



Title	雲微物理パラメタリゼーションにおける雨滴粒径分布推定法の精度評価
Author(s)	橋本, 明弘; HASHIMOTO, Akihiro; 播磨屋, 敏生 他
Citation	北海道大学地球物理学研究報告, 68, 51-64
Issue Date	2005-03-15
DOI	https://doi.org/10.14943/gbhu.68.51
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/14360
Type	departmental bulletin paper
File Information	68_p51-64.pdf



雲微物理パラメタリゼーションにおける雨滴粒径分布推定法の精度評価

橋本 明弘

地球科学技術総合推進機構

播磨屋 敏生

北海道大学大学院理学研究科地球惑星科学専攻

(2004年12月14日受理)

Evaluation of the Accuracy of Estimation Methods for Raindrop Size Spectra in Microphysical Bulk Parameterization

Akihiro HASHIMOTO

Advanced Earth Science and Technology Organization

and

Toshio HARIMAYA

Division of Earth and Planetary Sciences, Graduate School of Science, Hokkaido University

(Received December 14, 2004)

A cloud-resolving model is, recently, applied to the prediction of regional climate in East Asia. Since the cloud-resolving model includes the fine microphysics for precipitation particles, the prediction results should be verified not only by the available data with conventional observations, such as hourly rainfall and surface temperature, but also by those which include the information about the size spectra of precipitation particles. The probability distributions of integrated parameters which are induced from the observed raindrop size spectra in Baiu are presented here, for the purpose of verification.

The accuracy of a prediction by cloud-resolving model depends on several factors. The one of them is the estimation method for the size spectra of precipitation particles. The two-moment and three-moment methods have been developed in the last decade to estimate more accurate parameters in approximating functions, such as gamma function, for size spectra of liquid particles. The accuracy of the size spectra estimated by those methods is investigated in this study, with the focus on the errors in microphysical variables, such as bulk evaporation rate and bulk fall velocities of raindrops, which are calculated directly from the observed and from the estimated size spectra. The optimal value of shape parameter in gamma function to make the error small in the two-moment method is presented. And, it is shown that the three-moment method has an excellent performance to reproduce those

microphysical variables, comparing with the two-moment method.

I. ま え が き

雨滴粒径分布に関しては, Marshall and Palmer (1948) をはじめ多くの観測的研究が行われてきた. Marshall and Palmer (1948) は, 雨滴の直径 D から $D+dD$ に含まれる単位体積当りの雨滴数を $N(D)dD$ とすると, 雨滴粒径分布が(1)式のような指数関数を用いてパラメタ化できることを示した.

$$N(D)=N_0\exp(-\lambda D) \quad (1)$$

彼らの行ったパラメタ化は, 指数関数のインタセプトパラメタ N_0 を固定しスロープパラメタ λ を降水強度の関数としている. 彼らの方法は単純かつ数学的に取り扱いやすいものであるため, 現在に至るまで地上気象レーダを用いた降水量推定に用いられている. その一方で, 彼らのパラメタ化の適用範囲は限定的であるという観測結果も提示されている. Waldvogel (1974) は, N_0 が必ずしも一定値ではなく, 降水システムの構造によって異なる値をもつことを示した. Tokay and Short (1996) は, (2)式に示すガンマ関数を用いたパラメタ化を行い, 三つのパラメタ(N_{0g} , λ_g , μ_g)が対流性降雨と層状性降雨で異なる値をとることを示した.

$$N(D)=N_{0g}D^{\mu_g}\exp(-\lambda_g D) \quad (2)$$

Willis and Tattelman (1989) は降水強度が小さな値の範囲にある場合はスロープパラメタが単調減少するが, 降水強度が大きくなるとスロープパラメタの単調減少が弱まるという結果を示した. Hodson (1986) は降水強度 25 mmh^{-1} 以上では Marshall-Palmer 型粒径分布は適用できず, この降水強度範囲ではスロープパラメタがほぼ一定値でありインタセプトパラメタが降水強度とともに増加することを示した. このように, 粒径分布パラメタの値は降水システムの構造によって異なる上, 降水強度に対する依存性も一様ではないと認識すべきである. このことは, リモートセンシングや気象モデルにおける粒径分布推定法が, 適用範囲の広いものでなくてはならないことを表している.

近年, 降水システムを数値的に再現するために雲解像非静力学モデルが広く用いられるようになり, そこに組み込まれている雲微物理パラメタリゼーションは雲・降水粒子の粒径分布をより詳しく表現できるように改良が重ねられている. このような改良の一部として, Meyers et al. (1997) や Cohard and Pinty (2000 a) は, 二つの予報変数(混合比と数濃度)を用いた粒径分布推定法(2モーメント法)を雨滴カテゴリに対して適用している. さらに, Khairoutdinov and Kogan(1999) は混合比と数濃度に加え総粒径(水滴半径の総和)を予報変数とし, それらを用いて粒径分布を推定する方法(3モーメント法)を開発している. モデル内での粒径分布推定方法を改良する取り組みが行われている反面, それらの推定方法が, 現実の降水粒子の粒径分布をどの程度再現できるかはあまり検証されていない. また, 最近の計算機性能の向上により, 精緻化さ

れた雲微物理パラメタリゼーションを組み込んだ非静力学モデルを用いて梅雨を対象とした領域気候実験 (Hashimoto et al., 2004) が行われるようになったが, その精度検証 (Wakazuki et al., 2004) は, 降水量や地上気温の観測データを用いて行われているものの, 降水粒子の粒径分布に関する情報を用いた精度検証は行われていない. これは, 粒径分布の観測データが, 数値実験の精度検証に利用できるように整理されていないためである. 雲解像モデルの精度を総合的に向上させるためには, 粒径分布の観測データセットを有効に利用し, 数濃度や代表的粒径についても検証がなされるべきである.

