広島市におけるひと雨の降水特性*

瀬戸信也*1・岩瀬晃盛*2・大原真由美*3

要　旨

広島市において降水を長期間，連続観測し，ひと雨の統計的性質について検討した．降水継続時間のバラツキに関する解析結果に基づいて，ある降雨と次の降雨との間の無降水継続時間が24時間以下のときこれらの降雨をまとめてひと雨と定義した．この定義に基づくひと雨降水量の平均は 17.9 mm，変動係数は1.75，ひと雨降水継続時間の平均は34.0時間，変動係数は1.07であり，両者ともにガンマ分布でほぼ近似できる．ひと雨の降り始めから任意の固定された降水量に達するのに要する時間（降水所要時間）の分布は降り始めからの降水量が 10 mm 目では対数正規分布，20～100 mm 目の領域では概ねガンマ分布で，それぞれ近似できる．降水所要時間の平均は降り始めからの降水量にほぼ比例するが，その変動係数は降水量が増大すると減少する傾向が認められる．ひと雨の降り始めから 10 mm 毎の降水強度の平均は降り始めからの降水量の増大に伴い増大するが降水量が 50 mm 以上に達すると増大率は減少する．

1．はじめに

地上気象観測統計指針（気象庁，1990：以後は『指針』と記す．）では，ひと雨は「ある台風や低気圧の通過など，一つの気象的原因によって起こった降雨」と定められている．実際には，たとえば低気圧が原因のひと雨の期間中でも降雨が有る場合と無い場合とがあり，結果としてひと雨はいくつかの降雨群にわかれていることが多い．このような時間的過程を有するひと雨の決め方として『指針』では次の２つの方法を取りあげている．①天気図等で雨の原因を調べてひと雨の範囲を決める；②無降水継続時間に限界値を設けて，それ以上長い無降水継続があれば，その前後の降雨群を別の雨として各ひと雨の範囲を決める．『指針』は，「一般の気候統計では現象そのものに基づいた②の方法のほうが主観がはいらず作業が容易で実用的である」としてこの方法を採用することを推奨し，「転倒ます型自記雨量計による 0.5 mm 刻みの記録を使うときは，降水の記録があった時刻から次の降水が記録されるまでの時間が24時間以上のとき，この二つの記録を別の雨としてひと雨を決める」と定めている．

本報では，上述の②の方法を採用しひと雨を定義するが，『指針』とは異なり降水継続時間の変動特性に着目してひと雨の範囲を決め，これに基づくひと雨の降水特性について考察する．ひと雨を明確に定義することは酸性雨の解析にも必要とされる．酸性雨は国境を越える環境問題のひとつとして人々の関心を集めており（Schwartz, 1989），わが国においても酸性雨についての全国規模の調査結果が報告されつつある（たとえば，Hara *et al.*, 1990）．酸性雨現象の解明にあたっては，ある気象的原因によって降水が開始し終了するまでの期間，すなわちひと雨の期間を解析の単位とするのが合理的と考えられ，環境庁の第１次酸性雨調査でも自動採取装置を用いる場合，試料はひと雨毎に採取されている（酸性雨対策検討会大気分科会，1990）．一方，従来の研究では時間降雨量，日降雨量などのように，“雨”とは直接関係のない固定された期間内の降雨量に基づいて降水強度や降雨継続時間などが論じられることが多い．しかし，“雨”にとっては特定の固定された期間を採用する理由は何もない．ひと雨を解析の対象とすれば降雨強度や降雨継続時間などの降水特性と気象的原因との関連性についても調べることができる．

---

* Characteristics of rainfall for a single event in Hiroshima City.

*1 Sinya Seto，広島県保健環境センター．

*2 Kōsei Iwase，広島大学工学部．

*3 Mayumi Oohara，広島県保健環境センター．

――1994年１月７日受領――

――1994年11月30日受理――

本報では広島市において長期間にわたり連続して観測した降水の資料を対象にして，ひと雨の統計的性質について考察する，2節ではこれまでに降水現象に適用されてきた，正の領域で定義される連続分布を中心に整理する．3節では考察の対象としたデータの概要について述べ，4節では降水継続時間のバラツキを基にひと雨の範囲を決める．5節ではひと雨降水量とひと雨降水継続時間の分布特性について検討する．6節ではひと雨の降り始めから一定の降水量に達するまでに要する時間および降水強度の分布特性について考察する．7節をまとめとし，今後の課題もあわせて述べる．

2．降水現象に適用する分布モデルの候補

降水現象の計測値は非負値をとり，ヒストグラムの形状は非対称で右にスソを引くことが多い．このような現象を説明する2つの母数を含む分布の候補としては，これまでに対数正規分布，ガンマ分布および逆ガウス型分布などが用いられてきた．本報では尺度を記述する分布族という観点から，これら3つの連続分布を降水現象を説明する分布の候補として取りあげる．以下に各分布の諸性質について若干の整理をする．

岩瀬・平野（1990）に従い，各分布の確率素分を式（1）～（3）のように表す．分布の定義領域はいずれも（0，∞）であり，母数 μ および c は任意の正実数である．

対数正規分布 LN (μ, c^2)：

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}c}\left(\frac{x}{\mu}\right)^{-1}\exp\left\{-\frac{1}{2c^2}\left(\log\frac{x}{\mu}\right)^2\right\}\frac{dx}{\mu}. \qquad (1)$$

逆ガウス型分布 IG (μ, c^2)：

$$\frac{1}{\sqrt{2\pi}c}\left(\frac{x}{\mu}\right)^{-3/2}\exp\left\{-\frac{1}{2c^2}\left(\sqrt{\frac{x}{\mu}}-\sqrt{\frac{\mu}{x}}\right)^2\right\}\frac{dx}{\mu}. \qquad (2)$$

ガンマ分布 Ga (μ, c^2)：

$$\frac{1}{\Gamma(1/c^2)}\left(\frac{1}{c^2}\right)^{1/c^2}\left(\frac{x}{\mu}\right)^{(1/c^2)-1}\exp\left(-\frac{1}{2c^2}\frac{2x}{\mu}\right)\frac{dx}{\mu}. \qquad (3)$$

ここで $\Gamma(\cdot)$ はガンマ関数を表す．なお，自由度 n のカイ二乗分布を χ^2 (n) と書くと，各分布について次の性質がある：

X～LN (μ, c^2) のとき $\{1/c\cdot\log(X/\mu)\}^2 \sim \chi^2(1)$，X～IG (μ, c^2) のとき $\{1/c\cdot(\sqrt{X/\mu}-\sqrt{\mu/X})\}^2 \sim \chi^2(1)$，X～Ga (μ, c^2) のとき $1/c^2\cdot 2X/\mu \sim \chi^2(2/c^2)$．これらの結果は各確率素分の exp の中の主因子の x にXを代入した量がいずれもカイ二乗分布に従い，ガンマ分布を除けば μ をXで推定したときの損失が自由度1のカイ二乗分布に従っていることを意味している．通常の表現と異なる確率素分を採用した理由はここにある．

