

タルボット式による豪雨予測

Heavy Rainfall and Its Disaster Prediction by use of Talbot Equation

塩 月 善 晴

Yoshiharu SHIOTSUKI

1. はじめに

集中豪雨のような極端に局地的突発的現象については、行政機関も市民も現在の防災システムではやはり満足な防災行動がとれない現実を理解しておく必要がある。長崎豪雨の教訓から、自分を守るのは自分自身だと理解しても、この現実の中で住民はどんな自主防災行動がとれるのであろうか。雨が自分のみじかに降り出して、自分でそれが集中豪雨性の雨であると診断でき、今後はどれくらい降るか、起こりうる水災害の規模はどの程度のものであるかの目安を得ることができないか。本報告では少々精度に欠けても現場で一人でもできる簡単な豪雨の判断と予測の方法がタルボット式のパラメータ a, b から得られることを紹介する。

2. 雨のタイプによる雨粒の違い

2. 1 なぜ雨粒の話なのか

雨の基本的特性を知るためには雨滴粒径分布の把握は不可欠である。なぜなら粒径分布は雨のもついろいろな物理量を決定するからである。集中豪雨は人間にとって恐ろしい存在であるが、雨雲にとっては最も効率良く降らせることのできた最高傑作の作品なのである。その作品が固有の雨滴粒径分布を持たないはずがない。いまだに集中豪雨の発生メカニズムが人間に完全解読なされていない現状では、降ってくる雨粒を見てそれが豪雨の粒径分布であることが判れば、上空の雲は集中豪雨の雲だと判定でき防災上有用な情報となるはずである。

2. 2 対流性降雨雲の垂直構造と雨粒

1969年7月13日午後発達した寒冷前線が九州を通過した。この時雨粒の観測も実施でき、降雨雲の垂直構造に関して興味ある特徴を得ることができた。この時のPPIレーダ写真(水平掃引)を図1に示す。中心は人吉市で、水平距離は半径10km毎に同心円で示している。Aは寒冷前線にともなった帯状エコーで発雷を伴っている。Bは前線通過前の低気圧暖域部での背の低い、いわゆる“暖かい雨”の小エコー群である。これらも南西の風に運ばれて、線状に並んでいる。これらは寒冷前線が来るのを待つ格好となり、14時には北西10kmのところでAはBにくっついた。ここで驚くべき現象が生じた。図2に示すように14時10分には二つのエコー群は完全に合体し、ISO5, 6(レーダ反射に対してフィルターをかけたもので番号が大きいほど強い反射を残す)に示すようにレーダ反射が急激に増大した。背の高い積乱雲群からもたらされる雨粒が、下層の雲の水分でさらに成長した結果の数少ない実例である。人吉には14時40分頃にこの合体エコーが到着した。この通過前後の状況を以下に示す。

(1) 図3: 横軸は時間を示す。a-jは人吉上空を通過する降雨エコー群の名前である。図の棒グラフは雨粒のデータから計算された雨量強度(mm/h r)である。x印はその時得られた雨粒の最大直径(D_{max} , mm)である。降雨aは寒冷前線が来る前に現地上空にあった線状エコーのからの雨で、 D_{max} は3mm程度である。b、cは寒冷前線エコーからのもので、前半のbは合体エコーからのもので D_{max} は7mmに達した。後半のcはエコーの高度はむしろ高く1万mを越えているのに雨量強度は小さく、 D_{max} は5mmにも達していない。bは合体の結果であると言ってよい。gは前線通過後、人吉西方10kmで発生した対流性降雨エコーからのもので、雨量強度も大きく、 D_{max} は5mmに達している。後で述べるように、gのエ

コーも現地付近で二つのエコーが合体したものであった。

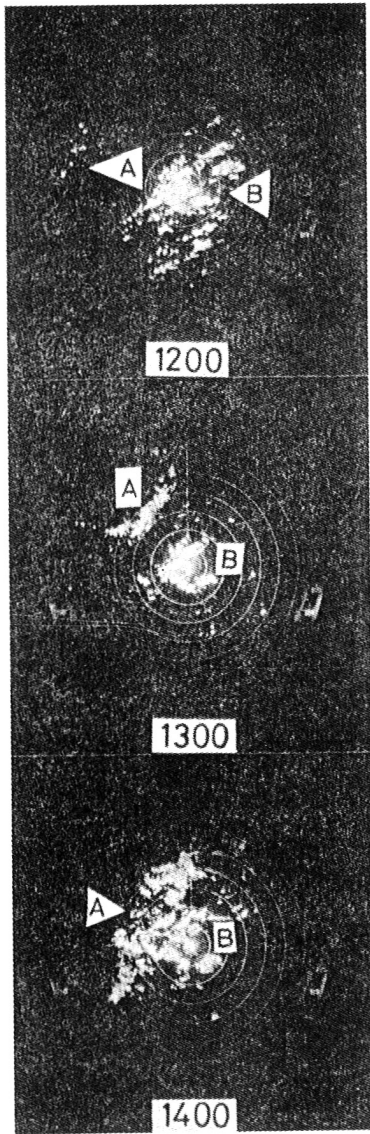


図1 PPIレーダ写真、A:寒冷前線エコー、B:地形性降雨エコー。

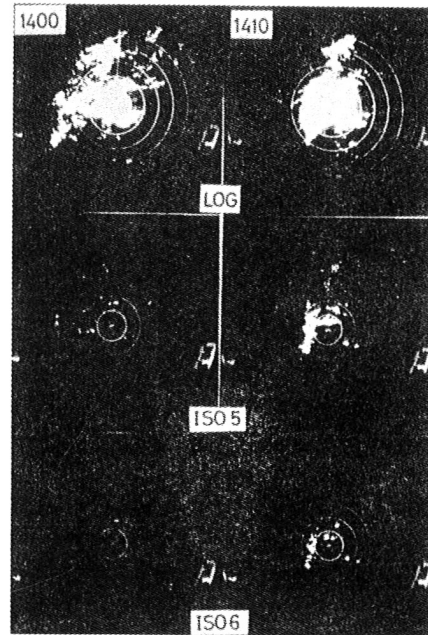


図2 レーダ反射の急増。

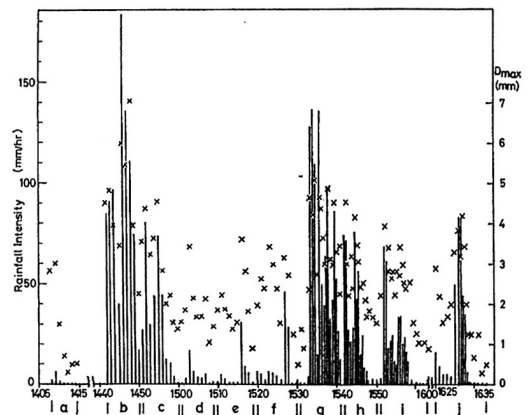
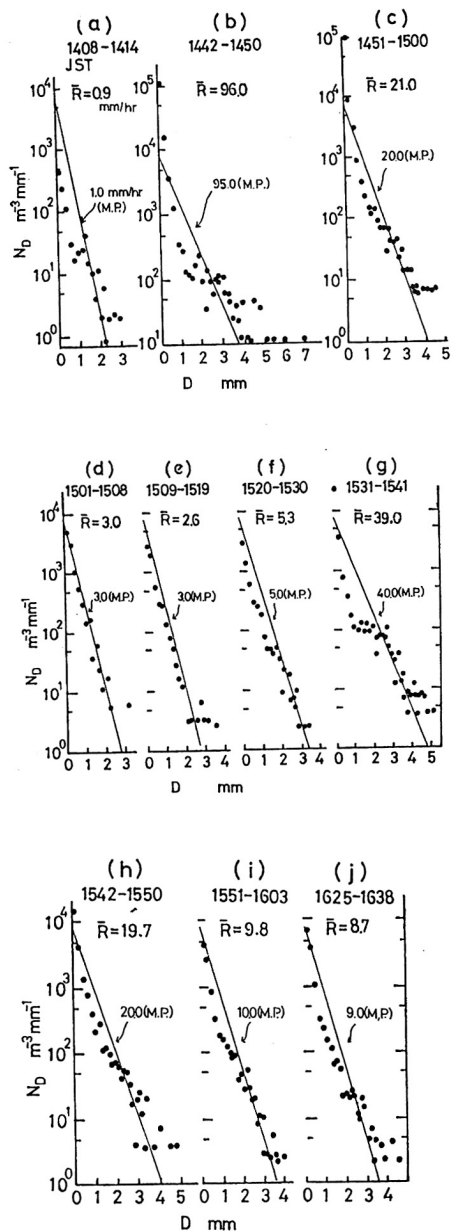


図3 降雨強度と最大雨粒直径の時間変化。

(2) 図4; 15時05分、方位70度での垂直レーダ写真と降雨 a-c の平均雨滴粒径分布を示す。白線はレーダサイトからの距離を5 km 間隔で示している。エコーは左(西)から右(東)へ進んでいる。(b)の先端部に背の低いエコーがあるが、これが暖域内にあった積雲群からの雨に相当する。粒径分布(a)をもたらししたエコーも同様のものではあったろう。粒径分布の横軸は雨粒の直径(D, mm), 縦軸は1 mm サイズ



各降雨の平均粒径分布

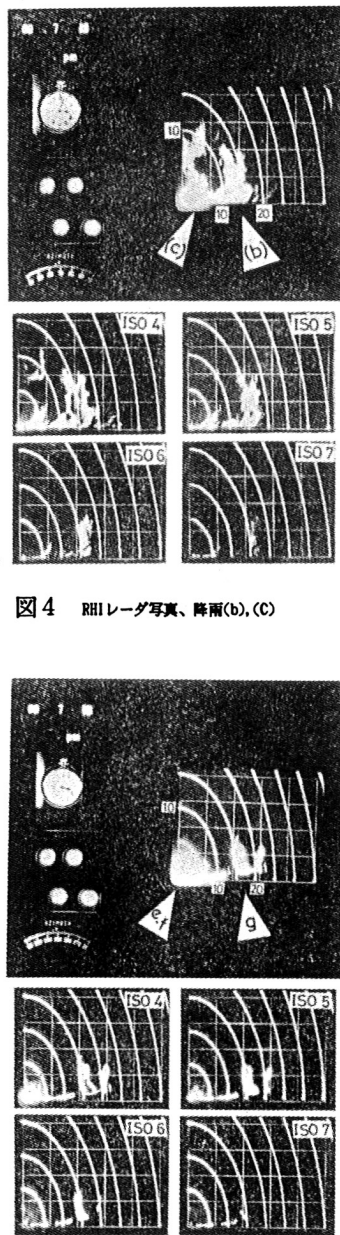


図5 RH1写真、降雨(e),(f),(g)

