

狭域・短時間の可能最大降水量 (PMP) 推定手法に関する研究

辻 基宏*・大石 哲・中北英一・池淵周一

*京都大学大学院工学研究科

要 旨

従来、都市における水害の原因は台風と低気圧に伴う豪雨によるものが大半を占めていたが、近年それらは相対的に減少し雷雨性の集中豪雨によるものが増加している。そこで本研究では、そのように都市の防災上重要となる狭域・短時間の可能最大降水量 (PMP) の推定を Cold Rain も表現できる 1 次元積雲モデルを用い、10 分間の PMP として 80mm を物理的根拠を持って推定した。さらに、得られた PMP を用いて確率雨量の評価も行った。

キーワード：可能最大降水量，雷雨，集中豪雨，防災，都市

1. はじめに

1.1 研究の背景

都市における洪水災害は、その人口および資産集中度から被害が甚大なものとなりうる。そして、近年の都市における水害の原因は、台風や低気圧に伴う豪雨によるものに対して、雷雨性の集中豪雨によるものが相対的に増加しているという報告がある。つまり、時空間スケールの大きな豪雨から時空間スケールの小さな豪雨による水害が増加しているということである。しかし雷雨のような時空間スケールの小さな豪雨は、そのスケールの小ささゆえにメカニズムの解明が十分ではなく、都市における豪雨としては危険なものとして注目されている。そこで本研究ではこの時空間スケールの小さな豪雨、言い換えれば狭域・短時間の豪雨を対象として研究を行う。

「都市を水害から守る」ためには、都市を中心とした水文循環を把握したうえで河川計画を策定する必要がある。水文循環とは、降雨、流出、蒸発散という水の流れることを指すが、河川計画を策定する際にそのインプットとして重要となるのが降雨である。つまり河川計画を行う際には、過去の降雨に基づい

て計画が開始されるため、降雨は非常に重要な位置付けとなる。とくに降雨については従来より様々な観測が行われているにも関わらず、そのメカニズムについては未解明な部分が多い。そのような状況の中で河川技術者は河川の計画、管理を行わなければならない。その際に通常用いられるのが、ある一定時間内の降雨量の生起確率である。しかし生起確率を算定する上で必要となる統計解析においては、降雨量の上限值が無限大であるような分布を仮定する場面が多いが、降雨量の上限値は無限大であるとは考え難く、物理的に問題がある。さらに精度的にも降雨量の上限値が無限大であるとするなら、100年確率雨量や200年確率雨量を求める際に、降雨量の上限値を与える場合と比較すると大きな差が生じうるという問題がある。この降雨の上限値は可能最大降水量 (Probable Maximum Precipitation; PMP) と言われ、この値を推定できれば生起確率の精度が向上するだけでなく、フェールセーフを考慮した洪水制御が可能となるため、より安全な河川計画を策定することができる。しかし、現在の日本の都市の中小河川計画においてその概念は導入されていない。

そこで本研究では、今後その概念が河川計画に導

入されるべく、狭域・短時間の PMP 推定手法の開発を行い、その手法を用いて実際に PMP を推定し、PMP を導入したことによる確率雨量の算定を行う。

1.2 PMP の概説

PMP は可能最大降水量と訳され、「1年のある特定の時期に、ある流域内で物理的に発生しうる降雨のうち、理論的に説明のつく最も大きな降水量」と定義される。したがって、PMP は領域面積と継続時間に対して決定される量であり、既知の気象条件では超えることができないということになる。

次に PMP がどのような経緯を経て要求されるようになったのかという歴史的背景について簡単に述べる。1930 年代以前、米国ではダムのスピルウェイ(余水吐)の規模を決定する水文学的解析は統計解析を用いた方法が最も一般的な方法であった。しかし、その方法は洪水のサンプル数が少ないときの判断が困難であるという欠点を持っていた。しかもこのころ最大流量記録が数年のうちに次々と更新されたという事実もあり、1930 年代の中頃、水文学者は従来とは異なった角度から流域に関する洪水ポテンシャルの上限の推定手法を見出す必要があることを提案した。この洪水ポテンシャル PMF(Probable Maximum Flood) を求めるためには、インプットとなる PMP を推定する必要があるため、アメリカでは National Weather Service において PMP 推定に関する研究が進められ、1940 年以降 PMP は重要な水理構造物の設計の際に用いられるようになった。そして現在まで PMP 推定に関する研究は進められ、大きく進歩しているものの、ダム決壊の 1/4~1/3 は越流が原因であるといわれている。現在のようにダムの建設技術や計画手法は進歩しているにも関わらずダムの決壊が発生するのは PMF の推定が不十分なためである。ダム決壊等の重大事故に対してフェールセーフの概念に基づいた構造物の計画、設計を行う上で正しく PMF を推定するためには PMP の推定が不可欠であるが、その手法は未だ確立されていない。そして PMF を推定するためには PMP を推定しなければならぬため、フェールセーフの概念に基づいて構造物を設計する場合、現在でも PMP は非常に重要な意味を持つ値なのである。

それでは、PMP がどのような性質を持つのかを簡単に述べる。そもそも PMP は、以前は MPP(Maximum Possible Precipitation)と呼ばれており、1950 年頃より以前ではほとんどこの言葉が使われていた。名称が変化した大きな理由は MPP であると PMP より降水量の上限値を物理的にとらえようとする意味が強くなるが、最大降水量はどのよ

うな手法で求めても、結局は不確定の域を出ないことを考慮して PMP の方が望ましいと考えられたためである。PMP はその推定手法が気象学的であれ、統計学的であれ、確定した値ではないため推定手法によって様々に変化する。したがって、PMP を評価する客観的な方法が存在しないため、PMP の推定精度については議論できない。たとえば、PMP を決定した後それを超えるような降雨が発生したとすれば、それは過小評価をしていたことになるが、PMP を推定した時点においてその値が過小評価しているのか、あるいは過大評価しているのかということ判断する方法はないのである。したがって PMP の精度は議論することはできないが、その信頼度については議論することができる。信頼度を決定する重要な要素は、どのような概念に基づいて PMP を推定しているのかということになる。PMP 推定の基礎となる概念も完璧なものが存在するわけではなく、推定時において最良とされる概念が採用されるが、それも推定にとって有効な気象学的な知識が新たに発見されれば、その概念は新たに得た知識を導入して変更される。つまり PMP はそのたびに変更されるという性質を持つ値なのである。しかし、PMP は更新されるたびに降水の絶対的な上限値に近づいていくはずであるから、そのような更新は決して無駄なことではなく、むしろより多く行われるべきであると考えられる。

2. 従来の PMP 推定手法

上述のように PMP の推定手法は数十年にわたり検討されてきており、その推定手法の中でも気象学的手法といわれるものについて簡単にまとめる。

まずこの手法においてインプットとして必要となるのが大気のプロファイル、特に気温と湿度についてのプロファイルである。これらのプロファイルは通常ラジオゾンデによる観測値から得ることができる。しかしラジオゾンデによるデータは最近のものしか存在しない上に、その観測網が粗いために十分なデータを得ることができない。そこで代用された方法が湿潤断熱過程を用いて大気プロファイルを求めるというものである。つまり気温のプロファイルに関しては地上における気温さえ与えられれば、その空気塊を上昇させるにつれて湿潤断熱的に気温を減じることによりプロファイルを得ることができ、湿度のプロファイルについてはいずれの高度においても飽和であると仮定するので、地上の気温、および湿度があれば、得ることができるのである。

大気のプロファイルを得ることができれば、「湿度の最大化」、「豪雨の移換」、「包絡」という手順に従

いPMPを推定するが、この中でも最も重要な概念が「湿度の最大化」であり、「豪雨の移換」、「包絡」はそれを補助あるいは補正する役割を果たす。それでは以下に「湿度の最大化」、「豪雨の移換」、「包絡」についてそれぞれ説明する。

(1) 湿度の最大化 (Moisture Maximization)

湿度の最大化とは既往豪雨時における降雨量を豪雨発生時の大気湿度条件よりも高湿度の条件を与えることにより増大させることである。つまり、この操作の根底には、激しい豪雨が発生した気象条件(例えば気温や湿度のプロファイル,あるいは風速場)の組合せが降水量を増大させるような最適なシステムを構成しているという概念が存在するのである。これを式で表すと次のようになる。

$$\begin{aligned} P_{\max} &= \frac{W_{p\max}}{W_{pstm}} \times P_{stm} \\ &= W_{p\max} \times \underbrace{\frac{P_{stm}}{W_{pstm}}}_{E_r} \end{aligned} \quad (1)$$