このような背景から, 本研究は, 雲解像モデルを用いた梅雨を対象とする数値実験の精度検証のために, 梅雨期に九州地方で行った雨滴粒径分布の地上観測データに基づいて, 数濃度や平均体積直径などの粒径分布の積分パラメタの特徴を示し, さらに, 雲微物理パラメタリゼーションにおける雨滴粒径分布推定法に関する精度検証を行った結果を述べるものである.

II. データ

雨滴粒径分布データは森技術研究所による雨滴粒径分布計 (RAL-101) を用いて取得された. この測器は, 上部のスリットを通過した雨滴が側面から照射される水平光線を遮るのを反対側のセンサーで検知し, 雨滴の直径と単位時間当たり測定面 (2048 mm²) を通過する雨滴数 (雨滴数フラックス) を測定するものである. 測定可能な最小粒径は直径 0.5 mm, 粒径分解能は 0.1 mm, 時間分解能は最小 10 秒間である. 雨滴数フラックスを数濃度に変換する際には, Gunn and

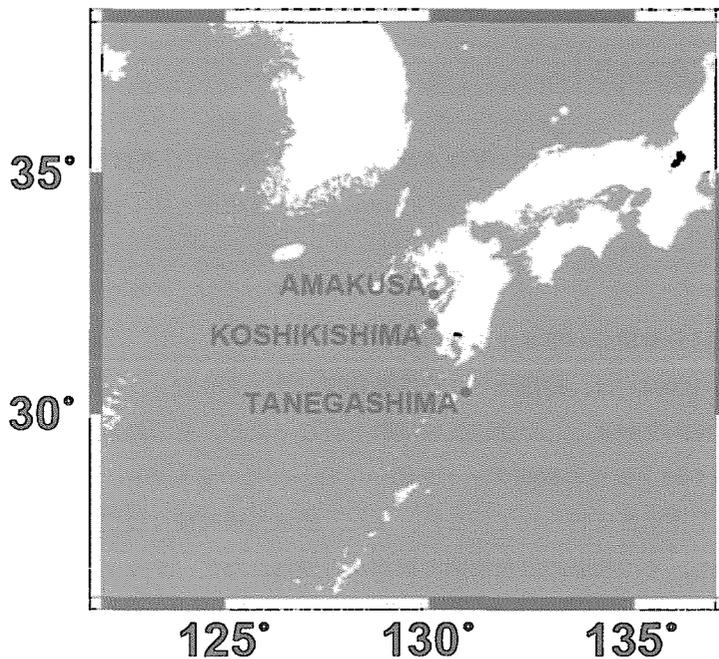


Fig. 1. Locations of observation sites.

Kinzer (1949) の落下速度を用いた。さらに、粒径を 0.55 mm から 0.2 mm 間隔の階級に分け、2 分間の平均化を行い解析に用いた。この測器の測定原理については、後町 (1972, 1976) に詳しく述べられている。また、ラピッド雨量計(レスカ社製)による降雨強度データも同時に取得した。この測器は高感度の水滴計数型雨量計で、降雨量を分解能 0.12 mm, 時間分解能最小 2 秒間で測定できる。ラピッド雨量計で実測した降水強度値と雨滴粒径分布計の測定データから算出した降水強度値はよく一致した。

Fig. 1 は雨滴粒径分布の観測地点である。1996 年(種子島), 1998 年(天草), 1999 年(甌島)に、九州地方において梅雨の特別観測(それぞれ, TREX, X-BAIU-98, X-BAIU-99)が行われ、共同観測の一環として雨滴粒径分布の観測を行った。これらの観測については、Hashimoto and Harimaya (2003) に詳しく述べられている。

III. 解 析

雨滴粒径分布の積分パラメタである雨滴の数濃度 N_r (m^{-3}), 雨水量 LWC (g m^{-3}), 降水強度 R (mm h^{-1}), 反射強度因子 Z (m^{-3}mm^6), 平均体積直径 D_v (mm) を(3)–(7)式でそれぞれ求めた。

$$N_r = \sum N_i \Delta D_i \quad (3)$$

$$LWC = \frac{\pi \times 10^{-3}}{6} \sum D_i^3 N_i \Delta D_i \quad (4)$$

$$R = 6\pi \times 10^{-4} \sum D_i^3 V_i N_i \Delta D_i \quad (5)$$

$$Z = \sum D_i^6 N_i \Delta D_i \quad (6)$$

$$D_v = \left\{ \frac{\sum D_i^3 N_i \Delta D_i}{\sum N_i \Delta D_i} \right\}^{1/3} \quad (7)$$

ここで、水の密度は 10^3kg m^{-3} とした。 V は水滴の落下速度 (m s^{-1}), N は直径 D から $D + \Delta D$ の範囲の雨滴数濃度 ($\text{m}^{-3} \text{mm}^{-1}$), ΔD は粒径範囲 (mm), 各変数の添え字 i は粒径の階級を表す。

IV. 結 果

1. 梅雨における粒径分布積分パラメタの統計的特長

Hashimoto et al. (2004) は、精緻化された雲微物理パラメタリゼーションを組み込んだ非静力学モデルを用いて梅雨を対象とした領域気候実験を行なったが、その精度検証 (Wakazuki et al., 2004) は、降水量や地上気温の観測データを用いて行われているものの、降水粒子の数濃度や代表粒径についての精度検証は行われていない。また、領域気候実験は長期間(約 2 ヶ月)にわたる予測実験であるため、その検証には長期間の観測から得られたデータセットに基づく統計的な情報が必要である。そこで、3 ヶ年にわたって取得された粒径分布の観測データセットに基づき、数濃度や平均体積直径をはじめとする、粒径分布積分パラメタの出現確率分布を作成した。

Fig. 2 は粒径分布データから算出された積分パラメタの出現確率分布である。雨滴数濃度(Fig.

