

短時間降雨の可能最大降水量 (PMP) 推定手法に関する基礎的研究

矢島 啓・辻 基宏・池淵 周一・中北 英一

FUNDAMENTAL STUDY ON ESTIMATION OF PROBABLE MAXIMUM PRECIPITATION (PMP) IN SHORT TERM RAINFALL

By Hiroshi YAJIMA, Motohiro TSUJI, Shuichi IKEBUCHI and Eiichi NAKAKITA

Synopsis

In Japan especially in urbanized areas, a heavy rainfall in a short period of time and small area can result in extensive damage. But the probable maximum precipitation (PMP) for the river basin is not known. The traditional approach to PMP determination is mainly based on the moisture maximization of observed extreme precipitation amounts. However it is known to have a theoretically weak basis. In this study we focus on the heavy rainfall caused by the strong convective cloud. First the traditional approach for PMP is examined and it is suggested that an estimating method using a rainfall simulation model is more useful. Next attempting the one-dimensional convective cloud simulation model developed by Ferrier and Houze, it is found that the parameter of atmospheric moisture (ex. specific humidity) is very important in estimating the PMP. Finally simulations under several atmospheric conditions show that the traditional approach can underestimate the PMP.

1. 序 論

日本の都市は河川流域に立地している場合が多く、河川が氾濫すればその資産集中度から被害は甚大なものとなる。また、都市域の中小河川は流域面積が狭く 50 km² 未満の河川が多いため¹⁾、局所的な短時間の集中豪雨に対しても溢水する可能性がある。近年、このような都市中小河川の治水安全度が低下していることが問題となっている。この原因の一つとして、土地利用の変化や下水道整備の進展が急速であり河川計画時より洪水流出時間が短縮し洪水流量が増大していることが挙げられる。それに加え、都市中小河川に特有な、尖鋭なハイドログラフが問題を一層複雑にしている。また、近年の地球環境への関心の高まりのなか、都市化による気候への影響が話題となり都市域での集中豪雨にも注目が集まっている。

著者らは、今後、都市中小河川の安全度を向上させるために、河川計画においてこれまであまり考慮されていない局所的な豪雨を考えることが重要であると考えている。しかし、局所的な豪雨はそのスケールが数 km 程度と非常に小さく地上雨量計で捉えるは難しいため、そのメカニズムは十分には分かっていない。今後は、レーダー雨量計のデータも用いてそのメカニズムが明らかにされていくものと思われるが、本研究では、まず、激しい積雲対流によってもたらされる局所的豪雨を対象として、可能最大降水量 (PMP) を推定する手法を確立していくことを目的としている。PMP という概念は、日本の現行の河川計画では取り上げられていないが、PMP の推定値が与えられれば、これまで水文統計解析上無限大とされていた降水量に上限を与え、解析精度の向上を図ることができる。また、河川構造物の設計に際してフェール・セーフシステムを考慮する時の指針とすることができる。

本研究では、まず、湿度の補正を行うことにより PMP を推定する従来の手法に関して考察を行い、今後は数値シミュレーションを用いて PMP の推定を行う必要性があることを示す。そして、Ferrier and Houze によって開発された 1 次元積雲対流の数値シミュレーションモデルを用いて降雨の最大化に影響を与えるパラメータに関する基礎的検討を行ったうえで、PMP 推定手法の検討を行う。

2. 従来の PMP 推定手法

2.1 PMP の定義と背景

PMP とは、Probable Maximum Precipitation の略であり、日本語では可能最大降水量と訳される。また、これはアメリカ気象協会によると、「ある季節、地域に対して物理的に可能な、理論的に最大化された降水量」と定義されている²⁾。

ここで PMP の歴史について簡単に振り返ってみる³⁾。1930 年代以前、アメリカにおいてダムスピルウェイ（余水吐）の規模を決定する水文解析は、入手可能な水文データを統計解析することにより行われてきた。しかし、このような方法では洪水のサンプル数が少ないとき洪水規模を決定するのが困難であった。しかも、このころ河川の最大流量記録が数年の内に次々と更新されたという事実もあり、当時の水文学者たちは、他の方法により流域の洪水ポテンシャルの上限 (Probable Maximum Flood; PMF) を推定する必要があると考えた。この PMF を得るためには、流域の降雨ポテンシャルの上限 (すなわち PMP) を知る必要があった。そこで、PMP を推定する研究が National Weather Service の水文気象部で進められ、1940 年以降、PMP は主要な水理構造物を設計する際に用いられている。また、この 50 年の間にも、PMP を算定する方法の修正は続けられ、地形性降雨の強い地域に対する補正も行われている。そして、現在の PMP 研究の課題は、観測降雨量と他の降雨指標を用いた比較による PMP レベルの評価である。

2.2 PMP の推定アプローチ

PMP は基本的には過去の主な豪雨の記録に基づき推定されており、3つのステップ、(1) 湿度の最大化、(2) 転置、(3) 包絡、から求められる。特に、湿度の最大化は PMP 推定において重要かつ基本的な作業であり、転置、包絡は、それを補正する役割を果たしている。

(1) 湿度の最大化

豪雨は大気の激しい対流運動によって、水蒸気が降水へと変換されることによりもたらされる。湿度の最大化とは、過去の最大豪雨時において水蒸気が降水へと変換された効率を、過去に最も湿潤な大気条件に対して適用することによって降雨を増大させることである。具体的には、12 時間持続した過去最高露点温度に対する地表面から 200 hPa 面までの気層における可降水量 (過去最大の大気中水蒸気量を代表) と、実際に起こった豪雨時の 12 時間持続露点温度に対する同じ気層の可降水量との比率を観測降雨量に掛けあわせることにより降雨量を増大させる操作であり次式のように表される。

$$\text{湿度の最大化雨量} = \text{豪雨時の観測降雨量} \times \frac{W_{p \max}}{W_{p \text{stm}}} \dots\dots\dots (1)$$

ここで、 $W_{p \max}$ は観測された可降水量の最大値、 $W_{p \text{stm}}$ は豪雨時の可降水量である。ただし、可降水量とは、単位面積当たりの気柱に含まれる水蒸気量のことであり、地表面の大気データから偽湿潤断熱過程を仮定して次式により求めることができる。

$$W_p = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^{200} q dp \dots\dots\dots (2)$$

ここで W_p は可降水量, p_0 は地表面での大気圧, q は水蒸気の混合比もしくは比湿である。

(2) 転置

転置とは、PMP を推定するのに十分な数の豪雨データが入手できないとき、地形的かつ気象的な性質が同じ地域に生じた豪雨の DAD 値を取り入れることであり、この操作により豪雨データを増加させることができる。

(3) 包絡

過去の豪雨データを用いて湿度の最大化や転置を行って得られた地域毎の PMP 値は、周辺地域とその値がスムーズな等値線を描くことができるように、各種の指標をもって修正が行われる。ここで用いられる指標には、特定面積に対する地域ごとの過去最大雨量や 100 年規模の地点降雨量や雷雨の生起頻度などがある。