この式の意味は豪雨時の可降水量(W_{pstm})のうち降雨量(P_{stm})として変換された割合(E_r)を過去の最大可降水量($W_{p\max}$)に掛け合わせるにより最大化雨量(P_{\max})を得るというものである。ここで可降水量とは単位底面積あたりの鉛直気柱に含まれる水蒸気量を液体の水に換算した量である。この場合、上述したように気温と湿度のプロファイルは湿潤断熱過程を仮定することにより得られているため、比湿のプロファイルも得られている。したがって可降水量(W_p)は次式を用いて得られる。

$$W_p = -\frac{1}{g} \int_{p_0}^0 q dp \quad (2)$$

ここに g は重力加速度、 p_0 は地表面における気圧、 q は比湿(もしくは混合比でもよい)である。

(2) 豪雨の移換 (Storm Transposition)

豪雨の移換とは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、地形的かつ気象学的性質が同様な地域で発生した豪雨のDAD(Duration Area Depth; 降雨時間-降雨面積-降雨量の関係)値を取り入れることであり、この操作によりデータを増大させることができる。

(3) 包絡 (Envelopment)

過去の豪雨データを用いて湿度の最大化や豪雨の移換を行って得られた地域ごとのPMP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様々な指標を用いて修正が施される。この操作はPMP推定に必要な最終段階と見なされる。

2.1 従来のPMP推定手法における問題点

従来のPMP推定手法、特に気象学的手法における問題点をまとめると次の2点になる。

1. 大気のプロファイルを算定する際に湿潤断熱過程を用いている。
2. 「湿度の最大化」において物理的なメカニズムが考慮されていない。

まず第一の問題点であるが、この方法の前提となる理論によると、大気中ではどの高度においても飽和しており、PMPを引き起こす豪雨を発生させるためには、大気が一様に飽和していることが必要条件になる。しかし、その理論は必ずしも正しいとはいえない。たとえば、下層はかなり湿潤であっても、中層はむしろ乾燥している方が、上空の降水粒子を落下させやすいという意味において、大きな豪雨をもたらすということも考えられる。さらに湿潤断熱過程を用いるプロファイルは豪雨発生前というよりは、豪雨発生後のプロファイルといえることから、その理論は十分検討する余地がある。つまり大気に含まれる水蒸気の絶対量だけではなく、水蒸気の高度分布も考慮に入れる必要があるということである。

第二の問題点については、まず式(1)について考えてみる。これは可降水量が降水量に変換される割合、 E_r が既往最大豪雨時には、可降水量(水蒸気量)以外のすべての要素が E_r を最大化するように最適にはたらくという考えに基づいている。しかし、「可降水量(水蒸気量)以外のすべての要素が E_r を最大化するように最適にはたらく」という考えには、その考えの根底にあるべきはずの「何が、どのように E_r を最大化させるのか」という物理的解釈が欠落している。したがって、そのような物理的解釈をふまえた上で、合理的にPMP推定を進めていくべきであろう。

2.2 PMP推定手法改善の方向性

従来の気象学的手法は、観測データに依存するところが大きいため、データの質および量が十分でない場合は正しく推定することが困難である。しかし、この手法は降水の物理的メカニズムを導入することにより、手法について改善の余地がある。

もともと気象学的手法といっても、現在の手法のように観測データに対する依存度の大きなものから、降水のメカニズムを完全に取り込み、観測データには全く依存しないような理想的なものまで大きな幅を持っている。したがって、PMP推定手法は観測データ依存度と降水メカニズム導入度という二つの相反する指標を用いてFig. 1のように分類することができる。つまり、推定手法の観測データ依存度

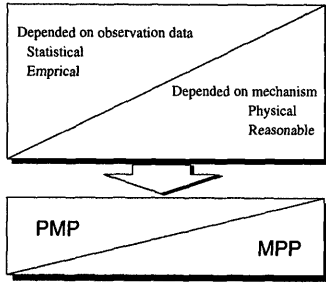


Fig. 1 Classification of meteorological PMP estimating method.

が大きくなるにつれて、その推定値はPMPという意味あいが強くなり、推定手法の降水メカニズム導入度が大きくなるにつれて、その推定値はMPPという意味あいが強くなる。したがって、MPPが推定できるような手法を開発することが望ましいが、現在の時点では降水メカニズムを完全に把握することは非常に困難であるため、観測データに依存せざるを得ない。しかし、今後PMP推定手法は、観測データ依存度を減少させ、降水メカニズムの理解をいっそう深めて、そのメカニズムの導入度を高めることにより、MPPが推定できるような方向に進むべきであると確信する。

そこで、本研究では降水メカニズム導入度を高めるために、数値気象モデルを用いたPMP推定を行う。とくに本研究では狭域・短時間のPMPを対象としているが、それをもたらずと考えられる積乱雲による豪雨は1時間以内の現象である場合が多いため、観測されている可能性が少ないうえに、近い将来、観測例が増加することも考え難い。したがって、狭域・短時間のPMP推定手法は観測データに依存することが望ましくないため、降水メカニズムを導入することは意義深いことであるが、その際に数値気象モデルは非常に有効な手段となる。

次節では、どのような数値気象モデルを用いて、どのような手法によってPMPを推定するのかを詳細に述べる。

3. 狭域・短時間のPMP推定手法

3.1 狭域・短時間の豪雨

本研究では「狭域・短時間」の豪雨を対象としている。本研究における「狭域・短時間」とは空間スケールが都市の大きさを考えると約10km以内、時間スケールが1時間以内であるから、気象現象とし

ては積雲対流を扱えばよいことになる。

ところが、本研究の対象は「狭域・短時間」の豪雨であるのに対して、今後はそれより大きなスケールに眼を向けなければならない場合も十分考えられる。その際に、積雲対流という現象を捉えておくことは非常に重要な意味がある。それは、積雲対流より大きなスケールで発生する集中豪雨や台風のような現象においても、それらを構成しているのは積雲対流という現象だからである。つまり、大きなスケールの豪雨も積雲対流という降雨の基本単位(降雨セル)が組織化されたものである。したがって、降雨セルの組織化をうまく表現することができれば、本研究をベースにして大きなスケールのPMPについても考慮することができるであろう。

3.2 数値気象モデルの概要

すでに述べたように本研究が対象とする気象現象は積雲対流である。したがって、積雲対流を数値モデル化するわけであるが、過去に様々な積雲対流モデルが作成されている。例えば、1次元の単純な雲物理過程を持つものから3次元の詳細な雲物理過程を持つものまでと非常に多種多様である。

そのように多種多様なモデルがある中で、PMPを推定するためにどのようなモデルを用いるべきかは難しい問題である。もちろん、より信頼性の高いPMPを推定するためには、できるだけ詳細なモデルを用いればよい。しかし、詳細なモデルになればなるほど、計算時間が増大するという問題点がある。したがって、数値モデルを導入したPMP推定手法が確立していない段階で、そのような詳細なモデルを用いることは適切ではないと考えられる。それよりは、単純なモデルで数多くの事例を計算し、積雲対流の特徴を捉える方がPMP推定において有効であると考えられるため、本研究では比較的単純なモデルを用いてPMP推定手法を開発していく。

上述のような理由から、本研究では1次元のモデルを適用する。さらに1次元であると初期条件の与え方も、2次元、3次元モデルに比較して単純であり、数多くの事例が計算できる。しかし、1次元であっても対流活動をできるだけ詳細に表現できるモデルが望ましい。そこで本研究では、1次元であっても雲頂で生じるサーマルや、エントレインメントを表現できるFerrier and Houze(1989)によって開発された1次元積雲対流モデルを適用する。このモデルは1次元ながらも積雲対流現象の本質、すなわち積雲の成長、衰退が表現可能である。ただし、Ferrierらによって開発されたモデルは雲物理過程においてwarm rainモデルを適用しているが、日本のような中緯度

において発生する積雲では cold rain であることが多いため、本研究では Rutledge and Hobbs(1983,1984) によって開発された cold rain モデルを導入する。

Ferrierらは雲水、雨水という2種類の降水粒子のみを考慮した warm rain モデルを用いているが、本研究では雲水、雨水に加えて雲水、雪、あられを含んだ cold rain モデルを適用する。この cold rain モデルは Rutledge and Hobbs(1983,1984) によって開発されたもので、Ferrierらの warm rain モデルの基礎にもなっている。この cold rain モデルに含まれる降水粒子とその関係を示すと、Fig. 2 のようになる。

3.3 積雲成長プロセスの分割

すでに1次元モデルを適用する意義と理由について述べたが、実際に強い豪雨をもたらす積乱雲は2次元、あるいは3次元構造を持つマルチセル型やスーパーセル型のものである。ただし、スーパーセル型のは日本であまり発生しないといわれており、とくにマルチセル型のものについて注目すればよいと考える。そしてマルチセル型の積乱雲は Fig. 3 のように水蒸気の供給地点と降雨地点が異なるために、水蒸気を降雨に変換する効率が高くなる。

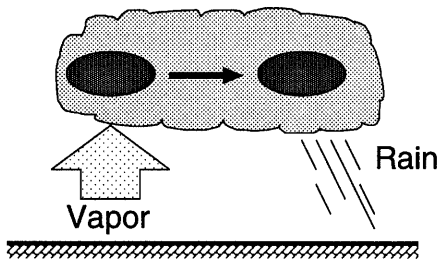


Fig. 3 Schematic model of cumulus occurring a heavy rainfall.