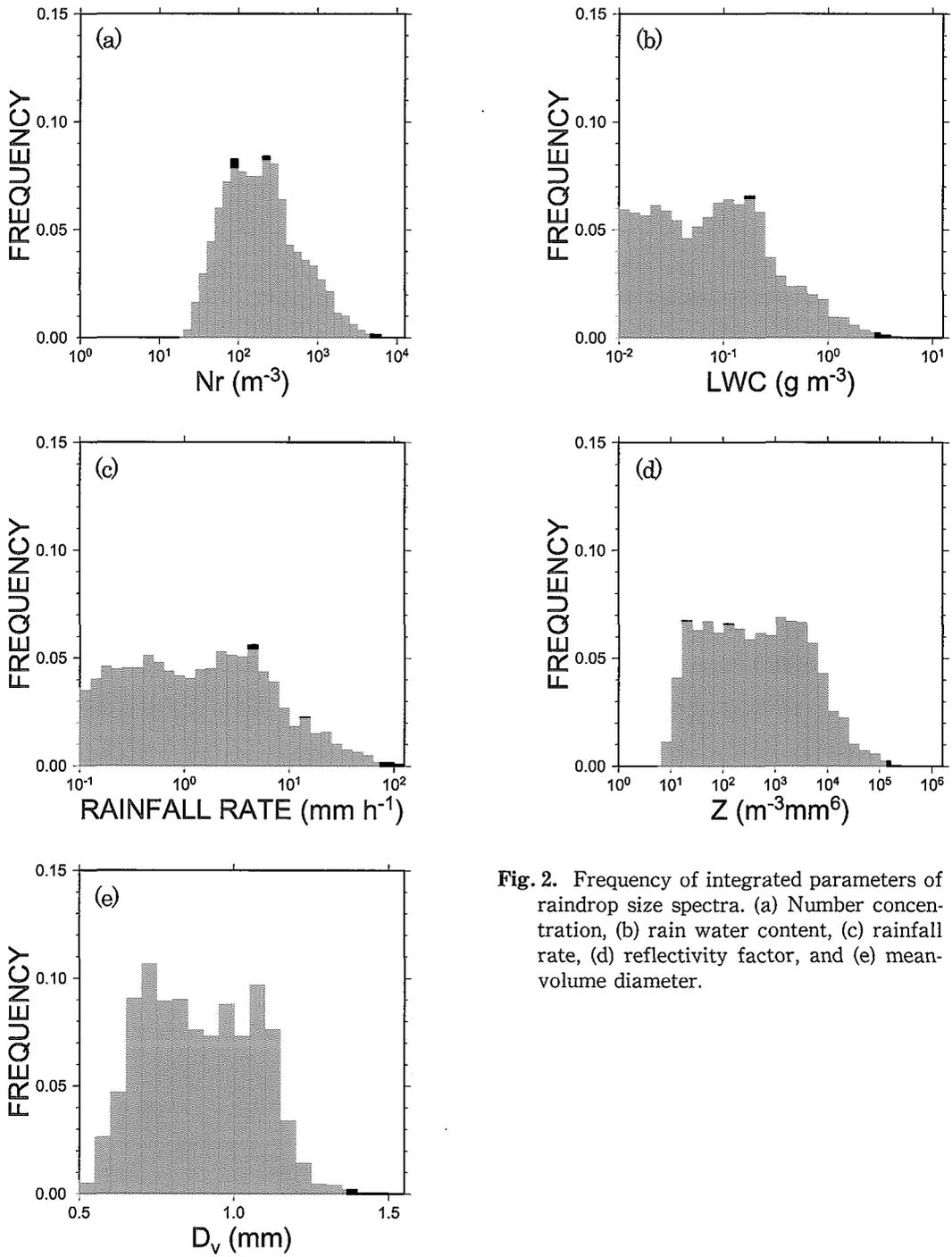


Fig. 2. Frequency of integrated parameters of raindrop size spectra. (a) Number concentration, (b) rain water content, (c) rainfall rate, (d) reflectivity factor, and (e) mean-volume diameter.

2a)は主に数 10 m^{-3} から数 1000 m^{-3} にわたって分布しており、最頻値は数 100 m^{-3} である。雨水量(Fig. 2b)では明瞭な二つのモードが認められ、それぞれ $0.01\text{--}0.03 \text{ gm}^{-3}$ と $0.1\text{--}0.2 \text{ gm}^{-3}$ 付近に位置している。これらの値の範囲に対応する雨水量の出現確率は6%前後である。降水強度(Fig. 2c)では、 4 mmh^{-1} 付近にピークをもつモードと 1 mmh^{-1} 未満にも緩やかなモードが認められる。反射強度因子(Fig. 2d)は $10\text{--}40 \text{ dBZ}$ の間で6%程度の出現確率で分布している。Fig. 2eは平均体積直径の出現確率分布であるが、 $700 \mu\text{m}$ 付近と 1 mm 付近にピークをもつ二つのモードが認められる。

2. 積分パラメタの出現確率分布に現れる二つのモードの成因について

雨水量と平均体積直径の出現確率分布(Fig. 2b, 2e)において二つのモードが認められることを上で指摘した。さらに、降水強度と反射強度(Fig. 2c, 2d)に関しても、明瞭でないものの二つのモードが認められる。Tokay and Short (1996) の熱帯における雨滴粒径分布データの解析では、二つのモードは認められておらず、興味深い。一般に、降水システムは対流雲と層状雲に大別でき、対流雲と層状雲では降水強度が大きく異なることが知られている。そこで、これら二つのモードが対流性起源と層状性起源に分けることができるかどうかを調べた。