2.3 日本における PMP 研究と PMP 推定における問題

日本では河川計画において PMP という概念がないため、これまでに PMP に関する研究はあまり行われていない。ここでは、建設省土木研究所が行っている PMP の研究を示す⁴⁾。土木研究所では、式(1)における可降水量の代わりに地表面での比湿を用いて湿度の最大化を行い、1 時間の地点雨量に対する PMP を算定している。この方法における比湿比 (= 既往最大比湿 / 既往最大 1 時間雨量時の比湿) は地域により差があるが 1.4 ~ 2.3 程度であり、推定された雨量すなわち PMP は 150 ~ 350 mm となっている。また 200 年確率 1 時間雨量 (16 年間のアメダスデータから算出) と比べると、PMP の方が大きな値となっている。

しかし、ここで式(1)における可降水量の代わりに比湿を用いる方法とでは補正の割合は同じであるのかという疑問が生じる。そこで、地表面における大気の大気圧を 1,000 hPa とし、気温を 22°C ~ 34°C の範囲、湿度 0% ~ 95% の範囲の条件で可降水量と比湿の比較を行った。結果を Fig. 1 に示す。この図から湿度が高くなるにつれ、気温の違いにより両者の間に差が生じる可能性があることが分かる。例えば、Fig. 1 の点 A (気温 34°C, 湿度 80%) と点 B (気温 28°C, 湿度 90%) では比湿はどちらも 20 g/kg であるが、可降水量では 100 mm と 112 mm となる。このように比湿と可降水量は 1 対 1 の対応でないため、どちらをパラメータとして用いるかにより PMP に差が生じる可能性がある。これは物理的な現象、つまり降雨機構を考慮せずに、単に可降水量や比湿をパラメータとして用いて PMP を推定することに原因がある。さらに、可降水量を算定する際に、偽湿潤断熱過程を仮定していることによる実際の大气との誤差も問題である。また、米国においては、湿度の補正を行う際に、12 時間持続する露点温度を用いているが、それより短い時間 (12 時間未満) の豪雨に対しては PMP を過小評価する可能性がある。

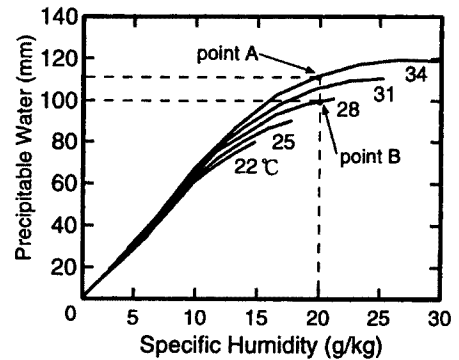


Fig. 1. Relation between precipitable water and specific humidity.

3. 積雲対流モデルを用いた PMP に関する基礎検討

前章で指摘したように従来の PMP 推定手法では降雨の物理機構を考慮していないため推定の理論的根拠に乏しく、推定値の精度を評価したり向上させることは不可能である。今後、推定精度を上げるためには、降雨の物理機構を考慮することが必要である。そこで、本研究では、局所的かつ短時間に対する最大

降雨量をもたらす原因として考えられる雷雨性豪雨に代表されるような強い積雲対流による降雨に注目し、降雨の物理機構を表現できる数値シミュレーションを導入して検討を行う。

3.1 PMP 推定の基本方針

数値シミュレーションを導入する前に、積雲対流性の降雨発生メカニズムについて述べ、その後、シミュレーションを行う方針を決定する。

まず、積雲対流が起こるためには、大気が不安定な状態になる必要がある。その原因としては、大気下層への暖気移流、大気上層への寒気移流、地表面の加熱が挙げられる。このようにして不安定になった大気に、山岳などの地形要因、あるいは他の対流セルからのアウトフローであるガストフロントが誘引となり対流が発生し、大気不安定状態が解消されるまで降雨を伴いながら対流が続く。このような対流性降雨において、降雨量や降雨強度は(1)大気の湿潤度(2)大気不安定度(3)対流を起こす誘因の強度、と関連していることは明らかであり、PMPの推定にはこれらの要素を考慮して降雨の最大化を行っていかなくてはならない。本研究においては、大気の湿潤度と対流を起こす誘因となるガストフロントの強度の2つに焦点を絞りシミュレーションを行う。本研究で検討を行わない他の要因については、次のように考えている。まず、地形要因については、これは水平に移流された気流が、山岳付近で鉛直上向きの力を受け上昇流が発生する現象であるため、ガストフロントの上昇流の問題に帰着できると考えている。また、大気不安定度については、その評価としてCAPEを用いる方法が考えられるが、実際の観測ではその値を得ることが難しくなるほかの評価手法が必要であるため今後の研究課題とする。

ここでは、まず本研究で用いる1次元積雲対流モデルの概要を述べ、このモデルの再現を行う。そして、モデル再現時のデータを用いて、大気湿潤度に関しては、大気不安定度を大気の相当温位プロファイルを固定することにより一定に保ち、その上で、大気湿潤度を変化させて降雨量の変化を検討する。また、ガストフロントについてはモデル再現時の強度を基準にして、上昇流の風速を変化させ降雨量の変化を検討する。

3.2 降水モデルの概要

本研究では積雲対流による降雨をシミュレートするため Ferrier and Houze によって開発された1次元積雲対流モデル⁵⁾を用いる。このモデルは鉛直1次元モデルであるため、2次元や3次元のモデルに比較して計算上扱いやすく、様々な条件のもとでシミュレーションを行うことができるという利点がある。また、半径約1km、高さ20kmの円柱という空間スケールと、約1時間という時間スケールを持つモデルであるため、局所的かつ短時間のPMPを推定する本研究のスケールに適している。

このモデルは氷晶過程を含まない暖かい雨のモデルであり、降水過程はFig. 2に示す通りである。この図からわかるように、水分の状態としては、水蒸気、雲水、雨水の3種類が存在し、これら状態間の変化の過程は次の通りである。まず、飽和状態では、空気中の水蒸気は凝結して雲粒になる(PCOND)。雲粒は、この凝結過程による成長あるいは雲粒同士の併合過程による成長により雨粒に変換されたり(PRAUT)、雨粒の落下に伴い雲粒が捕捉され雨粒に取り込まれる過程(PRACW)を経て雨粒になる。また、不飽和の場合は、まず雲粒が蒸発し水蒸気になり(PCOND)、それでも不飽和の場合は雨粒が蒸発する(PREVP)。

モデルで計算される変数は、鉛直風速 w 、温位 θ 、水蒸気の混合比 q_v 、雲水の混合比 q_{cw} 、雨水の混合比 q_r である。これらの変数を A で代表させるとき、変数 A は総観場の値 A_o からの偏差、すなわち A_o と雲中の実際の値 A_c との差を表す。また、等高度面での A の雲中内の平均値は \bar{A} と表し、雲の外周

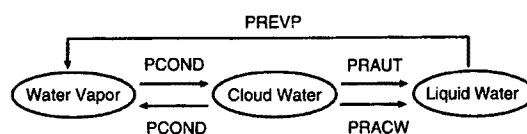


Fig. 2. Phase changes of water in the formation of precipitation.

