

降水粒子の粒径分布特性

Drop size distribution characteristics of precipitation particle

北海道大学大学院工学院 ○学生員 阿久津博(Hiroshi Akutsu)
北海道大学大学院工学院准教授 正員 山田朋人(Tomohito Yamada)

1.1 はじめに

雨は、我々が最も身近に目にしているだろう自然現象である。現在、我々が画的に使用している降雨情報というのはレーダーを用いて観測されており、レーダーで観測される量も、科学面・実用面で重要な降雨物理量も、すべてにおいて雨滴粒径分布×各関数の積分表現になっており、レーダー観測量から別の降雨物理量を推定する場合、雨滴粒径分布によって精度に大きな影響がある。雨滴粒径には未解決の問題が多い。したがって、雨滴粒径分布特性の解明は正確なレーダー観測につながる重要な1因子である。

本研究では、Parsivel という光学式降雨検知システムを使っており、2012年7月から9月の降雨のデータを使用する。

1.2 雨滴生成までの流れ

雲は次々と上昇する空気塊によって作られ、凝結・併合の2つの過程を経て雲粒(典型的な半径0.01mm)から雨粒(典型的な半径1mm)に成長していく。空気塊がどのようにして大気中を上昇していくのかというと、まず、周りよりも温かく軽い空気は上昇していく対流タイプのもの(対流性の雲ができるパターン)、そして、もうひとつのパターンとしては広い領域にわたって空気が大規模に上昇していく場合で低気圧や前線のような気象擾乱によって引き起こされるものです(層状性の雲ができるパターン)。凝結過程については、まず雲粒は上昇する空気塊とともに雲の中を上昇していく。この上昇に伴い、空気塊は膨張し冷やされ、含まれきれなくなった水蒸気は次々と液体の水に変わっていく。その水は新たな雲粒を形成することもあるが、多くは既にある雲粒に凝結していくことにより大きく成長していく。併合過程については、雲の中ではほとんどの雲粒は上昇する空気塊により上方に運ばれているが、空気に対しては落下している。雲粒が大きければ大きいほど落下速度は速くなるので、大きい雲粒はより遅く落下している小さな雲粒に追いつく。つまり、大きい雲粒から見ると、小さい雲粒が大きい雲粒の落下速度との差の速さで衝突してくることになる。このように衝突した雲粒同士は互いにくっつき合って(併合)大きく成長していく。

2. Parsivel について

光学式降雨検知システム(Parsivel)は波長780nmのシート状レーザービームを送信機から発振し、受信機の工学系を通してディテクションするハードウェアから構成されている(図1)。48.6cm²のシートレーザービームを通過する雨や雪などの遮断率から、粒径・雨量・降雨強度などの情報を得ることができる。



図1 光学式降雨検知システム (Parsivel) 概要

2. Marshall・Palmer 分布と観測データの比較

Marshall and Palmer (1948) は、雨滴の直径 D から D 十 dD 個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ーター化できることを示している。

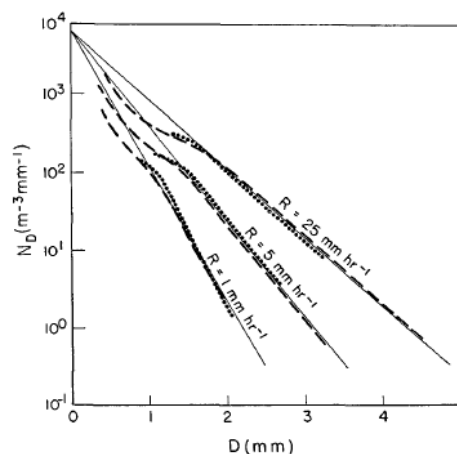


図2. Marshall・Palmer の分布

(D : 直径, N_D : 雨滴の個数, R : 降雨強度)

$$\text{実直線: } N_D = N_0 \times e^{-\Lambda D} \quad \dots (1)$$

$$N_0 = 0.08 \text{ cm}^4 \quad \dots (2)$$

$$\Lambda = 41 \times R^{-0.21} \text{ cm}^{-1} \quad \dots (3)$$

点線: Marshall と Palmer によるオタワにおける観測値

破線: Law と Parson の結果

(Marshall and Palmer, 1948)