Fig. 3は、Hashimoto and Harimaya (2003) の対流性降雨と層状性降雨の分類法に基づいて、1996年の地上観測の粒径分布データを対流性カテゴリと層状性カテゴリに分類し、それぞれの積分パラメタの出現確率分布をプロットしたものである。数濃度、雨水量、降水強度、反射強度因子について、いずれも、それぞれの値が大きいかほど対流性カテゴリ、値が小さいほど層状性カテゴリの出現確率が卓越している。また、両カテゴリの出現確率の大小が逆転する境界値は、それぞれ、約 300 m^{-3} 、約 0.3 gm^{-3} 、約 5 mmh^{-1} 、約 40 dBZ である。Tokay and Short (1996) の解析による対流性カテゴリと層状性カテゴリの境界値もほぼ同様な値である。Fig. 2bの雨水量出現確率分布に現れた二つのモードはいずれも、両カテゴリ間の境界値約 0.3 gm^{-3} よりも小さい値に位置しており、層状性降雨の値の範囲に含まれている。降水強度、反射強度の場合も同様に、二つのモードは層状性降雨の値の範囲に含まれている。平均体積直径(Fig. 3e)については、対流性と層状性の境界値を決めることはできないが、層状性降雨に分類されたデータ数(292)が対流性に分類されたもの(97)に比べて圧倒的に多いことから、Fig. 2eに現れた二つのモードは、層状性降雨に起因すると推測できる。

上の解析から Fig. 2の二つのモードはどちらも層状性降雨に起因することが示唆された。つまり、層状性降雨中に、二つの異なる降水メカニズムが卓越していることを示唆している。Yuter and Houze (1997) は、層状性降雨の中でも、大雨滴が優勢な領域と小雨滴が優勢な領域が存在することを、航空機観測データに基づいて指摘している。彼らは、融解層上空で雪粒子の凝集が盛んに起きている領域の下では大雨滴が優勢となり、そうでない領域の下では小雨滴が優勢となり得ると述べている。彼らの議論と上の解析結果を考慮すると、層状性降雨の形成過程は一様でなく多様な物理過程を通じて雨滴が形成されており、Fig. 2のような二つのモードはそのような

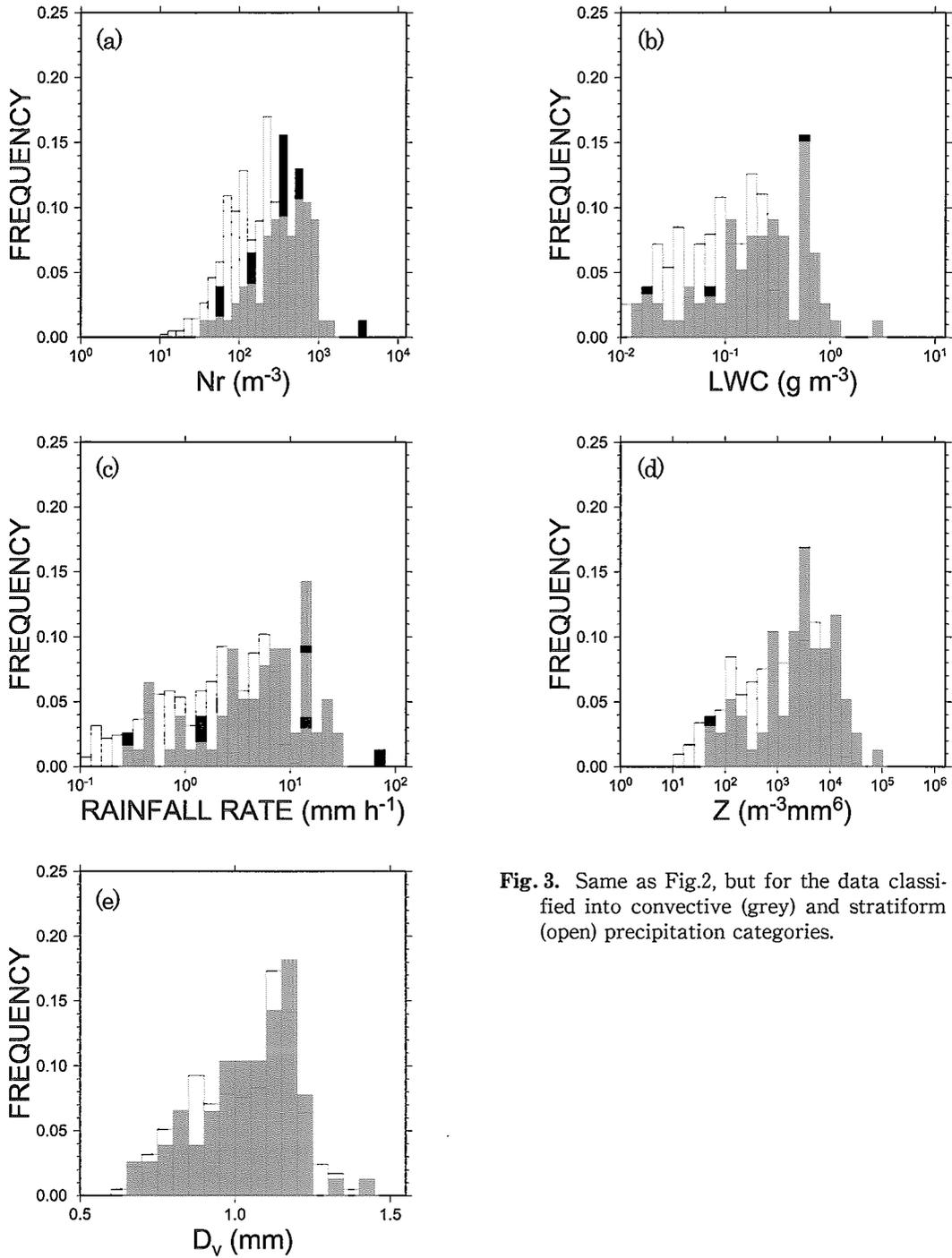


Fig. 3. Same as Fig.2, but for the data classified into convective (grey) and stratiform (open) precipitation categories.

