

雨滴生成量を考慮した短時間PMP推定に関する一考察

A Study on Estimation for Short Duration PMP Which Takes Account of Rainfall Potential

辻 基宏*, 大石 哲**,
中北 英一***, 池淵 周一****

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

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. In this method the authors introduce the concept of rainfall potential which allows for the analysis of heavy rainfall. Finally, we show the capabilities of the newly proposed method.

Keywords : PMP, rainfall potential, convective cloud model

1 はじめに

従来、都市における水害の原因は台風、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目立ってきている。その原因としてはアスファルト等による都市域における不浸透域の拡大や下水道整備による流出量の増大、あるいは都市域の拡大により従来は郊外の現象として観測されていた雷雨性の豪雨が都市の現象として捉えられるようになったことなどが挙げられるが、現在のところそれらは完全に解明されているわけではない。したがって、短時間の集中的な豪雨を重視する必要がある。

このように降雨に関しては未解明な部分がある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降雨の生起確率である。しかし生起確率を算定する上で必要となる水文統計解析においては、水文量の上限値が無限度であるような分布を仮定する場合が多く、物理的にも精度的にも問題がある。したがって水文統計解析を行う上で降雨の可能最大値(可能最大降水量, PMP)を与えることは非常に重要かつ意味のあることである。さらにPMPを得ることができれば、フェールセーフを考慮した合理的な河川計画を決定することができる。このように重要な意味を持つPMPは古くからその推定が試みられてきた。以下にその方法について簡単に述べる。

まず、WMOのPMP推定マニュアルにある方法について述べる。この手法は湿度の最大化という操作に基づいてPMPを推定する。湿度の最大化とは可降水量をパラメータとして(1)式を用いることにより降雨量を最大化するものである。

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

* 学生会員	京都大学大学院工学研究科修士課程 (〒611 京都府宇治市五ヶ庄)	*** 正会員	工博 京都大学助教授 防災研究所 (〒611 京都府宇治市五ヶ庄)
** 正会員	工修 京都大学助手 防災研究所 (〒611 京都府宇治市五ヶ庄)	**** 正会員	工博 京都大学教授 防災研究所 (〒611 京都府宇治市五ヶ庄)

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_{pmax})に掛け合わせることで最大雨量(P_{max})を得るというものである。

しかし、この手法のもっとも中心となる湿度の最大化の際に適用される(1)式は物理的な根拠に乏しいため、その推定が十分であるとはいえない。

他の推定手法として日本での研究例を挙げると、建設省土木研究所が上述の手法のうちの湿度の最大化の中のパラメータの可降水量の代わりに地表の比湿を用いて推定している(高須他 1994)。しかし、この手法においても上述と同じ問題点を抱えている。また桑原(1982)は統計的手法を用いて PMP を推定しているが、この手法はデータに対する依存度が高すぎることに問題がある。

以上に述べた手法の問題点はいずれも過去の豪雨データに対する依存度が高いことである。したがって、過去の観測において PMP を推定するために重要となる豪雨を捉えられていない場合、その推定には問題があるといえる。特に、時間的にも空間的にもスケールの小さい豪雨に関しては現在の時点においても、その観測データが十分ではない。そのようなスケールの降雨は、いわゆる積雲対流性の降雨といわれるもので、上述のような推定手法とは異なった推定手法を提案する必要がある。

2 新たな PMP 推定手法の提案

2.1 気象数値モデルを用いた PMP 推定手法とその問題点

1 で述べたように従来の手法はデータに対する依存度が高いという問題点があり、また近年の気象学者を中心とした降雨メカニズムの解明は著しいものがあり、これを表現する数値モデルも数多く開発されていることから、矢島ら(1996)は狭域・短時間の PMP を推定するために気象数値モデルを用いている。この研究では、さまざまな大気プロファイルを準備し、それらをモデルを通して計算することによって得られた降雨量と大気プロファイルのさまざまなパラメータとの比較、考察がなされている。すなわち、この研究では現象のメカニズムの面から PMP 推定にアプローチしている。

