

流域齊水論序説

塩月 善晴(社会建設工学科)

Preliminary Remarks on Basin Water Uniformitarianism

Yoshiharu Shiotsuki (Dept.of Civil Eng.)

It is well known that the basin plays characteristic roles in the transport of global scale hydro-cycle water with the orographic effect in cloud water – rain process and with the surface environmental effects in rain – runoff process. The basin quickens the relaying speed of cycle water transport when the excess water brought, or slows down it to keep the base flow in drought. It seems the basin has his own autonomous law in controlling his water. The Normal Basin Hydro-cycle Rate, S_y , is introduced as his own law in this paper. This paper shows that both of the rain(R)~runoff(Q) analysis and the cloud water(CW)~rain(R) analysis can be performed by use of S_y . The present method is far easier as compared with Tank Model, performed by numerous try and error works to find its structure and parameters. It is also shown that 1 hour unit CW ~ R analysis based on S_y is just a 1hr rain forecast work. Some examples show that the present S_y promises an easy 1hr rain forecasting method.

Key Words: Basin Hydro-Cycle rate, Runoff analysis, Rainfall analysis and prediction.

はじめに

いろいろな流出解析の例で見られるように、流域は降雨が過大であるときは流域で保有できる水分量の余裕がなくなり流出を早める。日照りが続く時、流域はできるだけ水を抱え込み流出を遅らせているように見える。このように流出過程は著しい非線形過程となり、大きな水循環の中で流域は全体の循環速度に歩調をあわせるため自己調節作用を行っているように見える。このような自己調節作用を流域は何を基準にして行っているのだろうか。

我々の日常生活においても、暑い日や運動した後には体を冷やすために水分補給を行っている。冷たい水は直接体を冷やし、さらに体内に吸収された水分は毛根から発散することで潜熱によりさらに冷却し平均体温を保つことになる。我々の体は体温を基準にして自己の水分調節していることになる。流域もまた流域内に流れる水を見ながら我々の体温に相当する物理的物差しによって流域全体の水の流れを調節しているに違いない。

1. 流域水循環の成立

我々の身のまわりで見る流れはふつう始め、途中、終わりの過程をもつ非可逆流れである。逆流させるにはエネルギー投入が必要である。ところが始め、終わりのない流れが、すなわち絶える事のない不死の流れが我々の身近に存在する。水の循環である。

地球の70%は海洋である。太陽エネルギーにより蒸発が起こる。大気は水蒸気を受け入れる能力があり、許容限度を越えると水蒸気を凝結させ雲の形に変化させる。雲は雲粒を胎内で成長させ雪や雨として地上に戻る。降水は流域を潤し、河川を伝って海に戻る。

流れがよどみなく流れうるには環境が新たな流れを受け入れる余地を持っているからである。排水があってはじめて次の循環資源水を受け入れることができる。自然流域は地球規模の大きな水循環の中で次々に輸送されてくる循環水を受け入れるために、全体の水循

環の速度に合わせた排水を積極的に行っていることになる。流域は雲水分からは降雨を、降雨から流出を流域固有の特性に基づいて独特に排出を行っている。

流域における降雨—流出過程での排水を考えてみる。流域の水の動きは大きな水循環の下での定常流であるとする。いま簡単な場合として流域水が流下する間に蒸発や浸透などによる損失はないものとする。流域下流端の河川地点の高度を T_0 とする。上流部の各地点の高度を T_1, T_2, \dots, T_n とする。 T_1, \dots, T_n の地点の水はそこをながれている小河川に流量 Q_1, Q_2, \dots, Q_n で流れ込んでいるとする。 Q_1, \dots, Q_n の水が T_0 に到達する経路、所要時間はさまざまであろう。 T_0 での流量は $(Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n)$ である。各地点の流量 Q を各地点の高度 T で除した Q/T を流域水を持つ新たな物理量として考える。地点 T_1, T_2, \dots, T_n でのそれらは $Q_1/T_1, Q_2/T_2, \dots, Q_n/T_n$ となり、これらは小河川により上流部から牽かれ、その総量は

$$- (Q_1/T_1 + Q_2/T_2 + \dots + Q_n/T_n)$$

となる。また下流河川地点に集まった水のもつ新物理量は

$$(Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n) / T_0$$

となる。

したがって下流地点 T_0 までの流域全体の水のもつ新物理量の正味の総計は

$$\begin{aligned} & - (Q_1/T_1 + Q_2/T_2 + \dots + Q_n/T_n) \\ & + (Q_1 + Q_2 + \dots + Q_n) / T_0 \\ = & Q_1(1/T_0 - 1/T_1) + Q_2(1/T_0 - 1/T_2) \\ & + \dots + Q_n(1/T_0 - 1/T_n) > 0 \end{aligned}$$

となり、流域水が下流へ流れ下る間に流域水には必ず正となる物理量が負荷される。 Q_1, \dots, Q_n は排水量そのものであり、これらに乗ぜられる高度項はそれぞれ $(T_1 - T_0), \dots, (T_n - T_0)$ の落差を含んでいる。落差が大きいことは流域水を持つ運動エネルギーが大きく、流域排水効果をはじめとして流れによるさまざまな効果が大きいことを示す。この正の物理量によって流域水の排水能力の大きさを表現できる。

物理量 Q/T の次元は Q を mm/単位時間とすれば 1/単位時間となり、流出解析に用いら

れるタンクモデルでの流出率や浸透率の次元と同じとなり、流域水の排出能力を示す。また Q を流量 m^3 /単位時間でとれば物理量 Q/T の次元は拡散係数のそれと同じであるので、排水されて次の循環水に備えた流域での水の動きやすさをも表現している。このことから流域における各地点の流量 Q をそこでの高度 T で除した物理量 Q/T で流域水の循環の能力の度合いを示す水循環能と呼んでもよいであろう。

河川の排水の働きがあって、これにより流域はつねに新しい循環水導入を可能にし、流域水循環の成立と維持に寄与している。

2. 水循環能の定義

2-1. 流域水循環能の定義

刻々と変動する気象環境により、過剰な降雨による河川流量急増があったり、寡少な降雨のため蒸発が卓越したりして流域水の動きはさまざまな表情を示す。

流域に降った雨は一部は蒸発(E)や地下水帯下部からさらに下へ浸透して流域表面に現れない成分(G)を除き、一部は表面貯留・地下水貯留(W)になるが、最終的には直接流出(Q)と一緒に海へ流れ去る。流域の断面図で単位時間当たりの流域水の動きを考えてみる。流域上流入口(高度 T_1)で流入 Q_1 があり、下流出口(高度 T_2)で流出 Q_2 であるとする。流域全域に高度(T_r)に於いて降雨 R がもう一つの流入として補給されたとする。また流域全域で蒸発 E があり、その高度を T_e とする。 G の高度は流出口の高度と同じとする。流出 Q と同じように他の水文成分(R, E, G)についてもその高度で割り算した、 $R/T_r, E/T_e, G/T_2$ をそれぞれの水文量の持つ水循環能とする。

流域には大きな水循環に即した流域固有の基本的な水循環能 S があるとすると、任意の時刻における流域全体の循環能は S と各水文量の循環能の和で与えられる。これは流域下流末端の水循環能に等しいので(1)式が成立する。

$$\frac{Q_1}{T_1} + \frac{R}{T_r} - \frac{E}{T_e} + S = \frac{Q_2 + G}{T_2} \quad (1)$$

一方、水収支による単位時間当たりの流域貯留変化量 ΔW は(2)式で与えられる。

$$\Delta W = Q_1 + R - E - Q_2 - G \quad (2)$$

(1),(2)式より Q_2 を消去すると、水循環能 S は(3)式となる。

$$S = Q_1 \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_1} \right) + R \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_r} \right) - E \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_e} \right) - \frac{\Delta W}{T_2} \quad (3)$$

2-2. 基準水循環能の定義

ある流域での年降雨量、年蒸発量をそれぞれ R_y, E_y (mm/yr) とする。1水年では地域貯留変化量 ΔW は0と置けるので、(3)式より、1水年の流域水循環能は次式で与えられる。なお高度 T_r, T_e は便宜的に流域平均高度 $T_m = (T_1 + T_2)/2$ で与える。また流域最上流端での流量は $Q_1 = 0$ である。

$$S_y = (R_y - E_y) \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_m} \right) \quad (4)$$

R_y, E_y を長年の平均値で取ると、 S_y は当該流域の水の循環能力の基準値となる。 S_y は流域の地上での降雨と蒸発で決められたが、地上での水循環は上空での水循環とも連結しているので、流域上空での雲水分-降雨の排水過程でも同じ大きさの循環能に縛られているはずである。すなわち流域上空の排水過程でも流域固有の働きが及んでいる。したがって S_y は水循環のどの過程でも普遍的な流域固有の基準水循環能 (Normal Basin Hydro-Cycle Rate, NBHR) と呼ぶ。