幅でとった 1 m^3 あたりの空間濃度 (個数、 N_D) である。斜めの直線は、同じ雨量強度の時の Marshall・Palmer⁷⁾ の指数分布である。(b) の粒径分布にみられるように、雨量強度が大きくなると、 D が $1-3\text{ mm}$ の間では M-P 分布より個数濃度が小さく、 4 mm 以上では大きく横に延びている。このことは後の降雨 (g) でも現れた。梅雨末期の雨の重要な特徴として注目された。(b)、(c) のレーダエコーは寒冷前線のもので、(c) では高度 10 km を越えている。レーダに写っている部分は既に降水粒子が十分成長し

たところであるので、実際の雲の高さは10 kmをはるかに越えていたものと思われる。

(3) 図5; 降雨(e) - (j)の粒径分布と(e) - (g)の垂直レーダ写真である。レーダの方位は248度で、エコーは右(西)から左(東)へ移動している。(g)は後続の小エコーと合体して人吉を通過した。高度は5 km程度で(e), (f)のエコーと変わらないのに、もたらされた雨量(e)で2.6 mm、(f)で5.3 mmにたいし、(g)では39 mmにもなっている。合体エコーの雨量が単に2倍ではなく、それよりはるかに大きいことは、合体による水分補給によって雨粒が著しく成長したことを意味する。以上のように、レーダに写った対流性降雨雲の垂直構造と雨粒の同時観測で、梅雨末期の雨について重要な情報を得た。

(i) 降雨が強くなると、直径が1 - 3 mmの小雨滴の個数濃度が減り、4 mmより大きい大雨滴の濃度が増えて、粒径分布の姿はM-P分布から大きく離れ横に広がったものとなる。これは小雨滴同志のくっつき合い(併合)によって、大雨滴に成長したためである。

(ii) 降雨が強くなるとき、上空ではエコーの合体現象がみられた。合体によって小雨滴の個数濃度が増え、併合のチャンスを増大させたと言える。

このようにエコーの合体は降雨メカニズムを考察する上で重要な因子になると言える。そのような目でみると、図6のような垂直レーダの写真が撮れていたことが判った。1968年7月26日の人吉上空のものである。上の写真のLOGはフィルターをかけないままのもので、レーダの全反射を表示したもので、対流性降雨雲と、5 kmあたり(0度C)のブライトバンドの存在から層雲性降雨の、二つが共存している。下のISO 4の写真を見ると、対流性降雨雲からの雨粒集団Aと、ブライトバンドCを経て雪が融けて雨となった集団Bが、地上付近で合流していることが判る。このように、梅雨末期の降雨には成長過程の全く異なる雨滴集団の合体も存在している。

降雨雲の合体、雨滴の併合についてさっそく適当なモデルの下に数値実験が行われ、実際の粒径分布を再現できた¹²⁾。本邦に特有の梅雨雨末期の雨のメカニズムにおいて、合体、併合が重要な役割を持っていることが判った。

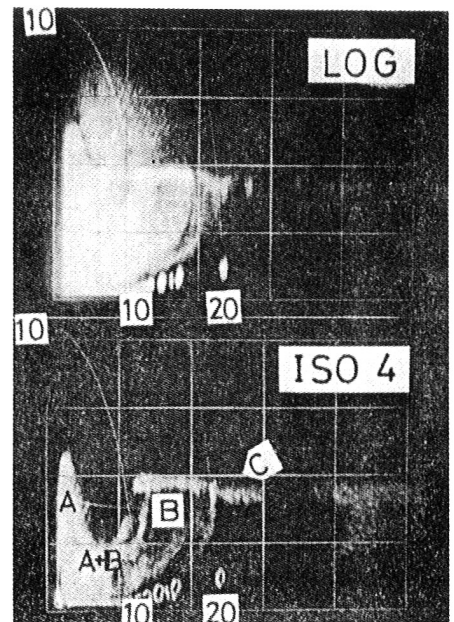


図6 エコーの垂直合流

2. 3 九州における雨粒の特徴

1969年から1971年にかけて人吉市、筑後川上流域においていろいろなタイプの雨からの雨粒をウォーターブルー濾紙で採集することができた。解析に使用できたのは1969年7月13日熊本県人吉市での寒冷前線通過の時の136枚の濾紙、同じく人吉市での1970年7月7日 - 8/29日のいわゆる“暖かい雨”についての326枚、同じ年6月19日の熊本県杖立地方(筑後川上流域一帯)での豪雨タイプについての87枚のもの、1971年1月20日福岡県英彦山での冬季の温暖前線からの雨についての112枚、計661枚の濾紙である。各々の濾紙について、雨粒の空間濃度(N_0 , 個/ m^3/mm , 単位体積の空気に含まれる直径Dの雨粒の数で、サイズ幅1 mmあたりのものに換算されている)が決定され、これより雨の物理的パラメータである雨量強度(R , mm/hr)、含水量(W g/ m^3)の、レーダー反射(Z , mm^6/m^3)、平均直径(D mm)、変動係数(k , 平均直径を決めた雨粒の直径のちらばりを示す標準偏差を平均直径で割り算したもの)などが計算される。

図7には661個のデータについてのZ-R関係、M-R関係、D-R関係、k-R関係を示す^{8) - 17), 30)}。Z-R、M-R関係の相関係数は図に示されているとおり大きな値になっている。Z = $195R^{1.54}$ は Marshall・Palmer(M&P)のZ = $200R^{1.6}$ にたいへん近い。M = $0.0605R^{0.895}$ もM&PのM = $0.07R^{0.85}$ に近い。D = $1.11R^{0.211}$ は相関係数が小さくなり、M&PのD = $0.7R^{0.25}$ とは多少差がある。k-R関係は相関がよくない。分布の幅を示す標準偏差が0となる、つまり雨粒すべてが同一のサイズ幅に入ってしまうケースがあって解析データ数は648個となっている。k = 0.2-0.4の間に大半は入るが、k > 0.5となる場合は少ない。

図7

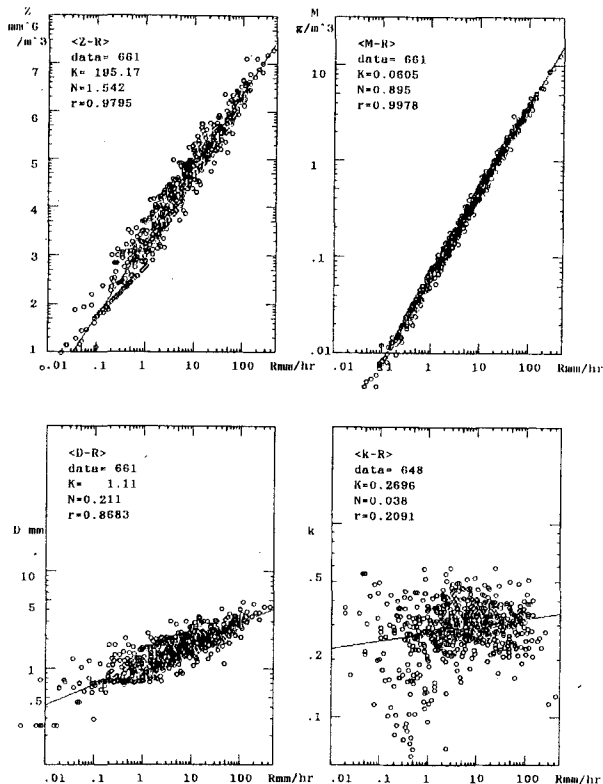
降雨パラメータの関係

2.4 集中豪雨の雨粒

集中豪雨とはもともと新聞記者が名付けた局地的、ゲリラ的豪雨のことを指すものできちんとした気象学的定義はない。何度かそれらしいものに遭遇したことが

あるが、たまたま濾紙を持ち合わせてその雨粒を採取できたのは2度しかない。一度は1970年6月19日、杖立地方での観測が終了して帰路について山道を薄暗い中ボンコツ車を走らせていたとき、突然雷が光ってワイパーがまったく効かない土砂降りに出会ったときである。しかたなく車を止めて、残っていた雨粒観測用の濾紙で雨粒を採取してみた(図8)。解析した結果、図9のようなこの時得られた数枚の濾紙上の雨粒の粒径分布が得られた。直径2-5mmの中間サイズの雨粒の濃度が大きく、このサイズの領域で平坦な分布になっていることが判る。十分に水分を持った雲の中では雨粒の成長が著しく、粒同志くっつきあっ(併合)より大きな粒に成長し、さらに大きくなると空気の抵抗に負けて雨粒は分裂して再び小雨滴になる。このように併合と分裂を何度も繰り返し、中間サイズの雨粒が豊富な定常状態の粒径分布となる。

もう一つ出会った集中豪雨は1975年7月25日ソウル市でのものである。この日の朝6時から9時までの3時間に100mmの雨が降った。たかが100mmと言ってもソウルの年間降水量は1200-1300mm程度なので1年の量の10%がこの短時間に降ったことになる。一雨で年間降水量の10%の量が降った場合を集中豪雨と定義しようとする動きが昔あったが、これを適用するならばこの日のソウルの雨もほぼ集中豪雨と呼んでも良い。朝日を受けて明るかった空が急速にマンマ雲(乳房雲)に覆われ、市内が再び夜に逆戻りしたかのようにあたりが暗くなった。まもなく大粒の雨が叩きつけるように降ってきて、よくみると粒が不透明でまるで牛乳の滴が降っているようであった。濾紙を携帯していたのでその大粒を採取することができた。今までに経験したことのない大きさのものであった。帰国してさっそく大雨滴の検定実験を行い、直径8mmのものであったと同定できた。図10がその写真である。左の露出時間0.8秒の方には2個の8mmの雨粒が同時に得られている。文献で知る限り直径8mmの雨粒は初めてのものである。この時の粒径分布は幅の広い分布であった¹⁴⁾。



