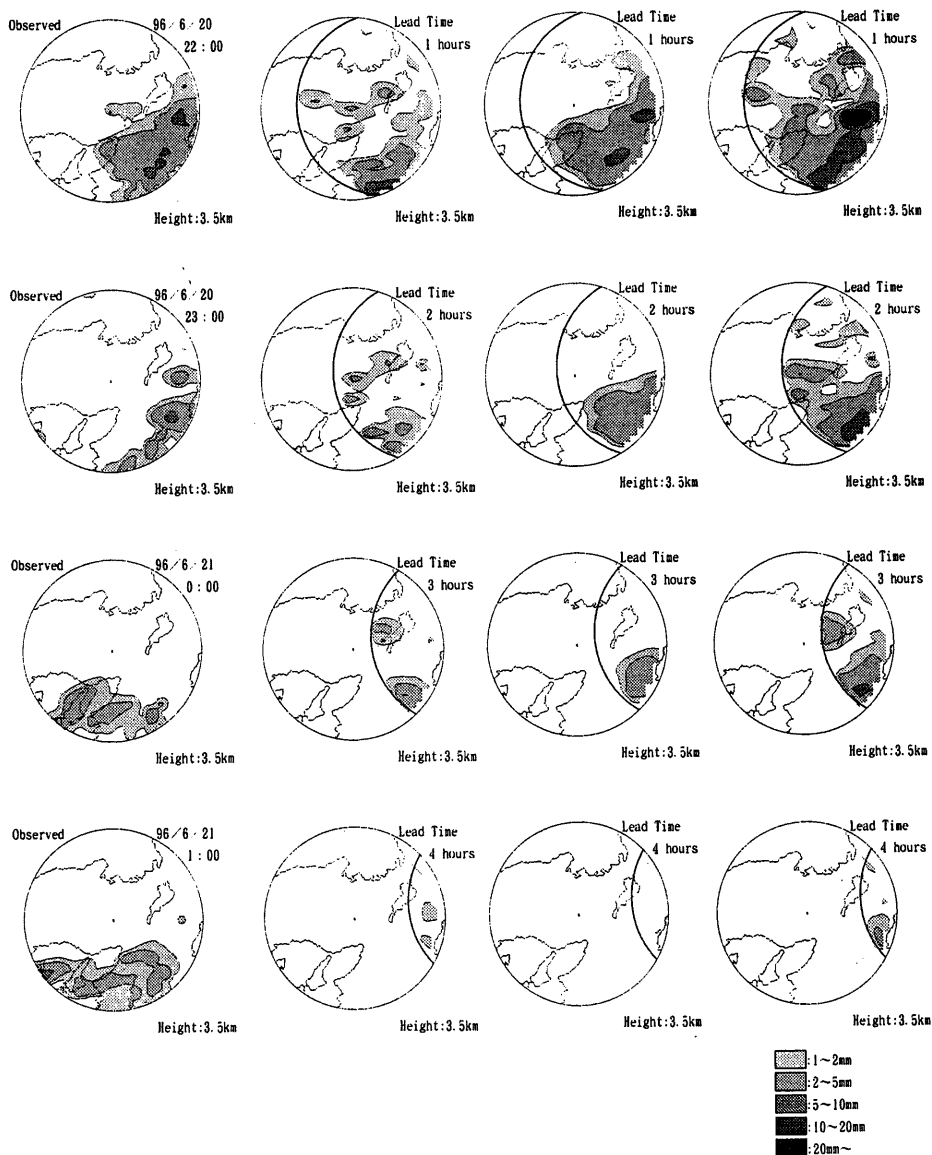


Fig. 8 Observed and predicted rainfall distribution at a height of 3.5km from 2100 Japan standard time (JST), June 20, 1996, to 0100 JST, June 21, 1996 by LFC model (CASE 4, CASE 5 and CASE 6)

正した上で降雨予測を行う。ここで、warming up 計算を行っていない場合 (CASE 3)、行った場合 (CASE 6) 両方の潜在不安定度の分布 (Fig. 9)、パラメータ γ の分布 (Fig. 10) を示す。

