長 62m である。時間，流速及び流量の縮尺は夫々 1/25，1/10 及び 1/250,000 である。また模型水路の相似を決定づける粗度に関しては，第10回年次講演会で述べた方法に基いたのであるが，この模型においては荒い刷毛仕上げモルタル面の水路で十分であつた。またこの点については模型製作後，模型水路における水面勾配を測定して，現地の計画水位と一致することを確めた。

2．実 験 方 法

まず貯水池のない場合の洪水伝播を検討したのち，貯水池のある場合を実験して，貯水池の効果について考察を進めた。測点は模型水路 62m の区間に 11 点を定め，電気抵抗式自記水位計とサイフォン管による水位読取りとを併用した。

また実験の洪水波形の決定は，過去の流量記録に適当な補正を加え，所謂 48 時間，36 時間及び 24 時間洪水を基本形とし，最大流量 6,600 m^3/sec のものを対象とした。また補助的実験波形として最大流量 3,300m^3/sec 及び双頭波形のものを付加えた。

3．実 験 結 果

貯水池のない場合には，洪水波の伝播は最大流量，従つて流速によつて定まり，平均流速の略 3/2 の値をとり過去の実測記録と一致している。

次に，貯水池の場合には予想に反して見掛上前者のそれより遅く，3 倍に近い時間を要した。しかしながら仔細にその伝播を検討すると，水面勾配が零に近い所謂貯水面内では明らかに洪水の伝播は早く略 $\sqrt{gh}$ の伝播速度で進んでおり，この区域の上流端，すなわち背水領域の上流端で断層的伝播のずれを生じている。このことは単なる地形的特性ではなく，貯水面の低い場合にも，それに応じた領域で全く同様な結果を得ることができた。この伝播のずれは上流からの流入量と下流側堰堤からの流出量の差によつて生じた現象であつて，従来の貯水池内洪水伝播に関する議論の 1 つの盲点であつたように思われる。従つて貯水池における洪水波の伝播は，貯水池下流端の堰堤からの流出量と波速 $\sqrt{gh}$ とによつて支配されるものである。なおこのことからこの種の実験では水路粗度の相似とともに堰の流出係数の相似が議論されなければならない。この実験の第 1 段階では堰の流出係数に関する相似は考慮されていないのであるが，貯水池内の洪水伝播の性格を明らかにすることができた。詳細は講演の際に報告する。

(5—20) 単位図の 二，三 の特性について

正員　京都大学工学部　工博　石　原　藤　次　郎
准員　同　○金　丸　昭　治

本文は過去 4 年間にわたる由良川流域の詳細な水文観測資料にもとづき，単位図の諸要素が水文諸条件の変動によつてどのように変化するかについて考察したものである。従来用いられた方法に従い最もよく適合すると思われる単位図を各出水について求めると，**図—1** のように各出水ごとに変化している。由良川に限らず，小規模なわが国の河川で，このように単位図が出水ごとに変化する原因は，その非線型要素にあることはいうまでもない。従つて単位図による流量算定法の精度昂上を望むためには，単位図のもつ諸要素とそれに変化をもたらす因子との関係を解明する必要がある。この場合後者の因子として考えられるものは，降雨強度の時間的および地域的分布の変動であり，またそれに基因する流路条件の変化であるから，まず流路条件の変化と単位図との関係を明らかにし，ついで流路条件と降雨条件との関係を把握することができれば，降雨条件の変動から単位図の変化を直接推定することができる。こゝで単位図と流路条件との関係を考察するために，速水博士の洪水流の理論を適用すれば，流路の上流端の水位 h_0 が単位時間 Δt だけ一定値を保ちそれが x だけ流下して下流端に達した場合の水位 $H-H_0$ の時間的配分は次式で与えられる。

$$\frac{H-H_0}{h_0}=1-\frac{2}{\sqrt{\pi}}\int_0^{\frac{x}{2\sqrt{\mu t}}}\exp\left\{\frac{\omega x}{2\mu}-\xi^2-\frac{(\omega/2\mu)^2x^2}{4\xi^2}\right\}d\xi$$