しかし、1次元モデルでは水蒸気の供給地点と降雨地点が同一であるため、水蒸気を降雨に変換する効率が低くなる。これは大気不安定度が高いときには雨滴のドラッグによって生じる下降流よりも下層からの上昇流が上回り、対流活動が終息せず、地上に降雨が到達しないということである。この様子を示すと Fig. 4 のようになる。鉛直風速の経時変化を見ると、ある時間から変化がないことがわかる。これは下層からの上昇流とドラッグによる下降流が釣りあって定常状態になっているのである。これに伴って地上での降雨量も小さな値で一定値となる。このように実現象では大きな豪雨をもたらすような

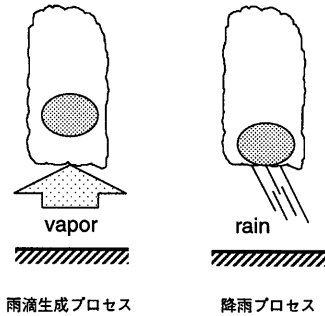


Fig. 5 Cumulus development processes divided into two phase.

大気プロファイルを用いて計算しても、1次元モデルではそれを表現しきれないのである。

以上のように1次元モデルは強い豪雨構造を表現することが困難である。しかし、1次元モデルの利点はPMP推定において非常に有効である。そこで本研究では1次元モデルを用いて、仮想的ではあるが Fig. 3 のような豪雨構造を表現できるように、一連の積雲の成長プロセスを雨滴生成プロセスと降雨プロセスに分割する。これらのプロセスの概念図を示すと Fig. 5 のようになる。そして雨滴生成プロセスと降雨プロセスは以下のように定義される。

雨滴生成プロセス このプロセスは大気中の水蒸気(気相)を雨滴(液相あるいは固相)に変換するプロセスである。このプロセスにより得られるものは地上の降雨量ではなく大気中に含まれる雨滴の総量である。つまり、このプロセスでは地上降雨へ変換される可能性のある直前の状態量を表現することができる。

降雨プロセス このプロセスは上空に蓄積された雨滴を落下させるプロセスである。つまり十分成長した積雲が移動して雨滴を支持していた上昇流を失い、雨滴が落下すると考える。

以上のプロセスのうち、とくに短時間PMP推定において重要となるのが雨滴生成プロセスである。つまり、このプロセスは水蒸気から雨滴への変換効率を物理的に算定することができるため、降雨量と雨滴生成量という違いはあるものの式(1)の変換効率の部分を実験的に表現できるのである。したがって、このプロセスは本研究で提案するPMP推定手法の本質部分となる。そして降雨プロセスについては、雨滴生成プロセスにより得られた雨滴生成量をどれだけの時間に地上への降雨量に変換するのかと

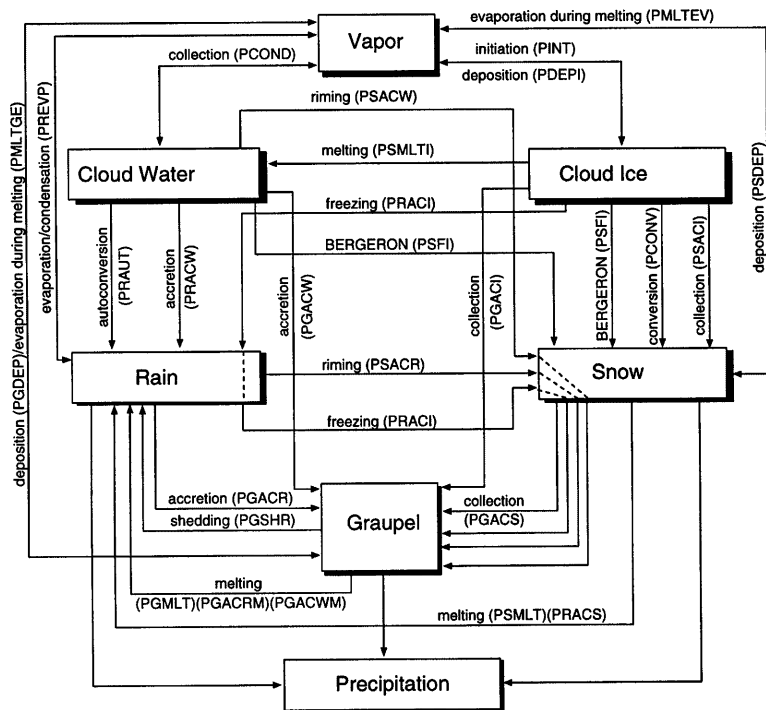


Fig. 2 Microphysics in the cold rain model.

いうプロセスであるから PMP の時間スケールを決定するという位置付けになる。

3.4 狭域・短時間の PMP 推定手法

ここでは、1次元積雲対流モデルを用いて狭域・短時間の PMP 推定手法を述べる。ところで「狭域・短時間」という言葉についてももう少し詳しく定義しておく。「狭域」というのは空間スケールを規定するものであるが、これはモデルの持つ空間スケールでおさえられる。すなわち、地表の領域が半径 1 km の円であるから、対象とする領域面積は、積雲の多少の移動を考えても数 km^2 である。また、「短時間」というのは時間スケールを規定するものであるが、これは積雲対流の降雨プロセスの時間スケールでおさえられる。セルは 10~15 分おきに間欠的に発生するので、一つのセルによる降雨時間もその程度の時間であると仮定する。そこで、降雨プロセスで表現する時間スケールもこの程度の時間を対象とする。まとめると、本研究における狭域とは数 km^2 、短時間と

は 10~15 分を意味する。

以上に述べてきたことをふまえて、ここで本研究で開発した狭域・短時間 PMP 推定手法を説明する。本研究で開発した狭域・短時間 PMP 推定手法は気象学的な PMP 推定手法を基礎として数値気象モデルを導入したものである。この手法は Fig. 6 のように 5 つの step に分けて計算される。以下にこれらの step ごとについて述べる。

(1) 大気プロファイルの作成

この step は本推定手法のインプットとなる大気プロファイルを与える非常に重要な step である。この大気プロファイルは積雲発生要因のうちの内部因子に相当する。しかし、大気プロファイルを作成することは、その自由度の高さと流体力学的性質を考慮しなければならないため非常に困難である。そこで、実際の豪雨時の大気プロファイルを利用して、モデルのインプットとなる大気プロファイルを作成する。

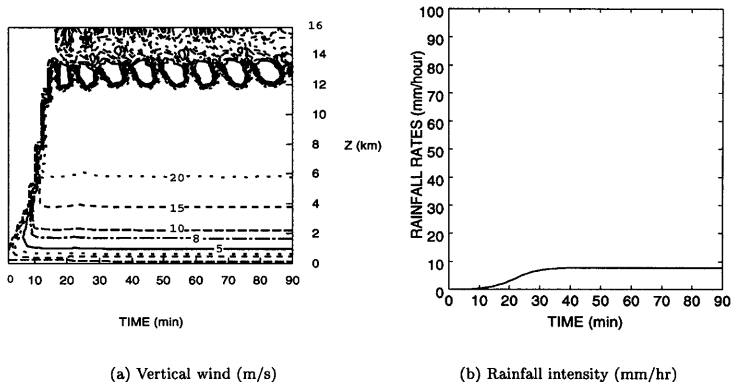


Fig. 4 Time series variation of the vertical wind velocity and the rainfall intensity from convective cloud which continues more than one hour.