層状雲における雨滴形成過程の多様性を表しているとみなせる。この点に関して、粒径分布の積分パラメタの値と上空の雨滴形成過程の因果関係を証明するには、層状雲内および雲低下での降水粒子の直接観測と地上観測、さらに、モデルを用いた詳細な数値実験が必要であり、今後の課題である。

V. 考 察

1. 2 モーメント法による粒径分布推定

雲解像モデルにおいて用いられる雲微物理バルクパラメタリゼーションは、雲・降水粒子の混合比と数濃度を予報し、これら二つの予報変数を用いて時々刻々の粒径分布を再構成した上で、蒸発や落下などによる混合比・数濃度の変化率を計算する。雲・降水粒子の粒径分布をガンマ関数でパラメタ化する場合、通常、ガンマ関数(2)式のシェイプパラメタ μ_g を定数とし、他の二つのパラメタ N_{0g} 、 λ_g を二つの予報変数(混合比と数濃度)に基づいて推定している(2モーメント法)。このようにして推定されたパラメタで表される粒径分布から雲・降水粒子の蒸発・落下などに関わる雲物理量が決まる。このため、雲物理量の精度は粒径分布パラメタの推定方法に依存する。雲物理量はモデル内で再現される雲・降水システムの動態に影響を与える重要な要素であるが、その精度を左右する粒径分布の推定方法についてはあまり検証が行われていない。そこで、梅雨における粒径分布データを用いて、モデル内での粒径分布パラメタの推定方法と雲物理量の精度との関係を調べた。

雲物理量の精度を調べる際の真値として、粒径分布の観測データから蒸発率 Q_{evp} 、数濃度荷重落下速度 V_{tm} 、質量荷重落下速度 V_{tm} を(8)–(10)式を用いてそれぞれ計算した。

$$Q_{evp} = \frac{2\pi(1-S)}{\rho_a} G(T, P) \sum D_i F(D_i) \Delta D_i \quad (8)$$

$$G(T, P) = \left(\frac{L_v^2}{\kappa_a R_v T^2} + \frac{1}{\rho_a \kappa_v Q_{vsw}} \right)^{-1}$$

ここで、 S 、 T 、 P 、 κ_a 、 κ_v 、 L_v 、 R_v 、 ρ_a 、 Q_{vsw} はそれぞれ、相対湿度、温度、気圧、熱拡散係数、水蒸気拡散係数、潜熱、水蒸気の気体定数、空気密度、飽和水蒸気混合比である。相対湿度、温度、気圧は、それぞれ、0.8、298 K、950 hPaとした。

$$V_{tm} = \sum V(D_i) N_i \Delta D_i \quad (9)$$

$$V_{tm} = \frac{\rho_w}{6} \sum D_i^3 V(D_i) N_i \Delta D_i \quad (10)$$

ここで、 $V(D)$ 、 $F(D)$ はそれぞれ、粒径 D の雨滴の落下速度と通風係数で、(11)、(12)式で与えられる。

$$V(D) = aD_b \quad (11)$$

$$F(D) = 0.78 + 0.81 Sc^{1/3} Re^{1/2} \quad (12)$$

定数 a と b には、それぞれ、842.0と0.8を与えた。 Sc と Re は、それぞれ、シュミット数とレイ

ノルズ数である。

$$Sc = \frac{\nu}{\kappa\nu}$$

$$Re = \frac{DV(D)}{\nu}$$

ν は動粘性係数である。

一方、粒径分布の観測データから(3), (4)式を用いて数濃度 N_r と混合比 $Q_r (=LWC/\rho_a)$ を計算し、これらの値に基づいて(13), (14)式を用いて粒径分布パラメタ N_{0g} , λ_g (μ_g は定数)を推定した。これは、雲微物理パラメタリゼーションにおける2モーメント法に相当する。

$$N_{0g} = \frac{N_r \lambda_g^{\mu_g+1}}{\Gamma(\mu_g+1)} \quad (13)$$

$$\lambda_g = \left[\frac{\Gamma(\mu_g+4) \pi \rho_w Q_r}{\Gamma(\mu_g+1) 6 \rho_a N_r} \right]^{1/3} \quad (14)$$

さらに、上式で推定された粒径分布パラメタから(15)–(18)式を用いて蒸発率 $Q_{evp'}$ 、数濃度荷重落下速度 V_{tn} 、質量荷重落下速度 $V_{tm'}$ をそれぞれ求めた。

$$Q_{evp'} = \frac{2\pi(1-S)}{\rho_a} G(T, P) \int_0^\infty DF(D) dD \quad (15)$$

$$\int_0^\infty DF(D) dD = \frac{N_r}{\lambda_g} \left[0.78 \frac{\Gamma(\mu_g+2)}{\Gamma(\mu_g+1)} + 0.31 Sc^{1/3} \left(\frac{a}{\nu} \right)^{1/2} \frac{1}{\lambda_g^{b+1}} \frac{\Gamma(\mu_g + \frac{b+3}{2})}{\Gamma(\mu_g+1)} \right] \quad (16)$$

$$V_{tn'} = \int_0^\infty V(D) N(D) dD = \frac{aN_r}{\lambda_g^b} \frac{\Gamma(\mu_g+b+1)}{\Gamma(\mu_g+1)} \quad (17)$$

$$V_{tm'} = \frac{\rho_w}{6} \int_0^\infty D^3 V(D) N(D) dD = \frac{\rho_w}{6} \frac{aN_r}{\lambda_g^{b+3}} \frac{\Gamma(\mu_g+b+4)}{\Gamma(\mu_g+1)} \quad (18)$$