式（1）～（3）において，X/μ の分布は μ に依存しないので μ はXの尺度母数であり，Xの単位は μ の単位に等しい．ガンマ分布と逆ガウス型分布では μ は母平均，対数正規分布では μ は母中央値であり，μ は平均を表す母数と解釈される．一方，c は μ で無名数化された確率変数 X/μ が従う分布のバラツキ，拡がり，非対称性の程度などを表す母数と解釈される．c はガンマ分布と逆ガウス型分布では母変動係数（母標準偏差/母平均）であり，対数正規分布では $\log(X/\mu)$ の母標準偏差にもなっている．対数正規分布では c ≪1の条件のもとで c は母変動係数にほぼ等しい．したがって，これらの分布ではバラツキの尺度として変動係数を採用するのが適当といえる．なお，ワイブル分布については式（1）～（3）に示すような母数と変動係数との関係が現時点では知られていないので本報では考察の対象にしない．

対数正規分布は対数変換すると正規分布となる確率変数が従う分布である．すなわち，$1/c\cdot\log(X/\mu) \sim N(0,1)$ であるXの従う分布である．ここで，N(0,1) は標準正規分布を表す．この分布の生成メカニズムは従来から比例効果則により説明されることが多い．この分布に従う確率変数をゼロでない実数でベキ乗変換したものもやはり対数正規分布に従うという性質を有している．特別な場合として逆数の分布も対数正規分布になる．言い換えれば対数正規分布は逆数に関して分布が閉じている．また，この分布は積に関する再生性を有するが和に関する再生性は有していない．Hosking and Stow (1987) は降水量に対し，Lopez (1977) は雲の高度，水平規模，生成期間に対し，それぞれ従来の定義に基づいた対数正規分布を適用している．一方，対数正規分布に関して従来とは異なる母数の入れ方が岩瀬・瀬戸（1990）によって提案されており，式（1）はこれに基づいて書かれている．また，Seto, Oohara and Iwase (1992) は式（1）に基づく対数正規分布を降水量および降水中の硫酸イオン濃度，硝酸イオン濃度に適用している．

逆ガウス型分布はウィナー過程の，ある定められた値への初期値通過時間分布として知られている (Tweedie, 1957)．すなわち，直線上をブラウン運動し

ている粒子が直線に沿ってある平均速度で移動しているとき，原点から出発して定められた距離だけ離れた点に最初に到着するまでに要する時間の分布が逆ガウス型分布である．この分布は和に関する再生性を有している．岩瀬・浦野（1983）は交通現象に，瀬戸・重光（1985）は大気中の粉じん濃度に，この分布を適用している．また，清水（1992）は分枝過程の観点から逆ガウス型分布が降雨強度分布の候補として適当である，と述べている．

独立な指数分布の和の分布であるアーラン分布の母数のひとつは自然数であるがガンマ分布はこれを正の実数に拡張したものとして知られている．したがって，ひと雨中の独立な降水群の継続時間が各々，指数分布に従うときは降水群の継続時間の和の分布すなわちひと雨の降水継続時間の分布はガンマ分布に従うことになる．この分布は尺度母数が等しいときには和に関する再生性を有している．従来からガンマ分布の降水量への適用例はきわめて多い（たとえば Simpson, 1972；Stern and Coe, 1984 など）．しかし，ガンマ分布に従う確率変数の逆数のモーメント（たとえば原点周りの1次モーメントである逆数の母平均）の存在は母数の値に依存するのでモーメントは一般には存在しない．したがって，逆数のモーメントが実質科学的に意味を持つ場合，この分布の適用には注意が必要である．

一般に，干ばつや洪水などに起因する災害の発生と降水現象との関係を論じる際には，分布の中心付近よりもスソの領域の形状が重要となる．この領域での無降水継続時間の出現確率あるいは大雨の出現確率を求めるときに採用される母集団分布としては実データへの適合度がよいことの他に現象の生成機構が説明できるものが望ましい．上述の3つの分布はその生成機構から判断すると，いずれも降水現象を説明する分布の候補として取りあげられることは妥当と考えられる．

なお，3母数以上の分布で降水現象を記述する分布の候補としては3母数超ガンマ分布や4母数がワイブル分布（Essenwanger, 1976）などが考えられる．Suzuki（1964）は3母数超ガンマ分布が東京や新潟の降水量によく適合することを得ている．しかし，これらの分布の母数の解釈・推定が容易でないこと，母数推定のための標本数も十分ではないことを考慮し，これらの分布は候補の対象とせず2母数分布に限定した．

3．データの概要

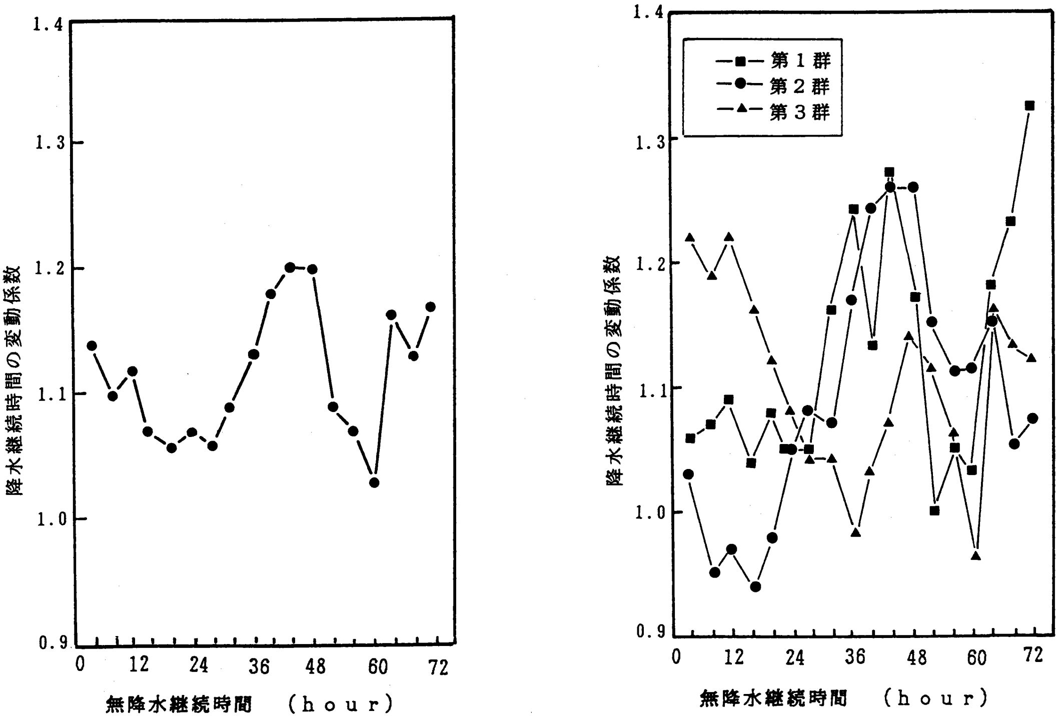
ひと雨の解析にあたっては，まずひと雨の降り始めと降り終わりを決めなくてはならない．公表されている気象官署の資料からこれらの時刻を正確に知ることは難しいので，自記雨量計を用いて降水を観測した．