Fig. 9を見ると、warming up 計算を行っていない場合、潜在不安定度はなだらかな分布をしている。一方、warming up 計算を行った場合、分布に著しい変化がある。六甲山地や、大台ヶ原付近では不安定度が大きく、琵琶湖、大阪平野付近では不安定度が小さい。このように、warming up 計算を行うと、地形の影響を受けた初期場が得られることがわかるとともに、山岳部では不安定度が大きく、平野部では不安定度が小さくなることより、地形が大気の潜在不安定に大きく関与することがわかる。

さらに Fig. 10を見ると、warming up 計算を行っていない場合、 γ もなだらかな分布をし、なおかつ 1 に近い値をとっている。これは各 (x, y) 地点において γ で修正する以前に α と β でレーダー情報から推定した水蒸気相変化量の鉛直積分値をほぼ表現できていることを意味する。すなわち、パラメータ γ による最終調整は微調整の域を出ずに、LFC モデルが意味ある形で有効に働いていることを示している。一方、warming up 計算を行った場合、Fig. 9 より、潜在不安定が大きな地点や、琵琶湖北部のように非常に安定な地点が出現するの で γ の値は大きく変動する。Fig. 7 の 96 年 6 月 20 日 21 時のイニシャル時刻の雨量の実況分布図を見ると、六甲山地では雨はなく、琵琶湖では雨が存在する。このことより、レーダー情報の水蒸気相変化量が少ない地点で大気が不安定であれば、 γ は極端に小さい値を取り、水蒸気相変化量が多い地点で大気が安定であれば、 γ は極端に大きい値を取る。

CASE 6 の予測結果を見ると、パラメータ γ の値の大きい部分が移流していくと、潜在不安定度の大きい三重県、奈良県付近で降雨強度が大きくなった。LFC モデルは潜在不安定度の感度が大きいモデルといえる。

5. LFC モデルと α モデルを結合した新概念モデルの開発

5.1 結合概念モデルの定義

前章で述べたように、warming up 計算をさせた場合、大気の潜在不安定度が地形に依存するような形で場所によって大きく変わってしまい、大気が安定な場所では LFC モデルはうまく対応できなくなるという問題点が生じた。もともと、降雨ケースによってはメソ α スケールの基本場が潜在不安定でない場合でも降雨の存在するケースがあり得、そういった

ケースでは LFC モデルが適用できない。LFC モデルは対流現象が卓越する結果、層状な流れ場に沿って運ばれる水蒸気を擬似的に多量に相変化させるという α モデルでは対処しきれない場合を想定して開発された概念モデルである。

したがって、本来、卓越する現象すなわち層状性降雨か対流降雨かによって使い分けを要するのは明らかである。それでは、層状性降雨が卓越する領域では α モデルを適用し、対流現象が卓越する領域で LFC モデルを適用する選択肢をとるのがよいのだろうか。現象はこのように領域ごとにきれいに分かれるものではないし、どちらの領域に属するかを実時間で決定するのも容易ではない。したがって、領域的に分けて併用することによって 2 つの概念モデルを結合した予測手法を開発するのは短絡的である。考えられる積極的な方法は、概念的に結合する方法である。

すなわち、潜在不安定が存在する領域ではまず LFC モデルで表現できるところまで表現し、表現できないところ、すなわち潜在不安定の存在しない領域や存在してもパラメータ γ で表現してきたレーダー推定の水蒸気相変化量との差を、層状な流れ場に沿って運ばれる水蒸気を擬似的に多量に相変化させるという α モデルで表現することによって、両概念モデルの結合を試みる。

結合モデルの概念図を Fig. 11 に示す。結合モデルにおけるパラメータは LFC モデルのパラメータ α 、 β と、 α モデルのパラメータ α である。この α モデルのパラメータ α をあらたにパラメータ γ と呼ぶことにする。LFC モデルでは補給層からの水蒸気鉛直輸送量の水平分布をレーダー情報の水蒸気相変化量の鉛直総和量の水平分布に無理に合わせるためのパラメータとして γ を用いていたが、結合モデルでは LFC モデルによって表現できる水蒸気鉛直輸送量のレーダー情報の水蒸気相変化量の鉛直総和量に対する不足量を各格子点において算出し、その不足量を α モデルパラメータとしての γ を用いて表現する。したがって、LFC モデルのパラメータ γ のような強引なパラメタリゼーションは行わない。