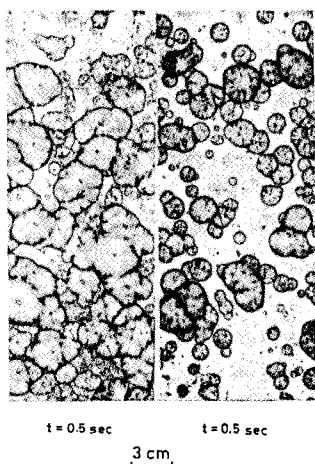


図 8 柱立の豪雨の雨粒

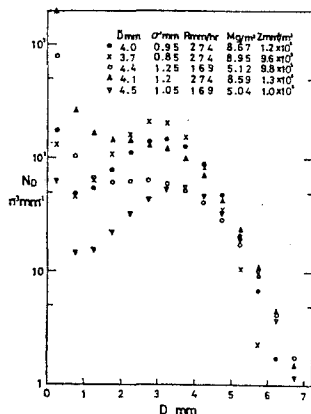


図 9 柱立の粒径分布

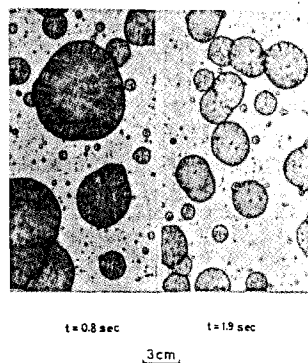


図 10 ソウルの雨粒

このように一口に豪雨と言ってもその中身の雨粒の大きさや集団形成には違いがあることが判る。その後個人的には新たな豪雨との出合に恵まれず現実の雨粒の姿から見た集中豪雨の理解は余り進展していない。雨については雨量は日常的に気象庁のみならず、防災機関や行政機関でも測られている。雨量は一粒ずつの雨粒が雨量計に飛び込んで形成したものである。雨量から逆に降り込んだ一粒毎の雨粒に戻せないか。それが可能なら世界中のいろいろなところでの豪雨の雨粒を知ることが出来る。

3. 10分雨量データからの雨粒の推定

3. 1 雨滴粒径分布式

雨のタイプによって雨粒の粒径分布が変化に富むことについて述べてきた。手持ちの雨粒のデータと文献や教科書に載っているヨーロッパやアメリカ、日本の他地点で得られた、いろいろな形の粒径分布を統一的に表現する式として、(1)式を提出した¹³⁾。

$$N_D = 6000M / \rho / \pi / D^3 / (2\pi)^{0.5} / \sigma \exp \{ -(D - \bar{D})^2 / 2\sigma^2 \} \quad (1)$$

ここで N_D : 雨粒の空間濃度 (個数 / m^3 / mm)、 M : 雲の含水量 (g / m^3)、 $\bar{D}$: 雨粒の直径、 D : 雨粒の平均直径、 σ : $\bar{D}$ のまわりの標準偏差、 ρ : 水の密度 (g / cm^3)、 $\pi = 3.1416$ 。この式を利用すると代表的な雨のパラメータである、雨量強度 R (mm / h)、レーダ反射 (mm^5 / m^3) はつぎのごとく計算される。

$$R = \int_0^{D_{max}} N_D (\pi \rho / 6) D^3 V(D) dD = 15.95M \bar{D}^{0.5} (1 - k^2 / 8) \quad (2)$$

$$Z = \int_0^{D_{max}} N_D D^5 dD = 1910M \bar{D}^3 (1 + 3k^2) \quad (3)$$

ただし、 $k = \sigma / \bar{D}$ である。 R 、 Z とともに (1) 式の変数 M 、 $\bar{D}$ 、 σ で表現されている。従って雨のパラメータがもう一つ測定値としてあれば、雨量計による R の測定値、レーダによる Z の測定値によって M 、 $\bar{D}$ 、 σ を決定することが可能である。もう一つのパラメータとして、土壌流亡などに関係が深い降雨エネルギー

ギーE (erg/cm²/hr) をあげると次のようになる。

$$E = \int_0^{D_{\max}} N_D (\pi \rho / 6) D^3 V(D) (V(D)^2 / 2) dD = 1.565 \cdot 10^5 M D^{-1.5} (1 + 0.375 k^2) \quad (4)$$

Rは簡単に測定できる。またEもマイクロフォンで雨の音を拾えば簡単に測定できるパラメータである。問題はZでこれはレーダが無いと測れない。今日ではドプラー・レーダと言って雨粒群の落下速度を直接測定できるレーダもあるが簡単に手に入るしろものではない。いずれにしても本論では個人でできる雨量予測をめざしているので雨の測定は安価で簡便でなくてはならない。そのためにはやはり雨量が一番かなっている。気象庁のみならず、建設省でも、県、市町村でも測られているし、その気になれば個人でも観測可能である。雨量データから雨粒を逆算する方法がどうしても必要である。

3. 2 雨滴粒径分布再現法

(1) レインパラメータ組み合わせ法

粒径分布 N_D は(1)式のように3つのパラメータ M , D , k で決められる。図7のデータは濾紙による瞬間サンプリングのものであった。3つのパラメータは瞬間雨量強度 R と関係がある。瞬間雨量、たとえば1秒間雨量が判れば $M-R$, $D-R$, $k-R$ 関係によって瞬間の N_D 分布を決めることができる。降雨の各瞬間の N_D が表現できれば、一雨降雨内での必要とする時間(空間)平均粒径分布はこれらの瞬間 N_D を必要な時間だけ重ね合わせることによって算出できる。たとえば雨滴の落下速度を考えると気象レーダの掃引空間の雨粒はほぼ1分で平面を通過するので、 $Z-R$ 関係を求めるには1分間平均 N_D 分布が必要である。

(i) 極値雨量強度曲線による瞬間雨量の決定

一雨の中で取られるいろいろな降雨継続時間 T での最大雨量 R_T との関係は古くから認められており、 R_T を雨量強度(mm/hr)で取ったとき T との関係を極値雨量強度曲線(R_T 曲線)と呼んでいる。曲線式はいろいろ提案されているが九州の雨によく合った²⁰⁾下記のタルボット式(Talbot, 1891, $R_T = a/(T+b)$)を採用し、瞬間雨量(1秒間雨量)を推定する。

(ii) 瞬間 N_D 分布の表現

瞬間雨量 R が推定できたので適切な $M-R$, $D-R$, $k-R$ があれば瞬間 N_D 分布はただちに決定できる。図7に見るように $M-R$ 関係はかなり相関が高く M の推定に使えるが、 $D-R$, $k-R$ は使えない。むしろ一律の関係はないものとして現実にあり得るパラメータ関係を想定し、これら3つの関係を組み合わせることによって種々の N_D 分布を作成し、適当な判定条件で最適なものを選び出すことにする。それぞれのパラメータ関係の組み合わせごとに、例えば1分 N_D 分布を求めるときは60個の瞬間 N_D 分布計算しそれらを加算平均すればよい。10分 N_D 分布であれば600個の瞬間 N_D 分布の加算平均である。 $M-R$ 関係8通り、 $D-R$ 関係7通りの計56通りの計算結果から最適 N_D 分布を決定する。

以上の方法でいろいろなタイプの雨について N_D 分布再現を試みたが結果は満足できるものであった¹⁷⁾。

(2) 複数雨粒集団モデル法

図11は雨粒を作り出す雲の模式図である。これまでの研究^{12, 31)}によると、上空の雲の中には、成長過程の異なった複数の雨粒集団があり、地上にたどりつく雨粒集団はこれらの重ね合わせであることが示されている。雲の中でもっとも高いところの雨粒集団(水タンク)1は積乱雲にみられるもので、夕立の時の大粒の雨の製造元である。タンク1ではアラレやヒョウが生成され、落下の途中で融けて平均直径がもっとも大きい雨粒集団1となる。この雨は雨量強度(単位時間あたりの雨量で雨の強さを表す)は大きいが、短時間で終了する。タンク2は粒の大きさは中くらいであるが梅雨時に見られる長続きする雨をもたらす中層雲を示し、ここではさかんに雪片が作られる。雨量強度も中くらいである。タンク3は背が低く、山間にへばり

ついて霧雨を長時間にわたってもたらず低層雲を示す。粒の平均直径はもっとも小さく、雨量強度も小さい。

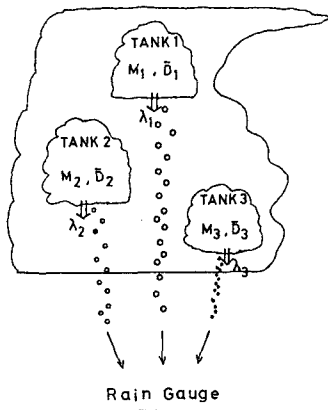


図 1 1 降雨雲モデル

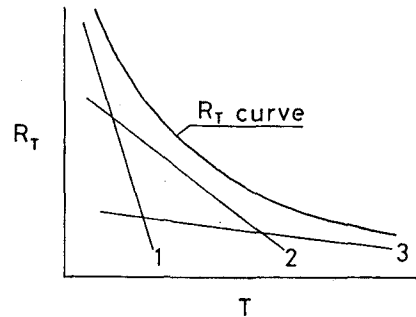


図 1 2 極値雨量強度曲線

図12に R_T 曲線を示す。横軸は雨の継続時間。縦軸は一雨の中でとられるいろいろな継続時間での雨量の極値を雨量強度 (mm/h r) で示す。例えば $T = 10$ 分であれば R_T 値は1雨の中での最大10分雨量 (mm) を6倍してmm/h r単位で表現する。今図のように R_T 曲線は別々の3個の R_T 曲線で構成されたしよう。1は雨量強度が大きく継続時間が短い雨、3は雨量強度が小さく継続時間が長い雨、2はそれぞれの中間の雨となる。つまり R_T 曲線1、2、3はそれぞれタンク1、2、3に対応することになる。そうすると R_T 曲線は雨粒の情報も含んでいることになる。 R_T 曲線のパラメータから雨粒を再現できそうである。