ここで用いられている数値モデルは Ferrier ら(1989)によって開発された 1 次元積雲対流モデルである。このモデルは半径約 1km、高さ 20km の円柱を計算領域として積雲を 1 次元(高さ方向のみ)で表現するモデルである。雲物理過程についてはケスラタイプの warm rain を用いている。モデルの詳細に関しては参考文献(Ferrier and Houze, 1989)を参照されたい。ここで 1 次元モデルの選択理由を簡単に述べると、PMP を推定するためには数多くのシミュレーションを行う必要がある一方で、2 次元あるいは 3 次元のモデルであると降雨メカニズムの詳細は解明されるものの、数多くのシミュレーションを行うためには時間がかかりすぎるという問題点があるため、ここでは 1 次元のモデルが適用されている。

研究結果について簡単に述べる。降雨量に関連のあるパラメータとして大気的不安定度を表す指標となる CAPE(Convective Available Potential Energy)、地表の相対湿度が得られている。これらが増加するにつれて降雨量も増加するという関係が見出されている。したがって、これらのパラメータを考慮して PMP を推定するべきであると述べられている。

しかし、この研究では問題点が 4 点ある。第 1 の問題点はモデルが 1 次元である点である。実際の豪雨の観測結果として得られている現象は組織化されたマルチセル型、あるいはスーパーセル型の積乱雲と呼ばれるもので、2 次元あるいは 3 次元の構造を持っている。つまり、水蒸気の供給場所と降雨地点が異なり、そのために降水効率(ここでは水蒸気がどれだけ降雨に変換されるのかという割合を意味する。)が高くなっている。しかし、1 次元モデルではこの現象を表現することは困難である。

第 2 の問題点は不安定度が大きくなった場合、雨滴のドラッグによって生じる下降流より下層からの上昇流が上まわり、対流活動が終息せず、地上での降雨量も減少するという結果が得られているが、その結果は降雨量が少ないという理由から棄却されていることである。しかし対流活動が終息しない場合のほうが対流活動が激しいため、大きな降雨量をもたらす可能性がある。したがって、この場合を棄却するべきではない。

第 1 の問題点と第 2 の問題点は密接な関係がある。つまり、第 2 の問題点は、雨の供給源(ソース)と降雨地点(シンク)が同じ場所であるため、不安定度が大きい場合は水蒸気から地上への降水という降水システムが効率的に働いていないのである。しかし、これは第 1 の問題点であるモデルが 1 次元ゆえ当然の結果である。

第 3 の問題点は降水過程に warm rain を適用している点である。日本で観測される豪雨は warm rain よりも cold rain であるほうが多く、さらに cold rain のほうが warm rain との相互作用により大きな降雨をもたらすと一般にいわれている。したがって cold rain を導入する必要がある。

第 4 の問題点は初期条件として与える気温のプロファイルを変化させる方法として、気温の通減率を固定して地表の温度をさまざまに変化させている点である。しかし、気温の通減率が一定では温度の条件がかなり限定されていることになる。さらには不安定度の条件も限定されることにもつながり、さまざまな大気状態を表現しているとはいえない。

2.2 雨滴生成量を考慮した PMP 推定手法の提案

2.1 で挙げたような問題点を解決すべく、本研究では新たな PMP 推定手法を提案する。これは上記の問題点を解決して気象数値モデルを用いた新たな PMP 推定手法である。ここでは第 1、第 2 の問題点を解消するために、新たな手法の概要と有効性および可能性について述べる。第 3、第 4 の問題点については 3 で述べる。