上に沿った平均値は \bar{A} と表す。

変数 A の等高度面での平均値 \bar{A} に関する予報方程式は、

$$\frac{\partial \bar{A}}{\partial t} = -\frac{\partial A_e}{\partial t} - \bar{w} \frac{\partial A_e}{\partial z} + \underbrace{\frac{\partial A_c}{\partial t}}_{(i)} + \underbrace{\frac{\bar{A}}{\rho_e R^2} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_e R^2 \bar{w})}_{(ii)} - \underbrace{\frac{1}{\rho_e R^2} \frac{\partial (\rho_e R^2 \bar{w} \bar{A})}{\partial z}}_{(iii)} \dots\dots\dots (3)$$

のように表される。この (3)式における、(i)項は変数 A のソース・シンク項を表し、(ii)項はダイナミック・エントレインメントを表し、(iii)項は変数 A の鉛直フラックスの収束を表している。また、それぞれの変数に対するソース・シンク項は以下のように表される。

$$\frac{d\bar{w}}{dt} = \bar{B} - R_d \theta_{ve} \frac{\partial \bar{P}}{\partial z} \dots\dots\dots (4)$$

$$\frac{d\bar{\theta}}{dt} = \frac{L}{\tau C_p} (\text{PCOND} + \text{PREVP}) \dots\dots\dots (5)$$

$$\frac{d\bar{q}_v}{dt} = -\text{PCOND} - \text{PREVP} \dots\dots\dots (6)$$

$$\frac{d\bar{q}_{cw}}{dt} = \text{PCOND} - \text{PRAUT} - \text{PRACW} \dots\dots\dots (7)$$

$$\frac{d\bar{q}_r}{dt} = \text{PREVP} + \text{PRAUT} + \text{PRACW} + \frac{1}{\rho_e} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_e \bar{V}_r \bar{q}_r) \dots\dots\dots (8)$$

ここで、

$$\tau = \left(\frac{p_c}{1000} \right)^{R_d/C_p} \dots\dots\dots (9)$$

$$\bar{B} = g \left(\frac{\bar{\theta}}{\theta_e} + 0.61 \bar{q}_v - \bar{q}_{cw} - \bar{q}_r \right) \dots\dots\dots (10)$$

$$\bar{P} = \frac{T_{ve} \bar{p}}{\theta_{ve} \bar{p}_e} \dots\dots\dots (11)$$

(8)式の右辺の最後の項は、雨に関する鉛直フラックスの収束を表しており、 \bar{V}_r は粒径分布による重み付けを行った落下速度である。このモデルで用いる変数およびパラメータは一括して **Table 1** に示す。また、微物理過程などのパラメタリゼーションについては付録に述べる。

3.3 シミュレーションの再現

(1) 数値計算法

降雨モデルの支配方程式の数値計算は、差分法を用いて行う。鉛直風速 w は中央差分を用い、温位 θ 、水蒸気 q_v 、雲水 q_{cw} 、雨水 q_r に関しては、Soong and Ogura による修正上流差分法⁶⁾を用いて計算を行う。ただし、鉛直方向の差分間隔 Δz は 200 m であり、計算領域は高度 20 km までである。時間に関しては、前進差分を用い、差分時間間隔 Δt は 1 sec とする。また、本モデルで使用するパラメータは Ferrier らによる同定値をそのまま用いた。

(2) 変数の配置と境界条件

Fig. 3 のように、鉛直風速 w と無次元化圧力 P 及びその他の変数 A については半グリッドずつずらすスタッガードグリッド上に配置した。

鉛直風速 w に関する境界条件は次の通りである。

Table 1. Definitions of symbols.

Variables	Definitions	Unit
A	Deviation from the environmental value	
\bar{A}	Cloud-averaged value of variable A	
\bar{A}	Averaged value of A along the outer boundary of the cloud	
A_e	Environmental value of A	
A_c	Actual value of a quantity within the cloud	
w, u	Vertical and radial velocity	$m\ s^{-1}$
R	Radius of a cloud	m
ρ_e	Density of environmental air	$kg\ m^{-3}$
θ, θ_{ve}	Potential and virtual equivalent potential temperature	K
T_{ve}	Virtual environmental temperature	K
PCOND	Rate of net condensation (or evaporation) of cloud water	s^{-1}
PREVP	Rate of evaporatiun of rain	s^{-1}
PRAUT	Rate of auto-conversion of cloud water into rain	s^{-1}
PRACW	Rate of collection of cloud water by rain	s^{-1}
q_v, q_{cw}, q_r	Mixing ratios of water vapor, cloud water and rain	$kg\ kg^{-1}$
\hat{V}_r	Mass-weighted fallspeed of raindrops	$m\ s^{-1}$
L	Latent heat of liquid-to-vapor	Jkg^{-1}
p	Atmospheric pressure	Pa
P	Non-dimensional pressure	
R_d	Gas constant for dry air	$JK^{-1}kg^{-1}$
C_p	Specific heat at constant pressure	$JK^{-1}kg^{-1}$
g	Gravitational acceleration	$m\ s^{-1}$

$$\left. \begin{array}{l} \text{地表面} \quad ; \bar{w}_{1.5} = 0 \\ \text{計算領域の上端} ; \bar{w}_{N+0.5} = 0 \end{array} \right\} \dots\dots (12)$$

ここでの添え字は計算グリッド高度を表すインデックスである。

無次元化圧力 P と変数 A については次のとおりである。

$$\text{計算領域の上端} ; \bar{P}_{N+1} = \bar{A}_{N+1} = 0 \dots\dots (13)$$

(3) 計算初期条件

大気条件は、GATE (Global Atmospheric Research Program's Atrantic Tropical Experiment) から得られ

た気温 T と露点温度 T_d の鉛直プロファイル (Fig. 4) を Ferrier and Houze⁵⁾ から読み取り用いた。この図から分かるように、高度 3 km と 7 km 付近に乾燥した領域が存在する。またこの大気の安定度をみるために相当温位の鉛直プロファイルを調べた。その結果、高度 3 km 以下が不安定となっていることが分かった。

本モデルで用いる対流の初期化は、既に存在する積雲対流にともなう突風前線 (gust front) を想定し、地表近くで強制的な上昇流を与えることによって表している。その上昇流は、最大時に地表面で 0 m/s、そして、高度とともに放物的に増加させ、高度 400 m で 2 m/s となるように与える。また、時間的には、シミュレーション開始時に、鉛直風速はどの領域においても 0 とし、最初の 100 [sec] で最大値まで線形

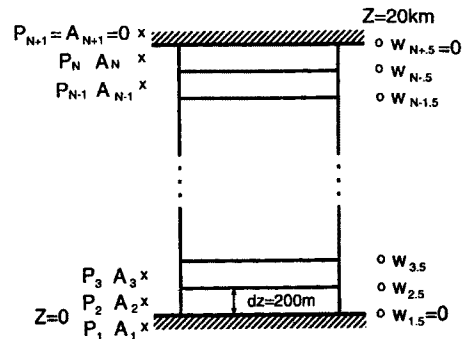


Fig. 3. Staggerd grid used in the modified upstream differencing scheme.

QUADRA 1200 GMT 18 SEPT 1974

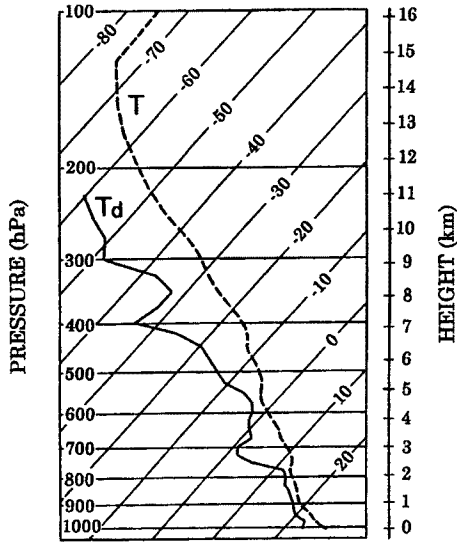


Fig. 4. Skew T -log P plot from GATE.