再現モデルの特性

(i) 図11, 12に示したように雨は3個の雨粒集団で構成される。 R_T 曲線はタルボット式 ($R_T = a/(T+b)$) で与える。 a , b はパラメータである。

(ii) 各集団はそれぞれ固有の含水量 (M)、平均直径 (D)、集団の寿命に関する減衰率 (λ) を持つ。

(iii) M はタンクからの雨粒の流出により T が大きくなるにつれて減少する。

$M = M_0 \cdot \exp(-\lambda T)$ で表現する。(ただし $M_0 = M$ の初期値)

従って各集団の持つ R_T 値などを< > で表すと、各集団について

$$\langle R_T \rangle = 15.95 \langle M_0 \rangle \exp(-\langle \lambda \rangle T) \langle D \rangle^{0.6} (1 - \langle k \rangle^2 / 8) \quad (5)$$

が成り立つ。いろいろなタイプの雨の雨粒解析の結果、(5) 式のパラメータについて次のように置き換えることができることが判った。

(i) M_0 ; (1) 式から $M_0 = \text{COF} \cdot D$ の1次関係が導かれ、

$$\text{COF} = 0.009982 (a/b)^{0.8475}$$

$$(b) = 0.1825 a^{0.4954} \text{ の領域の雨}$$

$$\text{COF} = 0.003509 (a/b)^{0.9183}$$

(上の範囲に入らない雨で雷雨が主となる)

(ii) λ はタンク毎に決められる必要がある。

$$\lambda_1 = 0.8310/b^{0.7523}$$

$$\lambda_2 = -\ln(b/(TT+b))/TT$$

$$\lambda_3 = \lambda_2^2 / \lambda_1$$

ここで T は R_T 曲線を構成する1分観雨量値 r が雨量強度で1mm以下になったときの時間 T で、降雨の寿命時間と考えられるものである。

(Ⅲ) k は一般に雨粒の採取時間が短くなると小さくなるが、一雨の中の雨粒集団では $k=0.25$ とよい。

(Ⅳ) 各集団の $\langle D \rangle$ 即ち D_1 、 D_2 、 D_3 はそれぞれ T に関して変化しないとする。以上のことから(5)式のパラメータは D のみになることが判る。

いま $R_T = \langle R_T 1 \rangle + \langle R_T 2 \rangle + \langle R_T 3 \rangle$ である。

R_T として降雨の中心部分の最大1分雨量 R_1 、最大5分雨量 R_5 、最大10分雨量 R_{10} の観測値を使うと、(5)式は D_1 、 D_2 、 D_3 についての3元連立方程式となり、各々の D は計算で求められる。 D が判ると M_0 、 λ を使って時間 T での M が決定され、(1)式で各集団の T での $\langle N_D \rangle$ すなわち $N_D 1$ 、 $N_D 2$ 、 $N_D 3$ が与えられる。これらを加算すると、時間 T における全体の N_D は

$$N_D = N_D 1 + N_D 2 + N_D 3$$

で与えられる。

16例のいろいろのタイプの降雨について雨粒再現は満足できるものであった¹⁸⁾。雨粒は雨の全ての物理量を決定する。雨量のデータは昔からあり、また世界のどこでも測られて記録がある。 R_T 曲線の a 、 b 値から N_D 分布を再現する1、2の方法によって雨量データだけから雨に関するいろいろな物理量を推定できることは雨に関するいろいろな分野にとって便利なものと思われる。

(3) ストカスティックモデル法

降雨タイプによって雨滴粒径分布は様々な形を取る。変化の要因となる物理過程として雨粒がくっつきあってより大きな雨粒に成長する併合過程と、大きくなりすぎた雨粒は落下中空気抵抗のため不安定となって分裂し小雨滴を再生産する分裂過程が考えられる。他に乾燥空気中を落下するときの蒸発や、雨粒の電気的性質による効果もあり得る。筆者¹²⁾は併合分裂過程に雨粒の落下輸送項をつけ加えて N_D 分布の垂直変化について数値実験を行った。九州の対流性降雨では $M \& P$ の指数減衰型の N_D 分布から著しく横にのびる平坦な N_D 分布が頻繁に観測されたが、筆者の実験で平坦な分布が再現された。なお(1)、(3)の方法によって(2)による雨粒再現の結果と同等のものが得られることが確かめられている。

4. 集中豪雨の $Z-R$ 関係

4.1 $Z-R$ 関係とは

気象レーダによる降水量測定のための全国的ネットワークが気象庁、建設省ともに完備されている。気象レーダの受信電力は、送信電力、送信電波のパルス幅、アンテナの有効開口面積、降雨雲までの距離、降雨雲のレーダ反射因子などで決まる。受信電力とレーダ反射因子は比例関係にある。通常送信電波の波長は降水粒子に比べ十分大きいのでレーラー散乱が成り立つ。このときレーダ反射因子 Z は(3)式で与えられる。一方降雨強度 R は(2)式で与えられる。したがって Z から R に換算するためには降雨雲の中に存在する雨粒の粒径分布 N_D がわかっていなければならない。よく経験するように N_D は雨のタイプによって著しく変化する。Marshall & Palmer はカナダの温暖前線型の雨についての N_D の観測結果から、 Z は(6)式の形で与えられるとした。

$$Z = B \cdot R^b = 200 R^{1.6} \quad (6)$$

ここで R は雨量強度(mm/h r)、 B 、 b は N_D を反映した定数、 Z の単位は mm^6/m^3 である。受信電力から Z を分離し、適切な B 、 b を与えると(2)式より R を求めることができる。以降世界各地でいろいろなタイプの雨についての N_D 観測が実施され、それぞれの B 、 b が報告された。たとえば Fujiwara¹³⁾の示すように B 、 b は雨のタイプ、降雨雲の成長過程によって実に千差万別である。これではレーダ画面に映

し出される降雨エコーの B , b は時空間的に激しく変動し、一定の B , b のもとでの雨量算定は大きな誤差を伴う。結局は各々のエコーごとの N_b が判っていないと正確な R は求めることはできない。気象庁は N_b 測定の代わりに雨量ネットワークを密にしレーダ雨量の補正を行っている。これがレーダアメダスシステムである。その後世界各地での N_b 観測結果から、いろいろなタイプの雨の平均値として $(B, b) = (200, 1.6)$ に近い数値の報告がなされた。たとえば気象庁では前橋の観測から $(B, b) = (150, 1.5)^{5)}$ 、スイスでは $(300, 1.6)^{2)}$ 、九州では前に述べたように $(195, 1.54)$ が得られた。このような背景のもとに多くの場合 $(B, b) = (200, 1.6)$ が採用されている。

防災上気象レーダがその機能を最大限に発揮するときは集中豪雨が襲来したときのはずである。レーダの画像からいち早く豪雨雲をキャッチしそれからもたらされる降雨量が予測されねばならない。1982年長崎豪雨では気象庁背振山レーダと長崎の間に旺盛な積乱雲群があったため電波は減衰し正確な長崎上空の豪雨雲を把握できなかった事実がある⁴⁾。このことは集中豪雨など局地的な激しい気象現象、その防災活動のためには市町村単位での防災レーダが必要であることを示している。

4. 2 長崎海洋気象台での豪雨の N_b 再現と $Z-R$ 関係

解析は1982年7月23-24日の長崎豪雨を対象とした。解析に必要な10分雨量データは気象庁技術報告第105号⁴⁾によった。作業はデータが報告されている長崎県を中心とする九州各県の全地点について行ったが、議論の対象としては一雨の降雨継続時間が3時間を越えた計88地点についてとした。

(1) 長崎海洋気象台における10分ごとの N_b 変動

N_b 推定は複数雨滴集団モデルに従う。推定に必要な R_T 曲線のパラメータ a , b は過去1時間内の計6個の10分雨量で決めた。アンテナのビーム幅を考えると距離によってレーダ電波の掃引空間は変わるが、レーダサイトより数10kmのところでは高度差にして500-600mである。雨粒の落下速度は直径4mmを越えると10m/secに近くなり、垂直流がないとき1分間で600m落下することになる。したがって $Z-R$ 関係を考えるとき1分間の N_b 分布が必要となる。 N_b 推定法では最大1.5, 10分雨量を必要とするのでこれらを算出する R_T 曲線は一雨の終了を待たなくても過去1時間の6個の10分雨量で決めてよい¹⁸⁾。こうして1分間 N_b 分布は降雨の降り始めから1時間経過した時点から降り終わり時点まで10分ごとにそれぞれ推定される。各時点の Z などの降雨パラメータはすべてこの N_b 分布から計算される。

長崎海洋気象台では17時から降り出した。以下時間を追って推定された N_b 分布の変動を見る。

図13; 18時、18時10分の N_b 分布。図の表示の説明は以下の通りである。

横軸; 雨粒の直径 D , mm、縦軸; 雨粒の空間濃度(N_b)の対数表示、 $1/m^3/mm$ 。T; 時刻。A, B, RR (mm/hr); R_T 曲線のパラメータ、それによる最大1分雨量。MM (g/m^3)、AD (mm), AK, ZZ (mm^6/m^3); N_b 分布(丸印)から計算された空間含水量、平均直径、AK=ADのまわりの標準偏差/AD、レーダ反射因子。M1-3, D1-3, r1-3; 図の N_b 分布を構成した各雨粒集団の N_b 分布の含水量(g/m^3)、平均直径(mm)、減衰率($\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, 1/min$)。図中右下がりの直線; Marshall&Palmerの N_b 分布(以下MP分布)で $N_b = 8000 \exp(-\alpha D)$ でこれより $Z = 200 R^{1.6}$ が導かれる。