これらの値はモデル内での粒径分布推定法に依存する誤差を含んでいる。さらに、(Q_{evp} , V_{tn} , V_{tm})に対する($Q_{evp'}$, $V_{tn'}$, $V_{tm'}$)の誤差を相対誤差を用いて評価する。

$$RE_{evp} = \frac{Q_{evp'} - Q_{evp}}{Q_{evp}} \quad (19)$$

$$RE_{vtn} = \frac{V_{tn'} - V_{tn}}{V_{tn}} \quad (20)$$

$$RE_{vtm} = \frac{V_{tm'} - V_{tm}}{V_{tm}} \quad (21)$$

Fig. 4は、 μ_g に与える値を0から8の間で変えた際の相対誤差の変化を示している。縦軸は相対誤差の絶対値の平均値を表している。蒸発率、落下速度ともに μ_g の値が6から8付近で誤差数%を示し最小となっている。一方、 μ_g が小さな値ほど誤差が大きく、 $\mu_g = 0$ (指数関数近似に相当)では30数%から50数%の誤差を示している。Cohard and Pinty (2000 b)は、雨滴カテゴリについて $\mu_g = 1$ に相当するパラメタセットを与えているが、この値に対しては20%前後の誤差を示している。Fig. 5a, 5bは、それぞれ、 $\mu_g = 1$ と $\mu_g = 7$ の場合の蒸発率の相対誤差の度数分布である。

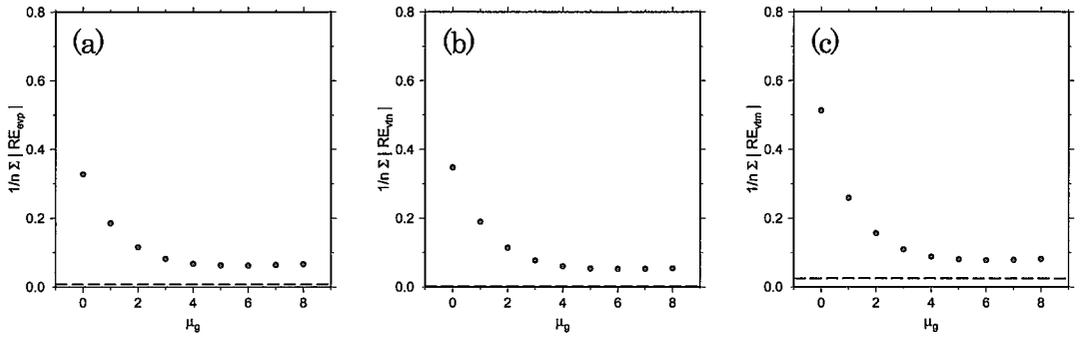


Fig. 4. (a) Dependency of the averaged absolute relative error on for (a) evaporation rate, (b) number-weighted fall velocity and (c) mass-weighted fall velocity. Broken line indicates the error when the three-moment method is used. Sample number n equals 5547.

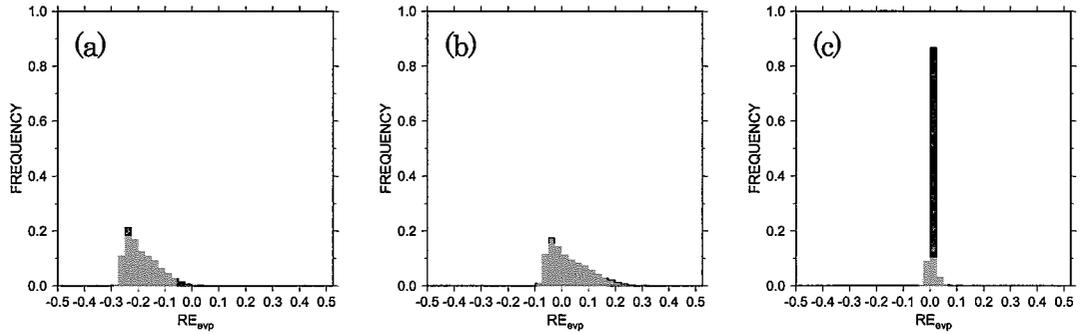


Fig. 5. Frequency of the relative error for evaporation rate, when the two-moment method is used with (a) $\mu_g = 1$ and (b) $\mu_g = 7$, and (c) when the three-moment method is used.

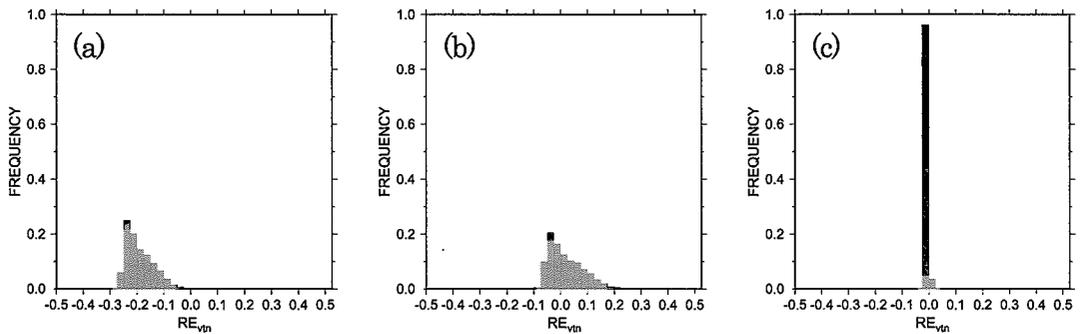


Fig. 6. Same as Fig. 5, but for number-weighted fall velocity.