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ーを用いた降水量推定に用いられている。しかし、図2を見れば明らかであるが1.5mm以上の観測値では実直線にのっているが、それ以下の大きさのものでは実直線上にのらず、このままで降雨強度に変換した場合正確な値は出せない。そして、小さな雨滴における雨滴粒径分布は検討の余地

が残されている。

まず、今回観測で得られたデータと Marshall・Palmer の分布（以後 M-P 分布）を比較した。詳細として、全データの内、降雨強度 R が 1mm/hr ・ 5mm/hr ・ 25mm/hr の時のものを抽出して、そのデータを 10 分平均にして比較した（図 3）。実線が観測データで、点線が M-P 分布でパラメーター化された式(1)である。

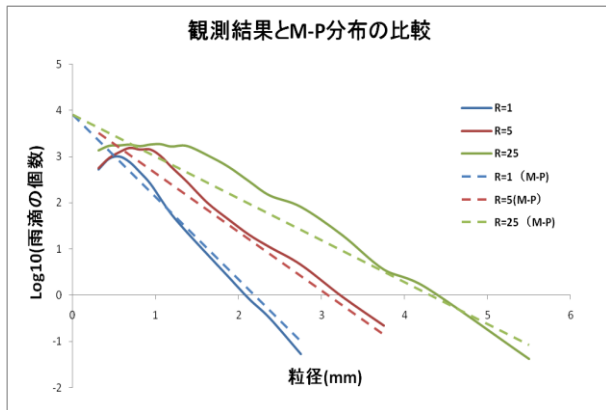


図 3 観測結果と M-P 分布の比較

降雨強度 R が 1mm/hr ・ 5mm/hr の時は M-P 分布のように雨滴粒径が大きいものに関しては式(1)とほぼ一致している（今回はこの 3 例だけだが、 1mm/hr ~ 10mm/hr のものはほぼ一致といっても過言ではなかった）。 25mm/hr においては、わずかに誤差がみられる。データ数が十分ではないこともあるが、降雨強度が大きくなるにつれ式(1)との誤差が少しずつ大きくなっていくと考えられる。降雨強度が大きいということは雨滴の分布のばらつきがあるため、つまり小さめの雨滴の割合が大きめの雨滴の割合に比べて多いタイプの降雨を観測していたことが考えられる。また、最も個数の多い雨滴粒径は図 2 ではより小さい方が多いと見られるが、観測では 1mm ~ 2mm ほどに、雨滴個数のピークがあり、それ以下の粒径の個数では小さいほど少なくなっていくということがわかった。また、雨滴粒径 0mm ~ 2.5mm の雨滴はほとんど観測されていないが、存在しても 24 時間中に 1 粒 2 粒あるかないかであり、その多くが蒸発してしまうと考えられる。また、今まで観測した中で最大雨滴は 12mm ~ 14mm の雨滴があり、それは、9 月 3 日の台風の時期であり落下中の併合が盛んに行われたものと考えられる。一般的な雨滴な大きさとされる 4mm 以下の雨滴の個数は全体の 97%を占めていることもわかった。

3. 降雨イベントごとの雨滴粒径におけるばらつき

2.Marshall・Palmer 分布と観測データの比較において、雨滴のばらつき具合が M-P 分布の式(1)をずらしている要因として考えられたため、どの程度のばらつきがあるのかを下図 4・5 に記す。黒線の上部が max 時の雨滴個数で下部が min 時の雨滴個数そして赤丸が平均個数である。