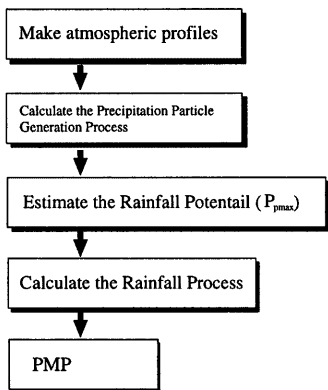


Fig. 6 Flowchart of the PMP estimating method for short duration in small areas.

(2) 雨滴生成プロセスの計算

作成されたプロフィールを初期条件として1次元積雲対流モデルを用いた計算を行い、雨滴生成量(P_p)を算定する。初期条件としては大気プロフィールの他にガストフロント等を模擬した強制上昇流を与えるが、強制上昇流は積雲発生要因の外部因子に相当する。

ここで強制上昇流は、時間と速さという二つの次

元を変化させているため、結果の比較が困難である。そこで結果を比較しやすいように、強制上昇流による外的エネルギー(E_e)をエネルギーの次元[J]を用いて統一する。

外的エネルギー(E_e)は、強制的に風速を与えている円柱の断面積を A_0 としたとき、単位時間に空気が A_0 を通過する仕事量であるとする。Fig. 7において中央の太線が強制的に風速を与えている円柱の断面を横から見たものであるので、その下にある斜線部が単位時間に持ち上げられる空気塊である。この空気塊の厚さは面平均風速である w と等しく、質量は $\rho g A_0 w$ となる。この空気塊が単位時間あたりに移動する距離は w であるから、強制風を t sec与えたとすれば、外的エネルギー(E_e)は次式のように表現できる。

$$E_e = \rho g A_0 w^2 t^2 \quad (3)$$

(3) 可能最大雨滴生成量(P_{pmax})の決定

ここでは雨滴生成プロセスによって計算された雨滴生成量(P_p)の結果をまとめ、可能最大雨滴生成量(P_{pmax})を決定する。可能最大雨滴生成量(P_{pmax})とは、ある条件のもとで上空に存在しうる雨量量の最大値のことである。

まず計算の初期条件中の気象要素 $X_i (i = 1, 2, \dots)$ (例えば、地表の混合比など)と雨滴生成量(P_p)の関係をプロットし、散布図を描く。それぞれの X に対する散布図において上限値をカバーするように包絡

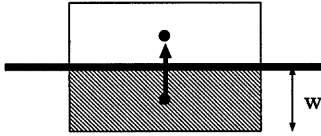


Fig. 7 Schematic figure on the external energy.

線を描き、その関数を f_i とする (Fig. 8 参照)。ここで包絡線の意味を述べる。ある X に対して P_p はさまざまに変化するであろう。これは X 以外の要因のためである。したがって包絡線は X 以外の要因が降水効率を最大化するような場合の集合という意味になる。

そして可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) を決定する方法を述べる前に、それぞれの X_i に関する包絡線 f_i の形状について議論する必要がある。 f_i が明らかな最大値を持つような関数 (例えば上に凸な関数) ならば、 X_i に関する可能最大雨滴生成量 ($P_{pmax}(X_i)$) は、 f_i の最大値を取ればよい。 f_i が単調減少を示す関数ならば、 X_i の観測最小値 ($X_{i,min}$) における値 ($f_i(X_{i,min})$) が X_i に関する可能最大雨滴生成量 ($P_{pmax}(X_i)$) となる。 f_i が単調増加を示す関数ならば、 X_i の観測最大値 ($X_{i,max}$) における値 ($f_i(X_{i,max})$) が X_i に関する可能最大雨滴生成量 ($P_{pmax}(X_i)$) となる。 f_i が複雑な形状の場合は、その X_i は可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) の決定には用いるべきではない。なぜなら、その要素は極大の豪雨を生起する積雲対流とはほとんど関係のない要素と考えられるからである。 X ごとに可能最大雨滴生成量 ($P_{pmax}(X)$) を決定すれば、最終的な可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) はそれらの中の最大値をとることにより決定される。式で示すと次のようになる。

$$P_{pmax} = \max(P_{pmax}(X_1), P_{pmax}(X_2), \dots) \quad (4)$$

(4) 降雨プロセスの計算

降雨プロセスは、雨滴生成プロセスを計算することによって得られた雨滴生成量 (P_p) を落下させ、地上の降雨に変換するプロセスである。

具体的には、本節の最初に定義された時間スケール、すなわち 10~15 分の雨量を計算するために、モデル領域内に雨滴生成プロセスにおいて生成された可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) を流入させ、それを落下させる。さらにここでは、流入→落下という一連のプロセスが定常状態であると仮定し、その定常状態において得られた 10~15 分雨量を取り出すことに

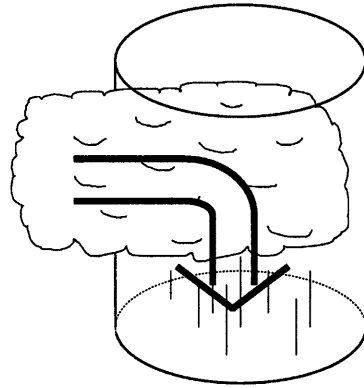


Fig. 9 Schematic figure on the steady state of the rainfall process.

する。この状態の考え方を示したものが Fig. 9 となる。図中の矢印は降水粒子の連続的な流れを示すものである。PMP をもたらすような豪雨時には、可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) が生成され、それが水平方向に移流し、落下するという循環システムが生起していると考えられるため、このような定常状態の仮定を導入することは妥当である。さらに、この仮定を用いることにより雨滴生成量を地上降雨に変換する効率を最大化できるため、この仮定は PMP 推定において重要な意義がある。

雨滴生成量を流入させる方法は、降水粒子が水平方向の風に乗ってそのまま流入すると考え、水平風がモデル領域に流入する割合で降水粒子も流入させるというものである。つまり、水平風速を U [m/s]、モデル領域半径を R [m]、降水粒子の混合比を q [kg/kg] とすれば、単位時間あたりに流入する混合比 (Δq) [kg/kg/s] は次のようになる。

$$\Delta q = q \frac{U}{2R} \quad (5)$$

ここで、水平風速の鉛直分布については、高さ (z) 方向に変化させ、次式のように与える。

$$U = U_S \tanh(z/3000) \quad (6)$$

この式におけるパラメータ U_S は Weisman and Klemp(1982) を参考に決定する。すなわち、 U_S が大きくなるにつれて、発生する積乱雲のタイプは不規則型多重セル、組織化された多重セル(マルチセル)、スーパーセルと変化する。本研究ではマルチセルタイプの積乱雲を対象としていることを述べたが、そのマルチセルが発生する限界値が $U_S = 35$ m/s 程度

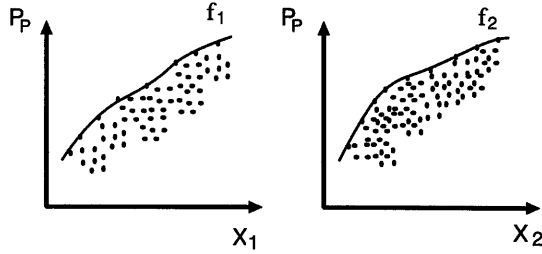


Fig. 8 Scatter diagrams and envelopes.

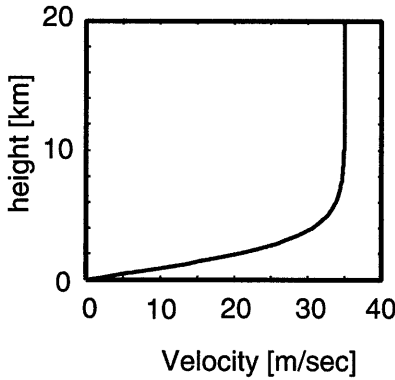


Fig. 10 Profile of horizontal wind which flows into the calculated area.