$\mu_g = 1$ の場合 (Fig. 5a) は負のバイアスを示しており、蒸発率を過小評価している。他方、 $\mu_g = 7$ の場合 (Fig. 5b) は系統的なバイアスはない。数濃度荷重落下速度についても、 $\mu_g = 1$ と $\mu_g = 7$ の場合に同様な傾向を示している (それぞれ Fig. 6a, 6b)。質量荷重落下速度 (Fig. 7) については、 $\mu_g = 1$ の場合は正のバイアスを示しており、質量荷重落下速度を系統的に過大評価している。Fig. 8a, 8b は粒径分布の観測値 (実線) と、2 モーメント法で推定された値 (破線) を、二つのケースについてプロットしたものである。 $\mu_g = 7$ の場合 (Fig. 8b) は、観測値と推定値がよく一致しているが、 $\mu_g = 1$ の場合 (Fig. 8a)、小粒径では数濃度を過小評価、大粒径では数濃度を過大評価する傾向が認められる。蒸発率、数濃度荷重落下速度、質量荷重落下速度は、それぞれ、雨滴直径の 1.9 次モーメント、0.8 次モーメント、3.8 次モーメントに比例している。この点と Fig. 8a の傾向を考慮すると、蒸発率と数濃度荷重落下速度はより小さな粒径に重みをかけた積分値であるため、 $\mu_g = 1$ の場合に、これらの値が系統的に過小評価された (Fig. 5a, Fig. 6a) といえる。逆に、質量荷重落下速度はより大きな粒径に重みをかけた積分値であるため、 $\mu_g = 1$ の場合に、この値が系統的に過大評価された (Fig. 7a) といえる。

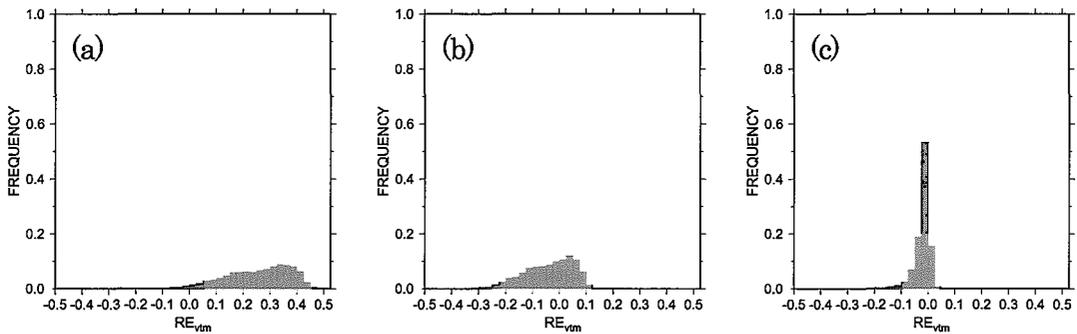


Fig. 7. Same as Fig.5, but for mass-weighted fall velocity.

2. 3モーメント法による粒径分布推定

2モーメント法による粒径分布推定を用いると、雨滴の蒸発率や落下速度の相対誤差が、定数に依存して変化することを上に述べた (Fig. 4)。ここでは、2モーメント法での粒径分布推定に用いた混合比 Q_r と数濃度 N_r に、さらに総粒径 R_r を加えて粒径分布推定 (3モーメント法) を行い、雲物理量の精度を調べる。これは、モデルにおいて、混合比、数濃度、総粒径の三つを予報変数とすることに相当する。総粒径 R_r は (22) 式で求められる。

$$R_r = \frac{1}{2} \sum D_i N_i \Delta D_i \quad (22)$$

3モーメント法では Q_r 、 N_r 、 R_r の3変数から、(13)、(14)、(23)式を用いて3パラメタ N_{0g} 、 λ_g 、 μ_g を推定する。

$$\mu_g = \frac{-2G+5+\sqrt{8G+1}}{2(G-1)} \quad (23)$$

$$G \equiv \frac{3\rho_a Q_r N_r^2}{4\pi\rho_w R_r^3}$$

この定式化は Khairoutdinov and Kogan (1999)によるものである。

Fig. 4 の破線は、3モーメント法による蒸発率と落下速度の相対誤差の絶対値の平均値を表している。蒸発率については0.73%、数濃度荷重落下速度については2.15%、質量荷重落下速度については2.46%であり、2モーメント法を用いた場合に比べ相対誤差が小さくなっている。Fig. 5c, Fig. 6c, Fig. 7cはそれぞれの相対誤差の度数分布であるが、これらの図からも顕著な精度向上が認められる。Fig. 8cは粒径分布の観測値(実線)と3モーメント法による推定値(破線)を示しているが、二つのケースともに、粒径分布をよく再現できている。

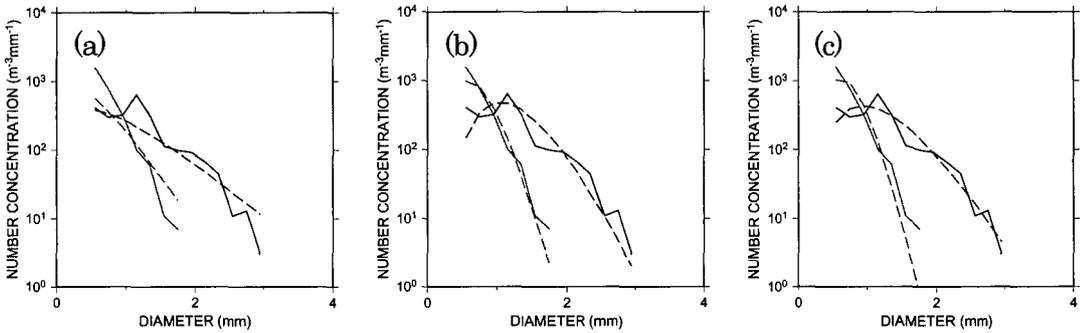


Fig. 8. Raindrop size spectra which are observed (solid) and estimated (broken) by the two-moment method with (a) $\mu_g=1$ and (b) $\mu_g=7$, and (c) by the three-moment method. Two pairs of solid and broken lines indicate the particular cases with $(N_r, R_r, Q_r) = (4.89 \times 10^2 \text{ m}^{-3}, 2.80 \times 10^{-1} \text{ m}, 4.80 \times 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1})$ and $(5.75 \times 10^2 \text{ m}^{-3}, 1.99 \times 10^{-1} \text{ m}, 1.02 \times 10^{-4} \text{ kg kg}^{-1})$, respectively.