長崎では19時以降降雨が強まるが、この時点ではまだ雨は弱い。したがって求められた N_b 分布は降雨が弱いときに合うとされるMP分布に近い。 $D < 1.5$ mmではMP分布に比べて N_b は過少であるが、もともとのMP分布の原データにもこの傾向がある。 Z が D の6乗に比例することを考えれば $D < 1.5$ mmの N_b は Z にあまり効かない。19時まで以上と似た N_b 分布で推移した。

図14; 19時20分、19時30分。

19時20分では $D = 2-4$ mmで平坦な分布になり、 $D = 1$ mmでは N_b 値が増大する九州の強い対流性降雨の分布^{8, 9)}が現れた。RR, MM, ZZは急増している。長崎ではこの時点で市街部低地での浸水が発生し、JR、市電、タクシーの運行停止が始まった。19時30分では $D = 1-4$ mmの間で N_b 分布

は盛り上がり、 $D = 2 - 4$ mm の中間領域の N_D が豊富となる集中豪雨タイプ¹⁴⁾のものになった。この傾向は 22 時 40 分まで続く。長崎では 19 時 50 分に崖崩れによる最初の犠牲者が発生した。このように N_D 分布の特徴的変動は防災の上でも重要な情報となる。

図15：20時40分、20時50分

20 時 50 分で最大 1 分雨量 RR は最高値を示した。 MM は 6 g/m^3 を越えている。気象庁の豪雨階級 (表1) の最高クラスである A 段階となった地点ではすべて $MM > 6\text{ g/m}^3$ となっていて、 MM も豪雨の重要な情報となる。19 時 20 分と 20 時 50 分を比較すると 20 時 50 分では RR , MM は増大しているにもかかわらず ZZ はむしろ小さくなっている。強い対流性降雨から豪雨に変わってもレーダ画面での明るさはむしろ弱くなることを意味している。19 時 20 分では $D \geq 5$ mm の雨粒が比較的多いのにに対し、20 時 50 分では $D = 2 - 4$ mm の雨粒が豊富なことによる。豪雨では $Z - R$ 関係が異なってくることを示唆している。

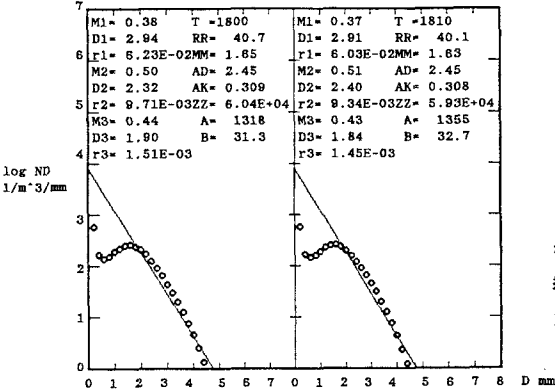


図 13
長崎豪雨時の
推定 N_D 分布
1800, 1810

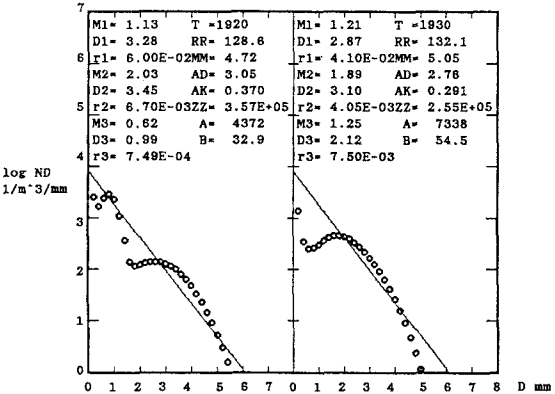


図 14
長崎豪雨時の
推定 N_D 分布
1920, 1830

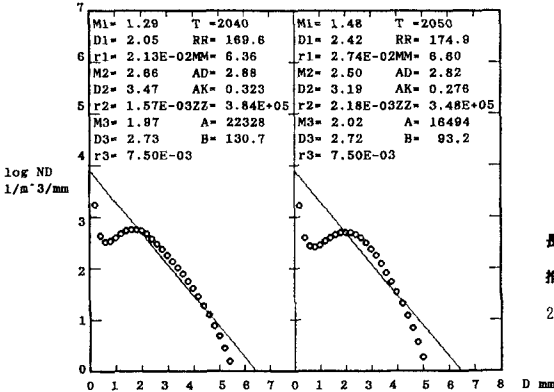


図 15
長崎豪雨時の
推定 N_D 分布
2040, 2050

CLASS	R60 mm	R180 mm
A	110	250
B	90	200
C	70	150
D	50	100
E	30	70
F	20	50

表 1 気象庁豪雨階級基準

(2) 長崎海洋気象台での $Z - R$ 関係

以上のように求められた長崎海洋気象台での降り始めから降り終わりまでの 10 分ごとの RR , ZZ より図16はそれらの関係を $Z - R$ 関係として示したものである。データ数は 41 個で $Z = 7.67 R^{1.22}$ (相関係数

数 $r = .9883$ が得られた。図中の2本の太線はM-Pの $Z = 200 R^{1.6}$ と九州の強い対流性降雨の $Z = 360 R^{1.6}$ を示している。海洋気象台ではRが50 mm/h rを越えて強くなると2本の線から右にずれている。同じZ値すなわちレーダ画面上で同じ明るさであってもRは大きな値となる。つまりレーダのZ-R関係が2本の線でセットされていた場合いずれも算定レーダ雨量は過小評価することになる。図に示しているように海洋気象台での41個のRの平均値は $\langle R \rangle = 103.7$ mmであるのに対し、MPの $Z = 200 R^{1.6}$ で算定した平均値は $\langle R \rangle = 76.9$ mm/h rで25.8%の過小評価となった。

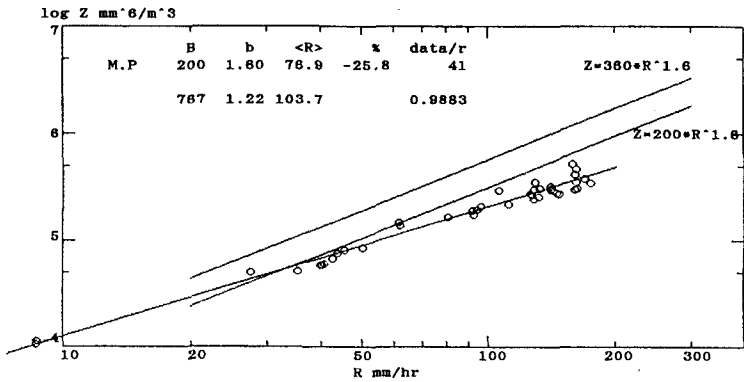


図 16
長崎での推定
Z-R関係

図17は長崎豪雨時で降雨継続時間が3時間以上となった九州各県計88地点の降雨について上と同様な解析を行い、そのうちもっとも激しく降った16地点についてのZ-R関係すべてを示したものである。これらの平均は $Z = 1540 R^{1.07}$ であった。図にはM. Pの $Z = 200 R^{1.6}$ の関係を太線で示している。図に示したように、今観測されたZ値が 10^6 mm⁶/m³であったとき、MPではRは200 mm/h rと算定されるのに対し、豪雨では420 mm/h rと算定されるケースがありうる。したがって現在よく使われている $(B, b) = (200, 1.6)$ ではレーダによる算定雨量は実際の半分程度になるケースもあることが判った。

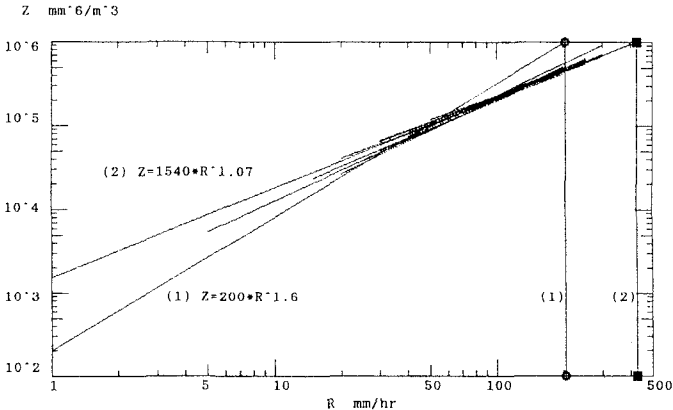


図 17
長崎豪雨時の
16地点の推定
Z-R関係

5. 10分雨量データのみに基づく短時間雨量予測法
5.1 ハイエットグラフ

R_T 曲線のパラメータ a, b が知られていて、雨量のピーク発生時を与えることができれば、雨の降り始めから降り終わりまでの時刻 (t) - 雨量 ($r(t)$) の変化曲線を描くことができる。つまり元の雨量時間記録を再現できるわけである。しかし a, b 値は一雨全体の雨量から求めた近似曲線であるため、元の細かな雨量の変動までは表現できない。

図18のように、降雨開始時刻を t_0 、終了時刻を t_e 、ピーク発生時刻を t_p とし、 $m = (t_p - t_0) / (t_e - t_0)$ と置くと、

$$r(t_p - t_0) = ab / (t_0 / m + b)^2, \quad r(t_p + t_e) = ab / \{ t_e / (1 - m) + b \}^2 \quad \text{となる。}$$

こうして再現された時間降雨曲線をハイトグラフと呼ぶ。このハイトグラフ変換の方法を使えば、図19のように、一雨の降り始めからある時点 t_i までの10分雨量のデータから一雨全体の R_T 曲線、ピーク出現時刻を推定することができれば t_i 以後のハイトグラフを描くことができる。推定ハイトグラフの時間積分により、 t_i 以後の1時間雨量、3時間雨量など短時間雨量の予測が可能である。

