

1. はじめに

単位図法がシャーマンによつて提唱せられたのはEngineering News-Recordの昭和7年4月号上である。そして、その6年後の、昭和13年には、シナイダーによつて水文資料のない流域において単位図を合成する方法が発表され、太平洋戦争終結の年の昭和20年には、クラークが洪水追跡の手法により単位図を合成する方法を案出した。しかし、この単位図法の我が国への本格的な導入は、途中戦争をはさんだためか、ずいぶん遅れて、昭和20年代後半に入ってからである。リンスレイによるApplied Hydrologyが発刊されたのが昭和24年であるから、丁度これと時を同じうしていることになる。

単位図法は導入と共に、建設省が河川改修工事を担当している直轄河川とよばれる大河川の山地流域に適用された。しかし、既往洪水の再現という点では、単位図法の産みの国である米国とは違つて、あまり思わしい成果を上げられなかつた。その原因は、我が国の山地流域の流出現象の非線形性にありとされている。しかし、その納得の行く理由の説明は、当時は、だれによつても行われなかつたようである。そして、どうしても、単位図法では工学的満足が得られないという事実を背景にして、昭和36年、当時の建設省土木研究所水文研究室の木村により貯留関数を用いた洪水の追跡手法、すなわち、貯留関数法が発表された。

貯留関数法は、単位図法に比べると抜群に洪水の再現度が良く、しかも、計算方法が簡単で、かつ、そのころから本格的に利用され始めた電子計算機に良くなじむということが相俟つて、爆発的な普及ぶりをしめし、昭和40年代に入ると、直轄河川においては単位図法を採用している所は見られないまでになり、現在では、中小河川にいたるまで貯留関数法で計算が行われるようになっていく。

貯留関数法は $S = KQ^P$ という形の非線形な関数を用いることにより流出計算過程に非線形性を導入しているユニークな計算法であるが、しかし、現時点においては、問題点があり、それらの幾つかを列挙するならば次のとおりである。①貯留関数法は、流域面積・初期流量・一次流出率・飽和雨量・貯留関数の K と P ・遅滞時間という7つのパラメータを持つており、その内の初期流量と飽和雨量は洪水毎に異なる値、すなわち、変数であるが、他は流域に関する定数と考えられるべき性質のものである。が、同じ流域について多くの洪水の再現計算を行うと、流域面積は別問題にして、定数たるべきそれらパラメータが相当幅の変動をしめす。貯留関数法を設計洪水の算定にのみ用いている限りでは、変動の平均値、あるいは、安全側の代表値を採用することでこの問題は解決されるが、最近のように、貯留関数法が洪水予報にまで利用されるようになると、定数たるべき性格のものがそうでないことは大問題である。②水文資料のある流域であれば、既往洪水より貯留関数法の定数解析が行えるが、現実問題として、流域が定数解析が行えるような水文資料のある流域であるということは直轄河川であつてもごく稀であつて、中小河川にいたつては水文資料のない流域であることが普通である。問題なのは、任意の流域に対して各定数の値を与えるための普遍的な方法が、貯留関数法が発表されて20年近くにもなるのに、まだ、開発されていないということである。③洪水の再現度は、単位図法に比べると、たしかに良いが、しかし、検証洪水にたいして、ピーク発生時間をあわせようとするとピーク流量があわなくなり、ピーク流量をあわせようとするとハイドログラフ全体の形があわなくなるといふような傾向があり、相当問題がある。④貯留関数法では、流域の将来の変化の状況を定数の中に織り込むことが困難である。⑤流出現象に対する地形要素の影響がほとんど無視されている。

すなわち、貯留関数法は大変便利な方法であるが、色々な意味あいで、もう少しなんとなかならないものかというのが現場技術者のいつわらぬ気持であろう、と講演者には考えられる。

講演者は、流出計算法の備うべき最大の要件は、洪水の再現度もさることながら、パラメータの普遍性に

あると思う。すなわち、水文資料のない任意の流域のパラメータの値が算定公式等により容易に、かつ、合理的に決定し得るということである。このような観点から見ると、貯留関数法は、長い多くの実績を持ちながら、大変不十分である。

貯留関数法のパラメータの普遍化がこれまで行われなかつた原因・理由を考えて見ると、我が国の山地流域は、単位図法が適用できないような流域である、すなわち、流出現象が非線形なのだということがいわれながら、そのことが徹底的に追究・究明されないままに、計算過程に、貯留関数を用いることで、形式的に非線形要素が導入され、しかも、その結果が、単位法に比べると、あまりにも良かったということにあるのではないだろうか。