的に増加させ、次の 1100 [sec] はそれを維持し、合計 20 分間の上昇流を与える。

(4) 再現結果

前節の条件を考慮しシミュレーションを行った結果、Fig. 5 a~Fig. 5 e が得られた。Fig. 5 a は鉛直風速 (\bar{w})、Fig. 5 b は温位 ($\bar{\theta}$)、Fig. 5 c は水蒸気の混合比 (\bar{q}_v)、Fig. 5 d は雲水の混合比 (\bar{q}_{cw})、Fig. 5 e は雨水の混合比 (\bar{q}_r)、の時間変化を示したものである。これらの図は、横軸に時間、縦軸に高度をとっている。ここで、注意を要することは、 \bar{A} (A は w , θ などの変数) は総観場の値からの雲中の値の偏差であるということである。従って、 \bar{w} と \bar{q}_{cw} および \bar{q}_r については総観場の値が 0 であるため図中の値は雲中の値を示すが、 $\bar{\theta}$ と \bar{q}_v に関しては、総観場の値が 0 でないため図中の値は雲中の値と異なる。

本研究で行ったシミュレーション結果から分かるように、計算開始 20 分から 25 分にかけて急速に雲が発達し (Fig. 5 a 参照)、高度 7 km まで雲頂が達すると乾燥域 (Fig. 4 参照) の空気をエントレインするため温位は低下し負の浮力が発生する (Fig. 5 b; 25 min, 7 km 参照)、その後空気塊に対する水分負荷 (Fig. 5 d, Fig. 5 e; 25 ~ 30 min 参照) も加わり下降流が発生し、対流活動が衰退していく過程が表現できている。このように本研究の数値モデルは実現象の特徴を十分表現しており、3. 1 で述べた範囲内であるが、これを適

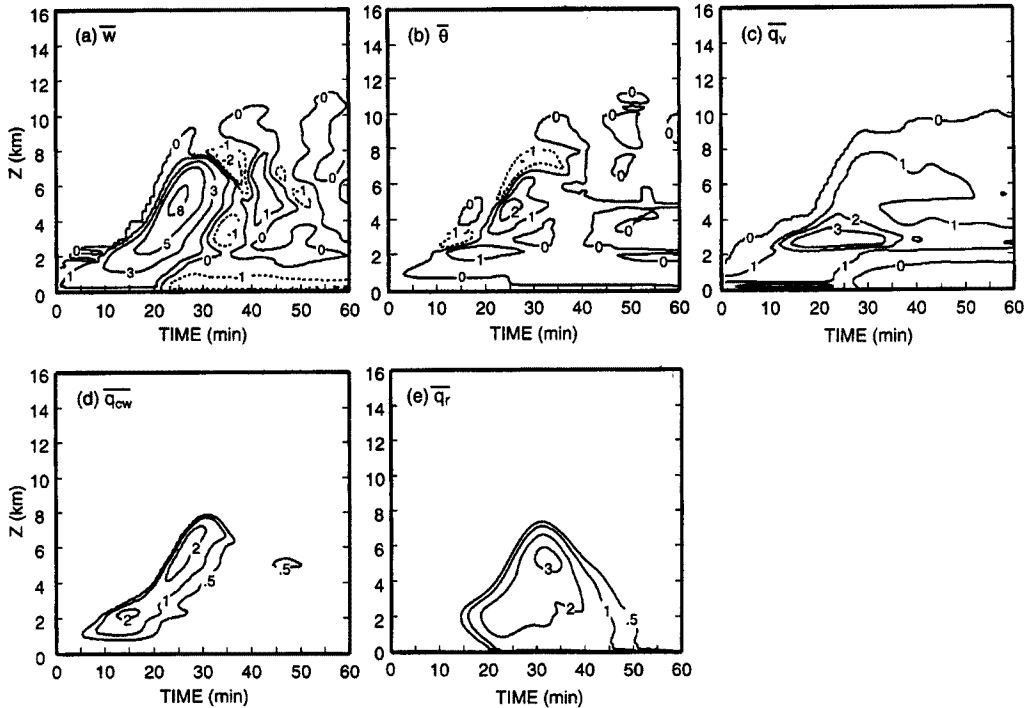


Fig. 5. Time-height plots from the control simulation of (a) vertical velocity (in m s^{-1}), (b) potential temperature (in K), (c) water vapor mixing ratio (in g kg^{-1}), (d) cloud water (in g kg^{-1}) and (e) rain water (in g kg^{-1}).

用して降雨の最大化に影響を与える要因の定量的な検討を行うことができる。

3.4 PMP 推定に関するパラメータの検討

PMP 推定へのアプローチとして、再現を行った数値モデルを用いて、積雲対流性降雨において降雨量の増加に影響を与える可能性があるパラメータに関するシミュレーションを行う。本研究では、さきに述べたように、(1) 大気湿度に注目し、相当温位分布を固定して、温度、湿度を変化させた大気プロファイルを用いた検討、(2) 初期条件で与える強制上昇流(ガストフロント)を変化させる検討、の2例についてシミュレーションを行う。

(1) 大気湿度に着目した大気プロファイルの影響に関する検討

一般に相当温位は大気不安定度を表すパラメータである。相当温位は温度と湿度をパラメータとしているため、同じ相当温位でも温度が高いときは湿度は低くなり、温度が低いときは湿度は高くなる。従って、同じような不安定度を持つ大気状態であっても、湿度の異なる大気プロファイルが存在する。そこで、このような大気プロファイルの湿度の違いが降雨量にどのように影響を与えるのかを調べる。ただし、大気プロファイル以外の初期条件はモデル再現時と等しくした。

シミュレーションで用いる大気プロファイルの条件は次の3通りである。

- 条件1-1：大気全体の温度をモデル再現時より0.5℃上げ大気湿度を下げる。
(可降水量比-2.2%，地上比湿比-0.9%)
- 条件1-2：大気全体の温度をモデル再現時より0.5℃下げ大気湿度を上げる。
(可降水量比+2.1%，地上比湿比+0.9%)
- 条件1-3：大気全体の温度をモデル再現時より1.0℃下げ大気湿度をさらに上げる。
(可降水量比+4.3%，地上比湿比+1.8%)

ただし、可降水量比および地上比湿比はモデル再現時との比であり、モデル再現時の可降水量は58 mm、地上比湿は18 g/kgである。

このシミュレーションから得られた鉛直風速および降雨量の時間変化を Fig. 6 a~Fig. 6 c および Fig. 7 に示す。また、それぞれの条件に対する最大降雨強度と計算時間1時間内の降雨量を次のシミュレーション結果とまとめ Table 2 に示す。

条件1-1 (Fig. 6 a) では、雲は発達せず降雨も生じなかった。条件1-2 (Fig. 6 b) では、雲頂は約13 kmまで発達し、降雨量はモデル再現時の19 mmから43 mmに増加した。条件1-3 (Fig. 6 c) では、雲頂は約15 kmまで発達し、鉛直風速も15 m/s以上にまで発達した。また、降雨量もモデル再現時の3.4倍の65 mmに増加した。この雲が発達した高度15 kmは圏界面高度であるため、これ以上の高度では大気が非常に安定しており雲は発達しにくい。このように、大気湿度が高くなるにつれ水蒸気が雨水へ