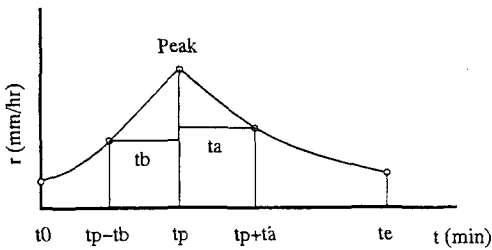


図18 ハイトグラフ

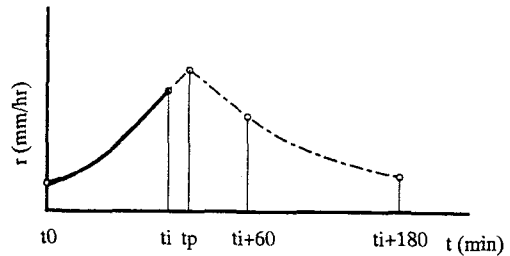


図19 予測ハイトグラフ

5.2 予測手順

(1) Step 1 / 降り始めから予測時点までの10分雨量 (r_{10}) を入力する。 r_{10} の内最大値を最大10分雨量 R_{10} とする。

(2) Step 2 / 過去1時間の6個の r_{10} から (a, b) 値を決める。また降り始めから降雨時間が1時間を経過しているときは降り始めからの全ての10分雨量 (r_{10}) を使って求めた a, b の値 a_T, b_T も別に求めておく。

(3) Step 3 / 雨粒再現の方法から (a, b) と R_{10} をもたらした上空の雲の含水量 M_{10} との関係は M_{10} 式: $M_{10} = (a / (8 + b) / 26)^{0.9616}$ で近似してよいことが得られている¹⁹⁾。(a, b) から求めたものを M_{10} とし、(a_T, b_T) から求めたものを M_{10T} とする。

(4) Step 4 / 雨の降り始めから降り終わりまでの推定継続時間 DR を計算する。ここでは R_T 曲線に於いて10分雨量の雨量強度値が10 mm/hr以下になった時を降雨終了時として、 R_T 曲線の式から導かれる

$$DR = (a \cdot b / 10)^{0.5} - b \quad (\text{min})^{22)}$$

で推定する。(a, b), (a_T, b_T) を代入して大きい方の DR を採用する。

(5) Step 5 / 予測ハイトグラフのパラメータ (a', b') の b' の決定。

細かい説明は省略するが、解析的に次のように与えてよいことが判った²²⁾。

・ M_{10} が 6 g/m^3 以上の時

$$b' = (692 - 8M_{10}^{1.040}) / (M_{10}^{1.040} - 3.846)$$

・ M_{10} が 6 g/m^3 未満の時

$$b' = \{ DR - 4C + [(4C - DR)^2 + 4(C - 1) \cdot DR^2]^{0.5} \} / (C - 1)$$

ただし、 $C=2.6M10^{1.040}$

(6) Step 6 / a' は b' 値を上の M10 式に代入することで得られる。

(7) Step 7 / ピーク 10 分雨量 (MAX R10) の設定。 a' 、 b' 値を R_7 式に代入し $T=10$ 分を与えれば得られる。

(8) Step 8 / ピーク時 t_p の決定。図 18 で $t_p - t_0 = DR$ と置けば $t_p = m \cdot DR$ となる。 m 値をいろいろ変えてみて結果的に次の Step 9 で求められる最適ハイトグラフの t_p が設定される。

(9) Step 9 / 最適ハイトグラフの判定。降雨開始から予測時点までの実際の各 $r10$ と予測ハイトグラフによる推定 10 分雨量 $r10E$ との誤差 2 乗が最小となったものを最適とする。

5. 3 長崎豪雨時での検証

表 2 長崎豪雨時の予測検証結果

上の方法で長崎豪雨時の各地点で予測検証を行った。実際の降雨のピーク出現時以前の予測は過小評価となることは避けられないが、ピーク以降での予測はほぼ満足できるものであった²²⁾。また降り止みの時点を予測することも防災上有用である。表 2 は長崎豪雨時九州各県の 127 地点での降雨について上の予測法を検証し、予測された気象庁豪雨階級と実際のそれとの比較を行ったものを示す。A クラスと予測がでた 11 ケースはすべての中した。D クラスと予測がでた場合では実際は A クラス 1、B クラス 2、C クラス 5 ケースで過小の評価であった。予測では豪雨階級に入らない場合で実際は E クラス 2、F クラス 1 ケースの見逃しがあった。また予測では F クラスであったが実際は豪雨階級に入らなかった空振り予測が 8 ケース合った。この程度の過大評価は防災上許されるとすれば本予測法は実用に耐えうるものと思われる。

		予測						
		A	B	C	D	E	F	NO
実 際 階 級	A	11	1		1			
	B				2	1		
	C				5			
	D				6	20	6	
	E				2	16	20	2
	F				1	7	4	1
	NONE						8	13

6. 降雨得点 (23, 25, 26, 28)

6. 1 降雨勢力の得点表示

どれくらいの雨が降ればどんな災害が発生するか、またその規模はどの程度のものなのかについて災害の別ごとにたくさん研究がなされてきた。たとえば気象庁の豪雨階級は一雨の中の最大 3 時間雨量と最大 1 時間雨量で決められているし、土砂災害発生の判定基準には積算雨量と直前 1 時間量がよく使われる。雨の勢いが増せば災害が発生し、それが弱くなれば降り止むというのが人間の感覚である。雨の方に雨のいろいろな特性を一まとめにした点数付けが可能であれば、身の回りで起きた過去の雨災害と降雨得点との関係を調べておけば、今降っている雨は何点で、あの時のような災害が起こりそうだとか、もう降り止むだろうなど個人で自主的に判断できる。さらに雨の短時間予測でもこの得点予測ができれば便利である。

この目的のために長崎豪雨時の九州北部、中部の 10 分雨量データベースから得られるいろいろな雨のパラメータを説明変数として主成分解析を行った。長崎豪雨では 10 分雨量から総雨量までほぼ日本記録を示したし、周辺の佐賀、福岡、熊本、大分県の弱い雨まで含めるとほとんどすべてのタイプの雨の特性を吸収できると考えた。解析にはこれらの地域の代表の 55 地点でそれぞれもっとも降雨が激しかった一雨の連続

10分雨量データが使われた。説明変数となる雨のパラメータはいろいろの試行の結果、雨粒を表現でき、且つ任意の雨量継続時間での最大雨量値を表現できるタルボット式のパラメータ a、b から計算できるもの10個とした。

- (1) 最大10分雨量値。 $R10 = a / (10 + b) / 6 \text{ mm}$
- (2) 最大30分雨量値。 $R30 = a / (30 + b) / 2 \text{ mm}$
- (3) 最大1時間雨量値。 $R1 = a / (60 + b) \text{ mm}$
- (4) 最大3時間雨量値。 $R3 = a / (180 + b) \cdot 3 \text{ mm}$
- (5) a 値。
- (6) b 値。
- (7) a/b 値。瞬間雨量値。 $R0 = a / b \text{ mm/hr}$
- (8) M10; R10をもたらす含水量値¹⁷⁾。
 $M10 = (a / (8 + b) / 26)^{0.9616} \text{ gram/m}^3$
- (9) 降雨継続時間²²⁾。 $DR = (ab / 10)^{0.5} - b \text{ min}$
- (10) a・b値。物理的イメージははっきりしないが、100年確率等の大雨では a、b 値とも大きくなり降雨の勢力を示すパラメータとなりうると考える。

解析には55地点の降雨開始後1時間目から10分毎に更新される a、b 値とそれから決まる8個のパラメータ計10個の説明変数を一組とするデータの総計2157個が使用された。結果は表3のとおりである。

主成分	1	2		
固有値	7.353	1.832		
寄与率	73.5 %	18.3 %		
累積	73.5 %	91.8 %		
要素 Xn	固有ベクトル <EV>n		平均 <Xn>	分散 Var<Xn>
X1 R10, mm	0.906	-0.536	7.76	32.31
X2 R30, mm	0.968	-0.322	17.22	185.6
X3 R1, mm	0.992	-0.160	25.54	473.2
X4 R3, mm	1.000	-0.071	39.32	1442
X5 a	0.971	0.322	3442	$1.578 \cdot 10^7$
X6 b	0.513	1.000	59.10	2162
X7 a/b, mm/hr	0.566	-0.726	60.78	3719
X8 M10, g/m ³	0.892	-0.568	1.805	1.571
X9 DR, min	0.939	0.433	75.92	6633
X10 a・b	0.770	0.724	322505	$4.589 \cdot 10^{11}$

表3
主成分解析結果

寄与率は固有値(Eigenvalue)が示すとおり第2主成分までで91.8%で、第1主成分だけで73.5%を占めている。第1主成分の固有ベクトルが示すように10個の説明変数とも正の値で、全変数で降雨の勢いを表現していることがわかる。なかでもR1、R3、aの値が大きく降雨の勢いの流れを引っ張り、b、a/bの値は小さくて全体の流れのブレーキ役をしている。このことは第2主成分の軸で明瞭に現れ、bは正の最大値1を示し、a/bは負の最大値を示している。なお各説明変数の全体の平均値は表のとおりである。

第1主成分得点を降雨得点P1、第2主成分得点を降雨得点P2と定義すると降雨得点P1、P2はそれぞれ次式のなかで<Ev>nを変えることによって求まる。

$$P1 = 2.894 \cdot \frac{\sum (X_n - \langle X_n \rangle)}{\text{Var} \langle X_n \rangle} \cdot \langle E_v \rangle n, \quad P2 = 9.046 \cdot \frac{\sum (X_n - \langle X_n \rangle)}{\text{Var} \langle X_n \rangle} \cdot \langle E_v \rangle n$$

$$n=1$$

n=1

長崎豪雨時において、各地点の (a、b) から求められる (P1、P2) の分布を直角座標で見ると、横軸の P1 = -25 点付近を中心とし正の方向に扇状に散布している。P1 が大きくなると、縦軸の P2 は大きな正の値をとる場合と、逆に大きな負の値をとる場合とに別れている。P2 の正の主役は b 値、負の主役は a/b 値である。普通、対流性 (シャワー性) の雨では b は小さく、地雨では b は大きい。また a/b 値は瞬間雨量強度を示す。従ってこの図での第 1 象限の雨 (p2 > 0) は長雨型、第 4 象限 (p2 < 0) の雨は強い短時間雨量のタイプと分類することができる。