講演者は、我が国の山地流域の流出現象の非線形性の解明の過程を通じてのみ、普遍化されたパラメータを持つた山地流域を対象とした流出計算法が産み出されるものと考えている。

2. 我が国の山地流域の流出現象の非線形性に対する講演者の見解

ここで、単位図法に立ち戻つて、米国においては単位図法が工学的に満足されているのに、日本では何故駄目なのかという問題について、まったく素朴に考えて見よう。流域は斜面と川との二つから成っていると考えることができる。我が国は、国土全体が非常に急しゆんであつて、流れている川は、欧米の川に比べると、滝とでもよばれるべきものであるとしばしばいわれている。事実、単位図法の文献にあらわれる米国の川は、日本の川に比べると、非常に勾配が緩いのが普通である。流出現象の非線形性という観点からいえば、川の勾配がきついということは、線形性を強めることこそすれ弱めることはない。米国の川と日本の川が、勾配に差がなくて同じであつたとすれば、川という側面からだけで見れば、日本の流域も米国の流域も等価であると考えることができよう。しかし、単位図法が日本の山地流域に適用できないということは、すなわち、その原因が斜面にあるということにならざるを得ない。このことを裏返せば、有効雨量が斜面から川に流れ出てから後、流域の出口まで流れて行く過程に対しては単位図法の考え方が、やはり、適用できるのだということをしめしていることになる。

我が国の山地流域の斜面は、その利用形態から、山林・原野・牧草地・畑・田・果樹園・宅地等・道路等、というように分類できよう。そして、特別な所を除いては、山地流域斜面はすべて山林であるといつて良く、その他の地目の占める割合はほんのわずかである。この山林である斜面は、その表面をおもつて土壌層から、①成帯土壌層の地帯、②成帯土壌層のA層が失なわれB層が露出している地帯、③厚い非成帯土壌層の地帯、④基盤岩が露出している、すなわち、露岩地帯、⑤薄い非成帯土壌層の地帯、の五つの地帯に分類することができよう。

林学関係者のこれまでの研究成果や、講演者自身の研究結果によると、山林下の土壌層の表層はきわめて多孔質で、通常起り得る最大降雨強度の雨は皆な地表下に滲透せしむることは確実である。また、講演者の現地観測によると、土壌層が飽水した時点で（降雨開始時に空だつた毛管水孔隙と小さな重力水孔隙が飽水した時点で）、薄い非成帯土壌層の地帯では、滲透した降雨が土壌層と基盤岩の境目を通り浅い中間流になつて川に向け流れ、成帯土壌層や厚い非成帯土壌層の地帯では、滲透した降雨は、斜面端部における染み出しというような形を除いては、皆な基盤岩の節理や割れ目、そして、成層面の隙間を伝つて、さらに深部に透過して行つていくようである。そして、これから先は類推であるが、透過して行つた降雨は、中間帯を流れる水流、すなわち、深い中間流となつて、その相当部分は、地下水層にまで到達して地下水となり、残りは地下水層に到達する以前に地表面にあらわれるものと考えられる。

流域の地下に分布する地下水層は、保水力があつて非常に長期間にわたり地下水を放出し続ける性質のものと、ごく短期間に地下水を放出し終つて空になる性質のものと二通りに大別することができよう。いま、ハイドログラフの減退部分を片対数方眼紙にプロットすると、降雨終了後ある時点で折れ曲がり点（第一の折れ曲がり点）があらわれ、それ以降は直線となる。この直線部分は、流域の中の地下の長期間にわたり地

下水を放出し続ける地下水層からの地下水流出流量からのみにより構成されていると考えられよう。つぎに、バーンズの方法で、総流出流量から長期間にわたり継続して流出する性質の地下水流出流量を差し引いた残りの流量を片対数方眼紙に再プロットすると、前と同様の折れ曲がり点（第二の折れ曲がり点）があらわれ、それ以降は直線となる。この直線の部分は、降雨が終了して斜面から川に流出し終った過剰降雨が川の中に貯留されていて、流域の出口から出て行く状況をあらわしている、すなわち、その逓減係数の逆数は河道の貯留係数を意味しているのだと説明する人がいる。しかし、この説明は斜面での流出現象が線形な流域では合理的なものと講演者は考えるが、我が国の山地流域では正しくない。すなわち、流域の地下のごく短期間に地下水を放出し終る地下水層からの地下水流出流量が第二の折れ曲がり点以降の直線部分を形成しているものと考えられる。その証拠としては、降雨の終了から第一の折れ曲がり点があらわれるまでの時間は、一雨の総雨量が多くなればなるほど長くなる。すなわち、これは、ごく短期間に地下水を放出し終る地下水層の地下水貯留量が多くなるほどそれが地下水を放出し終るのに時間がかかり、そのため第一の折れ曲がり点の発生時間が遅れるからである。また、第二の折れ曲がり点以降の逓減係数の逆数を河道の貯留係数とするにはその値があまりにも大き過ぎる。