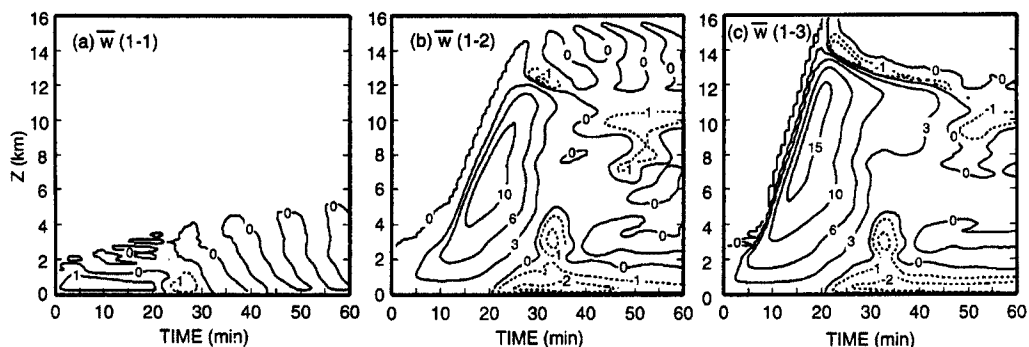


Fig. 6. Time-height plots of vertical velocity (in m s^{-1}) for (a) condition 1-1, (b) 1-2 and (c) 1-3.

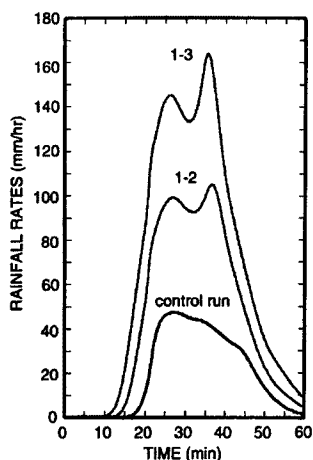


Fig. 7. Time variation of surface rainfall rates (in mm h⁻¹) for condition 1.

Table 2. Results of rainfall rates and amounts from simulations.

Condition	Maximum rainfall rates (mm/hr)	Rainfall amounts (mm)
1-1	0	0.0
1-2	104	43.0
1-3	162	65.0
2-1	20	5.4
2-2	37	14.3
2-3	70	24.6
control run	47	19.0

と変換される量が増え、それに伴い潜熱も多く放出され空気塊が温められるため、上昇流が加速され積雲がさらに発達し降雨量が増加することがよく分かる。

ここでは、相当温位プロファイルを一定として大気的不安定度を等しくして大気中の湿潤度の影響をみた。シミュレーションを行った範囲では水蒸気量の差は数%程度であるが、降雨量は数倍

に増加しており、大気中水蒸気量の降雨に対する影響が大きいことが分かる。これは、従来の PMP 推定手法が可降水量をパラメータとして用いていることに対する妥当性を示唆するものでもある。

(2) 対流を起こす初期強制上昇流の影響に関する検討

雲を発生させるトリガーである初期強制上昇流も降雨量の変化に影響を与える重要なパラメータであると考えられるため、このパラメータを変化させたときの降雨量の変化について検討を加える。ただし、初期強制上昇流以外の条件はモデル再現時と等しくした。

シミュレーションで用いる初期強制上昇流の条件は次の3通りである。

- ・条件 2-1：初期強制上昇流の最大値を 1.0 m/s にする。
- ・条件 2-2：初期強制上昇流の最大値を 1.5 m/s にする。
- ・条件 2-3：初期強制上昇流の最大値を 3.0 m/s にする。

ただし、モデル再現時の初期強制上昇流は 2.0 m/s である。

これらの条件のもとで行ったシミュレーション結果から得られた鉛直風速および降雨量の時間変化を Fig. 8 a~Fig. 8 c および Fig. 9 に示し、それぞれの条件に対する降雨強度と降雨量はさきに挙げた Table 2 に示している。

条件 2-1 (Fig. 8 a) では積雲はあまり発達しなかったが、条件 2-2 (Fig. 8 b), 条件 2-2 (Fig. 8 b) およびモデル再現時 (Fig. 5 a) では雲頂は最高 8 km 程度まで達し、全般的な積雲の発達状況も同じような結果となった。ただし、雲が発達する時間は初期強制上昇流が強くなるに従い短くなっており、条件 2-2 (Fig. 8 b) では、20 分から 25 分にかけて急速に発達しているが、条件 2-3 (Fig. 8 c) では、15 分から 20 分にかけて発達している。このように雲の発達状況に大きな差がなかった原因は、高度 7 km 付近に乾燥領域があるため、この辺りの高度で雲の成長が急速に衰えるからである。ただし条件 2-1 の場合は、対流の初期化が弱いため、高度 3 km 付近の乾燥領域によって雲の発達が抑えられ雲が十分成長しなかったと考えられる。また、降雨量に注目すると、Table 2 から初期風速が強くなるに従い、降雨量が増加していることが分かる。この初期風速の最大値については今後の研究課題でもあるが、今回のシミュレーションを行った範囲ではモデル再現時の 1.5 倍 (2 m/s → 3 m/s) まで初期風速を強めたが、降雨量は 1.3 倍程度 (19 mm → 25 mm) にしか増加せず、大気の湿潤度と比べて降雨量に対する影響は少ないという結果となった。

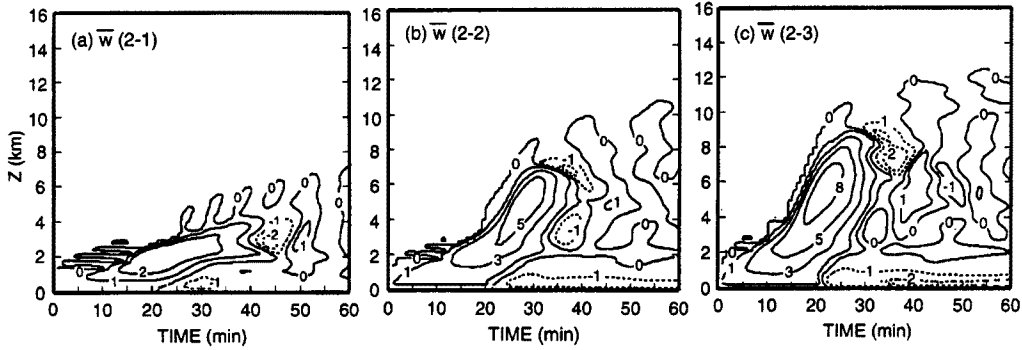


Fig. 8. Time-height plots of vertical velocity (in $m s^{-1}$) for (a) condition 2-1, (b) 2-2 and (c) 2-3.

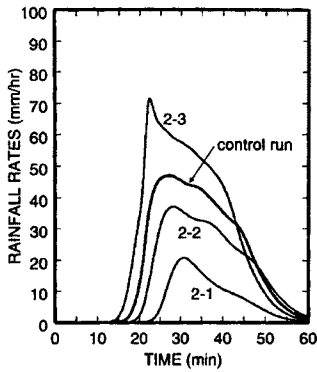


Fig. 9. Time variation of surface rainfall rates (in $mm h^{-1}$) for condition 2.