広島市において1982年3月から1991年3月までの期間，連続して降水量（広島市では降水のほとんどは降雨であり本報では降雨量と同じ意味で用いる.）の観測を行った．観測地点は観測開始時から1985年9月までの期間は広島県庁（広島市中区基町10-52）であり，その後は広島県環境センター（広島市南区皆実町1-6-29）である．両地点ともに雨量計を地上高約20 m の建物の屋上に設置した．『指針』の123頁では累年統計の接続可否の判定条件として「気象官署あるいは露場が水平距離で 500 m, または標高差が 5 m を超えて移転した場合は，影響を受けると判断される要素を対象に判定を行う」と記述されている．両地点間の水平距離は約 2 km あるのでこの判定条件に準拠し，両地点のデータを各々異なる母集団からの標本とみなし，本報では観測期間の長い広島県環境センターのデータのみを解析の対象とする．なお，計器の故障のため約1か月間，データが欠測となった．

降水の観測は自動雨水採取器（小笠原計器製 R-100）に感雨器（小笠原計器製 RS-10）と転倒ます型自記雨量計（小笠原計器製 RR-180）を接続して行った．今回の解析に用いたデータは自記雨量計の記録紙に出力されたものである．記録紙には 0.5 mm 間隔の雨量信号と降雨時を示す降雨信号が出力されている．前者から降水量を，後者から降水継続時間を，それぞれ読み取った．実際には雨の降り始めと降り終わりの時期には短時間内に降雨と非降雨の状態が交互に繰り返されることが多い．雨が降り始め降雨信号が発生した後，雨が止み再び雨が降り始めて降雨信号が発生するという場合には，ひとまず便宜的に2つの降雨信号の時間間隔が4時間未満のときは前後の降雨をひと雨として取り扱った．この方法により681件の降雨を得た．

4．ひと雨の決め方

本報では雨の降り方自体に基づいてひと雨を定義する．すなわち，ある降雨と次の降雨との間の無降水継続時間が，予め設定した限界値以下の場合にはこれら2つの雨をまとめてひと雨とし，そうでない場合にはこれら2つの雨を別の雨とする．当然，連続する2つ以上の降雨がひと雨となることも有り得る．無降水継



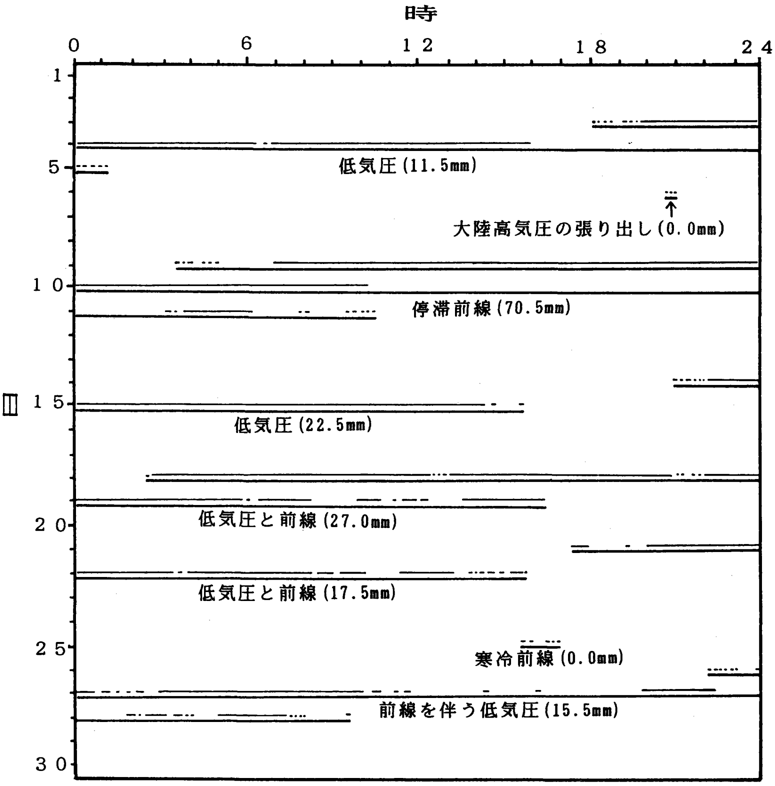
第1図　無降水継続時間に対する降水継続時間の変動係数.
左図：全データを対象にした場合，右図：標本数の等しい3つの群に分けた場合.

続時間を変化させた場合，降水継続時間のバラツキの指標とみなされる統計量がどのように変化するかに着目して，ひと雨を定める無降水継続時間の限界値を設定した.

降水量は本来,連続量であるが観測上の制約から0.5 mm 間隔の離散量として得られている．しかし，降水開始時にティッピングバケット内に前の降水が 0.5 mm 未満残っている場合があることを考慮しさらに残った降水の蒸発を無視すると，たとえば記録紙上の降水量が 15.0 mm のときは 14.5 mm を超えて 15.5 mm 未満の降水があったものと判断される．そこで，記録値が 15.0 mm の降水量は上下限の中央値の 15.0 mm とする．記録値が 0.0 mm のときも同様に考える．すなわち，ティッピングバケット内に前の降水が残っていないときは 0～0.5 mm 未満の降水があり，0.5 mm（よりわずかに少ない）降水量が残っているときは 0.0 mm の降水と判断される．よって記録値が 0.0 mm のときは前者の中央値と後者との平均値：$(0.25+0.0)/2=0.125\fallingdotseq 0.1$ mm を採用する.

無降水継続時間に対する降水継続時間の変動係数を第1図に示す．無降水継続時間を4時間から72時間までの範囲内で4時間毎に変化させている．全データを対象にした場合には降水継続時間の変動係数は無降水継続時間が16～28時間および56～60時間の付近で極小値に近い値となっている．この結果の再現性の有無を確認するために全データを生起順に標本数の等しい3つの群に分けて同様な解析を行った．無降水継続時間に対する降水継続時間の変動係数の挙動は群毎に異なっているが無降水継続時間が24～28時間の変動係数は概ね1.04～1.06の範囲内にあり，無降水継続時間が56～60時間ではこのような傾向はみられない．これらの事実から，降水継続時間の変動係数の意味でのバラツキは無降水継続時間が24～28時間のときに群間において比較的安定していることが示唆される.