先にも述べたように、地中深く透過した有効雨量、すなわち、深い中間流がすべて地下水層に到達するのではなくて、その内のある割合はある時間遅れて川に流出する。地下水層に到達した深い中間流もまたある時間遅れを持つていることになる。地下水層に到達する深い中間流は、鉛直に透過するのではなくて、基盤岩の節理や割れ目、そして、成層面の隙間等にそつて流れて行つて、その内のあるものは地表面に接近する。もし、その地点が丁度露岩地帯や薄い非成帯土壌の地帯であれば、深い中間流は表面流や浅い中間流に転じる。しかし、大部分は、C層という緩衝層の存在のため、再度地中深く透過して行くものと考えられる。未曾有の大洪水が起ると、かならず山腹につめて引つかいたようなガリ-侵食が発生するが、これは、深い中間流が地表面に接近して、不断ならば、C層の存在でまた地中深く方向を転じて流れて行くものが、格段に優勢になつて、B層を突き破つてA層を押し流すため発生するものであると講演者は考えている。この裏付けとして、昭和42年の羽越災害で発生したガリ-侵食を調査して見ると、第一次の川の多い所では発生しておらず、いずれも第一次の川の少ない大斜面の、しかも、上の方で起つており、そして、このガリ-侵食が下まで到達しないで途中で止つてることが多い、という事実をあげることができる。すなわち、山地流域の厚い土壌層の地帯においては、深い中間流が常時斜面にあらわれる場所、地下水層から放出される地下水が常時斜面にあらわれる場所から下方が第一次の川になるのだと考えられる。したがつて、第一次の川の配置というものは、その流域の地質構造に多大の関連があるのだということがいえる。

我が国の山地流域の流出現象が非線形であるというのは、以上述べてきたように、成帯土壌層や厚い非成帯土壌層の地帯に降つた雨は、土壌層を飽水させたあと、すべて地中深く透過して行つて、その内の大部分は長期間にわたり地下水を放出し続ける地下水層とごく短期間に地下水を放出し終る地下水層に到達して、そこで貯留作用を受けた後に、川に流出する結果生じているということができよう。この二種類の地下水層は、その分離した各流量のハイドログラフの減退部分が片対数方眼紙上で直線となることから、線形貯水池と見なすことができ、その貯留係数の値は、ごく短期間に地下水を放出し終る地下水層では大体5~10hr位、長期間にわたつて地下水を放出し続ける地下水層では、相当大きな幅があつて、大体50~100hr位をしめすものと考えて良い。長期間にわたり地下水を放出し続ける地下水層からの地下水流出流量のピーク流量は、ハイドログラフの図形解析の結果から見て、 $1\text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ のオーダーに容易に達し得るから、我が国の山地流域に関しては、総流出を直接流出と基底流出の二つの要素に分離してあつかうことは不合理なことであると講演者は考えている。

すなわち、我が国の山地流域における流出現象の非線形性の主犯は、ごく短期間に地下水を放出し終る貯留係数の小さな地下水層であり、共犯は、長期間にわたり地下水を放出し続ける貯留係数の大きな地下水層であつて、このような犯罪を産む社会的下地は、山林下の土壌層の高い滲透能にあるということができよう。

また、薄い非成帯土壌の地帯で発生する浅い中間流は表面流と同様にあつかつても、深い中間流の川に直接流出する分は非常に速度の遅い表面流としてあつかつても、工学的にはそれほど問題がないのではなからうか。露岩地帯やB層が露出している地帯等で発生する表面流に加えて、この浅くて早い中間流と深くて遅い川に直接流出する中間流の存在が、単位図法が中途半端に我が国の山地流域にたいして適用できる原因になつているのだということがいえよう。

3. 我が国の山地流域における流出循環について

我が国の山地流域における流出循環は、①雨が降り始めるまでの長く日照りの続いている時期、②雨が降り始めて、露岩地帯や薄い非成帯土壌層の地帯、そして、成帯土壌層のA層が失われてB層が露出している地帯において表面流や浅い中間流が発生し始めるまでの時期、③成帯土壌層や厚い非成帯土壌層の地帯が飽水して、深い中間流が発生し始めるまでの時期、④流域全体が飽水してしまつて、なほかつ、雨が強く降り続いている時期、⑤雨が降り止んだあとの時期、というような五段階に分けて説明できよう。