日平均流域基準循環能 mSy (mm/day/m) は

$$mSy = Sy/365 \quad (5)$$

となる。

mSy を日単位での (3) 式の S として採用すると、

$$\frac{\Delta W}{T2} = (R - E) \left(\frac{1}{T2} - \frac{1}{Tm} \right) - mSy$$

したがって

$$\Delta W = (R - E) \left(1 - \frac{T2}{Tm} \right) - T2mSy \quad (6)$$

となる。

日単位の ΔW が上のように推定できるので、これを水収支式 (2) に代入すると、

$$Q2 = \frac{T2}{Tm} (R - E) - G + T2mSy \quad (7)$$

となり、流域出口での日流量 $Q2$ (mm/day) は毎日の E, G を何らかの方法で与えてやれば、毎日の降雨 R から簡単に求めることができる。

3. 流域基準水循環能による流出解析

降雨－流出の変換作業を流出解析と呼ぶ。降雨は着地すると直ちに河川に流れ込むのではなく、しばらく流域に滞留し流域の水環境との相互作用を経て河川に向かう。すなわち流出は降雨に直接応じた線形過程ではなく、流域貯留変化 ΔW に応じる非線形過程を呈することになる。

流域には安定状態の流域排水度があって、流域は日ごとに変動する流域排水度をこれに近づける努力をしていると考えられる。すなわち流域の基準水循環能を日単位に換算したものの、すなわち (5) 式の日平均基準水循環能 mSy がこの役目を担っているであろう。このことにより以下のように簡単に流出解析が

可能である。

3-1. その日の ΔW のみにより $Q2$ を算出する場合

(6) 式にその日の R, E を与えるとその日の ΔW が決まり、(7) 式でその日の G を与えると $Q2$ が計算される。その日の ΔW はその日のうちに 100% 流出に貢献するわけではなく、数日間に渡って流出に消費されるのが普通である。したがって当日の ΔW はその日の ΔW だけでは決まらず過去の ΔW の履歴を含んでいる。すなわち過去の流域貯留の効果のある非線形過程となっている。ここではその日の ΔW のみはその日の流出に貢献するとするとして計算してみる。

流域基準水循環能 Sy は次のようにして求めた。

(i) 西南日本の流域を対象とすることで $Ry=2000\text{mm/yr}$ 、 $Ey=300\text{mm/hr}$ とする。これらより (4)、(5) 式で Sy, mSy が決まる。

(ii) 流出係数 f はタンクモデル解析で得た各流域での数値を参考にして 0.8 で与える。したがって年流出量 $Qy=fRy$ となる。

(iii) 1 水年の ΔW は 0 なので、(2) 式より年浸透量 $Gy=Ry-Qy-Ey$ となる。

(iv) 日単位の E, G は次のように便宜的に一定値で与える。

$$E = Ey/365 \quad \text{mm/day}$$

$$G = Gy/365 \quad \text{mm/day}$$

(v) 日単位での ΔW は (6) 式による。この時高度は海拔高度で与える。

(7) 式第 1 項の係数 $T2/Tm$ は流出係数に相当する。流出係数は降雨によって大きく異なることが知られている。(4) 式の基準水循環能 Sy を決めるときには高度 T は海拔高度で

与えているが、いくつかの流域についての試行解析の結果、実際の毎日の流量を計算する場合、(7)式の T_2, T_m などの高度 T は ΔW によって次のように補正すればよいことが判った。 Z_0 は補正高度である。 Z_0 を海拔高度に加えることにより T_1, T_2, T_m を与えた。

$$\Delta W \geq 60 \text{ mm/day のとき } Z_0 = 235 \text{ m}$$

$$60 > \Delta W \geq 30 \text{ mm/day のとき } Z_0 = 25 \text{ m}$$

$$30 > \Delta W \geq 0 \text{ mm/day のとき } Z_0 = 0 \text{ m}$$

$$0 \text{ mm/day} > \Delta W \text{ のとき } Z_0 = -H_2/5 \text{ m}$$

ただし H_2 は流域出口の海拔高度。

高度補正を施す必要があることは流出現象が非線形過程であることを示している。すなわち上のごとく ΔW が大きいほど Z_0 は高く、流出係数に相当する T_2/T_m は大きくなる。タンクモデルは非線形過程を直接表現するものとして開発された。基準水循環能に基づく流出解析においても ΔW に関する非線形効果を組み入れることにより精度が向上することは次節に述べられる。

(vi) 解析例

厚東川ダムの日流入量試験解析

山口県二級河川厚東川水系上流部はカルスト台地でしめられ下流は宇部市西部を通過して瀬戸内海行きに流れ込む。宇部市北部に湛水面積 2.49 km^2 の多目的用厚東川ダムがある。ダムより上流側の流域面積は 324 km^2 である。ダム入り口を流域出口とすると、海拔高度で $H_1 = 300 \text{ m}$ 、 $H_2 = 50 \text{ m}$ である。日単位での降雨量→ダム流入量雨量の解析を多雨年であった 1993 年について行った。

図 1 には併行して行ったタンクモデルによる流出解析で使われたタンク構造とタンクパラメータが示されている。タンク右の流出口には流出口のタンク底面からの高さ(mm 単

位)と流出率が書かれている。タンク底面の浸透口には浸透率が書かれている。流出率と浸透率の単位は $1/\text{day}$ である。図のように降雨 R と蒸発 E は一番目の A タンクから出入りするようにしている。

図 2a,b はこの流域での予備的試行の結果である。図 2a に示される RS は日降雨量の合計すなわち年降水量 mm 、 QS は観測流量の合計すなわち年流出量 mm 、 ES はタンクモデルのための有効な蒸発値決めるための係数 $ER = 0.35$ に基づく日蒸発量の 1 年間の合計値 mm 、 ZDS は上から 4 番目の最下段のタンクからの浸透量の 1 年間の合計値 mm 、 V は 1 年の最後の日に 4 個のタンク内に残っている水量の合計値 mm 、 QtS はタンクモデルで計算された年流出量 mm である。計算値の適合度は $\langle \text{tank anal} \rangle$ 欄に示した。 r は相関係数、 mQ は観測流量の日平均値 mm/day 、 mQt は計算流量の日平均値 mm/day 、 $RMSE$ は標準誤差である。

計算された 1 年間の総流出量 $QeS = 1743 \text{ mm/yr}$ は実測の $QS = 2119 \text{ mm/yr}$ に較べ過少であるが、 50 mm/day を越える日流量ではタンクモデルよりもよく表現されている。相関係数 $re = 0.8251$ はタンクモデル解析での $rt = 0.8823$ には及ばないが、かなり良好であり、小さい流量、すなわち基底流量をよりよく表現できれば、基準水循環能に基づく流出解析は見込みのあるものであることが伺える。

図 2b は 1 年のうちの多降雨期である 6 月から 9 月の間(年初から 150 日目から 270 日まで)の水文量の日変化を見たものである。上段に日降雨量 R 、中段に ΔW を dW で、下段に実測流量 Q を実線で、基準水循環能による計算流量 Qe を \times 印で、タンクモデルによる計算流量 Qt を \circ 印で示す。縦軸にそれらの目盛りをつけてある。図の ΔW は高度補正が施されていない数値で示されているが、(7)式による Qe 算定では補正された ΔW が使用されている。

図のようには顕著降雨の日は ΔW は大きくなり、 Qe も大きくなる。降雨が弱いか、無降雨日では ΔW は負になって、基底流量を維持していることがわかる。

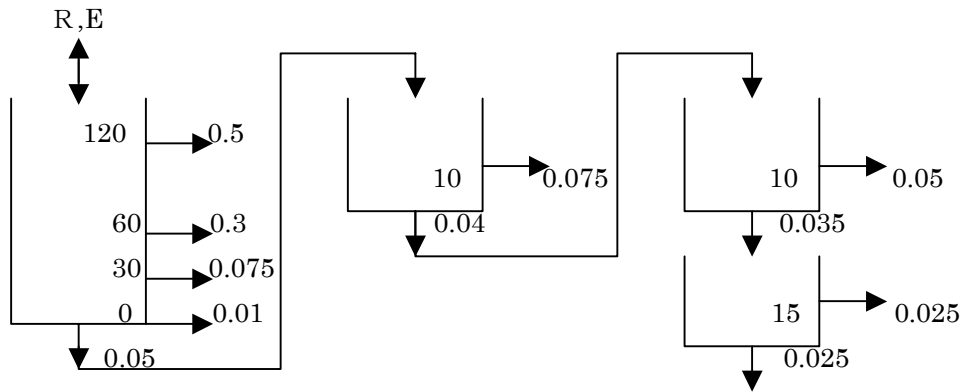


Figure 1 . Tank Model structure and parameters for the Kotoh dam basin.