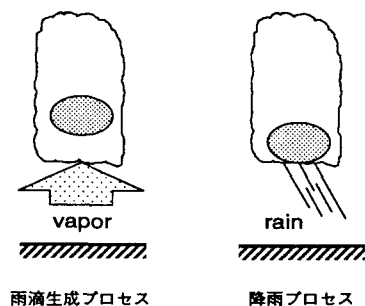


図 1: 積雲の成長プロセスの分割

上記の第 1 の問題点でも述べたように、モデルが 1 次元であるということは PMP を推定する際に数多くの計算を行えるという利点をもつ反面、表現できる現象が限定されるという欠点ももつ。特に、後者を解決することは PMP の推定において重要であると考えられる。そこで、まず第 1 の問題点を解消するために、強い降雨をもたらすような 2 次元、もしくは 3 次元の構造を仮想的ではあるが 1 次元モデルに取り込むため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。これにより、第 2 の問題点である対流活動が終息しない場合を棄却する必要がなくなる。

これは積雲の成長する状況を雨滴生成プロセスとして捉え、降雨の発生する状況を降雨プロセスとして捉えることになる。これらのプロセスの概念図を図 1 に示す。

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、特に短時間 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(1)式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なのである。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。

以上のようにプロセスを分割して、さまざまな初期条件のもとで計算を行い、各プロセスに対して図 2 のような散布図を描く。ただし図中の X は観測される大気のパラメータ、 P_p は雨滴生成量、 P は地上降雨量である。散布図を描いた後、最大値をカバーするように包絡線 f_1 、 f_2 を描く。ここで包絡線を描く意味であるが、図 2 の左を例にとると、あるパラメータ X (例えば地表の混合比) について P_p はさまざまな値に変化するであろう。これは X 以外の他の要因のためである。したがって P_p と関連のある X を全て調査し、その効果を掛け合わせればよいと考えられるが、全ての X を調査することは困難である。そこで可能な範囲で X を選択しその X の雨滴生成量に対する寄与を調査すれば、そのあとは計算例を増加させることにより、調査した X 以外のパラメータが最適にはたらく線を見出せばよい、それが図の包絡線に相当する。降水効率を最大化した結果としての包絡線 f_1 、 f_2 とパラメータ X を得られれば次式のように PMP を推定することができる。

$$\text{PMP} = f_2(f_1(X)) \quad (2)$$

今後はこの推定手法に基づいて PMP の推定を進めていくが、この手法の中でもっとも重要となるのが雨滴生成プロセスである。そこで、まずこのプロセスにのみ注目する。またこのプロセスを設けることにより、以前は考慮できずにいた対流活動が終息しない場合についても注目していくことが可能になる。

3 短時間 PMP 推定のための雨滴生成量計算方法

3.1 Cold rain の導入

2.1 に挙げた第 3 の問題点を解消するために本研究では cold rain を導入した。ここで用いる cold rain モデルは Rutledge and Hobbs(1983,1984) によって開発されたものである。このモデルに含まれる降水粒子の種類は warm rain モデルにも含まれる雲水(cloud water)、雨水(rain water)に加えて、雲氷(cloud ice)、雪(snow)、あられ(graupel)である。本研究ではこれらの降水粒子を全て「雨滴」と呼ぶことにする。また詳細については参考文献 Rutledge and Hobbs(1983,1984) を参照さ

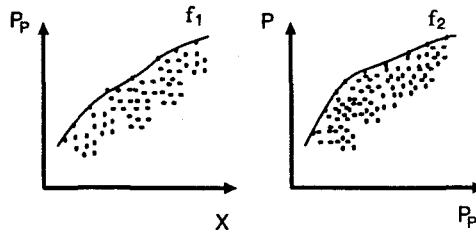


図 2: 散布図と包絡線

りたい。また紙面の都合上掲載することはできないが、warm rain による結果より cold rain による結果のほうが積雲の発達状況（例えば雲頂高度など）や降雨量は増加していた。したがって cold rain の導入は PMP 推定に対して意義があることが確認できた。

3.2 大気プロファイル

2.1に挙げた第4の問題点を解消するためにはさまざまな大気プロファイルを用意する必要がある。しかし、それらを作成することはその自由度の高さから困難である。そこで、本研究では実際の大気プロファイルを適用することにした。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。
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。このため、混合層上部において混合比が低くなるが、これは既に存在する混合層に水蒸気が流入する場合を想定しており、混合層上部に層雲が発生するような現象を表現している。