であるため、ここではその値を用いて水平風速の鉛直分布とする。すると、水平風速の鉛直分布はFig. 10のようになる。

降水粒子の落下方法については、降雨プロセスの計算開始時に鉛直風速を 0 m/s とし、自由落下させるという方法をとる。

(5) PMP の決定

ここでは降雨プロセスの計算によって得られた結果をまとめ、PMP を決定する。基本的には可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) の決定方法と同様の作業を行う。つまり、雨滴生成量 (P_p) と降雨プロセスによって計算された降雨量 (P) との関係のプロットし散布図を描き、その最大値をカバーするように包絡線を描くというものである。包絡線を表す関数を $g(P_p)$ とすれば、その形状が単調増加関数であるとしたとき、PMP は可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) を用いて次式の

ように決定される。

$$PMP = g(P_{pmax}) \quad (7)$$

ただし g が最大値を持つような上に凸な関数であるような場合は、その最大値を与える P_p を P_{p0} としたとき、PMP は次式のように決定される。

$$PMP = \begin{cases} g(P_{p0}) & P_p \geq P_{p0} \\ g(P_{pmax}) & P_p < P_{p0} \end{cases} \quad (8)$$

3.5 散布図および包絡線を得るための計算

ここでは前節で述べた狭域・短時間の PMP 推定手法においてFig. 8のような散布図と包絡線を得るための計算を行う。

(1) 大気プロファイル

本研究で利用した大気プロファイルは1993年6月から9月の潮岬、米子、輪島における高層気象観測データである。さらに、この期間中でも時間雨量が10mmを越えるような豪雨が発生する直前のプロファイルを選定した。この期間を選定したのは、この期間は記録的な豪雨に見舞われ、PMP推定に用いる大気プロファイルとして適していると考えたからである。ただし、大気条件のうち、どの要素が雨滴生成量と関連があるのかを調査するためにプロファイルを変形している。その方法については以下で述べる。

観測された大気プロファイルの下層に混合層を設けることにより、1つの観測プロファイルから計算のためにさまざまなプロファイルを準備した。混合層とは不安定時の大気下層にできる温位および混合比が高さとともに一定であるような層のことである。混合層は以下の手順により作成した。

1. 混合層の高さ (h_b) を決定する。
2. 温位については、決定された高さ (h_b) における温位を混合層内の温位とする。(Fig. 11参照)
3. 混合比については地表での相対湿度を60~90%に変化させて、その混合比を混合層内の混合

比とした。ただし、この方法では混合層内において高度が高くなるにつれて、気温が下がるため、相対湿度も高くなり飽和になることがある。したがって、その場合は計算の安定性も考慮して、相対湿度の上限が95%となるようにする (Fig. 12参照)。

(2) 雨滴生成プロセスの計算

強制上昇流は地表で0m/s、高度400mで最大となるように放物線状の風速プロファイルを与える。本研究では400mでの強制上昇流の強さと継続時間をTable 1のように変化させて計算を行う。また、計算は30分間行い、結果としては計算中で雨滴生成量が最大となるものを取り出すことにする。

(3) 雨滴生成量に関する散布図と包絡線

ここでは、ある気象要素と雨滴生成量の関係を示す散布図を描き、それに対して上限値をカバーするように包絡線を引く。

選択する気象要素は以下のものである。これらは対流活動と関わりがある可能性のあるものについて選択した。

1. 地表の混合比 (q_0) [kg/kg]
2. CAPE [J]
3. 上空1 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p1km}) [mm]
4. 上空2 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p2km}) [mm]
5. 上空3 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p3km}) [mm]
6. 強制上昇流による外的エネルギー (E_e) [J]

これらの気象要素を横軸に、雨滴生成量を縦軸に潮岬、輪島、米子における計算結果をまとめたものが Fig. 13から Fig. 18である。それぞれの図の横軸は Fig. 13は地表の混合比 (q_0)、Fig. 14はCAPE、Fig. 15は上空1 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p1km})、Fig. 16は上空2 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p2km})、Fig. 17は上空3 km までに含まれる水蒸気量 (W_{p3km})、Fig. 18は強制上昇流による外的エネルギー (E_e) をとっている。また各図中における曲線は雨滴生成量の最大値をカバーするような包絡線である。

これらの図より、地表の混合比、および大気下層に含まれる水蒸気量 (W_{p1km} 、 W_{p2km} 、 W_{p3km}) は包絡線が単調増加を示していることがわかる。地表の混合比が大気下層の水蒸気量を代表しているとすれば、大気下層(とくに混合層)に含まれる水蒸気が多いほど対流活動が盛んになり、雨滴生成量も増加するということになる。

CAPEについても同様のことがいえる。すなわち

大気的不安定度が大きくなるにつれて対流活動が盛んになり、雨滴生成量が増加する。

しかし、強制上昇流による外的エネルギー (E_e) については包絡線がほぼ水平であることから、対流活動の大きさは E_e によらないことがわかる。これより積雲発生要因の外的要因は積雲を発生させるトリガーとしての役割が大きく、対流活動に対する影響が小さいということがいえる。

潮岬、輪島、米子における計算結果の比較をすると、どの気象要素についても場所による差があまり見られないことがわかる。これは積雲対流という現象が、発生要因さえ整えば、地域によらずほぼ同様なメカニズムで発生するというを示している。したがって対流活動の大きさは、以上の結果によると大気境界層にどれほどの水蒸気が存在するのか、あるいは大気がどれほど不安定であるのかということに依存することがいえる。これらの気象要素は地域によって差があると考えるため、地域ごとについてそれらをまとめ、PMP 推定に用いられれば地域ごとのPMPが推定できる。すなわち、地域によって積雲の発生のしやすさが異なるため、その地域差を推定するということになる。

(4) 地上降雨量に関する散布図と包絡線

ここでは降雨プロセスの計算を行い、雨滴生成量の場合と同様に、雨滴生成量と地上降雨量の関係を示す散布図を描き、それに対して上限値をカバーするように包絡線を引く。ただし、雨滴生成プロセスの計算において、地域による差があまり見られなかったことから、降雨プロセスにおいても地域による差は少ないと考え、計算時間の短縮という意味でも潮岬における計算のみを行うことにする。

ここで、降雨プロセスの定常状態を表す結果を Fig. 19に示す。これより最初の5分間は降雨強度が大きくなっており、その後はほぼ一定となっている。これは次のように説明できる。まず積雲を、側方から降水粒子が流入して、それが落下し地表で流出するという単純なシステムとして捉える。計算開始時では、このシステムは落下して流出する量のほうが、側方から流入する量より大きいため、結果として大きな降雨量をもたらすことになる。またピークが2ヶ所あるのは、最初のピークは warm rain によるもの、次のピークは cold rain によるものと考えられる。そして時間が経過すれば落下して流出する量は流入量によって決定されることになる。ここで流入量は一定であるから、落下して流出する量も当然一定となる。このようにして定常状態が形成される。したがって、最初の5分間は風速を0として時間を止めた仮想的な状態から定常状態への遷移期間で

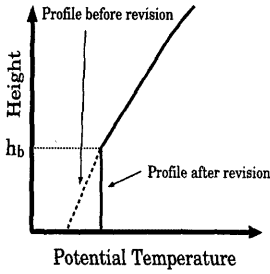


Fig. 11 Potential temperature in the mixed layer.

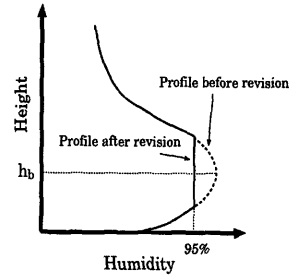
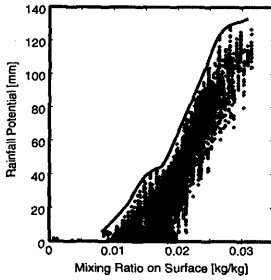


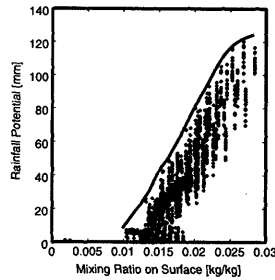
Fig. 12 Revised profile of humidity over 95%.

Table 1 Vertical wind forcibly put in the model,

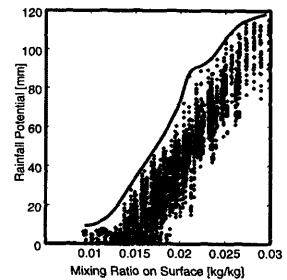
	Duration [min]	Wind Speed [m/s] (at 400m)
Pattern 1	20	2.0
Pattern 2	30	2.0
Pattern 3	10	2.0
Pattern 4	20	1.0
Pattern 5	20	3.0
Pattern 6	20	4.0



(a) Shionomisaki



(b) Wajima



(c) Yonago

Fig. 13 Relationship between water vapor mixing ratio (q_v) and rainfall potential (P_p).