5.2 結合概念モデルのパラメータ推定手法

推定の手順としては、LFC モデルパラメータ α 、 β を推定し、そこから α モデルパラメータ γ を推定する。

推定方法は 3.2 節に述べたが、パラメータ β の推定手法のみが異なる。補給層から鉛直輸送される水蒸気フラックス $\int_A Q_1(z) dz$ がレーダー情報による水蒸気相変化量の鉛直総和 $\int_B Q(z) dz$ を超えない範囲

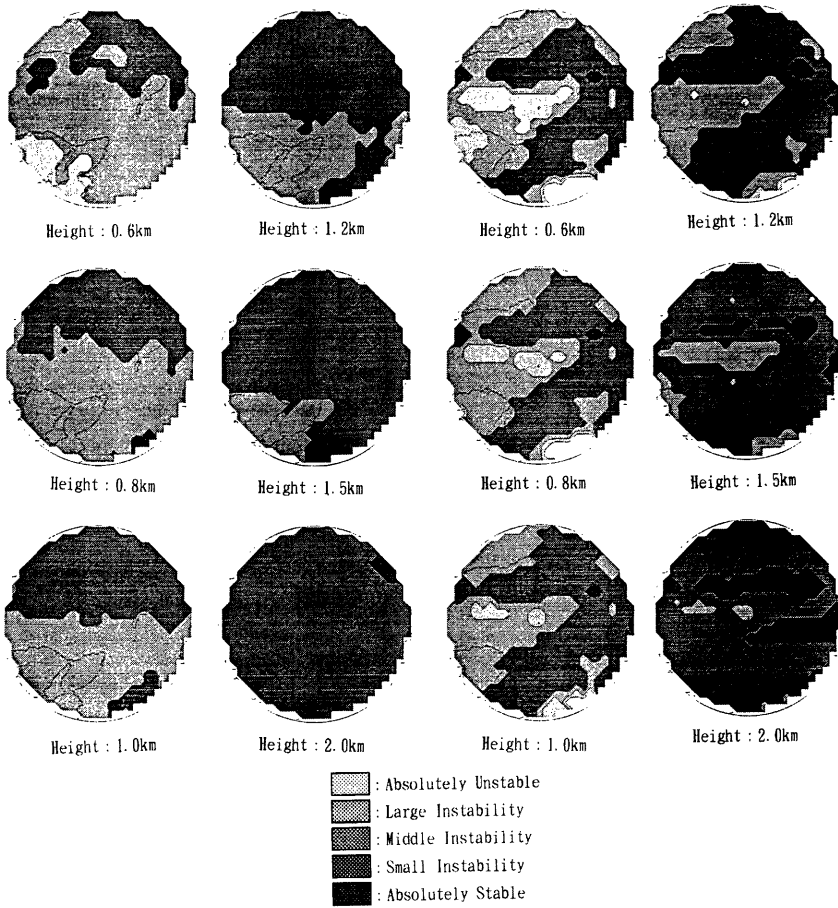


Fig. 9 Distributions of latent instability (left:without warming up run right:with warming up)

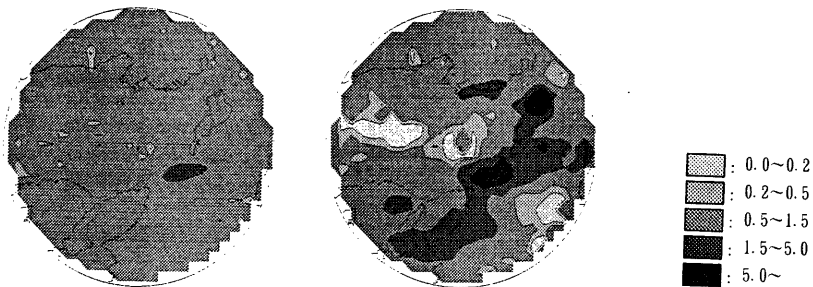


Fig. 10 Distributions of parameter γ (left:without warming up run right:with warming up)