3.3 計算方法

このモデルではガストフロント等を模擬した初期鉛直上昇流を与える。すなわち強制上昇流として地表で0[m/s]、高度400mで最大となるように放物状の風速プロファイルを与える。本研究では強制上昇流の強さ(400mでの)と継続時間を表1のように変化させて計算を行った。また、計算は30分間行い、その中で雨滴生成量が最大となるものを取り出すことにした。

ここで、表1のパターンが異なる場合でも比較しやすいように、強制上昇流によって与えられた外的なエネルギー (E_e) を $E_e = \rho g A w^2 t^2$ のように定義する。ただし、 ρ は上昇させる空気密度、 g は重力加速度、 A は上昇する空気通過する面積、 w は強制上昇流の速度、 t は継続時間である。

表 1: 強制上昇流の与え方のパターン

	継続時間 [min]	強さ [m/s] (400m における)
パターン 1	20	2.0
パターン 2	30	2.0
パターン 3	10	2.0
パターン 4	20	1.0
パターン 5	20	3.0
パターン 6	20	4.0

4 計算結果と考察

3で述べた初期条件と計算方法を用いて計算した結果を以下の図3～図5に示す。いずれの図についても縦軸に雨滴生成量 (Rainfall Potential)[mm] をとり、横軸は図3では地表における混合比 [kg/kg] を、図4では CAPE[J] を、図5では強制上昇流によって与えられた外力によるエネルギー [J] をとり、計算結果をプロットしたものである。ここで強制上昇流によって与えられた外力によるエネルギーとは3.3でも述べたように高度400m以下の空気塊を表1に従って上昇させるのに必要なエネルギーのことである。このパラメータを導入すれば表1のように条件の与え方が時間[s]と速さ[m/s]の異なる二つの単位を持つ場合でも、これらをエネルギー [J] という一つの単位で統一することにより、容易に比較することができるようになる。