あり、この時間は実現象として捉えるのが困難であるため考慮しないほうがよい。さらに定常状態において小さな波長の波形が見られるが、これはモデルの計算において20秒間隔でスムージングを行っている影響であると考えられる。しかしスムージングは数値計算の安定性において重要なテクニックであるため除去することはできず、このような結果になっ

ているが、定常状態の本質は表現することができていると考える。そこで、ここでは定常状態の継続時間を10分として、10分雨量に対して散布図を作成する。

計算結果については雨滴生成量の中でも固相のもの (P_{ps})、液相のもの (P_{pl})、固相・液相を含めた全雨滴生成量 (P_p) に関してまとめる。Fig. 20は全雨滴

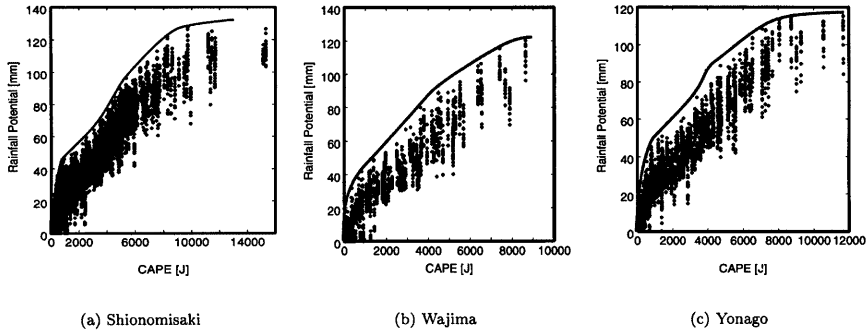


Fig. 14 Relationship between CAPE and rainfall potential (P_p).

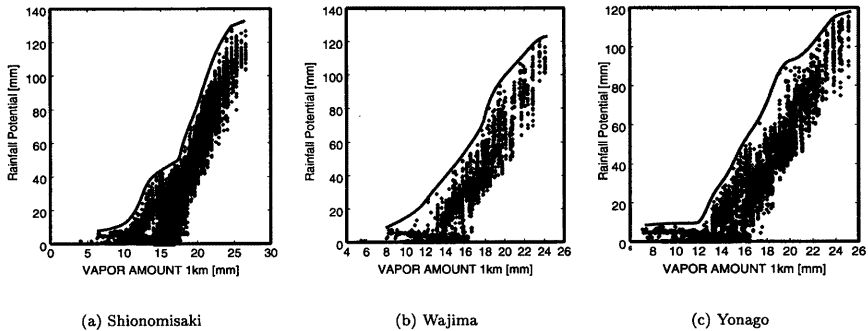


Fig. 15 Relationship between water vapor amount under 1 km (W_{p1km}) and potential rainfall (P_p).

生成量 (P_p) と 10 分地上雨量 (R_{10}) について、Fig. 21 は液相の雨滴生成量 (P_{pl}) と 10 分地上雨量 (R_{10}) について、Fig. 22 は固相の雨滴生成量 (P_{ps}) と 10 分地上雨量 (R_{10}) について関係を示したものである。

Fig. 20 を見ると、雨滴生成量が少ないところでは地上の降雨量は単調に増加しているが、雨滴生成量が多いところでは包絡線はほぼ水平となっている。これは Fig. 21 を見るとわかるように、降雨量の少ないところでは雨滴生成量のほとんどが液体の水の状態 (warm rain) で構成されており、降雨量の多いところでは雨滴生成量の多くが氷の状態 (cold rain) で存在する。したがって warm rain は生成してから早い時間で落下するが、cold rain は生起してから落下まで時間がかかり、その間に大きく成長するとい

うことがわかる。以上の結果より、PMP をもたらすような大きな豪雨を考える際には、cold rain に注目し、それらのふるまいを調査するのがよいと考えられる。

ただし、Fig. 20 より 10 分雨量の最大値は雨滴生成量が 50 mm のところで 80 mm となっており、包絡線を表す関数は最大値をもつ上に凸な関数となっていることがわかる。したがって PMP を決定するためには式 (8) が適用され、 P_{p0} は 50 mm、 $g(P_{p0})$ は 80 mm となる。

3.6 狭域・短時間の PMP 推定手法のまとめ

本節では数値気象モデルを用いた狭域・短時間の PMP 推定手法について詳細に説明してきたが、こ

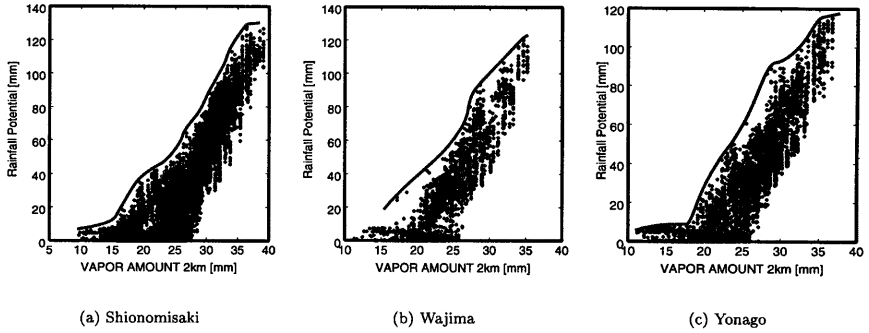


Fig. 16 Relationship between water vapor amount under 2 km (W_{p2km}) and potential rainfall (P_p).

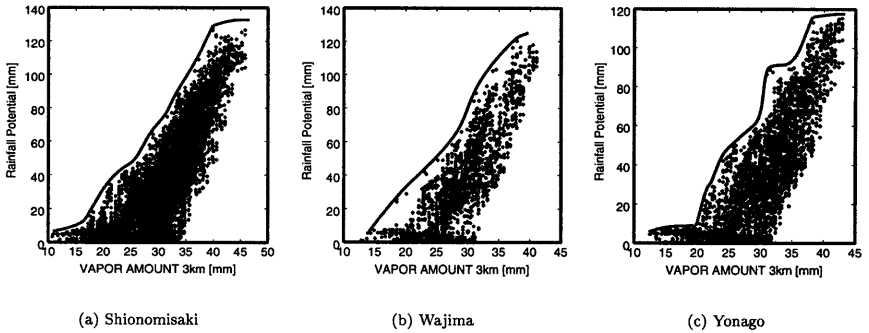


Fig. 17 Relationship between water vapor amount under 3 km (W_{p3km}) and potential rainfall (P_p).

ここでその手法について整理する。

まず、手法における計算の流れは Fig. 6 に示される。そこで、この手法は数値気象モデルを用いて計算を行い、散布図と包絡線を描く。したがって PMP を推定するためには、可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) の決定と PMP の決定を行えばよい。そのためには以下の作業が必要となる。これを図で示すと Fig. 23 となる。

- 観測される気象要素のデータ入手
- 観測される気象要素のデータと Fig. 13 から Fig. 18 および式 (4) を利用した可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) の決定
- 得られた可能最大雨滴生成量 (P_{pmax}) と Fig. 20 および式 (7), 式 (8) を用いた PMP の決定

次章では、これらの作業を行うことによって、実際に狭域・短時間の PMP 推定を行う。

4. 都市域における狭域・短時間の PMP 推定

4.1 都市域において観測される気象要素

本研究において開発された手法を用いるためには、前節で挙げた気象要素が都市域において観測されている必要がある。都市域において定期的に観測されている気象データには AMeDAS や気象官署、すなわち気象台や測候所において観測される地上データがある。AMeDAS からは 1 時間間隔という時間的に密なデータが得られるが、気温、風、日照時間、降水量という観測項目しかなく、水蒸気量に関するデータは観測されない。しかし、気象官署においては 6 時

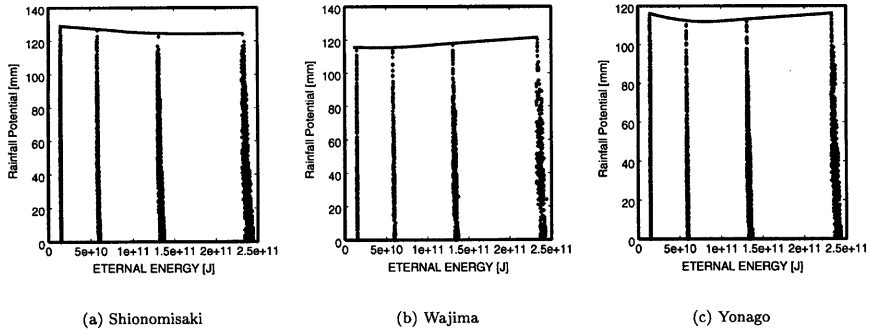


Fig. 18 Relationship between external energy (E_z) and potential rainfall (P_p).