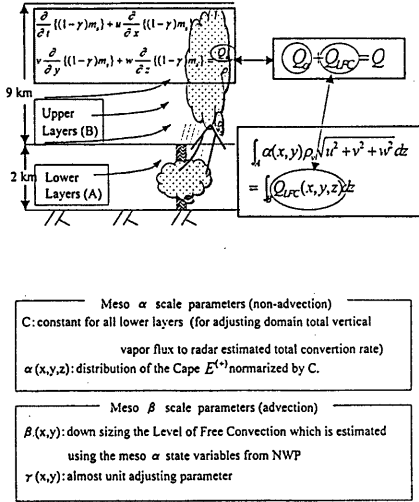


Fig. 11 Schematic of LFC + α combined model

での最適な β 値を推定する。

次に、 α モデルパラメータ γ を推定する。LFC モデルパラメータを推定する際に求まった吸引層での吸引量 $Q_u(z)$ (式(17))をレーダー情報の水蒸気相変化量 Q から差し引き、差し引いた水蒸気相変化量からパラメータ γ を推定する。すなわち、補給層においては

$$Q_\alpha = Q \quad (34)$$

吸引層においては

$$Q_\alpha = Q - Q_u \quad (35)$$

として、

$$\begin{cases} \Delta t \frac{Q_\alpha}{\rho_0} = m_v - (1 - \gamma) m_s \\ Q_\alpha = 0 \text{ のとき } \gamma = \text{不定} \end{cases} \quad (36)$$

とする。式(34)～式(36)より、パラメータ γ を推定する。

5.3 結合概念モデルの定式化と降雨算定の基礎式

LFC モデルと同様、補給層を $(0 < z \leq z_l)$ 、吸引層を $(z_l < z \leq z_u)$ とし、式(15)～式(17)から各 (x, y) での補給層の z 高度での補給量 $Q_l(z)$ 、吸引層での吸引量 $Q_u(z)$ を求める。

新概念モデルの降雨算定の基礎式は LFC モデルの基礎式に α モデルの基礎式をそのまま取り入れたものである。

補給層において、
熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{L Q_\alpha}{\rho_0 \pi} \quad (37)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + w \frac{\partial m_v}{\partial z} = -\frac{Q_\alpha + Q_l}{\rho_0} \quad (38)$$

水分量保存式

$$\begin{aligned} \frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \\ \frac{Q_\alpha}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0} \frac{\partial r}{\partial z} \end{aligned} \quad (39)$$

一方、吸引層では、

熱力学的方程式

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + u \frac{\partial \theta}{\partial x} + v \frac{\partial \theta}{\partial y} + w \frac{\partial \theta}{\partial z} = \frac{L(Q_\alpha + Q_u)}{\rho_0 \pi} \quad (40)$$

水蒸気量保存式

$$\frac{\partial m_v}{\partial t} + u \frac{\partial m_v}{\partial x} + v \frac{\partial m_v}{\partial y} + w \frac{\partial m_v}{\partial z} = -\frac{Q_\alpha}{\rho_0} \quad (41)$$

水分量保存式

$$\begin{aligned} \frac{\partial m_l}{\partial t} + u \frac{\partial m_l}{\partial x} + v \frac{\partial m_l}{\partial y} + w \frac{\partial m_l}{\partial z} = \\ \frac{Q_\alpha + Q_u}{\rho_0} + \frac{\rho_w}{\rho_0} \frac{\partial R}{\partial z} \end{aligned} \quad (42)$$