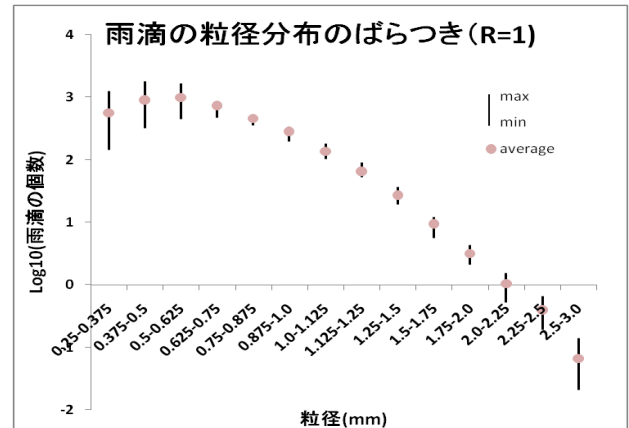


図 4. 雨滴の粒径分布のばらつき
(降雨強度 $R=1.0\text{mm/hr}$)

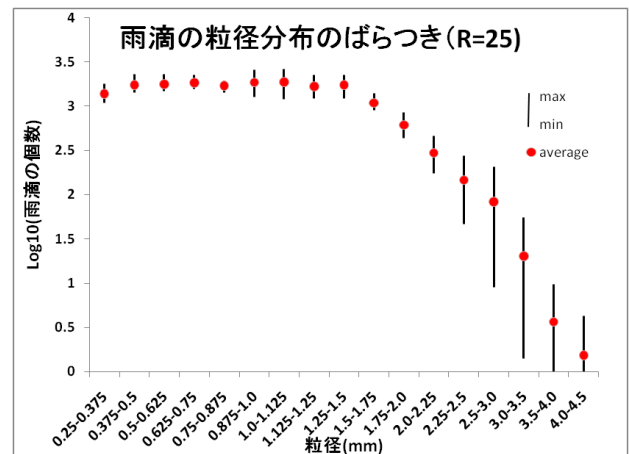


図 5. 雨滴の粒径分布のばらつき
(降雨強度 $R=25.0\text{mm/hr}$)

図 4・5 からわかるように大きい粒径の雨滴に関して大きなばらつきがあることがわかった。特に 25mm/hr に関しては大きな雨滴の割合に大きなばらつきがあるのがわかる。また縦軸の雨滴個数は Log_{10} であることから、縦軸の雨滴個数の値が 3~3.5 付近の些細なばらつきは個数としてとても大きな差がある。次の結果からも M-P 分布の誤差は降雨強度が大きいほどずれてしまう要因と考えて間違いないと考える。

次に、降雨強度 1mm/hr の時の日付ごとの雨滴個数のデータを図 6 に示す。

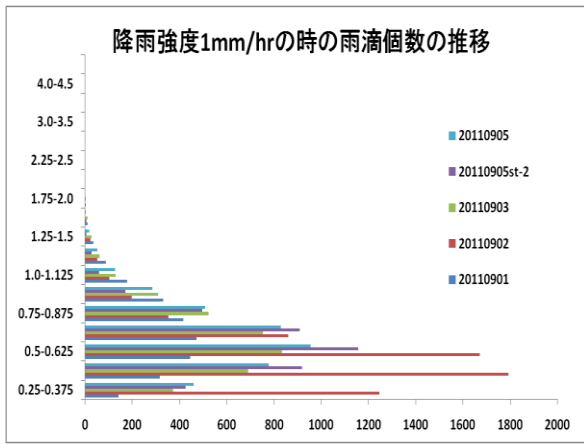


図 6. 降雨強度 1mm/hr の時の雨滴個数の推移

図 6 を見ると同じ降雨強度の雨滴の個数分布をみると大きな差がある。特に 9 月 2 日には小さい粒径の雨滴が著しく多い。ここまでの差異が生じる要因としてはエアロゾルによる表面張力・粘性による雨滴の自己破壊における分布の違いが考えられる。また、雨滴同士が衝突することで雨滴の分裂または併合によって雨滴粒径分布が形作られるので衝突頻度や雨滴の自己崩壊も関係していると考えられる。