上記の P1、P2 は 10 分間雨量データベースで決められるものである。既往の豪雨資料では最大 1 時間雨量 (R1、mm)、最大 3 時間雨量 (R3、mm) が記載されているのみである。個々の豪雨の 10 分雨量を調査することによって正確な P1、P2 を求めるのが理想であるが膨大な作業を要する。長崎豪雨時の解析中に 2157 個の (a、b) データについて、R1、R3、P1、P3 の相関関係を別に求めている。これらの関係から P1、P2 はそれぞれ R1、R3 によって次のように表現できる。

$$P1 = 0.0954 R1 + 0.4406 R3 - 19.76 \quad (r_{P1, R1R3} = 0.9878)$$

$$P2 = -4.398 R1 + 2.569 R3 - 11.31 \quad (r_{P2, R1R3} = 0.9045)$$

本章では上式によって P1、P2 を計算する。

6. 2 降雨得点と水災害規模

(P1、P2) と水災害の関係を既往の豪雨ごとに解析すると、災害の特徴は地域によって異なるが、人的被害を起こしうる降雨得点として P1 = 20 点が目安となることが判った。そこで水災害ごとに (P1、P2) と災害規模との重相関関係を求めてみた。(P1、P2) のランクごとに求めた回帰式を使うと図 20 のようになった。(P1、P2) は (R1、R3) から計算されているので気象庁豪雨階級基準 (図中 A-F) と比較しやすいように推定災害量は規模の大きさごとに○印を変えて (R1、R3) 平面で示されている。

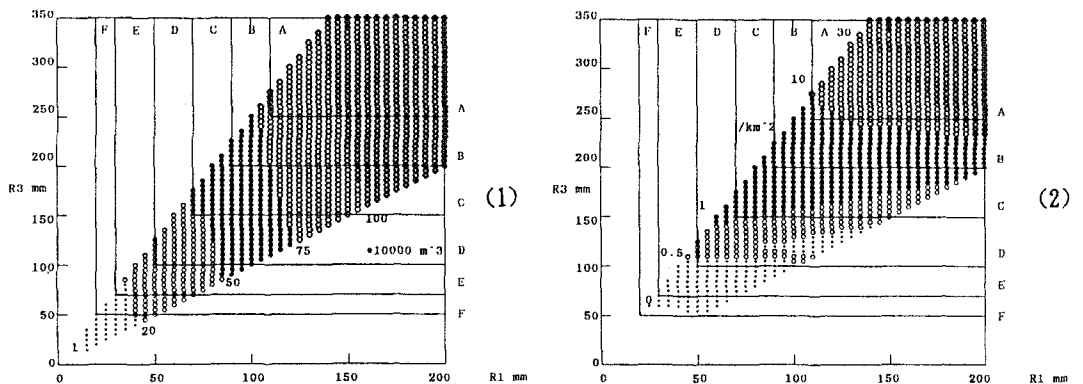


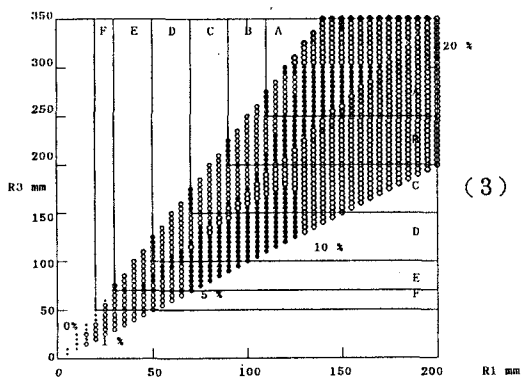
図 20 (1) 雲仙土石流(10⁴m³)

データ数 19 / 1991-1992

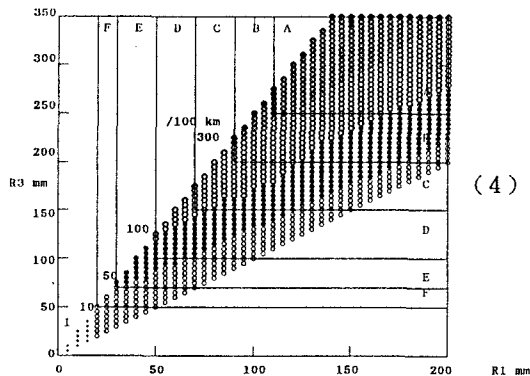
r = 0.9431

(2) 山崖崩れ(ヶ所/km²)

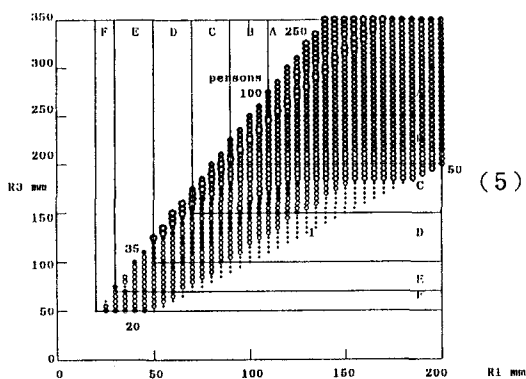
データ数 109 / 西九州豪雨(1967), 長崎豪雨(1982)、島根豪雨(1983), r = 0.9497



(3)



(4)



(5)

(3) 浸水率 (%)

データ数48 / 中国豪雨(1972)

$r = 0.7619$ (浸水率 $> 1\%$)

(4) 道路遮断率 (ヶ所/100km)

データ数92 / 中国豪雨(1972)

$r = 0.8619$ (遮断率 > 10)

(5) 県内死者発生数 (人)

データ数51 / 1953-1983年県内死者発生数10名以上の豪雨

$r = 0.6326$

6. 3 短時間雨量予測法による水災害発生予測例

図21は長崎豪雨時での長崎海洋気象台における10分雨量に基づく豪雨災害発生予測の例である。図21、a-dの横軸は時刻、縦軸は左に10分雨量(mm)、右に降雨得点の目盛りをとっている。10分雨量は棒グラフで、降雨得点P1、P2はそれぞれ#、□で示している。上欄は、左からT=現在時刻(予測時点)、RS=降り始めからの積算雨量(mm)、a、b=降り始めからTまでの10分雨量から決められたタルボット式のパラメータ、M10=a、bから計算される最大10分雨量をもたらしした上空含水量(g/m^3)、P1、P2=時刻Tでの降雨得点値で、a、bから決まる10個の説明変数から直接計算されたもの、R1、R3=降り始めから時刻Tまでの最大1時間雨量、最大3時間雨量、R1A、R3A=時刻T以降に実際ににもたらされた今後1時間雨量(mm)、今後3時間雨量(mm)、R1E、R3E=予測ハイトグラフ(黒丸印)による今後1時間雨量、3時間雨量の予測値(mm)である。図中の記号はそれぞれ、DEB=雲仙土石流($10^4 m^3$)、SLF=山崖崩れ数(ヶ所/ km^2)、FLD=浸水率(%), ROD=道路不通発生数(ヶ所/100km)、DED=死者発生数(人)で、SはR1、R3から求められた時刻Tでの災害量、SFはR1E、R3Eから求められる今後3時間以内に起こると予測される災害量である。

(1) 19時00分(図21a)

1982年7月23日長崎豪雨では、繁華街に近い長崎海洋気象台の雨量記録によると17時頃から降り始

めた雨はいったん18時には降り止んでいる。解析では18時を降り始めとする。我々の雨量予測法では10分雨量が6個になって予測が開始されるので、初めての予測ができるのは19時の時点である。19時での予測は、先行雨量が微弱のため予測のR1E、R3Eとも実際の今後雨量に較べて著しく小さい。しかしSFに示されているように予測雨量に基づく浸水は3.31%、道路遮断は25.3ヶ所/100kmとなっている。実際に19時10分にはJR長崎駅で浸水のため始発寝台特急が発車できなくなり、19時20分にはタクシー、19時30分には市電が道路浸水のため立ち往生している。また国道34号バイパスでは土砂崩れのため道路不通箇所が発生した。

(2)19時10分 (図21b)

予測雨量がより大きく更新されたため、予測のDEB、FLD、RODは数値が増大し、SLF=0.25ヶ所/km²、DED=33.4人と予測された。実際には19時50分に市内戸石町で初めて崖崩れが発生し7人の死者がでた。予測雨量そのものは実際に較べてまだ少ない。

(3)20時00分 (図21c)