たゞし上式において，

$$\begin{cases}(H-H_0)/h_0=0, & t\leqq 0\\(H-H_0)/h_0>0, & t>0\end{cases}$$

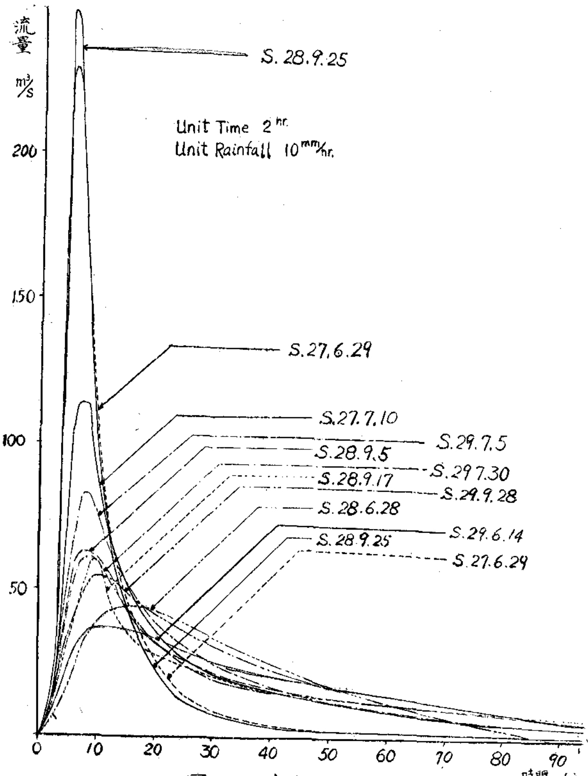

圖-1 由良川における單位圖

$$\begin{cases}(H-H_0)/h_0=0, & t \leqq \Delta t \\ (H-H_0)/h_0<0, & t>\Delta t\end{cases}$$

として得られる2つの値を合成して求める。こゝに水位はいずれも定常状態の水面から上の深さを測るものとし，$\mu=\{Hu/2(i-\partial H/\partial x)\}+\eta$($\eta$：水平交換係数）の値は他の水文諸条件の変化とともに多少変動するが，こゝでは一応 μ の値を一定とし，洪水の伝播速度 $\omega=3/2u$(u：平均流速）およびxを与えた場合の上式の各計算値を 3/2 乗して流量の型に換算し，さらにある定数を乗じてこの曲線の単位時間ごとの縦距の和が1となるようにすれば，その曲線は与えられた ω および x の下における単位面積当りの単位図と考えることができる。いま流域をある巾の地帯で分割し，1つの地帯境界線上のどの点からも下流端までの流下距離が等しいようにし，その地帯の両境界線からの流下距離の平均値を x_0 とする。このようにして $x=x_0$，$\omega=\omega_0$ が与えられた時の上式のあらわす曲線は，$x=x_0$ の地帯に $\omega=\omega_0$ を生ぜしめるような降雨が単位時間継続した場合の下流端における単位図をあらわすことになり，各地帯からのものを合成すれば，流域全体一様に $\omega=\omega_0$ を生ぜしめる降雨があつた場合の単位図が得られることになる。ついで降雨強度と ω との関係を求めるために，ある地帯からの流出量は単位時間内ではその地帯の降雨強度 r に比例し，流出量は水深の 3/2 乗に比例すると仮定する。また上の式では $\omega=3/2u$, $u \propto \sqrt{h}$ としているから，結局

$$\omega=c\alpha^{1/3}, \quad こゝに \quad \alpha=r/r_0, \quad r_0：基準雨量$$

となり，これを上の計算に加味すれば降雨強度の比 α の変動による単位図の変化を一応近似的に明らかにすることができる。

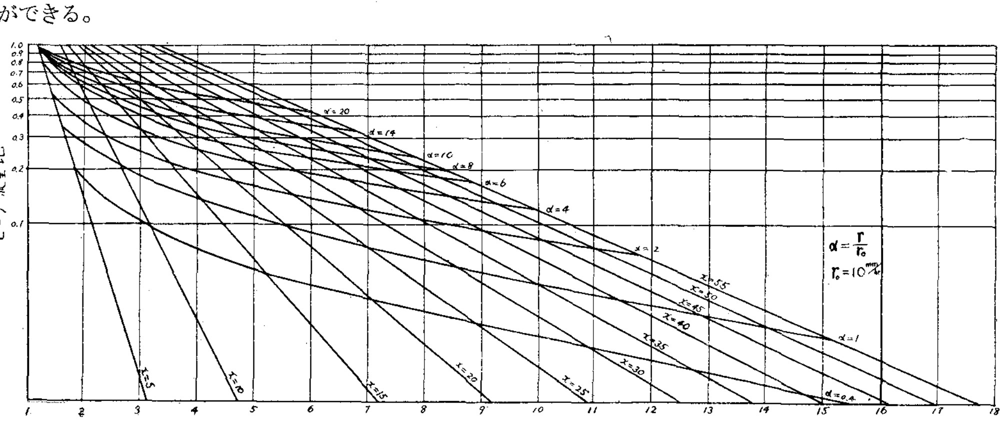

図-2 ピークの値と遅れとの関係

以上述べた方法により由良川について各地帯の単位面積当りの単位図を計算し，そのピークの値とおくれの時間との関係を各 x, α について求めて 図—2 のような結果を得た。これらの結果を由良川における数回の出水記録に適用して高度の適合性が認められた。

以上の成果は単位図の特性を解明しその適用精度の昂上に資するところが少なくないと思われる。この研究は文部省科学研究費，および京都府の援助によるものであり，中川博次，瀬尾貞甚その他の学生諸君の協力にまつものが多い。これらの関係方面に対し深謝の意を表する。