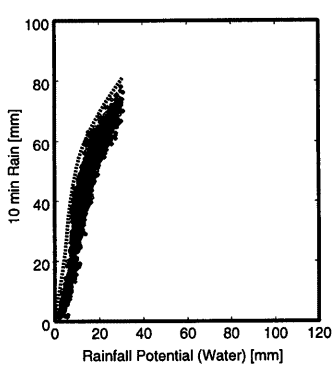


Fig. 21 Relationship between rainfall potential in liquid phase particles P_{pl} and rainfall amount of 10 min (R_{10}).

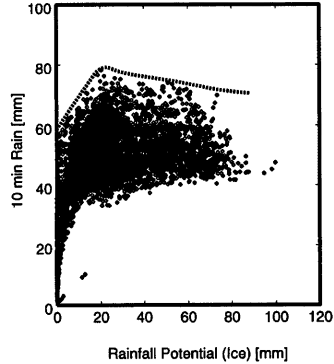


Fig. 22 Relationship between rainfall potential in solid phase particles P_{ps} and rainfall amount of 10 min (R_{10}).

間隔と時間的には AMeDAS と比較すると粗いが、気温、風、湿度、気圧が観測されるため、地表の混合比を得ることができる。そこで、近畿地方の各気象官署における 1961 年 1 月から 1996 年 11 月までのデータを入力することができたので、各気象官署における混合比の最大値を Table 2 に示す。また、参考までに 1 時間雨量の最大値についても示す。

しかし、気象官署において観測されるデータを用いても、得られるのは地表の混合比のみである。都市域における CAPE や上空の水蒸気量については、その観測データはほとんどない。しかし、これらの観測データが存在すれば、推定される PMP の信頼度は向上する。したがって都市域において、これらの観測データが増加することが期待される。そこで、こ

れらのデータがどのように観測されるのかを述べ、今後の観測の可能性について簡単に述べる。

まず CAPE は高層気象観測データより得ることができるが、現在のところ、この観測はレーウィンゾンデによるものが主流となっている。これはレーウィンゾンデ観測がもっとも一般的で、もっとも精度のよい高層観測手段であるためである。ゾンデの定時観測は 1 日 2 回で、地上から約 30 km までの気圧、気温、湿度を測定する。レーウィンゾンデの観測網については現在、日本においては高層気象観測所が 18ヶ所ある。しかし世界気象機関の全地球観測計画において 2005 年までに達成可能なレベルとして、水平分解能については 250 km 以上としている。したがって近い将来、観測網が密になるとは考え難く、都

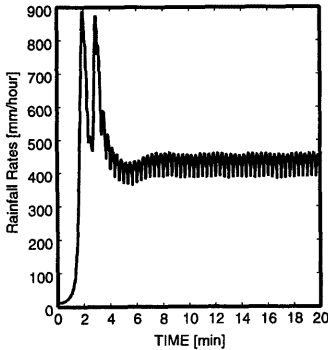


Fig. 19 Hyetograph from the steady state rainfall process.

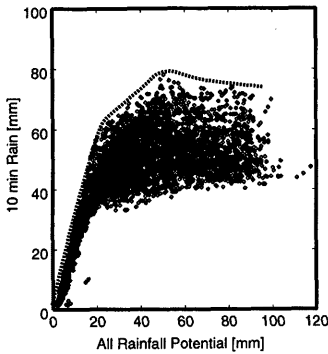


Fig. 20 Relationship between all rainfall potential (P_p) and rainfall amount of 10 min (R_{10}).

市域においてCAPEが測定されるのは困難である。次に境界層の水蒸気量観測については、係留気球やGPSを用いた水蒸気量観測、ラマンライダーによるものなどがあるが、この中でもGPSを用いた水蒸気量観測が既に計画段階であり、これによる観測データが蓄積されることによってPMPの信頼性が向上することを期待する。

4.2 近畿地方の各都市における狭域・短時間のPMP推定

前節で述べたように、気象官署のある都市域では地表の混合比が観測されている。そこで、この指標を用いて本研究で開発した狭域・短時間PMP推定手法により近畿地方の気象官署のある各都市の狭域・

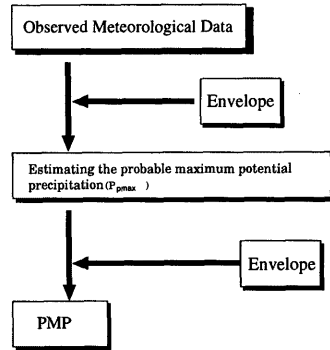


Fig. 23 Flowchart of estimating PMP.

短時間のPMPを推定する。

その前にFig. 13より各地点における包絡線を重ね合わせ、その中でも最大となるような包絡線を見出す。これは3地点における計算結果の包絡線を引くことに相当する。その結果、Fig. 24のような包絡線を引くことができる。

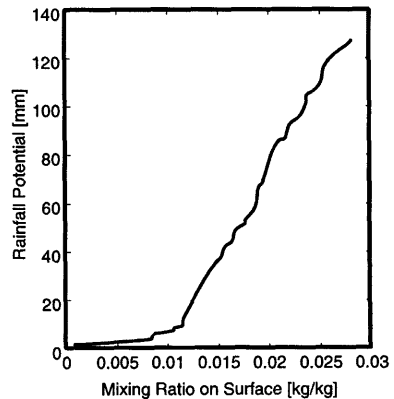


Fig. 24 Envelope of the rainfall potential to water vapor mixing ratio on surface.

以上の準備をした上で、まずTable 2とFig. 24より各都市の可能最大雨滴生成量(P_{pmax})が決定される。その結果、どの都市においても可能最大雨滴生成量(P_{pmax})は90~95 mmの範囲となる。したがって、いずれの都市も最大雨滴生成量(P_{pmax})が式(8)における最大値を与える雨滴生成量 P_{p0} の50 mm

Table 2 Maximum hourly rainfall amount and maximum water vapor mixing ratio observed at the weather offices in the Kinki region,

Weather Office	R_{1hr} [mm]	q_v [kg/kg]
Toyooka	49.5	0.0231
	'71.7.25	'63.8.3
Maizuru	56.0	0.0224
	'79.9.30	'63.8.30
Hikone	97.0	0.0212
	'76.5.26	'90.8.11
Kyoto	106.9	0.0217
	'66.5.22	'95.7.27
Himeji	67.0	0.0220
	'82.8.8	'64.8.14
Kobe	69.4	0.0221
	'67.7.9	'75.7.24
Osaka	63.0	0.0220
	'79.9.30	'78.8.2
Nara	47.0	0.0218
	'68.7.6	'91.7.31
Sumoto	83.7	0.0224
	'65.9.16	'79.8.22
Wakayama	64.0	0.0221
	'83.7.5	'67.8.26
Shionomisaki	115.5	0.0232
	'72.11.14	'92.7.30

を越えているため、式(8)より、各都市の10分間のPMPは80mmという結果が得られる。つまり、近畿地方の都市域においては10分間に80mmという降雨が発生しようということである。

どの都市においてもPMPが同じであるということについては、次のように説明できる。雨滴生成量に関する散布図と包絡線についての記述の部分で「積雲対流という現象は、発生要因さえ整えば、地域によらずほぼ同様なメカニズムで発生する」と述べたように、発生要因(ここでは地表の混合比のみ)に地域差がなかった上に、各都市の可能最大雨滴生成量(P_{pmax})が式(8)における最大値を与える雨滴生成量 P_{p0} 、すなわち50mmを越えたためである。今後、CAPEや境界層の水蒸気観測手法が開発されれば、これらの地域差が表現される可能性もあるし、推定精度の向上も期待できる。

また、この結果を他の手法による結果と比較する。他の手法は観測データ等の不足から統計的な手法に基づいた桑原(1982)による手法しかないが、ここでは10分のPMPは110mm~150mmとしている。本研究の手法による結果は80mmであるので、本手法のほうが小さく見積もっているが、どちらが正しい値に近いのかという精度については議論できない。しかし、推定手法に基づく科学性、いわば信頼性については議論可能である。桑原の手法と本研究の手法を比較すると、考慮している物理過程、とくに降水メカニズムの導入の有無という点において大きな違いがある。したがって、桑原の手法によって得られたPMPよりは信頼性も高く、都市の治水計画に機能するものと確信する。

4.3 PMPを与えた場合の確率雨量の算定

以上より、10分のPMPは80mmという結果が得られたので、PMPを推定する動機となった確率雨量の算定を行う。つまり、PMPを与えた場合の確率雨量と与えない場合の確率雨量の比較・検討を行う。