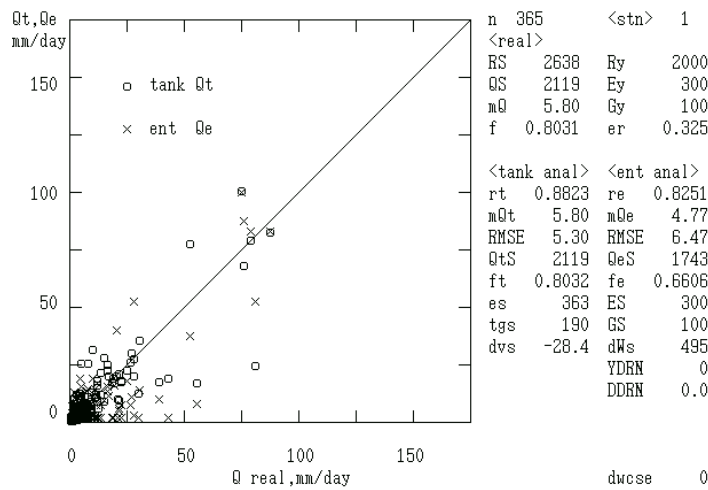


Figure 2a. Comparison of the calculated runoff, Qe (by the present method) and Qt (by Tank Model) with the observed Q.

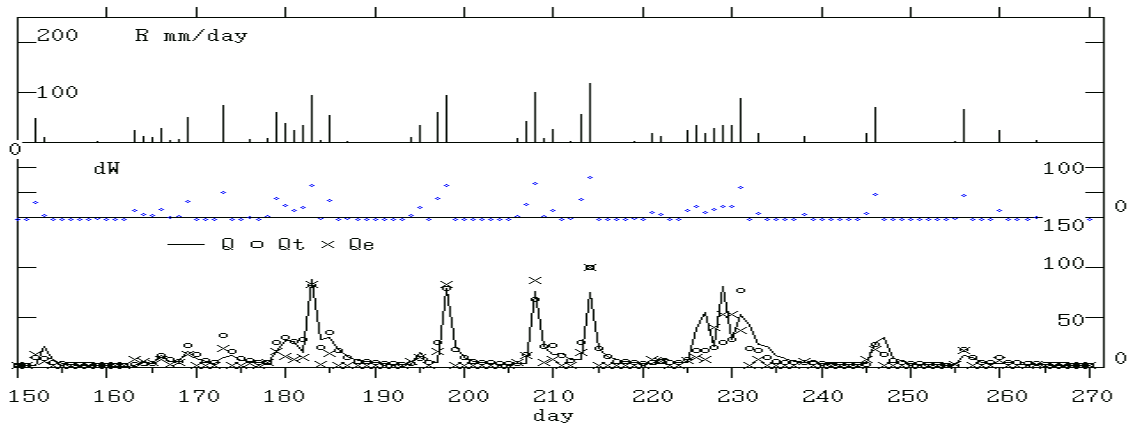


Figure 2b. Daily changes of the observed rainfall R, the estimated basin water storage change dW, and the runoff, Q, Qt, Qe in the rainy season, during 150th—270th day of the year.

3-2. ΔW の履歴を考慮して決められた当日の実効貯留変化 $m\Delta W$ による Q2 算出

毎日の ΔW は過去の ΔW を反映させて次のように ΔW の代わりに $m\Delta W$ で与えた。なお先行日の係数は試行錯誤によって決められた。K は当日を表わし、(K-1) は前日を表わす。また $m\Delta W$ 算定のための ΔW はすでに高度補正がなされている。

$$m\Delta W = \Delta W(K) - \frac{\Delta W(K-1)}{3} - \frac{\Delta W(K-2)}{6} - \frac{\Delta W(K-3)}{9} - \frac{\Delta W(K-4)}{15} - \frac{\Delta W(K-5)}{30} \quad (8)$$

で(6)式の ΔW に与え、(2)式により Q2 を計算する。

(8) 式のとおり、本日の実効的な流域貯水量変化 $m\Delta W$ は、計算で求められた本日の ΔW では過敏のため、5 日前からの ΔW にそれぞれ反対側の符号をつけた重みをつけ緩和したもので与えていることになる。過去にさかのぼるごとに重みが小さくなっていることで履歴が表現されている。年浸透量 Gy をいろいろ変えてみると、 Gy が少ないほうが各々の重みが大きい。浸透量が小さいことは貯留が相対的に大きいことを示し、このため過去の履歴の効果も大きいことになる。

実際の解析では流域での毎日の蒸発量や浸透量は刻々と変動しているはずである。これを一定にして与えているため計算流量は大きい流量はおおむね表現できているが、低流量については流域ごとの補正が必要となる。またダムによって他流域放流の場合計算流量は実際より過大となる。実際の蒸発や浸透の値が $Ey=300, Gy=100\text{mm/yr}$ より大きいときも計算値は過大となる。いろいろな流域で解析を行うと流域ごとに固有の一定値の補正低流量で計算値が実際値に近くなることが確認された。1 水年の補正量を $YDRN(\text{mm/yr})$ 、これを 365 で除した $DDRN(\text{mm/day})$ を日補正量で表わす。ダムや何らかの理由で実際の流

出係数 f が小さい流域では負の補正、蒸発や浸透が小さく、基底流量の大きい、水持ちのよい、したがって実際の f が大きい流域では正の補正をする。

図 3、4 は図 2 の場合と同じデータの厚東川ダムでの解析結果である。図 2 の場合と違って(8)式の $m\Delta W$ をその日の ΔW として採用したものである。

図 3 は補正 $DDRN$ を施さない場合の結果である。 $re=0.9119$ となって、タンクモデルより相関がよくなったが、 $QeS=2185\text{mm}$ は少し大きい。蒸発あるいは浸透が実際では多いことが伺える。そこで QeS が実際に近くなるように年間の補正 $YDRN=100\text{mm/yr}$ すなわち毎日の補正 $DDRN=0.274\text{mm/day}$ を毎日の Qe から差し引いた場合の結果が図 4 a である。補正は正の表示の場合は計算流量から減算し、負の場合は加算することになる。図 4 a では $DDRN$ は丸められて 0.3 で表示されている。補正により $re=0.9123$ となって若干良くなった。なお補正值 $YDRN$ を含む収支は

$$RS=QeS+ES+GS+dWS+YDRN$$

となる。

図 4b は図 2b と同じ日変化を見たもので、中段には $m\Delta W$ を $m d W$ の実線で示している。 $m d W$ によって顕著降雨日の過大な正の ΔW がおさえられているが、その分だけ地域貯留 W に回るものが流出に加わり計算流量 Qe は逆に大きく出た。また降雨のない日は ΔW の負の値が強調され、基底流量維持のために流域貯留 W が消費されていることがわかる。

図 5 は筑後川上流の大山側水系の小平流量観測点での 1985 年度の解析結果である。流域面積は 540.5km^2 で、上流域には松原・下笠の本邦有数の規模を持つ二つのダムがあり、発電用水は小平から下流の地点で放流されている。図 5a は流量補正をしないときの結果である。年合計の観測流量 $QS=816\text{mm/yr}$ に対し計算流量の合計値は $QeS=2096\text{mm/yr}$ と過大となった。明らかにダム取水による損失が在ることがわかる。

図 5b のように年補正 $YDRN=3950\text{mm/yr}$ 、すなわち毎日の補正 $DDRN=10.8\text{mm/day}$ を

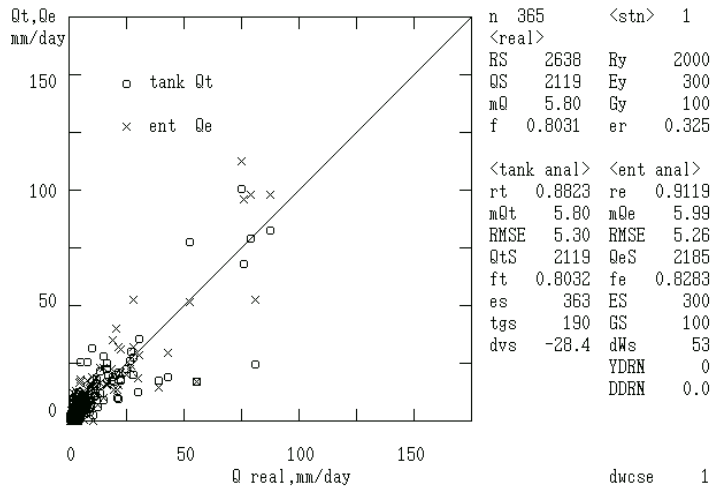


Figure 3. Obtained Qe using the mdW (modified dW as shown by eq.(8)) instead of each day dW which is adopted in Fig.2a.