そこで，無降水継続時間の限界値を24時間に設定したとき，ひと雨がその降水要因とどの程度，対応しているかについて調べてみた．一例としてこの方法により判定された1986年4月のひと雨を第2図に示す．図には地上天気図を用いて判断した各ひと雨の降水原因と降水量もあわせて記載している．低気圧や停滞前線によるひと雨が多いこと，ひと雨中に数時間の無降水期間が含まれる場合が多いこと，ひと雨の降り始めと



第2図　1986年4月のひと雨とその降水原因．無降水継続時間の限界値を24時間に設定してひと雨を定義している．細線が各降雨を，太線が各ひと雨を，それぞれ表す．いずれも線を引いている部分が降水時を示す．カッコ内の数値は各ひと雨の降水量を示す．

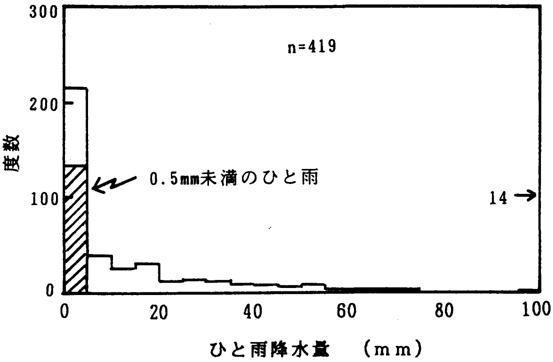
降り終わりの時期には降雨が断続する場合が多いこと，などが読み取れる．そして各ひと雨は降水原因と対応している．なお，9～11日のひと雨は約14時間の無降水期間を含んでいるが，9～10日の降雨は9日に西日本付近に延びてきた前線が10日にかけて南下したことに起因し，11日の降雨は前線上に位置する四国沖に低気圧が発生したことに起因している．両降雨を各々別のひと雨とみなすことも可能かもしれないが，ともに同じ前線に起因する降雨なのでまとめてひと雨としても不都合はないと考えられる．

第1図，第2図の結果を基にして，本報ではひと雨を定める無降水継続時間の限界値を24時間とする．結果としては『指針』のひと雨の定義と同じになった．この方法でひと雨を定義すると，測定期間中に419件のひと雨が得られた．

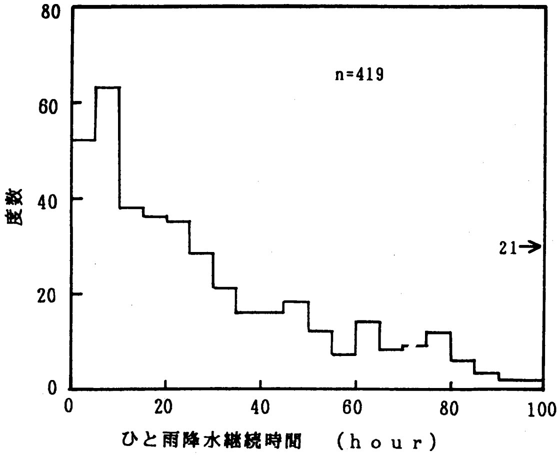
『指針』のひと雨の定義は，参考文献として引用されている気象庁統計課（1960）に基づくものと推察される．この文献は毎10分間の降水量の資料を用いて，無降水継続時間の分布が特定の領域で指数分布に従うことを根拠にしてひと雨を決めている．すなわち，指数分布が記憶喪失型分布であることを利用して「24時間以上の無降水継続で隔てられた二つの降水はたがいに無関係である」と述べている．これは，無降水継続時間の累積相対度数を調べたとき，ほぼ24時間以上の領域では指数分布の累積分布関数で近似できるという事実に基づいている．

5．ひと雨降水量とひと雨降水継続時間の分布特性

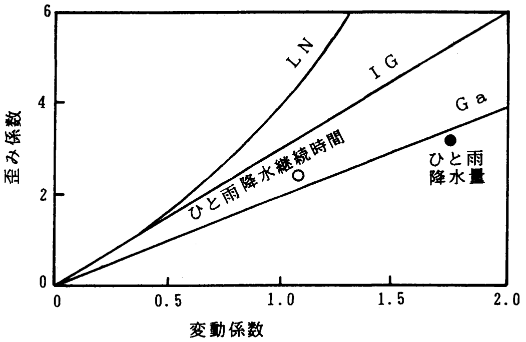
降水量階級を5 mm間隔としたときのひと雨降水量のヒストグラムを第3図に示す．ひと雨降水量の出現度数は0～5 mmの階級が最も多い．ひと雨降水量の最大は245.5 mm，平均は17.9 mm，変動係数は1.75である．なお，0～5 mmの階級中，0.5 mm未満の降水量の出現率が最も多く全データの25%を占めてい



第3図　ひと雨降水量のヒストグラム．記号（→）の左側の数値はひと雨降水量が 100 mm 以上の度数を示す．



第4図　ひと雨降水継続時間のヒストグラム．記号(→)の左側の数値はひと雨降水継続時間が100時間以上の度数を示す．



第5図　ひと雨降水量とひと雨降水継続時間の CV-γ_3 判定図．CV は変動係数を，γ_3 は歪み係数を表す．図中の記号は LN：対数正規分布，IG：逆ガウス型分布，Ga：ガンマ分布である．

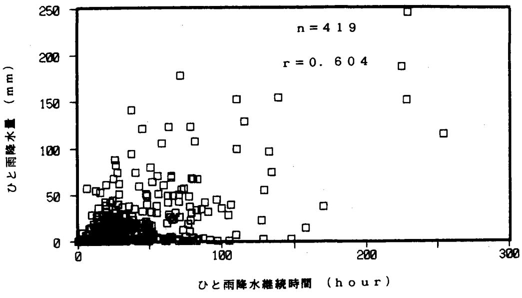
る．降水量が 5 mm を超えると出現率は急に減少した後，ほぼ単調に減少している．時間階級を5時間間隔としたときのひと雨降水継続時間のヒストグラムを第4図に示す．ひと雨降水継続時間の出現度数は5～10時間の階級が最も多い．ひと雨降水継続時間の最大は254時間，平均は34.0時間，変動係数は1.07である．ヒストグラムの形状は非対称で右に長くスソを引いている．

実データに対する分布の適合度の判定法としてはカイ二乗検定や Kolmogorov-Smirnov 検定などが従来から多く用いられているが，ここでは候補とした3つの分布の歪み係数が変動係数のみの関数となることに注目し，変動係数 CV（$=\sqrt{\mu_2}/\mu_1'$）と歪み係数 γ_3（$=\mu_3/\mu_2{}^{1.5}$）を基に分布の適合度を判定する方法を採用する．ここで μ_1' は原点まわりの1次モーメント，μ_2，μ_3 は平均値まわりの2次，3次モーメントである．この判定法を CV-γ_3 判定図と呼ぶことにする．CV-γ_3 判定図は ApSimon and Davison (1986) によっても核種の濃度分布の判定にも応用されている．各分布の CV と γ_3 および母数 c との間には

$$\left.\begin{array}{l}\text{対数正規分布：}\gamma_3=\mathrm{CV}(\mathrm{CV}^2+3)\\ \quad=(\exp(c^2)+2)\\ \quad\quad\times\sqrt{\exp(c^2)-1}\ (\fallingdotseq 3c,\ (c\ll 1)),\\ \text{逆ガウス型分布：}\gamma_3=3\mathrm{CV}=3c,\\ \text{ガンマ分布：}\gamma_3=2\mathrm{CV}=2c,\end{array}\right\}\quad(4)$$