ここではPMPを与えた場合の確率分布として次のようなSlade型の片側有限分布を用いる。

$$f(x) = \frac{g}{x(g-x)\sigma\sqrt{2\pi}} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln \frac{x}{g-x} - \mu}{\sigma} \right)^2 \right] \quad (9)$$

ただし、母数は μ 、 σ で、 g は上限値、すなわちPMPである。また、PMPを与えない場合の確率分布としては、次のような対数正規分布を与える。

$$f(x) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}\zeta x} \exp \left[-\frac{1}{2} \left(\frac{\ln x - \lambda}{\zeta} \right)^2 \right] \quad (10)$$

ただし、母数は λ 、 ζ である。以上の母数を定める方法として、最尤法を用いる。

頻度解析に用いるデータは和歌山市において昭和20年から54年までに観測された年最大10分雨量を用いる。その結果、Fig. 25のようなヒストグラムと確率密度関数が得られる。

T 年確率雨量($T = 200, 100, 50, 25, 10, 5$)の変動について調査した結果をTable 3に示す。これより、リターンピリオドが大きくなるほどPMPを与えた確率雨量の方が小さくなるのが分かる。したがって、安全性を重視するべき構造物を設計する際にはPMPを推定することにより、そのコストを削減できることを示している。しかし、それほど安全性を重視する必要のない構造物の場合、PMPを推定しなくても従来の方で十分であるという結果が得られた。

Table 3 Probable rainfall of 10 minutes estimated by logarithm normal distribution and the slade type distribution,

Return period	by log. normal distribution	by Slade type distribution
200	29.1	26.9
100	27.0	25.4
50	25.0	23.8
25	22.8	22.0
10	19.9	19.5
5	17.4	17.4

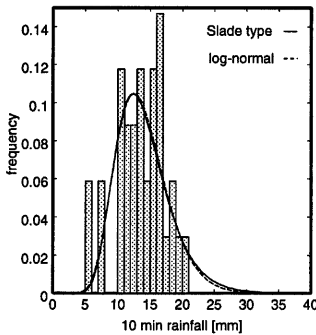


Fig. 25 Histogram and probability density function for annual maximum 10 minutes rainfall in Wakayama city.

5. おわりに

最後に、PMP 推定手法が今後どのような方向に発展していくべきか、筆者の考えをまとめる。本研究では「狭域・短時間」のPMPについて推定手法を開発した。この「狭域・短時間」とは空間スケールが数 km^2 、時間スケールが10~15分程度のものである。しかし、社会のニーズは「狭域・短時間」とどまらず、さらに大きなスケールへと高まっていくと考えられる。実際の流域に対するPMPとなれば、その空間スケールは数百~数千 km^2 というオーダーであるし、時間スケールについても短時間に限らず、1日あるいはそれ以上の時間が要求されるであろう。したがって、数値気象モデルを利用したPMP推定は時空間的なスケールアップが、今後の課題になるはずである。そこで、実用的な面からも非常に重要となる流域スケールのPMPに関して、以下のような3段階に分けて推定していくべきであると考える。

(1) 狭域・1時間程度のPMP推定

これは本研究での推定手法を時間的に引き伸ばすことにより可能となる。つまり、雨滴→落下という10~15分間で発生する定常的な循環システムが1時間の中でどのように発生するのかということを説明できれば推定できる。具体的にはマルセル型の積乱雲を仮定した場合、その中でいくつのセルがどれだけの時間間隔で発生するのかというメカニズムを解明できればよい。そのためには2次元、3次元モデルで、そのメカニズムを解明し、定性的な知見を得て、それを1次元モデルに導入して計算するのがよいと考えられる。

(2) 1時間程度の流域スケールPMP推定

流域スケールとなると、本研究で用いたモデルでは空間的に表現不可能であるため、さらに大きなスケールのモデルを適用しなければならない。具体的には地形を導入したメソスケールモデルを用いる必要がある。もちろん、メソスケールモデルと積雲モデルを結合し、積雲スケールの現象も陽に表現できればよいと考えられるが、両スケールの相互作用等を考慮すると、そのようなモデルを作成するのは現在のところ困難である。そこで1時間程度のPMPを推定する場合は、メソスケールモデルを積雲対流の発生要因を作り出すものとして捉え、その後1次元積雲モデルを用いて各格子点で降雨量を計算するのがよいと考えられる。

(3) 1日あるいはそれ以上の時間の流域スケールPMP推定

1日あるいはそれ以上の時間のPMPを数値気象モデルで推定する場合、総観スケールの気象現象を考慮にいれる必要があり、その中でメソスケール現象として、積雲がどのように組織化され、それがどのようなふるまいをするのかを解明する必要があるが、そのメカニズムについては現在でも完全に解明されているわけではなく、これをPMPの推定手法に導入するのは困難であろう。そこで次善策として考

えられるのが、(2)で算定した1時間のPMPを対象流域の過去の豪雨記録に基づいて引き伸ばすという方法である。ここで(1)で1時間にスケールアップしたのは、降雨データとしては10~15分というデータを入力するのは困難で、1時間というデータなら入手しやすいためである。この方法は1時間のPMPに対しては気象学的手法を用い、長時間のPMPについては統計学的手法を用いるハイブリッドなものとなるが、最初にとるべき方法としてはよいと考える。

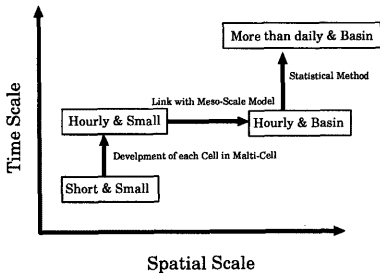


Fig. 26 Schematic figure on scaling up of PMP.

以上のスケールアップの段階を示すと Fig. 26 のようになる。このように PMP のスケールアップが計られ、それが実際の治水計画に用いられることにより、我々が水に対する恐怖におびえることなく、豊かで快適な生活を享受できるようになることを折念して本研究の結びとする。

参考文献

- Ferrier, B.S, Houze, R.A, Jr (1989) : One-Dimensional Time-Dependent Modeling of GATE Cumulonimbus Convection, *J. Atmos. Sci.*, **46**, pp.330-352.
- Rutledge, S.A, P.V. Hobbs : The Mesoscale and Microscale Structure and Organization of Clouds and Precipitation in Midlatitude Cyclones. VIII: A Model for the 'Seeder-Feeder' Process in Warm-Frontal Rainbands, *J. Atmos. Sci.*, **40**, pp.1185-1206.
- Rutledge, S.A, P.V. Hobbs (1984) : 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.*, **41**, pp.2949-2972.
- Collier, C.G. and P.J. Hardaker (1996) : Estimating probable maximum precipitation using a storm model approach, *J. Hydro.*, **183**, pp.277-306.
- Hardaker, P.J. (1996) : Estimation of Probable Maximum Precipitation (PMP) for the Evinos catchment in Greece using a Storm Model approach, *Meteor. Appl.*, **3**, pp.137-145.
- Lin, Y.L., R.D. Farley and H.D. Orville (1983) : Bulk parameterization for the snow field in a cloud model, *J. Climate Appl. Meteor.*, **22**, pp.1065-1092.
- World Meteorological Organization (1986) : Manual for Estimation of Probable Maximum Precipitation, *Operational Hydrology Repo.*, **no.1**.
- 桑原 英夫 (1982) : 日本で起こりうる最大短時間雨量について, *天気*, vol.29, no.7, pp.37-45.

Estimation Method of Probable Maximum Precipitation for Short Duration in Small Areas using a Convective Simulation Model

Motohiro TSUJI *, Satoru OISHI, Eiichi NAKAKITA and Shuichi IKEBUCHI

* Graduate School of Engineering, Kyoto University

Synopsis

In urbanized areas, heavy rainfall in short periods of time and in small areas can potentially result in extreme damage. It is important, therefore to estimate the short duration PMP (Probable Maximum Precipitation) which takes heavy rainfall into consideration when planning for river management in or near urbanized areas. In this study, traditional methods for PMP estimation are reviewed, and a new method for short duration PMP estimation, which uses a one-dimensional cumulonimbus model developed by Ferrier and Houze, is proposed. The 10 minutes PMP for an urbanized areas in the Kinki region is estimated using this method, for which a value of 80 mm was obtained.

Keywords : probable maximum precipitation, thunder storm, heavy rainfall, disaster prevention, urban area