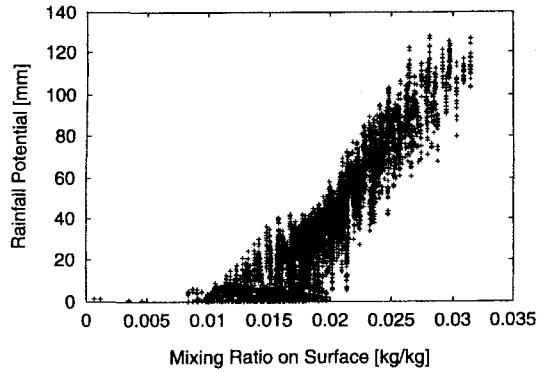


図 3: 地表における混合比と雨滴生成量の関係

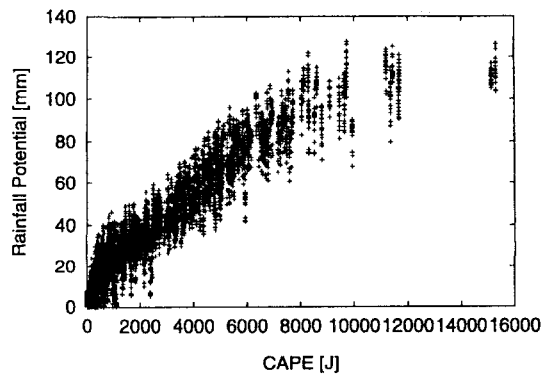


図 4: CAPE と雨滴生成量の関係

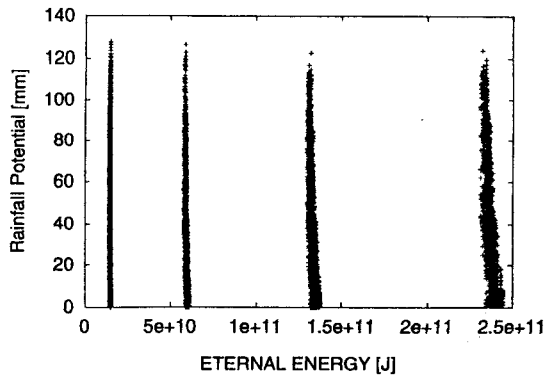


図 5: 強制上昇流によるエネルギーと雨滴生成量の関係

図3の散布図において上限値をカバーするように包絡線を描けばその包絡線は単調増加を示す曲線となることが分かる。したがって地表における混合比が高くなるにつれて上空でより多くの雨滴が生成される可能性が高くなる。ただし、この傾向は混合比が約0.03以下についてのみ成立する。しかし実現現象として混合比が0.03を超えることはないと考えられるため、包絡線は単調増加と考えてもよい。図4についても同様なことが言える。つまりCAPEが増加するにつれて(大気が不安定になるにつれて)雨滴生成量が大きくなる可能性が高くなる。しかし図5を見ると、雨滴生成量はエネルギーの大小によらないことが分かる。つまり対流活動の大きさは積雲に対する外的な要因には左右されないのである。いいかえれば、外的な要因は対流のトリガーとしての役割を持つのみなのである。以上より対流活動の大きさ、つまり雨滴生成量を決定するのは大気のプロファイルに依存するところが大きいことが分かる。特に下層における水蒸気量が重要となることが分かる。

過去に観測された地表における混合比とCAPEの最大値を知ることができれば図3、図4を用いて、それぞれより求められた雨滴生成量のうち大きい方が可能最大雨滴生成量となる。しかし地表における混合比は各気象台で観測されているものの、CAPEについては高層観測データにより得られるので、その観測数は地表の混合比に比較すると十分ではない。したがって現在は地表における混合比を用いるしかないが、CAPEも雨滴生成量を左右する重要なパラメータであることが図4からも分かるので、今後その観測が充実することを期待される。

以上の結果は潮岬において観測されたプロファイルをもとに計算されたものであるが、これだけでは地域の特性が現れてしまう可能性があるため、輪島、米子において観測されたプロファイルについても同様の計算を行った。結果は紙面の都合上掲載することはできないが、その結果、つまり包絡線等にほとんど差は見られなかった。これは積雲対流という現象が地域によって差を生じないという一般に言われる仮説を裏付ける結果となっている。したがって本研究で得られた結果は日本の広い地域で利用できると考える。

5 おわりに

本研究では従来のPMP推定法の概略および、その問題点である物理的根拠の弱さを示し、その点を改善するために気象数値モデルを用いたPMP推定を試みている矢島ら(1996)の手法の概要を示した。さらに、その手法における問題点を挙げ、それを解消するために積雲成長過程を雨滴生成プロセスと降雨プロセスに分割し、新たなPMP推定手法を提案した。そして、その手法を用いて雨滴生成量を実際に計算した。その結果、大気のプロファイル、特に下層の水蒸気量が雨滴生成量と密接な関係があることを示し、それらを表現するパラメータとして、地表の混合比およびCAPEを用いることができることを示した。

今後は、降雨プロセスに注目し、雨滴生成量と地上における雨量の関係を見出し、狭域・短時間PMPを推定したいと考える。

参考文献

- [1] Ferrier, B.S, R.A. Houze jr., One-Dimensional Time-Dependent Modeling of GATE Cumulonimbus Convection, J. Atmos. Sci.,**46**, pp.330-352, 1989.
- [2] 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, 1983.
- [3] Rutledge, S.A, 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.,**41**, pp.2949-2972, 1984.
- [4] 桑原英夫, 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, 1982.
- [5] 高須修二・宮脇千晴・広瀬昌由・松山兼二, 時間雨量の地域特性, 水工学論文集, 第38巻, pp.45-50, 1994.
- [6] 矢島啓・辻基宏・池淵周一・中北英一, 積雲対流モデルを用いた短時間可能最大降水量(PMP)推定手法の検討, 水文・水資源学会誌, vol.9 no.2, pp.143-152, 1996.