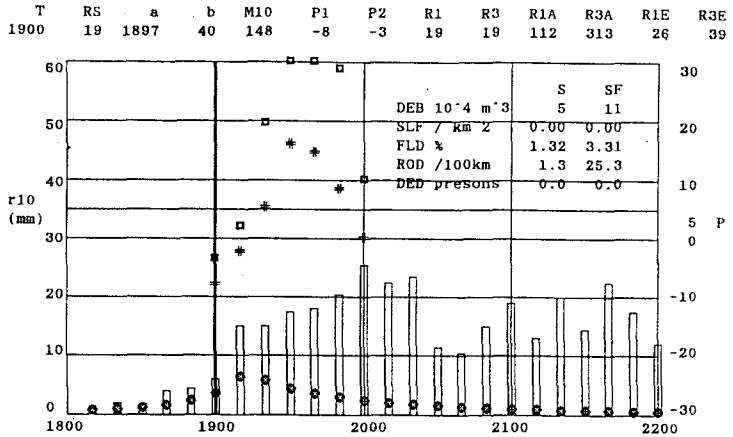


図21
a

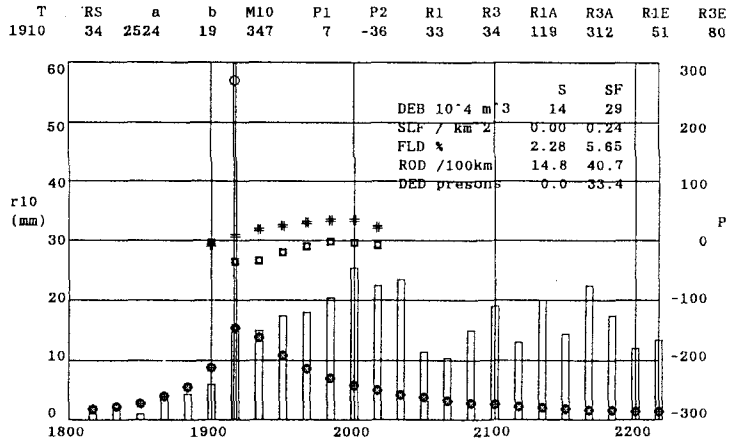


図21
b

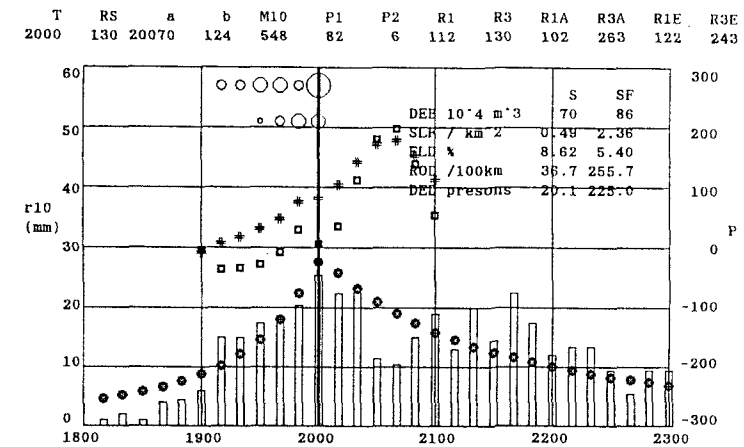


図21
c

図21 短時間雨量予測と災害予測

実際のピーク10分雨量が現れた時刻で、予測雨量は実際の値に近くなった。本雨量予測法では多くの場合降雨がピークになった時点での予測はほぼ満足できる。S、SFの数値では、この時点で浸水は $S=8.62\%$ 、 $SF=5.40\%$ で実際の浦上川流域(38.11km²)での平均値4.9%、中島川流域(17.48km²)の平均値

4.9%に近い値となっている。道路遮断では $SF=255.7$ ヶ所/100kmとなったが、この時刻に不通となった主要地方道野母崎一宿線30kmで86ヶ所の、すなはち100kmあたり287ヶ所の値に近い。死者は $SF=225.0$ 人となったが実際の299人に近い。

(4)23時50分(図21d)

降雨終了まじかでの結果である。コンピュータは降雨終了間近を判断して、予測ハイトグラフは最後の降雨雲による降雨に合うもので表現されている。S値は一雨全体での最終の推定値と言える。山崖崩れ $SLF=20.21$ ヶ所/km²は実際のの長崎地域での平均値26.7ヶ所/km²に近い。道路遮断 $ROD=506.4$ ヶ所/100kmは、実際に野母崎一宿線内の茂木一ヶ所間で7kmあたり33ヶ所発生し、これは100kmあたり471ヶ所となるので不自然な値ではない。浸水FLD、死者DEDは実際の値に近い。

7. あとがき

現在以上に述べた方法とタンクモデルとを組み合わせ、ダム水門の開閉タイミング、浸水害予測などに取り組んでいる。宇部市の浸水予測実験²⁸⁾の概要は次のとおりである。宇部市では1979-1995年の間の顕著大雨17例の内8例の雨で浸水が発生した。豪雨階級による判断ではFランク以上だと宇部市では必ず床下浸水が起きている。例外として1980年7月9日はFランク以下であるが浸水が起きている。また降雨得点による浸水値が3%以上になったら宇部市では床下浸水が起きていた。それぞれ浸水予測のための判断基準となり得る。またこれらとは別に、宇部市低地部の浸水発生予測のために直列貯留型タンクモデルと降り始めからの10分雨量データのみによる短時間雨量予測法(r10法)を組み合わせた方式で予測実験を行った。基準水位となりうるデータが皆無であったので、タンク内の貯留水位により浸水の発生と非発生を明瞭に区分できるものを宇部市のタンクパラメータとした。発生限界水位は $D=3.5$ mであった。r10法を用いて今後の雨量予測値をタンクに投入し浸水予測を行った結果、実際の浸水発生より数10分から1時間程度早い予測が可能であった。タンクモデルとの組み合わせの方式は防災上有用であると思われる。

参考文献

- 1) Fujiwara, M., 1965: Raindrop-size distribution from individual storms. Jour. Atom. Sci, 22, 585-590
- 2) Joss, J. and Waldvogel, A., 1970: Raindrop size distribution and doppler velocities., 14th Radar Meteor. Conf., Amer. Meteor. Soc., 133-138
- 3) 建設省中国地方建設局, 1974: 昭和47年7月豪雨災害誌, 1393p

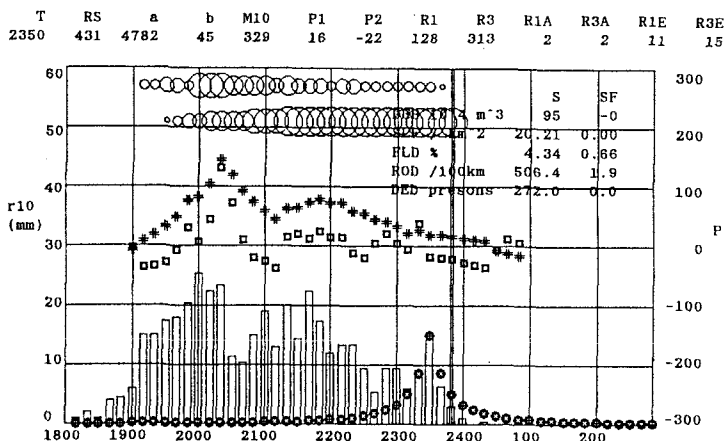


図 21
d

- 4) 気象庁, 1984: 昭和57年7月豪雨調査報告、気象庁技術報告105, 167p
- 5) 小平信彦、立平良三、1972: 気象レーダ特集号、気象研究ノート、112, 1-171
- 6) Komabayashi, M. et al, 1964: Life Time of Water Drops before Breaking and Size Distribution of Fragment Droplets. Jour. Met. Soc. Japan, 42, 330-340
- 7) Marshall, J. S. and Palmer, W. M., 1948: The distribution of raindrops with size. Jour. of Met., 5, 165
- 8) 塩月善晴, 他, 1971: レーダ雨量に関する研究, 山口大学工学部研究報告, 第22巻, 1号, 27-36
- 9) 塩月善晴, 1971: 対流性降雨のレーダ気象学的研究、山口大学農学部学術報告、第22巻, 215-284
- 10) Shiotsuki, Y., et al, 1972: Some Analytical Studies of the Heavy Rainfalls in Kyushu, 山口大学工学部研究報告, 第22巻, 3号, 243-252
- 11) Shiotsuki, Y., 1973: The Drop-size Distributions in Well-developed Convective Rainclouds : Part 1, Tech. Rep. Yamaguchi University, Vol. 1, No. 2, 209-230: Part 2, Ibid, 231-244: Part 3, Ibid, 245-259
- 12) Shiotsuki, Y., 1974: On the flat size distribution of drops from convective rainclouds., Jour. Met. Soc. Japan, 52, 42-60
- 13) Shiotsuki, Y., 1975: An Equation for Size Distribution of Precipitation Elements Based on the normal Distribution of Liquid Water Content, Ibid, 53, 1, 75-86
- 14) Shiotsuki, Y., 1976: An Estimation of Drop-size Distribution in the Severe rainfall, Ibid, 54, 259-263
- 15) Shiotsuki, Y., 1977: A Simple Method to Determine the Size Distribution of Rain Drops and the Rain Type, Jour. Korean Met. Soc., Vol. 13, No. 1, 23-29
- 16) Shiotsuki, Y., 1979: Instant Shape of Raindrop Size Distribution and Its Rainparameter Relations in the Convective Rainfall, Ibid, Ser. VII, Vol. 6, No. 1, 69-78
- 17) 塩月善晴, 1981: 極値雨量強度曲線から推定した雨滴粒度分布, 天気, 28, 291-299
- 18) 塩月善晴, 1985: 複数雨滴集団モデルによる極値雨量強度曲線からの雨滴粒度分布の再現, 天気, 32, 553-563
- 19) 塩月善晴, 1986: 10分雨量データのみによる豪雨の検知と短時間最大雨量の予想, 天気, 33, 585-592
- 20) 塩月善晴, 他, 1987: 土砂災害を起こす豪雨の予報について, 土木学会論文集, 381, II-7, 83-90
- 21) Shiotsuki, Y., et al, 1987: The Talbot Type Formula and N_b Distribution, Tech. Rep. Yamaguchi Univ. Vol. 4, No. 1, 77-93
- 22) 塩月善晴, 1989: ハイエトグラフを利用した短時間雨量予測の試み, 天気, 36, 449-459
- 23) Shiotsuki, Y., et al, 1993: Rain Score and Debris Flow Occurrence Criterion in Case of Mizunashi River, Shimabara, Tech. Rep. Yamaguchi Univ. Vol. 5, No. 2, 51-59
- 24) Shiotsuki, Y., et al, 1993: Prediction of Debris Flow Occurrence in Mizunashi River with 1-3 Hour Rainfall Amount Forecast, Ibid, 61-70
- 25) 塩月善晴, 1994: 降雨得点と雨災害について、日本気象学会九州支部講演会要旨集, 17-20.
- 26) 塩月善晴, 他, 1994: 集中豪雨の降雨得点と死者発生数について, 山口大学工学部研究報告, 第44巻, 2号
- 27) 塩月善晴, 他, 1995: 集中豪雨のZ-R関係, 山口大学工学部研究報告, 第45巻, 1号, 51-61
- 28) 塩月善晴, 他, 1996: タンクモデルによる宇部市の浸水予測実験, 山口大学工学部研究報告, 第46巻, 1号
- 29) Srivastava, R. C., 1971: Size Distribution of Raindrops Generated by Their Breakup and coalescence. Jour. Atmos. Sci., 28, 410-415
- 30) 武田京一・塩月善晴, 1970: レーダで見た対流性降雨雲の垂直構造, 天気, 17, 491-498
- 31) Takeda, T., et al., 1976: A case study of heavy rain in Owase area., Jour. Met. Soc. Japan, 54, 32-41
- 32) Talbot, A. N., 1891: Rate of maximum rainfall., Technograph No. 5, Univ. of Illinois