となる。

5.4 結合概念モデルの降雨算定手法

新概念モデルの降雨算定式については前節に述べたが、実際の降雨算定手法について述べる。まず、式(37)～式(42)の右辺の Q_α については、 α モデルの降雨算定手法と同様にこれらを直接算定することはせずに、Asai の方法に修正を加えたものを用いて計算を進める。そこで、 Q_l 、 Q_u 、 Q_α をまず 0 とおいて、式(37)～式(42)より水蒸気相変化量を考慮せずに θ 、 m_v 、 m_l 、 m_s の仮の時間更新値の θ^* 、 m_v^* 、 m_l^* 、 m_s^* を求める。ただし、 m_s^* は飽和混合比であり、次式で算定される。

$$m_s^* = \frac{3.8}{p_0} \exp \frac{17.3(T^* - 273.2)}{T^* - 35.9} \quad (43)$$

ここで、 p_0 は総観場での気圧 (mb)、 T^* は気温 (K) である。

次に、Asai の方法を利用して α モデルの要素における水蒸気の過飽和量 δm_α を求める。

$$\delta m_\alpha^* = m_v^* - (1 - \gamma) m_s^* \quad (44)$$

$$\delta m_\alpha^* =$$

$$\delta m^{**} / 1 + \frac{(1 - \gamma) m_s^*}{\theta^{*2}} \frac{L^2}{C_p R_v} \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{2R_d / C_p} \quad (45)$$

によって δm^* を算定し、

$$\delta m_\alpha = \begin{cases} \min\{m_v^*, \delta m^*\}, & \delta m_\alpha^* \geq 0 \\ -\min\{m_l^*, -\delta m^*\}, & \delta m_\alpha^* < 0 \end{cases} \quad (46)$$

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_α とは、

$$\delta m_\alpha = \Delta t \frac{Q_\alpha}{\rho_0} \quad (47)$$

なる関係を有する。

さらに、LFC モデルの要素による過飽和量 δm_l , δm_u を求める。

補給層においては、

$$\delta m_l = \Delta t \frac{Q_l}{\rho_0} \quad (48)$$

吸引層においては、

$$\delta m_u = \Delta t \frac{Q_u}{\rho_0}, \quad (49)$$

となる。

最終的には、補給層において、

$$\begin{aligned} \theta &= \theta^* + \frac{L}{C_p} \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{R_d/C_p} \delta m_\alpha \\ m_v &= m_v^* - \delta m_\alpha - \delta m_l \\ m_l &= m_l^* + \delta m_\alpha \end{aligned} \quad (50)$$

吸引層において、

$$\begin{aligned} \theta &= \theta^* + \frac{L}{C_p} \left(\frac{p_{00}}{p} \right)^{R_d/C_p} (\delta m_\alpha + \delta m_u) \\ m_v &= m_v^* - \delta m_\alpha \\ m_l &= m_l^* + \delta m_\alpha + \delta m_u \end{aligned} \quad (51)$$

によって、 θ , m_v , m_l の更新値を算定する。

5.5 暫定的な適用結果

本結合手法の効果を見るために、前章でパラメータ γ の値が 1 と大きくかけ離れて、LFC モデルそのものの単独使用の可否が問われるケースとなった、warming up 計算を行う場合に適用する。新概念モデルによる降雨予測結果を Fig. 12 に示す。

Fig. 12 より、降雨強度はより強くはなったものの、算定降雨域が非常に広がり、 α モデルとの結合によって α モデルの欠点であったまばらな分布が再び見られるようになった。 α モデルの役割が単に LFC モデルが表現しきれない層状性降雨を表現するどころか、LFC モデル並に強い降雨を再現してしまっているようにうかがえる。

本章で示した結合方針は、層状性降雨、対流性降雨の併存を考えると重要で意味のある方針であると考えている。すなわち、本論文は、この結合方針の提案、それに従った一貫した手法の構築、および予備的な適用結果を示したという位置づけを持っている。今後は、パラメータの推定手順の最適化を計ってゆけば、本論文で示した α モデルおよび LFC モデルの問題点を補った、これまで待ち望んできた新概念モデルによる短時間降雨予測手法が確立できるものと考ええる。

6. 結論

本論文では、中北らによって開発された降雨の概念モデルを用い 3 次元レーダーを利用した短時間降雨予測手法に潜在不安定度や水蒸気鉛直輸送を考慮した既開発の LFC モデルを導入するために、モデルパラメータの推定手法、降雨予測手法を開発した。