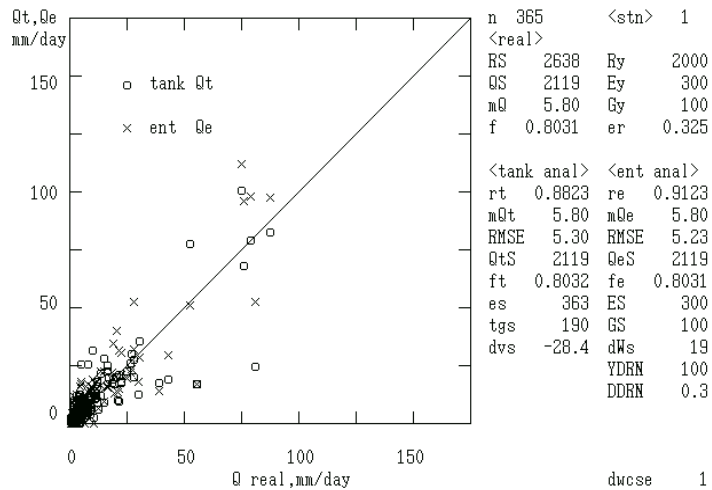


Figure 4a. Adjusted Qe of Fig.3 by substituting DDRN=0.3mm/day from daily base flow.

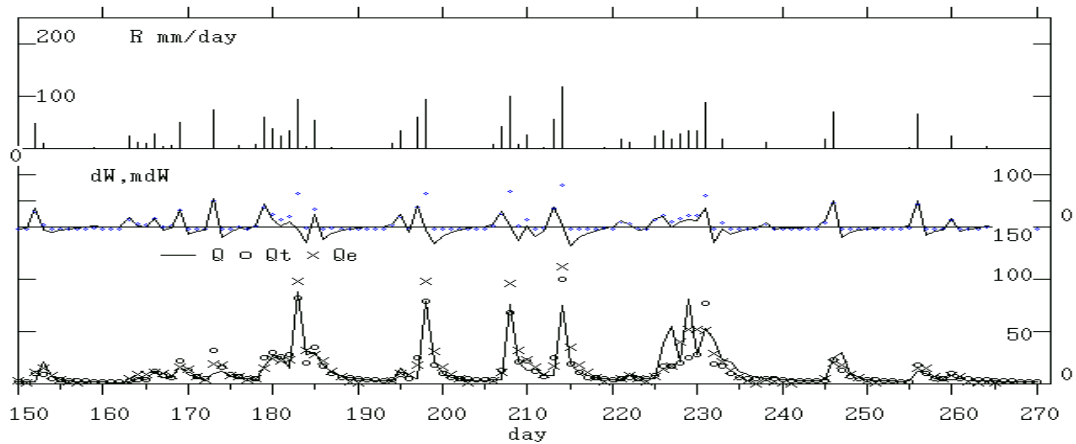


Figure 4b. Daily changes of R, dW, mdW and Q, Qt, Qe.

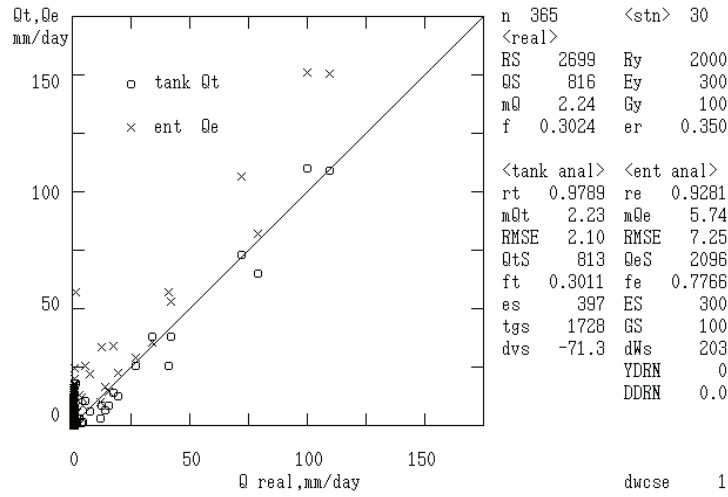


Figure 5a. Runoff analysis result for Ohyama river basin using mdW, but not adjusted by DDRN. Tank Model figure is omitted in this case.

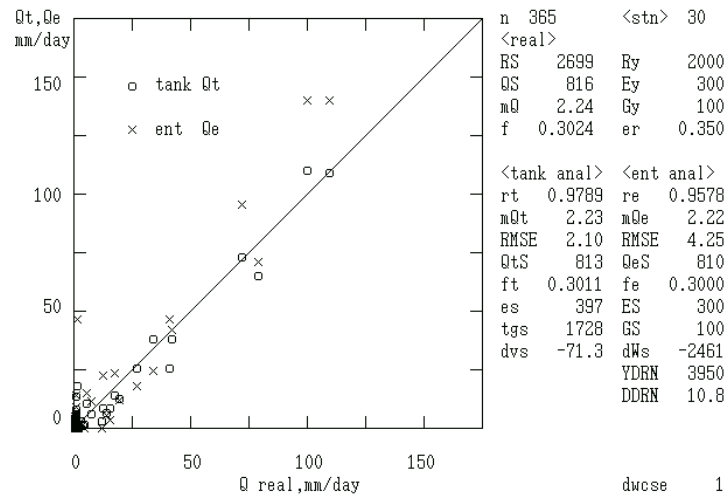


Figure 5b. Adjusted Qe by DDRN=10.8mm/day for Qe of Fig.5a.

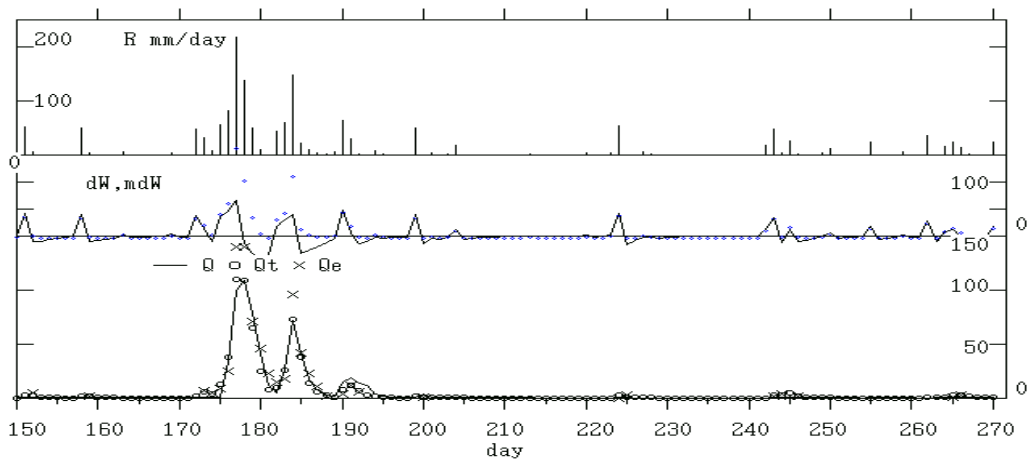


Figure 5c. Daily changes for Fig.5b case, same as Fig.4b

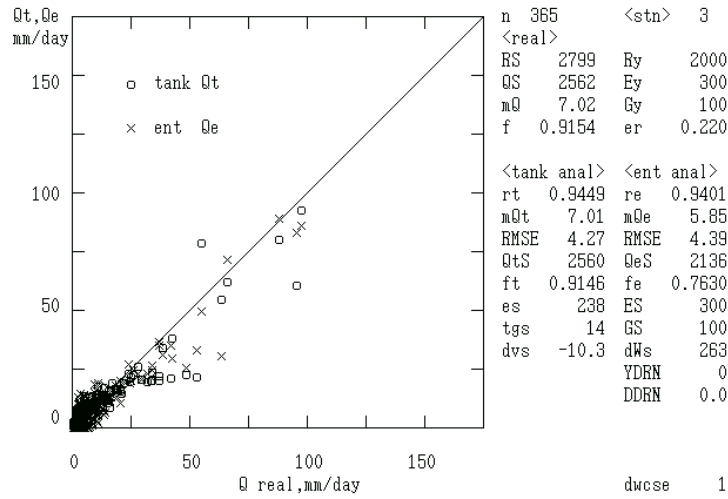


Figure 6a. Runoff analysis result for Ichinosaka dam basin using mdW, but not adjusted by DDRN. Tank Model figure is omitted in this case.