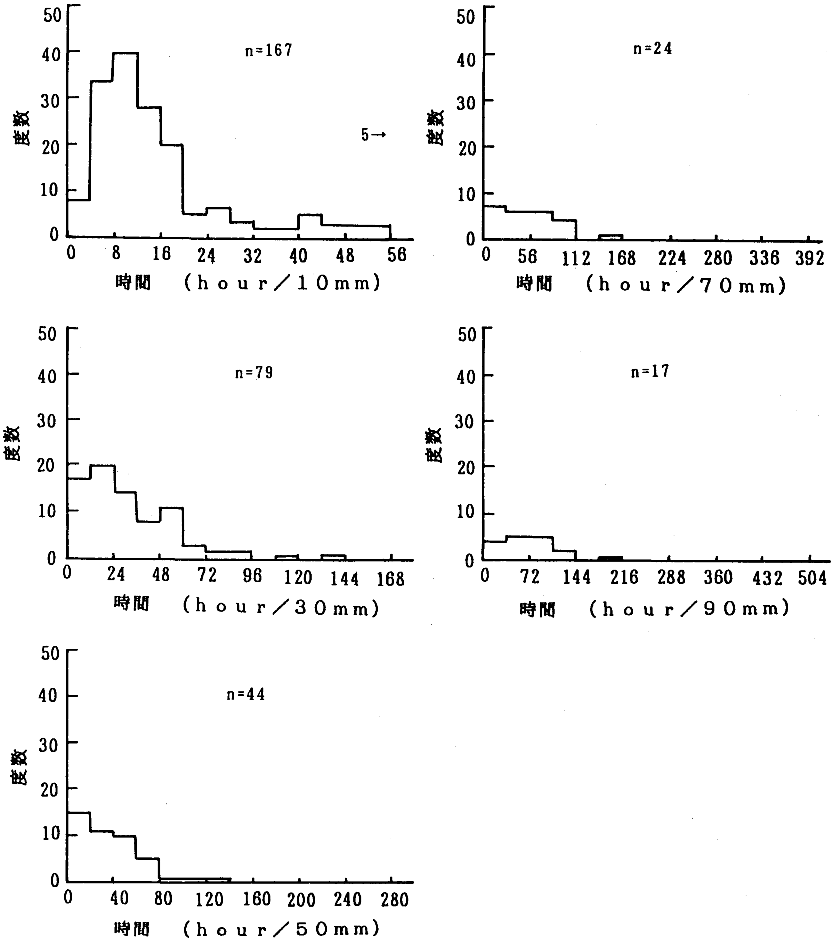
の関係が成り立つ．また，正規分布に従う確率変数の γ_3 はゼロだから正規分布は x 軸上にある．なお，各々の分布を仮定すると式（4）の関係が導かれるが，逆は成立しないことが注意される．たとえば，$\gamma_3=3\mathrm{CV}$ が成立する分布として逆ガウス型分布以外にも存在する可能性は否定されない．これらの限界を認識した上で，式（4）に基づきひと雨降水量とひと雨降水継続時間の CV-γ_3 判定図を第5図に示す．式（4）で示したように対数正規分布と逆ガウス型分布の γ_3 は $c\ll 1$ のとき近似的に等しいが，このことは第5図中で $c<0.5$ の領域では両分布がほぼ重なっていることからも理解できる．打点位置から判断すると，ひと雨降水量，ひと雨降水継続時間ともにガンマ分布でほぼ近似できる．

ひと雨降水量とひと雨降水継続時間との関係を調べ

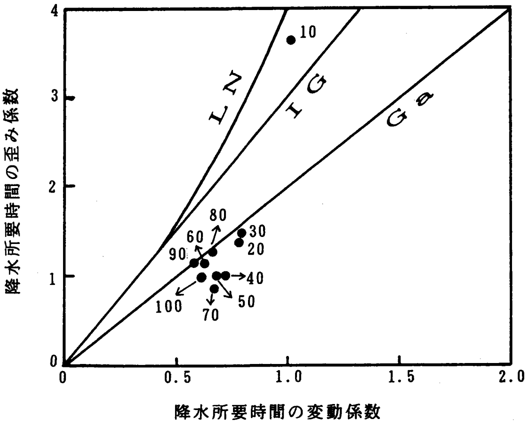


第6回 ひと雨降水量とひと雨降水継続時間の散布図.

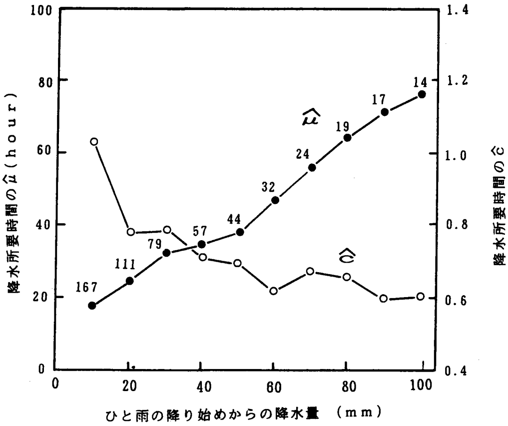
るため両者の散布図を第6図に示す．降水継続時間が長くなるとバラツキは大きいが降水量も増大している．ひと雨降水量の最大値は降水継続時間が24時間のとき 50 mm 前後であり降水継続時間が長くなるに伴い増大するが50～150時間の範囲では 150 mm 前後の値となっている．なお，降水継続時間が200時間以上のひと雨は4件あるがいずれも 100 mm 以上の降水量を記録している．一方，降水継続時間が50時間以下のひと雨降水量は大部分が 20 mm以下である．ここで，両者の直線関係を仮定すると降水継続時間に対する降水量の回帰直線は，y=0.52 x +0.18 となり，降水継続時



第7図 ひと雨の降り始めから，任意の固定された降水量に達するまでに要する時間(降水所要時間) のヒストグラム．左上図が 10 mm 目の降水所要時間のヒストグラムで，20 mm 毎に 90 mm 目の降水所要時間のものまで載せている．記号(→)の左側の数値は降水所要時間が 56 hour/10 mm 以上の度数を示す．



第8図　降水所要時間のCV-γ_3判定図．CVは変動係数を，γ_3は歪み係数を表す．図中の数値はひと雨の降り始めからの降水量（単位：mm)を，記号はLN：対数正規分布，IG：逆ガウス型分布，Ga：ガンマ分布を，それぞれ表す．