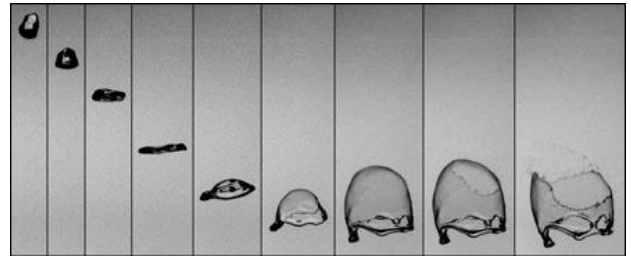
雲内部の雨滴生成の核となる凝結核であるエアロゾルというものが存在する。このエアロゾルには塩化ナトリウム（海面のしぶきから形成）・硫酸・硫酸アンモニウム（自動車の排気ガス・海中のプランクトンの活動）などがあり、それにより、雨滴の表面張力が変わっていく。

雨滴は地上に落下していく過程において、雨滴はパンケーキのように平たくなり、その形を維持できなくなり自己崩壊するがそこにきてくるのが粘性である。

雨が降るまでの過程を説明すると、雲は上昇する空気塊が冷やされることによって形成されるが、雲内部では凝結により雲粒が生まれ、その小さな雲粒

(0.001mm~0.01mm) に凝結された水蒸気が付加していく。そして、雲内部で雲粒同士が衝突することにより併合し、最終的に雨滴 (0.1mm 以上) まで成長する。その成長した雨滴が雲から落下して雨になる。今まで、雨滴の粒径というのは雲の内部により決まってくると考えられてきた。しかし、雨滴が雲から落下していく過程において、下からの上昇気流により雨滴はパンケーキのように平たくなり、そして、袋状にふくれて雨滴内の表面張力が雨滴の形を維持できなくなって分裂する(図 7)。この分裂によって形成される雨滴粒径分布が Marshall and Palmer の粒径分布にそうものであるとの結果が明らかにされている (Emanuel, Nature2009)。

今まで、雨滴の粒径というのは雲の内部により決まってくると考えられてきた。このことからわかるように雨滴の粒径は数々の要因が重なり合わさり分布を取っている。

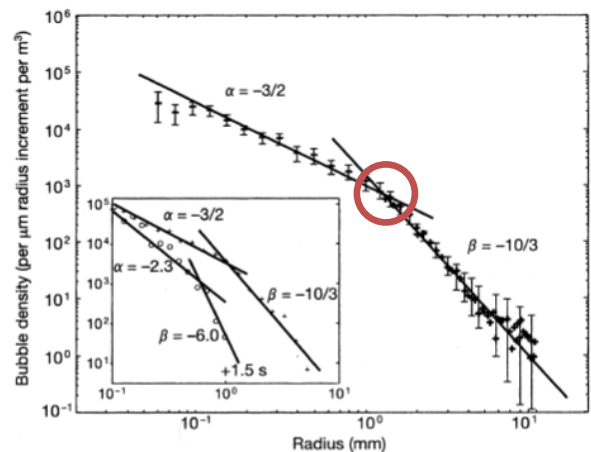

 図 7 落下過程における雨滴の変化
(Emanuel, Nature2009)

4. 海洋における気泡径分布と雨滴分布の関係

また、造波機で作られた波の砕波の気泡径分布を図 8 に示す。また図 9 は実験で得られた降雨強度 1.0mm/hr の時の分布である。造波機で作られた波の砕波の気泡径分布において 2 種類以上の勾配があるようであり、1~2mm 前後(赤丸部)で気泡径分布の勾配が明瞭に変化している。1mm 以上の気泡径分布においては、風波海面下の速度場について Kolmogorov の慣性小領域が成立し、またボイド率が低く、気泡は流体運動に影響を与えないと仮定し、表面張力が卓越して気泡形状は直径 d のみで記述できると考える。この条件下では、Weber 数 $We = \rho w^2 d / \gamma$ がパラメータとして残る。ここで ρw は水の密度、 γ は表面張力係数、 d は気泡径、 u は相当する気泡径 d における乱れ速度である。慣性小領域