4. 積雲対流モデルを用いた PMP 推定手法の検討

前章において、大気中の湿潤度の差が大きく降水量の変化に影響を与えるということが定性的に明らかとなった。また、大気中の乾燥領域の存在も雲の成長を左右するため重要であることが分かった。そこで、地表面における比湿の違いによる降雨量の影響をみるとともに、同じ地表面の比湿に対しても異なる湿度プロファイルが存在するため過去の豪雨時の大気データをもとに数種類の大気プロファイルを設定し、降雨シミュレーションを行った上で豪雨の最大化の検討を行う。

4.1 シミュレート条件の設定

積雲対流のシミュレーションを行う上で、大気総観場の設定を行う必要がある。本研究では、1988年8月と9月に大阪で生じた雷雨性豪雨6降雨時（8月5日、17日、19日、24日、25日、9月3日）の高層気象観測データを参考として、温位と相対湿度の分布を与えること⁷⁾により設定する。高層気象観測データは、大阪近辺では、潮岬、米子、輪島の3ヶ所で毎日9時と21時の2回定期観測が行われている。

温位の分布は3ヶ所のどの豪雨ケースでもほぼ同じであり、約14 kmの圏界面高度まで気温の減少に従い緩やかに上昇し、それ以上の高度では、気温がほぼ一定となるため温位は急激に上昇する。また、通常日中は、大気最下層に混合層と呼ばれ非常に攪拌され均一となっている層が存在するため、高度1 kmまでを温位（および比湿）を一定とする混合層として次式のように設定する。

$$\theta(z) = \begin{cases} \theta_{sur} & z \leq z_{mix} \\ \theta_{sur} + (\theta_{tr} - \theta_{mix}) \left(\frac{z - z_{mix}}{z_{tr} - z_{mix}} \right)^{4/5} & z_{mix} < z \leq z_{tr} \\ \theta_{tr} [\exp(g(z - z_{tr}) / (C_p T_{tr}))] & z_{tr} < z \end{cases} \quad (14)$$

ここで、添字の sur は地表面での値を、mix は混合層内の値を、tr は圏界面での値であることを表し、 $\theta_{tr} = 345 K$, $z_{mix} = 1 km$, $z_{tr} = 14 km$, $T_{tr} = 208 K$, $C_p = 1004 J K^{-1} kg^{-1}$ である。また、気圧と高度の関係は静水圧近似で求める。

一方、相対湿度分布は観測地点および豪雨によってバラツキがあるため、Fig. 10 に示すように、圏界面

まで単調に減少する分布（パターン1）と潮岬の観測において実際に生じた特徴的な分布3パターン（下層だけが湿っている分布：パターン2-1，上層までかなり湿っている分布：パターン2-2，中層が乾燥しその上下では湿っている分布：パターン2-3）の計4パターンを設定した。パターン1における湿度の設定は式(15)に示すとおりである。ただし，実績分布のパターンの場合，高度10 km程度以上では観測値が得られないため，圏界面高度 z_{tr} （= 14 km）で相対湿度を10%となるように補間して与え，それ以上の高度では10%の一定値とする。

$$H(z) = \begin{cases} H(z) (q : \text{const}) & z \leq z_{mix} \\ H_{mix} + (H_{tr} - H_{sur}) \left(\frac{z - z_{mix}}{z_{tr} - z_{mix}} \right)^{4/5} & z_{mix} < z \leq z_{tr} \\ H_{tr} & z_{tr} < z \end{cases} \quad (15)$$

ここで， q は比湿， H_{tr} は10%である。また，降雨に影響を与えるパラメータとして着目している地表面湿度を変化させて新たな湿度分布を設定する場合，上限値100%，下限値0%のもとで，パターン1は式(15)に従い変化させ，実績パターンの時にはプロファイル全体を地表面の湿度が変化した分だけ相対湿度を全層にわたり同様に变化させる。

大気プロファイルを決定するためには，地表面での気圧と気温の値が必要である。これについては，1988年9月3日18時に大阪で31 mm/hrの雷雨性降雨を生じた時の気圧1002.4 hPaと気温31.7℃の値を用いる。シミュレーションは，4通りの湿度プロファイルごとに地表面での湿度を60%から80%（比湿では17.6～23.5 g/kg）まで2%毎に変化させて行う。また，この時の温位プロファイルはどのケースにおいても式(14)を用い，それ以外の初期強制上昇流などの計算条件はモデル再現時のものを用いる。

また，湿度分布パターン1における地表面湿度の違いによる大気不安定度の差をみても，どのケースでも高度1 km以下で湿度100%に達するため，混合層の高度1 kmでは湿度100%となり，これ以上の高度では湿度分布がすべてのケースで同じであるため，相当温位プロファイルもすべて等しくなり，したがって大気不安定度の違いはない。

4.2 PMP 推定手法の検討

シミュレーションを行った結果，降雨が発生したのは湿度分布パターン1の時には相対湿度64%（比湿18.8 g/kg）以上，パターン2-1の時には湿度68%（比湿20.0 g/kg）以上，パターン2-2と2-3の場合は湿度66%（比湿19.4 g/kg）以上の時であった。

計算は90分行ったが，計算時間内の1時間最大雨量と地表面比湿の関係を図示すればFig. 11のようになる。比湿の増加とともに降雨量が増加しており，パターン1の時が他のパターンに比べて比湿の増加に対する降雨量の増加の割合が大きいことが分かる。最大降雨量は，湿度分布パターン1の場合に比湿23.5 g/kg（湿度80%）のときに40.1 mm生じた。本シミュレーションでは，1つの積雲をシミュレートしているため1時間雨量としては少ない値となっている。ここで，湿度分布の違いによる降雨量の違いをみると，地表面における比湿は同じでも，湿度プロファイルが単調に減少するパターン1が一番多くの降雨量を生じ，上層までかなり湿っている分布のパターン2-2の方が少ない結果となっている。これは，降雨量の違

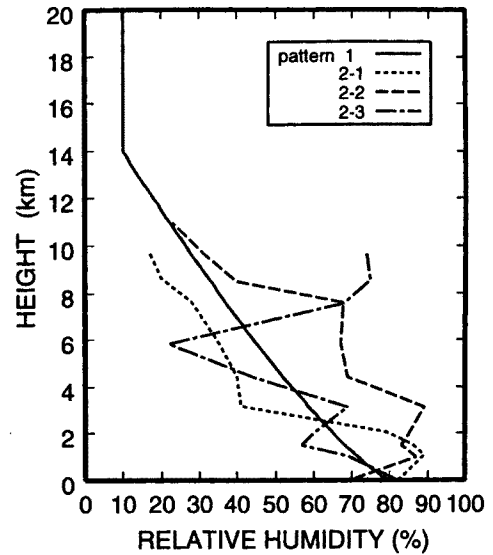


Fig. 10. Vertical profiles of relative humidity for simulations.