既に組み込まれている概念モデルである α モデルでは山岳地域における降雨の停滞などをうまく表現し予測しているが、比較的層状な水蒸気の流れを用いるために、降雨が弱く算定されるとともに孤立化した降雨分布が算定される傾向がある。一方、対象とする降雨分布のスケールにおいて必要とされる水蒸気の鉛直輸送を予測手法に取り込むために、潜在不安定の概念と水蒸気の鉛直輸送効果を内包した LFC モデルが開発されている。本論文は、この LFC モデルのモデルパラメータを 3 次元レーダー情報および GPV データから推定する方法を開発してそれを実時間降雨予測に試みることを、さらには予測手法の改良および α モデルとの概念的な結合手法を開発することを目的とした。

その結果 LFC モデルによる降雨予測は α モデルの孤立化した降雨分布の予測という欠点を解決できることを示した。とともに、モデルパラメータの持つ空間分解能をベースに、降雨予測の際に移流させるべきモデルパラメータの選択方針を示すとともに、その有効性を適用結果によって示すことにより、概念モデルが短時間降雨予測手法において果たす役割を示した。

さて、LFC モデルは対流現象が卓越する結果、層状な流れ場に沿って運ばれる水蒸気を擬似的に多量に相変化させるといった α モデルでは対処しきれない場合を想定して開発された概念モデルである。もともと、降雨ケースによってはメソ α スケールの基本場が潜在不安定でない場合でも降雨の存在するケースがあり得、そういったケースでは LFC モデルが適用できない。そこで、潜在不安定が存在する領域ではまず LFC モデルで表現できるところまで表現し、表現できないところ、すなわち潜在不安定の存在しない領域や存在してもやや強いパラメータで表現してきたレーダー推定水蒸気相変化量との差を、層状な流れ場に沿って運ばれる水蒸気を擬似的に多量に相変化させるといった α モデルで表現することによって、両概念モデルの結合を計った。示した結合方針は、層状性降雨、対流性降雨の併存を考えると重要で意味のある方針であると考えている。すなわち、本論文は、この結合方針の提案、それに従った一貫した手法の構築、および予備的な適用結果を示したという位置づけを持っている。今後は、パラメー