では $u = 2\varepsilon^{2/3} d^{2/3}$ であるから、気泡が分裂する Weber 数を We_c とおくと、Hinze スケールは、となる（ここで、 $c = We_c^{3/5}$ である）。

図 7 に示すように、水槽実験により得られた気泡径分布は Hinze スケール (= 半径 0.7~1.7 mm) で傾きが変化しており、Hinze スケールより大きな気泡径分布はほぼ $-10/3$ に従っているように見える。現地観測結果も多少の差異はあるものの、同様の傾向が見られる。一方、それ以下の小さい径の雨滴は議論が 2 つに分かれており、未だ詳しくは解明されていない。


 図 8 造波機で作られた波の砕波の気泡径分布
(森 信人：2004 ながれ)

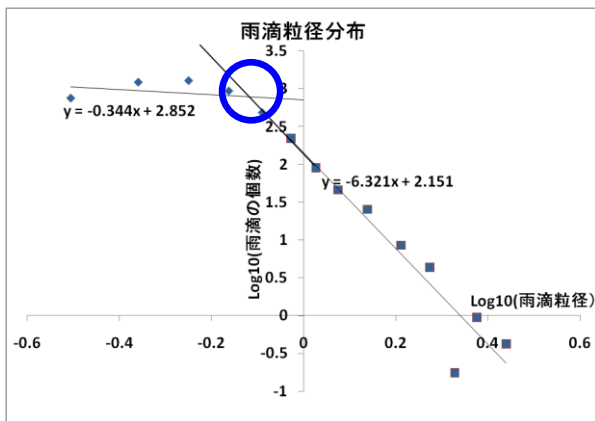


図9 雨滴粒径分布

一方、雨滴粒径分布においても雨滴粒径(mm)・雨滴個数に対して対数をとって分布を取ってみると、造波機で作られた波の砕波の気泡径分布と同様に2種類の勾配を持った。傾きが変わる雨滴の粒径は0.76mm(0.6mm～1mm)である。結果として、傾きは異なる数値が出たものの、関係性があると考えられる。凝結核であるエアロゾルの内であるNaClは海面のしぶき等から生まれるため、海面近郊における気泡はエアロゾルの生成に深く関連している。液体(海水)―砕波の液滴と大気―雨滴における関係性に何か通じるものがある可能性がある。

今後、表面張力・粘性・落下過程と雨滴粒径分布についての関係性を実験により明らかにしていく予定で各々に対してウェイトを設けて新たな雨滴分布のパラメータを作成する予定である。

5. 謝辞

本研究の解析結果の解析にあたり、山田准教授・M2の和田先輩にご協力いただきました。また、データ収集においても和田先輩に大変お世話になりました。多大なご協力をいただいたことをここに記して深甚なる謝意を表します。

6. 参考文献

- The Distribution of raindrops with size. J. Meteorol.5,165-166 (Marshall,J.S&Palmer,W.M.)(1948)
- Raindrop size distribution in different climatic regimes.
- J.atmos.Sci., 60,354-365(Bringe2003)
- Single-drop fragmentation determines size distribution of raindrops. Nature physics,697-702(Villermaux&Bossa)
- 流体力学(日野幹雄)
- 気象と大気のレーダーリモートセンシング(深尾昌一郎&浜津享助)
- 雨の科学・雲をつかむ話(武田喬男)
- 降雨レーダーと雨滴粒径分布(古津年章)
- 大気・海洋境界面における気泡と気体輸送