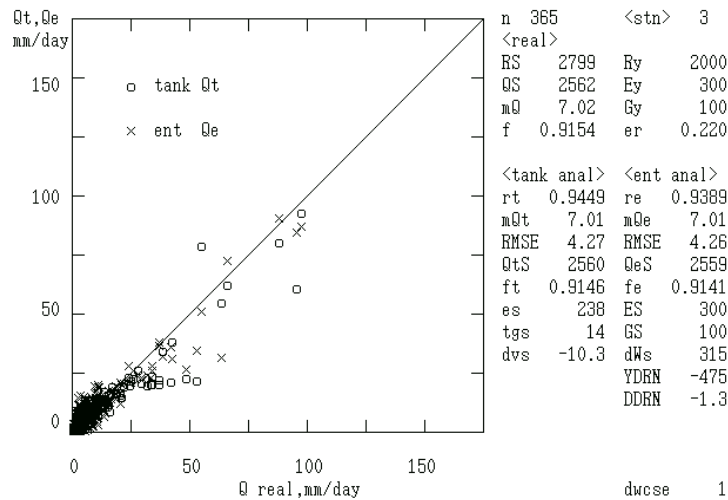


Figure 6b. Adjusted Qe by DDRN=-1.3mm/day for Qe of Fig.6a.

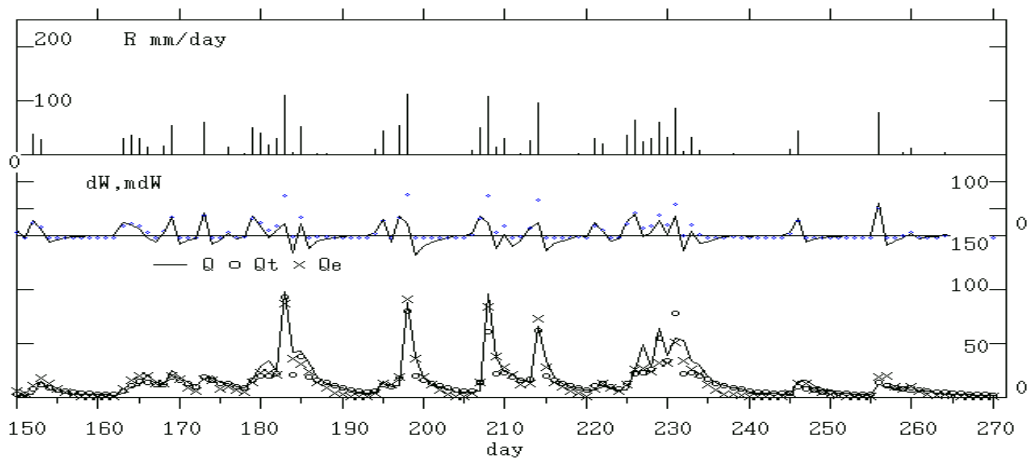


Figure 6c. Daily changes for Fig.6b case, same as Fig.4b.

差し引くことで $QeS=1089\text{mm/yr}$ となった。相関係数 $re=0.9578$ となった。

図6は一の坂ダム流域の解析結果である。一の坂川は山口市の北部山間部に発し、樫野川に流れ込む。一の坂ダムは洪水調節と利水を目的とするもので、湛水面積は 0.18km^2 と小さい。集水域の面積は 6.7km^2 で、解析年は図5と同じく1993年である。与えられた $Ey=300\text{mm}, Gy=100\text{mm}$ は過大であったようで、 $YDRN=-475\text{mm}$ が基底流量のための調整値となった。すなわち毎日の基底流量の加算値として $DDRN=1.3\text{mm/day}$ を補給した。相関係数、標準誤差は $re=0.9389$ 、 $RMSE=4.26\text{mm/day}$ となり、タンクモデルの精度と同程度である。なお、厚東川ダム流域以外のタンクモデルの構造とパラメータについては省略した。

4. 流域基準水循環能に基づく降雨解析と雨量予測

大気水分-降雨の過程の変換作業を降雨解析と呼ぶ。この過程もまた流出過程と同じく著しい非線形過程を呈する。日照りが続いた後、集中豪雨に見舞われることはたびたび経験する。大きな水循環の中で流域を通過する雲を含めた大気水分は全体の循環速度に歩調をあわせた降雨転換作業を行っているかのようなのである。すなわちここでも大気水分と流域の相互活動による降雨過程の自己調節作用が行われているように見える。

流域での水循環過程の中で上空の雲水分-降雨過程の次の過程は地上での降雨-流出過程である。循環の能率は上空でも地上でも同じであるはずである。これが保証されるためには、循環のどの過程においても次の循環水を受け入れるための排水能力が一定であることが要請される。地上の循環水受け入れ、排水能力を表現するために流域水循環能が定義された。長年の降雨と蒸発の年平均値を使用して流域基準水循環能が定義された。流域上空での雲水分-降雨の過程でも同じ値をもつ流域基準水循環能が働いているはずである。これを基準にして流出過程が調節されている

との仮設のもとに流出解析が行われたが、同様に流域上空では刻々と変動する気象条件のもとで雲水分-降雨排出がこの流域基準水循環能の下に調節されていると仮定する。

このことにより以下のように降雨解析が可能である。

4-1. 1水年の雲水分輸送量 CW_y の推定

ある流域での年降雨量を R_y (mm/yr) とする。これをもたらしした流域上空に流入した年間の雲水分輸送量を CW_y (mm/yr) とする。1水年では上空の雲水分貯留変化量 ΔW は0と置ける。平均的に地球上で存在する水分のうち大気中の水分(雲水分のほかにも水蒸気も含む)は河川水の10倍程度であることはよく知られている。したがって大気水分のうち大半はRに転換することなく他流域上空へ流失することになる。この中の流失雲水分量を G_y (mm/yr) で表わす。

雲水分-降雨の過程では(4)式の R_y は CW_y となる。雲水分の蒸発 E_y は流出雲水分 G_y に含めるので、(4)式の E_y はなくなる。また(1)、(2)式の Q は R となる。なお雲水分を降雨に転換する雲の存在高度は $T_1=5000\text{m}$ 、 $T_2=750\text{m}$ の間とした。また大気水分流入高度は簡単に平均高度 $T_m=(T_1+T_2)/2$ で与える。また雲頂での雨量 $R_1=0$ である。したがって雲水分-降雨過程では、(4)式は(9)式となる。

$$S_y = CW_y \left(\frac{1}{T_2} - \frac{1}{T_m} \right) \quad (9)$$

(4)式では $R_y=2000\text{mm/yr}, E_y=300$ が採用され、高度 T (m) は各流域での海拔高度が与えられた。標準的な値として、流域上流端高度 $T_1=750\text{m}$ (雲低高度に等しくとってある)、下流端高度 $T_2=10\text{m}$ を採用すると、 $S_y=166\text{mm/yr/m}$ となる。この S_y 値を $T_1=5000\text{m}, T_2=750\text{m}$ とともに(9)式に与えると $CW_y=1.684 \times 10^5 \text{mm/yr}$ が得られる。つまり推定された1水年の上空雲水分輸送量 CW_y は $R_y=2000\text{mm/yr}$ の80倍程度である。

こうして地上の R_y, E_y の値から基準水循環能によって CW_y の目安値が推定され降雨解析が可能となる。

以下の降雨解析では単位時間は1時間となるので、時間平均水循環能 mSy (mm/m/hr) は

$$mSy = Sy/365/24 \quad (10)$$

となる。

mSy を時間単位での(3)式の S として採用すると、

$$\frac{\Delta W}{T2} = CW \left(\frac{1}{T2} - \frac{1}{Tm} \right) - mSy$$

したがって

$$\Delta W = CW \left(1 - \frac{T2}{Tm} \right) - T2mSy \quad (11)$$

となる。時間単位の ΔW が上のように推定できるので、これを水収支式(2)に代入すると、

$$R2 = CW \frac{T2}{Tm} - G + T2mSy \quad (12)$$

となり、雲低での時間雨量 $R2$ (mm/day)は毎時間の流失雲水分量 G を与えてやれば、毎時間の雲水分輸送量 CW から求めることができる。

4-2. 雨量 R の算出

1水年の基準水循環能 Sy の目安が得られているので時間雨量による降雨解析をいくつかの事例について試行した。

(i) 西南日本の流域を対象とすることで $R_y = 2000$ mm/yr とする。

(ii) 試行解析では CW_y を 1.684×10^5 mm/yr を参考にして、この付近の値をいろいろ変えて与えてみたところ、西南日本の宮崎市の雨では $CW_y = 1.5 \times 10^5$ mm/yr で与えてよいことが判った。

いま $R_y = 2000$ mm/yr は年平均の1時間あたりの降雨量 $mRh = 0.23$ mm/hr に相当する。

雨粒の観測ではこの強さの雨をもたらした降雨雲の雨粒集団の平均直径 0.8mm程度である。直径 0.8mm の水滴の静止大気中での終末落下速度は約 3.5m/s である。また観測よりこの時の雨粒集団の含水量は 0.016 g/m³程度である。