上の解析結果から、2モーメント法による粒径分布推定においては、指数関数近似に相当する $\mu_g=0$ や Cohard and Pinty (2000 b) が用いた $\mu_g=1$ では蒸発率や落下速度に数10%の誤差が生じたが、 $\mu_g=7$ とすれば数%の誤差に過ぎず精度良く現実的な値を再現できることが示された。ただし、この結果は、地上観測による粒径分布データに基づいているため、数km上空の粒径分布の再現性を保証するわけではない。また、我々の用いた測器の測定可能な最小粒径は0.5mmであるため、この値未満の数100 μm 大の水滴の存在は上の解析では考慮されていない。Joss and Waldvogel (1969)によって開発されたディストロメータは最小300 μm まで測定可能であるが、1mm未満の粒径チャンネルに、感度に関する問題があると指摘されている。このため、数100 μm 大の水滴によって、誤差評価の結果が変わる可能性もあるが、この点を観測値から確かめることは現状では困難である。一方、3モーメント法は、粒径分布パラメータ N_{0g}, λ_g, μ_g の全てを推定できるため、より適用範囲が広い方法である。上の解析結果では、2モーメント法に比べて

かなり精度が向上することが示された。したがって、対象とする高度や数 100 μm 大の水滴の有無に関わらず、精度良く雨滴粒径分布を再現できると期待される。

VI. ま と め

雲解像モデルを用いた梅雨の領域気候実験の検証のために、梅雨における雨滴粒径分布の観測データから計算された積分パラメタの出現確率分布の特徴を述べた。近年、新たに予報変数として導入されつつある雨滴数濃度の最頻値は数 100 m^{-3} であった。混合比と数濃度から診断される平均体積直径の出現確率分布には、700 μm 付近と 1 mm 付近にピークをもつ二つのモードが認められた。

混合比と数濃度を用いて二つの粒径分布パラメタ N_{0g} , λ_g を推定する 2 モーメント法の場合、指数関数近似に相当する $\mu_g = 0$ や Cohard and Pinty (2000 b) が用いた $\mu_g = 1$ では蒸発率や落下速度に数 10% の誤差が生じたが、 $\mu_g = 7$ とすれば誤差は数% となり、精度良く現実的な値を再現できることが示された。一方、混合比と数濃度に加えて総粒径も用いて 3 パラメタ N_{0g} , λ_g , μ_g を推定する 3 モーメント法は、2 モーメント法に比べてかなり精度が良く、適用範囲がより広い方法であることが示唆された。

文 献

- Cohard, J.-M. and J.-P. Pinty, 2000a. A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. I: Description and test, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **126**, 1815–1842.
- Cohard, J.-M. and J.-P. Pinty, 2000b. A comprehensive two-moment warm microphysical bulk scheme. II: 2D experiments with a non-hydrostatic model, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **126**, 1843–1859.
- 後町幸雄, 1972. 光を用いた雨滴計, *天気*, **19**, 547–554.
- 後町幸雄, 1976. 雨滴粒径の測定, *気象研究ノート*, **130**, 119–132.
- Gunn, R. G. and G. D. Kinzer, 1949. The terminal velocity of fall for water droplets in stagnant air. *J. Meteor.*, **6**, 243–248.
- Hashimoto, A. and T. Harimaya, 2003. Characteristics of the variation of raindrop size distribution in Baiu season, *J. Meteor. Soc. Japan*, **81**, 871–878.
- Hashimoto, A., K. Yasunaga, Y. Wakazuki, S. Kanada, M. Murakami, T. Kato, C. Muroi, H. Sasaki, K. Kurihara, M. Yoshizaki, 2004. The effect of microphysical parameterization on simulation results with a high resolution regional climate model, *Proceedings of the International Conference High-Impact Weather and Climate 2004, Seoul, Korea*, 408–411.
- Hodson, M. C., 1986. Raindrop size distribution, *J. Climate Appl. Meteor.*, **25**, 1070–1074.
- Joss, J., and A. Waldvogel, 1969. Raindrop size distribution and sampling size errors, *J. Atmos. Sci.*, **26**, 566–569.
- Khairoutdinov, M. and Y. Kogan, 1999. A new physics parameterization in a large-eddy simulation model of marine stratocumulus, *J. Atmos. Sci.*, **56**, 229–243.
- Marshall, J. S., and W. M. Palmer, 1948. The distribution of raindrops with size. *J. Meteor.*, **5**, 165–166.
- Meyers, M. P., R. L. Walko, J. Y. Harrington, and W. R. Cotton, 1997. New RAMS cloud microphysics parameterization Part II: The two-moment scheme, *Atmos. Res.*, **45**, 3–39.
- Tokay, A. and D. A. Short, 1996. Evidence from tropical raindrop spectra of the origin of rain from stratiform

- versus convective clouds, *J. Appl. Meteor.*, **35**, 355–371.
- Wakazuki, Y., K. Yasunaga, A. Hashimoto, S. Kanada, C. Muroi, T. Kato, M. Yoshizaki, K. Kurihara and H. Sasaki, 2004. Accuracy evaluations of regional climate prediction by the non-hydrostatic model (JMA-NHM), *Proceedings of the International Conference High-Impact Weather and Climate 2004, Seoul, Korea*, 412–415.
- Waldvogel, A. 1974. The N_0 jump of raindrop spectra, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1068–1078.
- Willis, P. T. and P. Tattelman, 1989. Drop-size distributions associated with intense rainfall, *J. Appl. Meteor.*, **28**, 3–15.
- Yuter, S. E. and R. A. Houze, 1997. Measurements of raindrop size distributions over the Paific warm pool and implications for Z-R relations, *J. Appl. Meteor.*, **36**, 847–867.