いは、単に大気中の水蒸気量だけでなく、豪雨時に大気中の水蒸気が循環して降雨に変換される効率の違い、すなわち大気不安定度と関係しているためであると考えられる。

このシミュレーション結果の中で、大気不安定状態が同じである湿度分布パターン1の結果を用いて従来のPMP推定法に検討を加える。Fig. 11において、過去における最大降雨がFig. 11のA点において起こったとする。この時の、地表面比湿は20.0 g/kgで降雨量は19.7 mmである。また、過去における最大比湿が23.5 g/kgであったとする。図中に、従来の手法による比湿の比で降雨の最大化を行う補正直線を示しているように、この場合のPMPは P_r で示される23.1 mm ($=19.7[\text{mm}] \times 23.5[\text{g/kg}] / 20.0[\text{g/kg}]$)である。しかし、シミュレーション結果ではこの時に、降雨は40.1 mm生じており、この差 $dP_r = 17.0$ mmが従来の手法では過小評価されることになる。この原因は、地表面における比湿が増加するとともに、対流にともなう水蒸気の凝結量が増加し大気対流活動も活

発となり、対流速度が増し雲頂高度も高くなるため、水蒸気量の比よりも多くの降雨が生じるからである。

このように従来の手法では、PMPを過小評価する可能性があり、今後PMP推定の精度を上げるためには、大気中の水蒸気量とともに降水を作り出すシステム効率に関する大気不安定度についても評価する必要があることが分かる。また、本研究で用いたモデルでは1つの積雲のシミュレートであるため総降雨量としては小さい値しか得られていない、そこで、今後は、雨域の移動や複数の積雲を発生させることができるようにモデルを改良してPMPをモデル上で直接算定されるように改良する必要がある、シミュレーションに用いている定数についても検討を行い日本で発生する豪雨に当てはまるように決定していく必要がある。

5. 結 論

本研究は、短時間における可能最大降水量(PMP)推定手法を確立していくことを目的とし、従来の推定手法を考察した上で1次元積雲対流モデルを用いて検討を行った。ここで得られた成果と今後の課題を以下にまとめておく。

- (1) 湿度の最大化を基本とする従来のPMP推定手法は、用いるパラメータにより推定値に差が生じることを明らかにした。また、これはこの手法が物理的根拠が弱いことによる限界であり、今後は、降雨物理機構を考慮できる数値シミュレーションによる手法が有効であることを示した。
- (2) 1次元積雲対流シミュレーションを用いて降雨の最大化に関するパラメータについて予備的検討を行った結果、大気中に含まれる水蒸気量が大きな要因であることが分かった。また、大気中の乾燥領域の存在も、積雲の成長に大きな影響を及ぼすことが明らかとなった。
- (3) 数値シミュレーションを用いて従来のPMP推定手法を検討した結果、従来の推定手法ではPMP値を過小評価する可能性があることを示した。今後、この問題を解決するために、大気中の水蒸気量だけでなく不安定度も考慮した上で、水蒸気から降水に変換される大気システムの効率につい

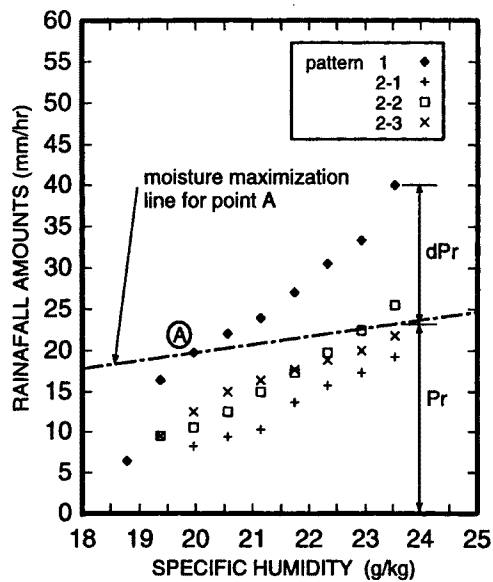


Fig. 11. Relation between specific humidity and rainfall amounts from the simulation results.

て評価する必要がある。

- (4) PMP をモデル上で算定するためには、雨域の移動や複数の積雲の発生も表現できるようにモデルを改良するとともに、初期強制上昇流などの条件も含めてモデル定数について検討を行う必要がある。

が挙げられる。今後さらにモデルの改良を行い、PMP の推定についてさらに検討を進めていく予定である。

参考文献

- 1) 都市河川計画の手引き—洪水防御計画編—：財団法人国土開発技術研究センター，1993，pp. 3-5.
- 2) Schreiner, L. C., J. T. Riedel : Probable Maximum Precipitation Estimates, United States East of the 105 th Meridian, Hydrometeo. Re., No. 51, 1978, p. 2.
- 3) Stallings, E. A., A. G., Cudworth, E. M., Hansen, W. A., Styner : Evolution of PMP Cooperative Studies, *J. Water. Resour. Plann. Manage.*, vol. 112, No. 4, 1986, pp. 516 - 526.
- 4) 高須修二・宮脇千晴・廣瀬昌由・松山兼二：時間雨量の地域特性，水工学論文集，第 38 巻，1994，pp. 45 - 50.
- 5) Ferrier, B. S, R. A., Houze jr. : One-Dimensional Time-Dependent Modeling of GATE Cumulonimbus Convection, *J. Atmos. Sci.*, vol. 46, 1989, pp. 330 - 352.
- 6) Soong, S. T., Y. Ogura : A Comparison between Axisymmetric and Slab-Symmetric Cumulus Cloud Models, *J. Atmos. Sci.*, vol. 30, 1973, pp. 879 - 893.
- 7) Weisman, M. L., J. B. Klemp : The Dependence of Numerically Simulated Convective Storms on Vertical Wind Shear and Buoyancy, *Mon. Wea. Rev.*, vol. 110, 1982, pp. 504 - 520.
- 8) Yau, M. K., P. M. Austin : A Model for Hydrometeor Growth and Evolution, *J. Atmos. Sci.*, vol. 36, 1979, pp. 655 - 668.
- 9) Kessler, E. : On the Distribution and Continuity of Water Substance in Atmospheric Circulation, *Meteor. Monogr.*, No. 32, Amer. Meteor. Soc., 1969, p. 84.
- 10) Marshall, J. S., and W. M., Palmer : The Distribution of Raindrops with Size, *J. Meteor.*, vol. 5, 1948, pp. 165 - 166.
- 11) Rutledge, S. A., and P. V. Hobbs : The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of clouds and precipitation in midlatitude cyclones. XII : A Diagnostic Modeling Study of Precipitation Development in Narrow Cold-Frontal Rainbands, *J. Atmos. Sci.*, vol. 41, 1984, pp. 2949 - 2972.
- 12) Cotton, W. R : On Parameterization of Turbulent Transport in Cumulus Clouds, *J. Atmos. Sci.*, vol. 32, 1975, pp. 548 - 564.

付録 Ferrier and Houze による一次元積雲対流モデルのパラメタリゼーション

1. 微物理過程に伴うパラメタリゼーション

- ・PCOND (雲水の蒸発，凝結)⁸⁾

$$\text{PCOND} = \frac{\rho_e(\bar{q}_{uc} - q_{us})}{\Delta t [1 + L^2 q_{us} / (C_p R_v T_e^2)]} \dots \dots \dots \text{付- (1)}$$

ただし q_{vs} は水蒸気の飽和混合比であり, $\overline{q_{vc}} > q_{vs}$ の時は水蒸気が凝結し $\overline{q_{vc}} < q_{vs}$ の時は雲水が蒸発することを意味する。また, R_v は水蒸気に対する気体定数である。

• PRAUT (雲水から雨水への変化)⁹⁾

$$PRAUT = \rho_e \alpha_{\max} [0, (\overline{q_{cw}} - q_{c0})] \dots\dots\dots \text{付- (2)}$$