霧や数少ない雲粒観測の結果を見ても霧粒、雲粒の含水量は 0.25 g/m³ のものは視程 150 m程度に相当しよく観測されている。直径 0.2m 未満の雲粒の水分も含めると雲の総水分は雨粒の含水量より一桁大きい 0.25 g/m³程度であると仮定してもよいであろう。一方上空高度 5000m 付近では年間を通じて偏西風 20m/s は通常観測される値である。 0.25 g/m³ の雲水分が流域上空に平均風速 20m/s で流入したとすると、1水年での流入量は 0.25 g/m³ \times 20m/s \times 10^{-3} \times 3.154×10^7 \approx 1.577×10^5 mm/yr となって、標準 Sy による $CW_y = 1.684 \times 10^5$ mm/yr、試行解析による $CW_y = 1.50 \times 10^5$ mm/yr に近い。

このように Sy は水循環のどの過程でも普遍的な流域固有の基準水循環能 (Normal Basin Hydro-Cycle Rate, NBHR) であることが確認された。

(iii) 1水年の ΔW は 0 なので、水収支式より年大気水分流失量 $G_y = CW_y - R_y$ となる。

(iv) 時間単位の G は次のように便宜的に一定値で与える。

$$G = G_y/365/24 \quad \text{mm/hr}$$

(v) 時間単位での ΔW は(3)式による。この時高度は海拔高度で与える。

(11)式第1項の係数 $T2/Tm$ は毎時間の降雨係数に相当する。(4)式の基準水循環能 Sy を決めるときには高度 T は海拔高度で与えているが、いくつかの降雨についての試行解析の結果、実際の毎時間の雨量を計算する場合、

(11)式の $T2, Tm$ などの高度 T は毎時間の気象条件、雲水分輸送量、 ΔW によって次のように補正すればよいことが判った。 $Z0$ は補正高度である。 $Z0$ を海拔高度に加えることにより $T1, T2, Tm$ を与えた。なお毎時間の大

気水分輸送量 CW は次のように与えられた。

4-3. 毎時間の大気水分輸送量 CW の算定

地上水蒸気輸送は地上の気温、湿度、風速から計算できるので、これより地域上空の大気水分輸送を推定することにする。

天気が悪くなるとは流域上空に雲が広がってくることである。流域上空に上昇流で運び込まれた水蒸気は冷やされ凝結して雲粒となり雲を形作る。雲ができるとすぐ雨になるわけではなく、雲がある程度厚くなって黒ずんでくると雲底が崩れはじめ雨足が垂れ下がって地上に雨粒が届く。直径 0.2mm 未満の水滴を雲粒といい、成長してこれより大きくなったものを雨粒と呼んでいる。

このように大気水分から降雨への転換は気象条件と流域独特の地形とによる上昇気流の成長がかぎとなる。

- ① 地上観測気温 $T(\text{degC})$ 、湿度 $H(\%)$ から露点 $DPT(\text{degC})$ の決定。
- ② DPT から水蒸気量 $W(\text{g}/\text{m}^3)$ の決定。
- ③ 地上観測風速 $U(\text{m}/\text{s})$ と W から雲水分輸送量 (mm/hr) の決定は次に従う。

$$CW = 3.6\omega UW$$

ここで、 UW は地上の水蒸気の水平輸送を表わしていて、 ω はそのうちで上昇流による垂直輸送に配分され、さらに凝結高度で雲粒に変換される雲水分を合わせた上空の雲水分輸送量を総合的に示す係数で雲水分変換率と呼ぶ。3.6 は CW を mm/hr 単位であらわすための係数である。 ω はいろいろな降雨での試行解析の結果 0.25 で与えてよいことがわかった。 ω は地上の水蒸気輸送の上昇成分とさらにこれから雲水分への変換率をこみにした係数となっている。

4-4. 雲水分—降雨の変換のための計算条件

- (a) 過去 1 時間内に雷が観測されたとき
 - *過去 1 時間内の相対湿度 $RH \geq 92\%$ 、のとき $Z0=25\text{m}$
 - *過去 1 時間の風速 $U > 5\text{m}/\text{s}$ のとき $Z0=1\text{m}$
- (b) 過去 1 時間内に雷が観測されなかったとき
 - *過去 1 時間内の $RH < 94$ 、過去 4 時間の平均風速が $1.5\text{m}/\text{s}$ 未満のとき $Z0 = -T^2/1.01\text{m}$
- (c) 雷の存在に関わりなく、過去 1 時間内の $DW > 50$ 且つ $RH \geq 93$ のとき $Z0 = 25\text{m}$

4-5. 雨量解析と雨量予測

上のよう計算条件は過去 1 時間の気象条件で設定されるので $CW \rightarrow R$ の解析はそのまま雨量予測となる。

図 7a は 1999 年 8 月 16 日から 8 月 18 日にかけて宮崎市において降った降雨についての解析結果である。横軸は降雨開始 6 時間前からとった経過時間を 1 時間単位で示す。縦軸の目盛りの大きさは右軸に書かれている。最下段には実線で実際の各時刻の 1 時間雨量 R の変化を示し、×印は上の方法で計算された雨量 Re である。弱い雨では予測の立ち上がり方が 1 時間ほど遅れている傾向が認められるが降雨が $5\text{mm}/\text{hr}$ を越えるとよく合っている。

下から 2 段目の実線は ΔW 、点線は風速 U の変化を示している。この欄の上には黒印で発雷があったことを示している。最上段は棒グラフで大気水分輸送量 CW の変化を示している。また丸印で湿度 RH 、点線で気温 T の変化を示している。

図 7b は各時刻の実測雨量と予測雨量の相関を見たものである。縦軸に計算 Re 、横軸に実測 R をとった。相関係数は $re=0.8590$ となった。標準誤差は $RMSE=3.90\text{mm}/\text{hr}$ である。

以下同じ年の宮崎での雨についての予測実

験結果を示す。

図8は7月24日-7月30日の降雨である。

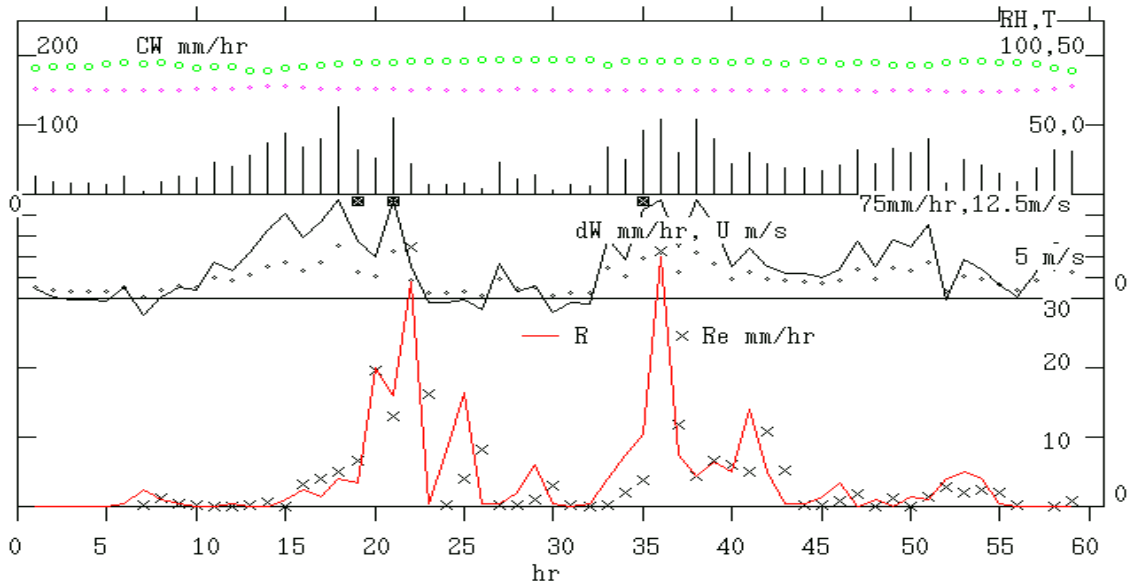


Figure 7a .1hr rain prediction trend based on Sy (Normal Basin Hydro-cycle Rate) for Miyazaki rain, Aug.16-18,1999. Hourly given cloud water transport, CW, into the basin atmosphere is shown by histogram. Circles and dots in the upper part show the surface relative humidity, RH, and surface air temperature, T, respectively. Line and dots in the middle show the dW and surface wind velocity, respectively. Line and cross show the observed hourly rainfall and the predicted, respectively.