第9図　降水所要時間の分布としてガンマ分布を仮定したときの，母数，μ（＝母平均）とc（＝母変動係数）のひと雨の降り始めからの降水量に対する挙動．図中の数値は標本数を表す．

間が10時間増すと平均的には降水量が5.2 mm増大することになる．ひと雨降水量とひと雨降水継続時間の標本相関係数は0.604であり，仮に2変量正規母集団からの標本とみなすと帰無仮説（H_c：$\rho=0$）は対立仮説をH_1：$\rho\neq0$としたとき有意水準1％で棄却される．よって両者の同時分布を考える必要があるが，母数が多くなり母数の解釈と推定が煩雑となるので本報では同時分布については考察しない．

6．ひと雨の降り始めからの時間過程

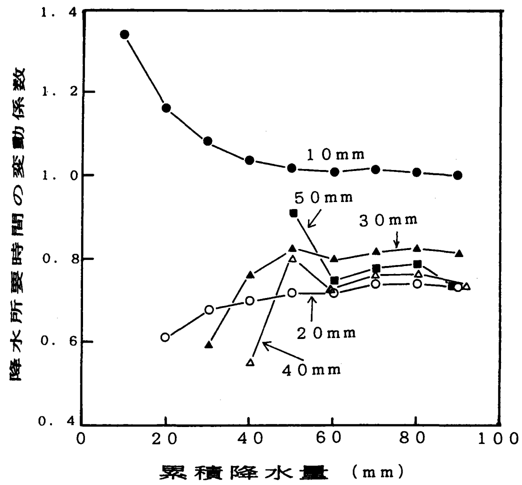
ある地点における雨の降りかたには，ひと雨の中でも雲の種類，規模，移動速度などに対応して，様々な時間的なパターンが存在するものと予想される．本節ではひと雨の降り始めからの時間過程を，一定の降水量に達するまでに要する時間の分布と降水強度の分布の両面から検討する．

6.1　一定の降水量に達するまでに要する時間の分布

ひと雨降水量が10 mm以上のケースを対象にして，ひと雨の降り始めから任意の固定された降水量に達するまでに要する時間（以後は「降水所要時間」と記す．）のヒストグラムを第7図に示す．降り始めからの降水量が50 mm以下では5 mm毎に，50 mmを超えると10 mm毎に，降水所要時間を記録紙から読み取った．左上の図が10 mm降水量に対する降水所要時間のヒストグラムであり，20 mm間隔で90 mm降水量の降水所要時間のものまで載せている．横軸の目盛りは降水量毎に異なる点に注意すると，降水量の増大とともに分布が長時間の方にシフトしていることがわかる．出現度数が最大の階級は，たとえば降水量が10 mmでは8～12時間，30 mmでは12～24時間などとなっている．ヒストグラムの形状は概ね1山型のものが多い．

降水所要時間のCV-γ_3判定図を第8図に示す．図では，ひと雨の降り始めから10 mm毎の降水所要時間の両統計量を打点している．降り始めから10 mm目の点のみが他と離れて打点され変動係数，歪み係数ともに相対的に大きい．降水量が10 mm目の降水所要時間の分布は対数正規分布で，その他の降水所要時間の分布はガンマ分布で，概ね近似できる．ただし40, 50, 70 mm目の点はガンマ分布の直線よりもやや下側の正規分布寄りに位置している．

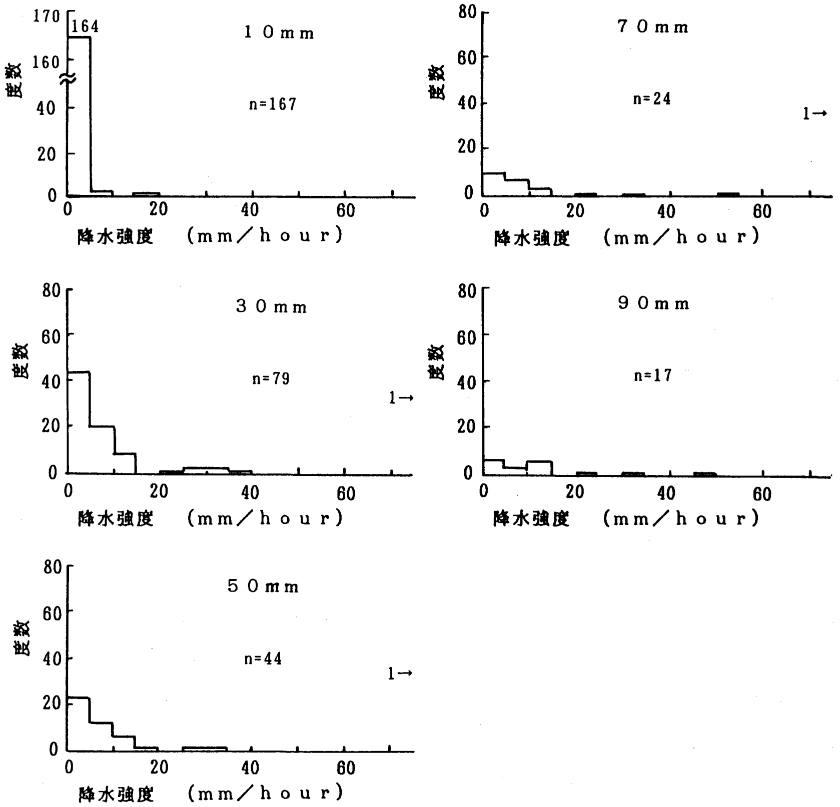
降水所要時間の分布としてガンマ分布を仮定したときの，平均の指標と解釈される母数μ（＝母平均）とバラツキの指標と解釈される母数c（＝母変動係数）のひと雨の降り始めからの降水量に対する挙動を第9図に示す．$\hat{\mu}$は降水量にほぼ比例しているが，詳細にみると降水量が30～50 mmの領域では傾きがやや減少している．$\hat{c}$は降り始めから10 mm目で最大となり降水量の増大に伴いしだいに減少している．ひと雨降水量が増大すると降水をもたらす気象原因は前線や台風など特定のものに限定されるため，降水所要時間のバラツキが小さくなるものと推察される．たとえば降水量が100 mm以上を記録したひと雨は14件あるが，地上



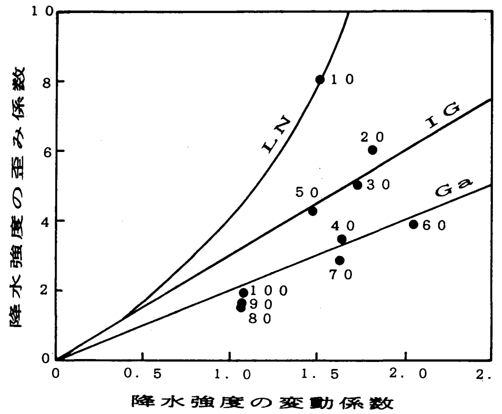
第10図　累積降水量に対する降水所要時間の変動係数．図中の数値はひと雨の降り始めからの降水量を表す．