ここで, $\alpha = 0.001 \text{ s}^{-1}$, $q_{c0} = 1.0 \text{ g kg}^{-1}$ である。

• PRACW (雨水による雲水の捕捉)

$$PRACW = \frac{\pi}{4} \Gamma (3 + b_r) \rho_e \overline{q_{cw}} N_{0r} \left(\frac{p_0}{p_c}\right)^{0.4} a_r \lambda_r^{-(3+b_r)} \dots\dots\dots \text{付- (3)}$$

ここで Γ はガンマ関数, $a_r = 842 \text{ m}^{1-b_r} \text{ s}^{-1}$, $b_r = 0.8$, $N_{0r} = 8 \times 10^6 \text{ m}^{-4}$, $p_0 = 1000 \text{ hPa}$ である。また, λ_r は粒径分布の勾配であり, 次式のとおりである。

$$\lambda_r = \left(\frac{\pi \rho_L N_{0r}}{\rho_e \overline{q_r}}\right)^{1/4} \dots\dots\dots \text{付- (4)}$$

ここで ρ_L は液体の水の密度である。

• PREVP (雨水の蒸発)¹⁰⁾

$$PREVP = 2\pi(S-1)N_0B^{-1} \times \left[\frac{0.78}{\lambda_r^2} + 0.31S_c^{1/3}\Gamma(2.5+0.5b_r)\left(\frac{\rho_e a_r}{\mu}\right)^{1/2} \times \left(\frac{p_0}{p_c}\right)^{0.2} \lambda_r^{-(2.5+0.5b_r)}\right] \dots\dots\dots \text{付- (5)}$$

ここで $S = \overline{q_{vc}}/q_{vs}$, μ は空気の動粘性係数, S_c はシュミット数である。また, B は次式のとおりである。

$$B = \frac{L}{K_a T_c} \left(\frac{L}{R_v T_c} - 1\right) + \frac{1}{\rho_e q_{vs} \phi} \dots\dots\dots \text{付- (6)}$$

ここで K_a は空気の熱伝導率, ϕ は空気中における水蒸気の拡散率である。

2. エントレインメントに関する補正

(3)式(ii)項のダイナミック・エントレインメントを過大評価しないために次式のように対流セルの半径を補正する。

$$R(z) = \begin{cases} R_0 \left[\frac{\rho_e(0)\hat{w}(0)}{\rho_e(z)\hat{w}(z)}\right]^{1/2} & ; z \leq Z_R \\ R(Z_R) & ; z > Z_R \end{cases} \dots\dots\dots \text{付- (7)}$$

ここで $R(z)$ は高さ z における対流セルの半径であり, $\hat{w}(z)$ は次式の通りである。

$$\hat{w}(z) = w_0 + w_1 \frac{z}{Z_R} ; z \leq Z_R \dots\dots\dots \text{付- (8)}$$

ただし, $w_0 = 1 \text{ m s}^{-1}$, $w_1 = 1.75 \text{ m s}^{-1}$, $Z_R = 4 \text{ km}$, $R_0 = 1 \text{ km}$ である。

3. 鉛直フラックスのパラメタリゼーション

(3)式(Ⅲ)項の鉛直フラックスは、次式のように平均量によるフラックスと変動成分によるフラックスに分けて取り扱う。

$$\overline{wA} = \chi_A \overline{wA} + \overline{w^*A^*} \quad \text{付-(9)}$$

$$\chi_A = \frac{3(xy - 4x - 4y + 6)}{2(3 - 2x)(3 - 2y)} \quad \text{付-(10)}$$

ここで、 w^* 及び A^* は、 w と A の水平面内分布に対する乱流変動成分であり、 $\overline{w^*A^*}$ は付-(11)式の通りである。また、付-(10)式における係数 x , y については次章に示す。

$$\overline{w^*A^*} = -K_A \frac{\partial \overline{A}}{\partial z} \quad \text{付-(11)}$$

ただし、 $K_w = 2K_m$, $K_\theta = K_v = K_{cw} = 3K_m$, $K_r = K_m$ である。

また Cotton¹¹⁾ によれば K_m は次のようにパラメータ化される。

$$K_m = \frac{1}{\sqrt{2}} (c\Delta)^2 |\overline{\text{def}}| \quad \text{付-(12)}$$

$$\Delta = (\pi R^2 \Delta z)^{1/3} \quad \text{付-(13)}$$

$$|\overline{\text{def}}| = \left[2 \left(\frac{\bar{u}}{R} \right)^2 + 2 \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial z} \right)^2 - 2 \frac{\bar{u}}{R} \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} + \frac{1}{2} \left(\frac{\partial \bar{w}}{\partial r} + \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \right)^2 \right]^{1/2} \quad \text{付-(14)}$$

ここで、 $c = 0.2$ である。

5. サーマル構造のパラメタリゼーション

サーマルとは、積雲対流が発生する際に、雲頂付近で生じる対流の反転のことであり、これによって積雲は成長を促される。このサーマル構造を考慮するために、このモデルでは対流セルを Fig. 12 のように 4 領域に分割している。領域ごとの x は付-(15)式に従い Table 3 を用いて決定する。また、 y の値についても x と同様にして決定する。

$$x(t, z) = \begin{cases} x^L & ; z < z_L \\ x^L + (x^M - x^L) \left(\frac{z - z_L}{R_T} \right) & ; z_L \leq z < z_M \\ x^M + (x^T - x^M) \left(\frac{z - z_M}{R_T} \right) & ; z_M \leq z < z_T \\ x^T & ; z \geq z_T \end{cases} \quad \text{付-(15)}$$

6. 降水に関するパラメタリゼーション

(8)式の最後の項は、次式のように書ける。

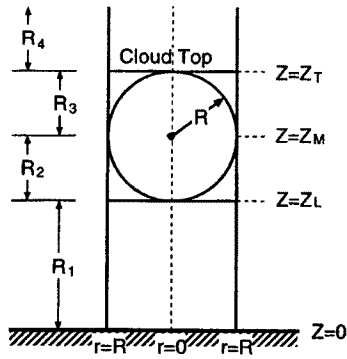


Table 3. Coefficients used in thermal cap region.

Variable	Coefficients	Values of coefficients		
		$z=Z_L$	$z=Z_M$	$z=Z_T$
w	x	1.0	1.1	1.2
θ	y_θ	0.75	1.0	1.1
q_v	y_v	0.75	0.9	1.0
q_{cw}	y_{cw}	0.75	0.9	1.0
q_r	y_r	0.75	0.9	1.0

Fig. 12. Divided regions in the model cloud that are defined with respect to the thermal cap.

$$\frac{1}{\rho_e} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_e \hat{V}_r q_r) = \frac{1}{\rho_e R^2} \frac{\partial}{\partial z} (\rho_e R^2 \zeta_r \hat{V}_r q_r) \dots\dots\dots \text{付- (16)}$$

ここで \hat{V}_r は次のようである。

$$\hat{V}_r = \frac{\Gamma(4+b_r)}{6} a_r \lambda_r^{-b_r} \left(\frac{p_0}{p_c}\right)^{0.4} \dots\dots\dots \text{付- (17)}$$

$$\zeta_r = \left[\frac{2}{(2+b'_r)y_r} \right] \left(\frac{3}{3-2y_r} \right)^{1+b'_r} \times \left[\frac{1-(1-y_r)^{3+b'_r}}{(3+b'_r)y_r} - (1-y_r)^{2+b'_r} \right] \dots\dots\dots \text{付- (18)}$$

ただし、 $b'_r = b_r/4$ である。