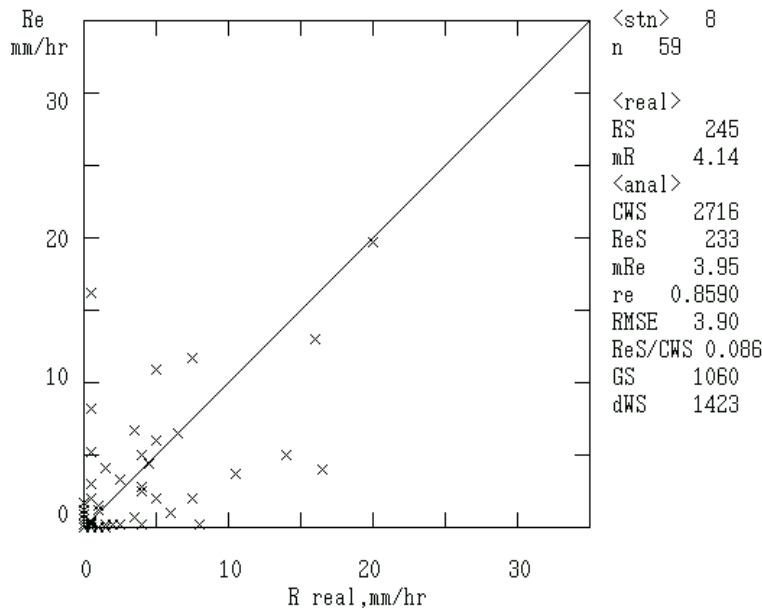


Figure 7b. Correlation between the predicted 1hour rainfall ,Re, and the observed, R. Correlation coefficient and standard error are shown by re=0.8590 and RMSE=3.90mm/hr, respectively. Total given CW and R are shown by CWS=2716mm and 233mm, respectively.

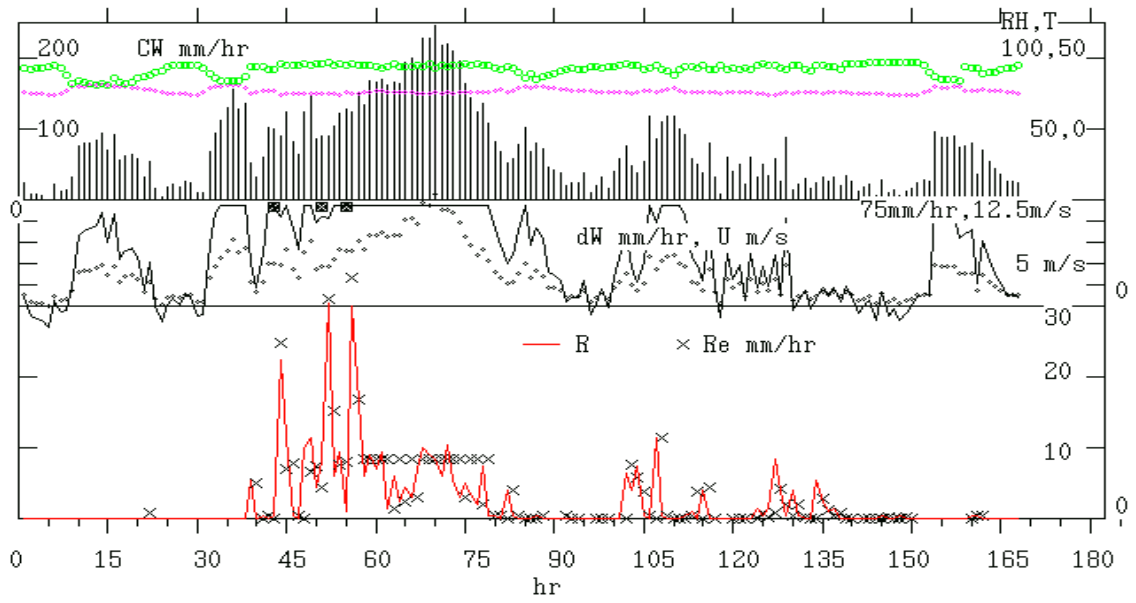


Figure 8a. 1hr rain prediction trend based on Sy for Miyazaki rain, Jul.24-30,1999. Symbols are same as Fig.7a.

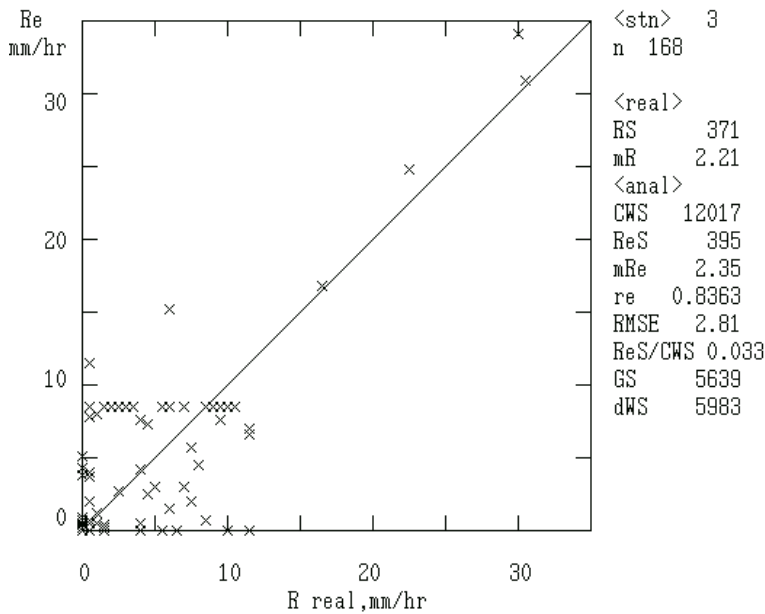


Figure 8b. Correlation between the predicted 1hour rainfall ,Re, and the observed, R, in case of Fig.8a rain.

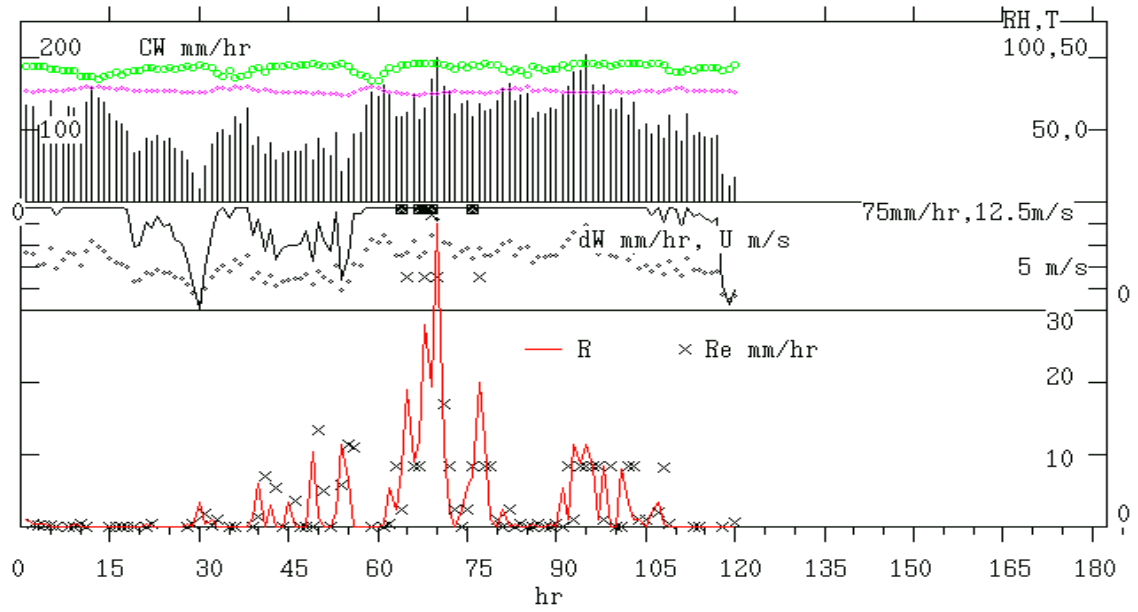


Figure 9a. 1hr rain prediction trend based on Sy for Miyazaki rain, Aug.3-7,1999. Symbols are same as Fig.7a.