天気図から降水原因を判断するといずれも梅雨前線または台風に起因している．

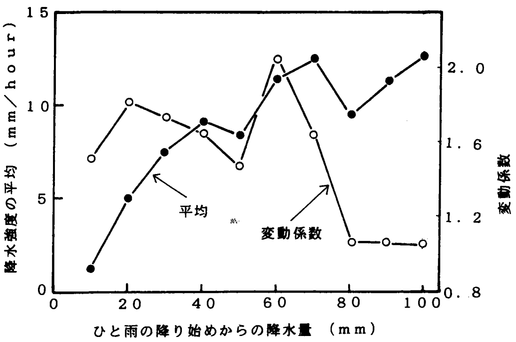
上述のように第9図はすべてのひと雨を対象にしたときの降り始めから一定降水量降るのに要する時間のバラツキを表しているが，ひと雨の時間的な変動特性は降水量の大きさにも依存すると予想される．このことについて調べるため，ひと雨の降り始めからの一定の降水量毎に，累積降水量に対する降水所要時間の変動係数を第10図に示す．たとえば降り始めからの降水量が 20 mm の場合，累積降水量が 40 mm の位置に打点された値は，40 mm 以下のひと雨のみを対象としたときの降り始めから 20 mm に達するまでの降水所要時間の変動係数を表している．降り始めからの降水量が 10 mm の場合，累積降水量の増大に伴い変動係数は単調に減少しているが，これはひと雨降水量が少ない領域での降水所要時間のバラツキは大きく，より多



第11図　ひと雨の降り始めからの降水強度のヒストグラム．左上図が 10 mm 目の降水強度のヒストグラムで，20 mm 毎に 90 mm 目の降水強度のものまで載せている．図中の数値は降り始めからの降水量を表す．記号 (→) の左側の数値は降水強度が 70 mm/hour 以上の度数を示す．



第12図　降水強度のCV-γ_3判定図. CVは変動係数を, γ_3は歪み係数を表す. 図中の数値はひと雨の降り始めからの降水量（単位：mm)を, 記号はLN：対数正規分布, IG：逆ガウス型分布, Ga：ガンマ分布を, それぞれ表す.



第13図　ひと雨の降り始めからの降水量に対する降水強度の平均と変動係数の挙動. 各10 mm毎の降水量の標本数は第9図のものと等しい.

い降水量も含めるとバラツキはしだいに減少することを意味している. 一方, 降り始めから20〜40 mm降水量の降水所要時間の変動係数は, 累積降水量が 50 mm より少ない領域では累積降水量とともに増大し50 mm以上になるとほぼ一定値に維持されている. これは降り始めから20〜40 mm目を対象にすると, 降水所要時間のバラツキはひと雨降水量が50 mm以下の領域では降水量が少ないときには小さいがより多い降水量も含めるとしだいに大きくなった後, ほぼ一定となることを意味している. 見方を変えて累積降水量をある値に固定すると, 降り始めから10 mm目の降水所要時間の変動係数が他と比べて相対的に大きいことが指摘される. これはある固定された降水量以下のひと雨を対象にした場合, 降水所要時間のバラツキは降り始めから10 mm目が最も大きいことを示している.

6.2　降水強度の分布

降水強度は単位時間当りの降水量であり, 1日当りの降水量［mm/day］や1時間当りの降水量［mm/hour］などで表わされることが多い. 従来の研究の多くは計測方法の都合により, 任意の固定された期間内の降水量を単位時間当たりの降水量に換算して降水強度を算出している. 一方, 本報では降水強度を単位降水量当りの降水所要時間［hour/mm］の逆数として定義する. 単位降水量当たりの降水所要時間も単位時間当たりの降水量と同様に物理的意味を持っており, 両者は対等な単位とみなされる. この降水強度の定義は従来のものと比較すると, 単位は同じであるが平滑化の意味が異なっている.

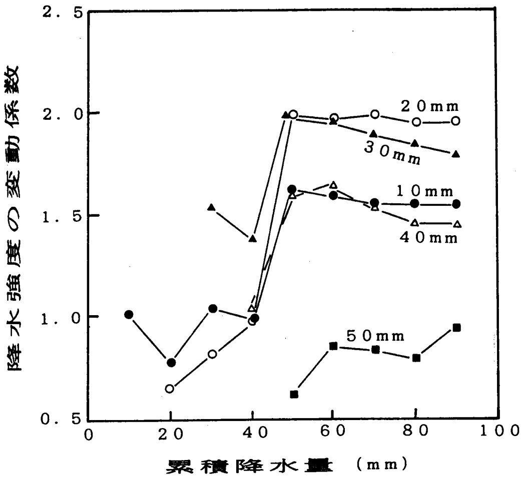
上述の降水強度の定義に基づき式（5）から降水強度を算出した：

$$\left.\begin{aligned} RI_K &= 1/(t_K - t_{K-1})/10, & (2 \leq k \leq 10), \\ RI_K &= 1/t_K/10, & (k=1). \end{aligned}\right\} \quad (5)$$

ここで, RI_Kはあるひと雨の降り始めから$10 \times k$ mm目の降水強度［mm/hour］, t_Kは$10 \times k$ mm目の降水所要時間［hour］, t_{K-1}は$10 \times (k-1)$ mm目の降水所要時間［hour］を, それぞれ表している. ひと雨の降り始めから一定の降水量毎の降水強度のヒストグラムを第11図に示す. すべての降水量において5 mm/hour以下の降水強度の出現度数が最も多い. 降水量の増大に伴い降水強度の分布は右に長くスソを引いており, 降水量が増大すると強い降水強度が出現する相対度数が大きくなっている. なお, 10 mm毎の降水強度を1時間当りの降水強度に換算したときの最大値は概ね100 mm/hourであった.

ひと雨の降り始めから10 mm毎の降水強度のCV-γ_3判定図を第12図に示す. 降水強度の変動係数の降水量に対する挙動は第11図で述べたとおりであるが, 歪み係数は降水量の増大とともに単調に減少している. 降水強度の分布に適合する分布型は降水量の大きさにより異なり, 10 mm目が対数正規分布, 20〜50 mm目が逆ガウス型分布, 60 mm目以上がガンマ分布で, それぞれ近似できる.