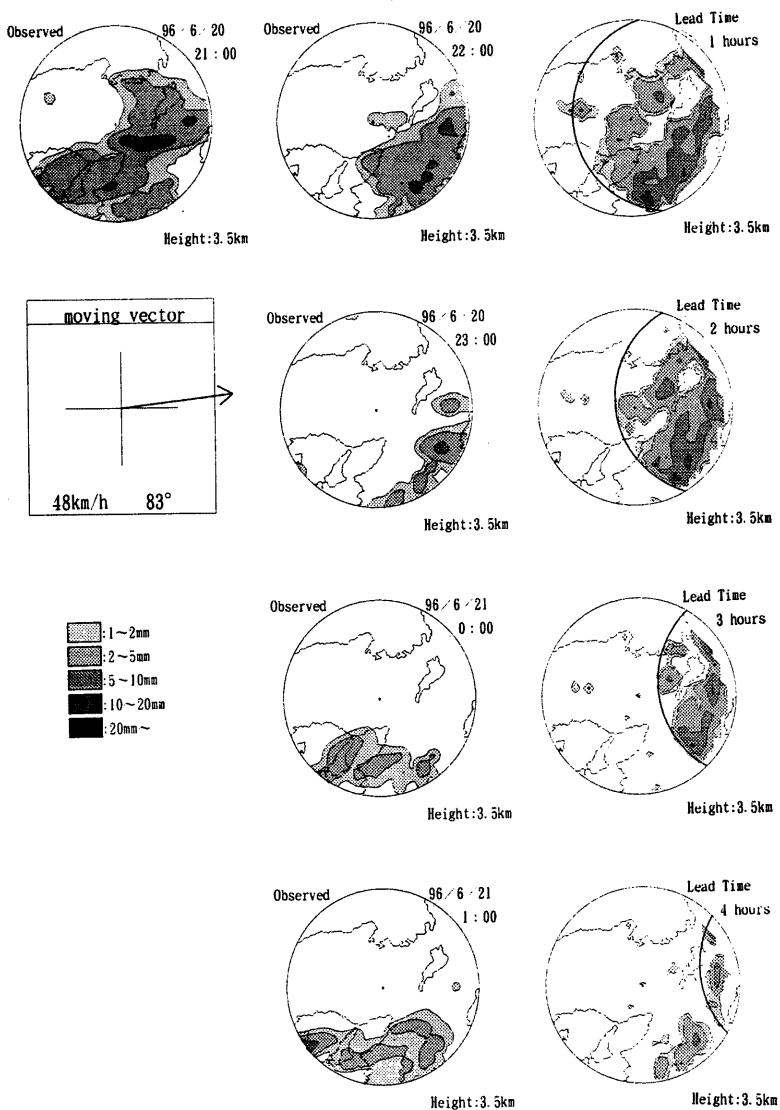


Fig. 12 Predicted rainfall distribution at a height of 3.5km from 2100 Japan standard time (JST), June 20, 1996, to 0100 JST, June 21, 1996 by LFC + α combined model

タの推定手順の最適化を計ってゆけば、本論文で示した α モデルおよびLFCモデルの問題点を補った、これまで待ち望んできた新概念モデルによる短時間降雨予測手法が確立できるものと考える。

参考文献

- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1988): 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.
- 中北英一・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1989): 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.
- 中北英一・山浦克仁・椎葉充晴・池淵周一・高棹琢馬(1990): 3次元レーダー情報を用いた降雨正規場の推定と降雨予測手法の開発, 京都大学防災研究所年報, 第33号B-2, pp.193-212.
- 中北英一・澤田典晴・川崎隆行・池淵周一・高棹琢馬(1992): 不安定場モデルをベースにした3次元レーダー情報による短時間降雨予測手法, 京都大学防災研究所年報, 第35号B-2, pp.483-507.
- 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・高棹琢馬(1996): 3次元レーダー及びGPVデータを用いた短時間降雨予測手法, 水工学論文集, 第40巻, pp.303-308.
- Asai, T. (1965): A numerical study of the air-mass transformation over the Japan Sea in winter, *J. Meteor. Soc. Jpn.*, 43, pp.1-15.
- Nakakita, E., M. Shiiba, S. Ikebuchi and T. Takasao (1991): 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.
- Nakakita, E., S. Ikebuchi, N. Sawada, M. Shiiba and T. Takasao (1992): A Short-term Rainfall Prediction Method Using Reflectivity Detected by Three-dimensionally Scanning Radar, *Proc. of 2nd Int. Symp. on Hydrological Application of Weather Radar* (to be published in a conference book), F1 (10pages).
- Nakakita, E., S. Ikebuchi, T. Nakamura, M. Kanmuri, M. Okuda, A. Yamaji and T. Takasao (1996): Short-term rainfall prediction method using a volume scanning radar and grid point value data from numerical weather prediction, *J. Geophys. Res.*, 101, 26,181-26,197.

A STUDY ON A SHORT-TERM RAINFALL PREDICTION METHOD BASED ON A CONCEPTUAL MODEL (LFC MODEL) REPRESENTING VERTICAL TRANSPORT OF WATER VAPOR

Eiichi NAKAKITA, Takanari FUJII*, Katsuhito MIYAKE**, Akihiko YAMAJI***
and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

** Yodo Dams Control Office, Ministry of Construction

*** Japan Weather Association Kansai

Synopsis

A short-term rainfall prediction method using volume scanning radar information is physically based on a conceptual rainfall model (instability field model) using the principles of water balance and thermodynamics. Now α model has been used for a practical use in Yodo River Dams Control Office. In the α model water vapor is transported along rather stratified wind field, therefore this model cannot sufficiently represent vertical transport of water vapor from lower-layer, so predicted rainfall intensity is small and rainfall distribution is sparse. A short-term rainfall prediction method based on LFC model is developed, however, problems still remain that this model is not be able to be applied into rainfall area without latent instability, so a combined conceptual model (LFC model and α model) together with aparameter estimation procedure is also proposed in this paper.

Keywords :short-term rainfall prediction, a volume scanning radar, instability field model, latent instability, vertical vapor transportation, conceptual rainfall model