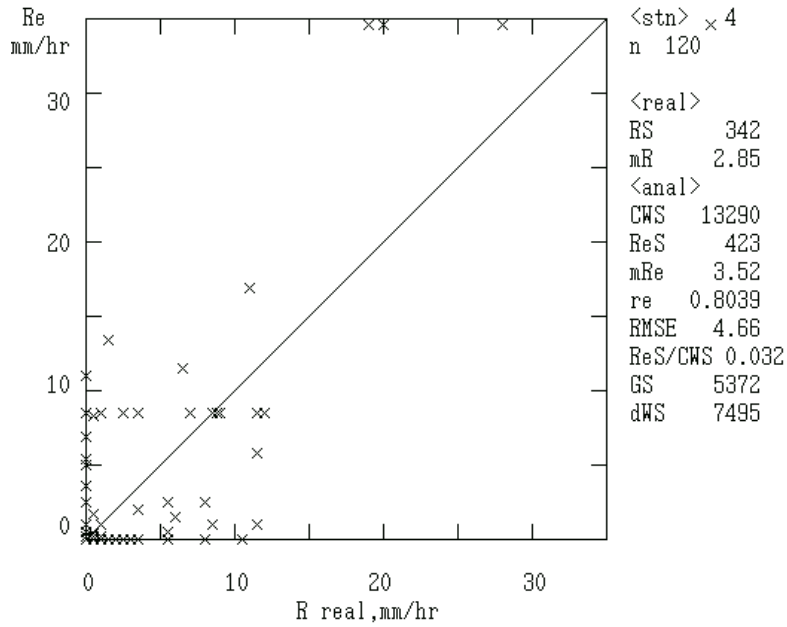


Figure 9b. Correlation between the predicted 1hour rainfall ,Re, and the observed, R, in case of Fig.9a rain.

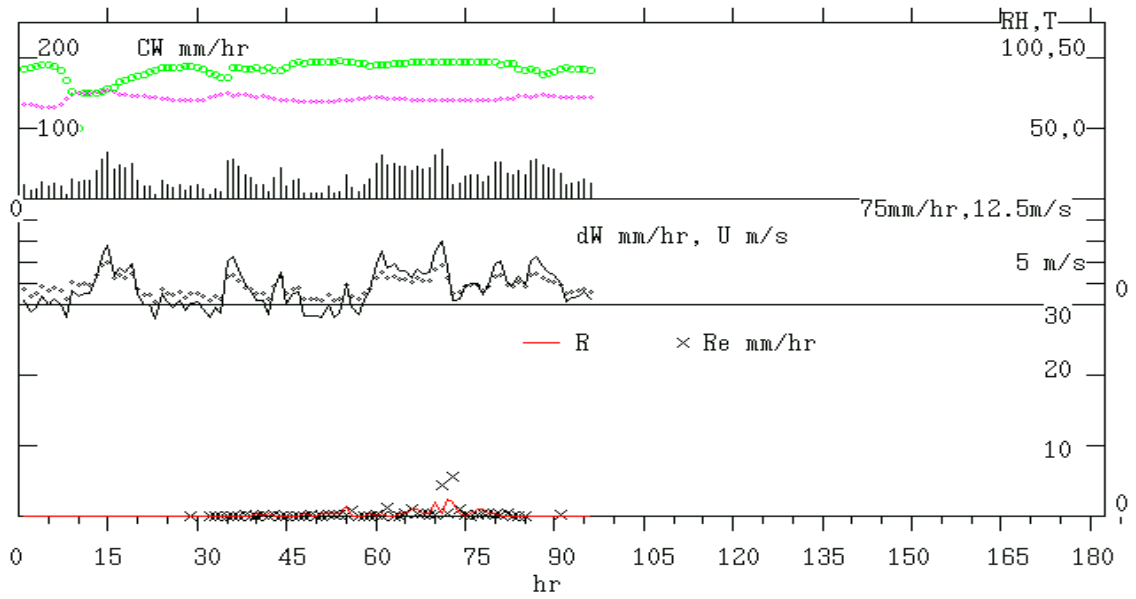


Figure 10a. 1hr rain prediction trend based on Sy for Miyazaki rain, June 1–4,1999. Symbols are same as Fig.7a.

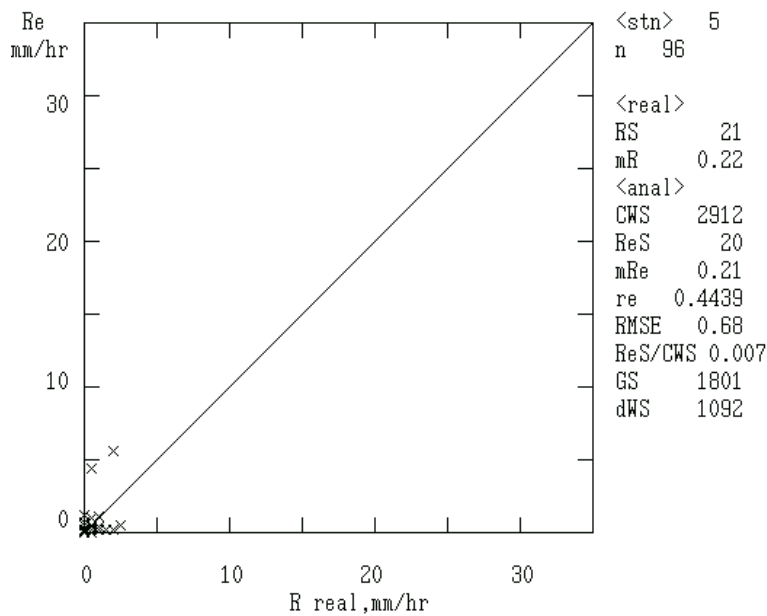


Figure 10b. Correlation between the predicted 1hour rainfall ,Re, and the observed, R, in case of Fig.10a rain.

強雨時でのピーク値はよく合っている。相関係数は $re=0.8363$ となった。

図 9 は 8 月 3 日－8 月 7 日の降雨である。70hr あたりの強雨時で過大予測となり、総降雨量は計算値の $ReS=423mm$ は実測の $RS=342mm$ に較べかなり大きい。相関係数は $re=0.8039$ となった。

図 10 は 6 月 1 日－6 月 4 日の入梅時の弱い降雨である。相関係数は $re=0.4439$ で良くないが、全体として弱い雨によく追従していて予測としては問題なさそうである。

各ケースの b 図には ReS/CWS の値が示されている。降雨期間に投入された雲水分量の合計値に対する計算降雨の合計値の比で、流出係数に対応させて降雨係数と呼んでも良い。0.007～0.086 の値から判るように、投入された雲水分のうち大半は流域外に逃げ、降雨でとどまるのは 10%未満である。

以上のケースのほか一雨の降雨継続時間が数時間から 10 時間の雨についても好結果が得られている。

おわりに

いわゆる集中豪雨の形成には流域の地形が大きく関与していることはたびたび指摘される。弱い雨についても流域独特な降り方があって地形形成降雨として議論される。このように、大きな水循環の中で流域に運び込まれる雲水分は流域独特の働きにより降雨に変換される。さらに流域内に着地した降雨はまた植皮、地質、都市化の程度に応じた流域独特の働きで流出に変換され、河川を通じて海に排出される。

一方循環水の輸送は地球規模の大気環境の下に刻々と変動している。旱魃時には流域は本来の基底流量を守ろうとする。豪雨時には過剰な降雨をできるだけ早く排除しようとする。これらのことは地球規模で運搬される循環水を如何に手際よく受け入れ、排出するのに、流域は何かの判断基準により自己調節を行っていることを示している。

判断基準として流域基準水循環能を定義した。基準水循環能は流域での長年の観測に基づく平均状態の年降雨量と蒸発量により決めることができる。本論では西南日本の流域を解析対象としたので、年降雨量は $2000mm/yr$ 、並行して行ったタンクモデル解析を参考にして年蒸発量は $300mm/yr$ とした。今モデル流域の最上流端の海拔高度を $750m$ 、下流出口の高度を $10m$ とすると、

流域基準水循環能は $Sy=166mm/yr/m$ となる。流域基準水循環能 Sy はこの流域の地上での排水機能の能率として決められたが、流域上空に運び込まれた雲水分から年降雨量 $2000mm/yr$ を排出する能率もこれに等しいはずである。平均的な雲の存在高度を海拔 $5000m \sim 750m$ とすると、 Sy が与えられているので、年間の雲水分輸送量 Cwy を推定できる。宮崎市の降雨での試行解析と雲物理的考察から西南日本では $CWy=150000mm/yr$ で与えてよいことが判った。

基準水循環能に基づいて、降雨一流出の流出解析と雲水分輸送－降雨の降雨解析を行った。流出解析の精度はタンクモデル解析に匹敵する。タンクモデルでは構造とパラメータ、蒸発量の与え方は試行錯誤で探索するしかないので経験と多大な労力を必要とする。基準水循環能に基づく解析は流域固有の年降雨量と年蒸発量を与えるだけでよいのではるかに簡易な方法となる。

基準水循環能に基づく 1 時間単位の降雨解析では前 1 時間の地上の気温、湿度、風速、雷の存在などの気象条件が必要となるが、このことは降雨解析はそのまま今後 1 時間の雨量予測作業となることを示している。宮崎市のいくつかの降雨についての解析により、基準水循環能に基づく降雨予測が可能であることが判った。

(平成 13 年 7 月 13 日受理)