ひと雨の降り始めからの降水量に対する降水強度の



第14図　累積降水量に対する降水強度の変動係数．図中の数値はひと雨の降り始めからの降水量を表す．

平均（適合する分布型が降水量の大きさにより異なるがここでは算術平均を用いる）と変動係数の挙動を第13図に示す．降水強度の平均は降水量とともに増大するが増大率はしだいに小さくなる傾向を有している．降水強度の変動係数は降水量が 60 mm 目のとき最大で降水量がより増大すると急速に減少している．

降水強度のひと雨降水量への依存性を調べるため，累積降水量に対する降水強度の変動係数を降り始めからの一定の降水量毎に第14図に示す．降水強度の変動係数は降り始めから 40 mm 目までの領域では累積降水量が 40 mm から 50 mm 目にかけて急増し，累積降水量がより増えてもほぼ一定値を維持している．降り始めからの降水量が 40 mm 目以下の領域での降水強度のバラツキは 40 mm 以下の降水量に対しては小さいが 50 mm の降水量も含めると増大し，より多い降水量も含めても殆ど変動しない．一方，累積降水量が 50 mm 以上のときは累積降水量を固定すると降り始めから 30 mm 目までの領域では変動係数のバラツキは降水の経過とともに増大し 30 mm を超えると急速に減少することが示される．

7．まとめ

広島市において長期間，自記雨量計を用いて降水を連続して観測した．このデータを対象にひと雨の降水特性を統計的に解析した．本報で得られた結果を要約すると以下のようになる．

①尺度を記述する分布である対数正規分布，逆ガウス型分布，ガンマ分布を対象にして，これらの分布が持つ統計的性質について若干の整理をした．これらの分布における母数 μ は平均の指標，母数 c はバラツキの指標と解釈される．

②ある降雨と次の降雨との間の無降水継続時間のバラツキの側面からひと雨の範囲について検討し，無降水継続時間が24時間以下のとき一連の降雨をまとめてひと雨と定義した．

③ひと雨降水量の出現度数は 0～5 mm の階級が最も多く，ひと雨降水量の平均値は 17.9 mm，変動係数は1.75であった．ひと雨降水継続時間の出現度数は 5～10時間の階級が最も多く，ひと雨降水継続時間の平均値は34.0時間，変動係数は1.07であった．変動係数と歪み係数による判定法を採用して分布型を判定すると，ひと雨降水量，ひと雨降水継続時間ともにガンマ分布ではほぼ近似できる．

④ひと雨の降り始めから，任意の固定された降水量に達するまでに要する時間（降水所要時間）の分布は降り始めから 10 mm 目では対数正規分布，20 mm 目以上の領域ではガンマ分布で概ね近似できる．ガンマ分布の母数 μ と c の降り始めからの降水量に対する挙動について検討すると，μ は降水量にほぼ比例するが c は降り始めが最大であり降水量が増大すると減少する傾向がみられる．

⑤ひと雨の降り始めから 10 mm 毎の降水強度は平均的には降り始めからの降水量の増大に伴い増大するが増大率はしだいに小さくなる．一方，降水強度の変動係数は降り始めからの降水量が 60 mm のとき最大で，降水量がより増大すると急速に減少する傾向がみられる．また，降水強度の分布型は降り始めからの降水量の大きさにより異なることが示された．さらに，降水所要時間と降水強度のひと雨降水量に対する依存性についても検討した．

今後に残された課題について以下に述べる．

1）本報は広島市の1地点におけるひと雨の降水特性についての事例解析にすぎない．多くの地点で同様な解析を行い，結果を集積すればひと雨の広域的な共通性あるいは地域固有の特徴などについての知見が得られ，気象災害対策の資料として活用されることが期待される．

2）各ひと雨の降水要因を調べ，降水要因とひと雨の降水特性との関係を明らかにする必要がある．

3）本報では最小計測単位が 0.5 mm の計器により

得られたデータを使用したが，ひと雨降水量の多くはこの値未満のものが多いので解析の精度を向上させるにはこの値よりも小さい降水量が測定できる計測器を使用することが望ましい．しかし，計器のコストの低減と保守の容易性を考慮すると，最小計測単位は研究の目的に対応して適切な値に設定することが合理的である．最小計測単位の設定に関する実用的な観点からの研究も必要であろう．

謝　辞

審査員の方々には不備な点の指摘と適切な助言をいただきました．元広島地方気象台の國保政行氏には第2図の作成にあたりひと雨の降水要因について御教示いただきました．日本気象学会関西支部からは1992，1993年度の研究グループ助成金をいただきました．ここに記して謝意を表します．

参　考　文　献

ApSimon, H. M. and A. C. Davison, 1986：A statistical model for deriving probability distributions of contamination for accidental releases, Atmospheric Environment, **20**, 1249-1259.

Essenwanger, O., 1976：Developments in atmospheric science, 4A, Applied statistics in atmospheric science, partA, Frequencies and curve fitting, Elsevier, Amsterdam 116-120.

Hara, H., E.Ito, T. Katou, Y. Kitamura, T. Komeiji, M. Oohara, T. Okita, K. Sekiguchi, K. Taguchi, M. Tamaki, Y. Yamanaka and K. Yoshimura, 1990：Analysis of two-year results of acid precipitation survey within Japan, Bull. Chem. Soc. Jpn., **63**, 2691-2697.

Hosking, J. G. and C. D. Stow, 1987：Ground-based, high-resolution measurements of the spatial and temporal distribution of rainfall, J. Climate Appl. Met., **26**, 1530-1539.

岩瀬晃盛，平野勝臣，1990：べき逆ガウス型分布とその応用，応用統計学．**19**，163-176.

岩瀬晃盛，瀬戸信也，1990：大気中アルミニウム濃度とスカンジウム濃度との統計的特性，広島大学工学部研究報告，**38**，153-161.

岩瀬晃盛，浦野　隆，1983：都市内道路における旅行速度（時間）の推定手法，交通工学，**18**，19-25.

気象庁，1990：地上気象観測統計指針，123，付録2-6-付録2-8.

気象庁統計課，1960：「ひと雨」のとり方について，測候時報，**27**，116-124.

Lopez, R. E. 1977：The lognormal distribution and cumulus cloud populations, Mon. Wea. Rev., **105**, 865-872.

酸性雨対策検討会大気分科会，1990：酸性雨対策調査報告書，5-17.

Schwartz, S. E., 1989：Acid deposition：unraveling a regional phenomenon, Science, **243**, 753-763.

Seto, S., M. Oohara and K. lwase, 1992：Some statistical characteristics of concentration and wet deposition in relation to rainfall amount for sulfate and nitrate in rain water, Atmospheric Environment, **26A**, 3029-3038.

瀬戸信也，重光和之，1985：大気汚染濃度の統計解析（I）—浮遊粉じん濃度への逆ガウス型分布の適用—，大気汚染学会誌，**20**，362-366.

清水邦夫，1992：しきい値法による領域降雨強度特性値の推定，応用統計学，**21**，133-151.

Simpson, J., 1972：Use of the gamma distribution in single-cloud rainfall analysis, Mon. Wea, Rev., **100**, 309-312.

Stern. R. D. and R. Coe, 1984：A model fitting analysis of daily rainfall data, J. R. Statist. Soc. A, **147**, 1-34.

Suzuki, E., 1964：Hyper gamma distribution and its fitting to rainfall data, Papers in Met. and Geoph., **15**, 31-51.

Tweedie, M. C. K., 1957：Statistical properties of inverse Gaussian distributions. I., Annals of Mathematical Statistics, **28**, 362-377.