第一段階では、日照りが続いて、川の流量が徐々に遞減して行つていく。この時期においては、地下水層のあるものは完全に地下水を放出し終つて空になつており、また、あるものはまだ相当量の地下水を貯留しており、地下水を放出し続けている。すなわち、流域に貯留係数の大きな地下水層を持つている第一次の川はまだ水が流れており、小さな貯留係数の地下水層しか持つていない第一次の川は完全に乾上つている。土壌層からは、主として植物の蒸散作用により、水分がどんどん失われて行つて、空の毛管水孔隙の量が増加している。かくして、流出循環の第二段階に入る。

第二段階は雨の降り始めの時期である。雨量は、まず、河道降雨や植物による遮断、そして、地表下への滲透や露岩の表面をぬらすことに分配される。流域からの蒸発散はほぼ停止する。露岩地帯に降つた雨は、まず、その表面をぬらしながら局地的な表面流になつて窪地に流れこみたまひ、そこを満すと、本格的な表面流となつて斜面全体を流れ始める。B層が露出している地帯では、雨は地中に滲透して土の湿りの不足を回復しながら段々と滲透能を低下せしめて行つて、やがて、局地的な表面流が発生して、それが本格的な表面流に移り変つて行く。薄い非成帯土壌層の地帯に降つた雨は、地表下にすべて滲透して、まず、空の毛管水孔隙を満し、つぎに、空の小さな重力水孔隙を満したあとは、土壌層と基盤岩の境界層まで大きな重力水孔隙を伝つて滲透して、境界層の窪地を満した後、そこからあふれて、浅い中間流となつて境界層面上を流れ始める。このように、表面流や浅い中間流が川に流れ込み始めると、川の流量は、これまでの減少一方から横ばい、そして、増加に転じて行つて、第三段階に入る。なほ、これらの地帯を飽水させるに必要な雨量は20mm前後の値である。

第三段階では、露岩地帯やB層が露出している地帯、そして、薄い非成帯土壌層の地帯は完全に飽水しており、降雨の強弱に応じて上記の各地帯から盛んに流出が発生している。しかし、成帯土壌層の地帯や厚い非成帯土壌層の地帯では、降雨は、大きな重力水孔隙を伝つて地表面下にすべて滲透して、地表面から順次空の毛管水孔隙と小さな重力水孔隙を飽水させながら、飽水帯を下に向けどんどん降下させて行つて、やがて、土壌層全体を飽水せしめる。土壌層全体が飽水すると、滲透水は、さらに、中間帯に深い中間流となつて透過して行く。成帯土壌層のB層は、集積層ともよばれ、コロイドや粘土の集積した層であつて、土塊自体は不透水性であるが、しかし、木根が腐つてできた孔や動物が通つた孔、あるいは、地面の割れ目等の豊富な存在により、A層が滲透させてきた降雨を全部受けて下のC層に向け透過させることができるのである。このようにして、成帯土壌層や厚い非成帯土壌層の地帯が飽水すると、その地帯に降つた雨は全部中間帯に向け透過して行き、第四段階に入る。なほ、この地帯が飽水するまでの累加雨量は100mm前後である。

第四段階に入ると、それ以降流域に降つた雨は全部有効雨量になる。表面流や浅い中間流の発生は降雨強度の変化にほぼ追従する。成帯土壌層や厚い非成帯土壌層の地帯では、降雨が土壌層を通りぬけて深い中間流になり、その一部は露岩地帯や薄い非成帯土壌層の地帯にあらわれ出て表面流や浅い中間流に転じて、川

に流出する。そして、残りは地下水層まで到達して地下水になる。小さな貯留係数の地下水層に到達した降雨は、そこに貯留されながら、どんどん川に流出する。貯留係数の大きな地下水層に到達した降雨は、地下水貯留量を増大させながら、徐々に川に流出する。強い雨がなほ降り続くと、貯留係数の小さな地下水層からの地下水流出流量は降雨強度の変化に鈍く追従するようになり、貯留係数の大きな地下水層からの地下水流出流量はゆるやかに増大して行く。そして、降雨の終了と共に、第五段階に入る。

第五段階は第一段階へのつなぎの期間である。降雨が終了すると、表面流出はたちまち止み、浅い中間流出は、薄い非成帯土壌層の小さな重力水孔隙から重力水がしぼり出されるまで続いて、ほどなく止む。成帯土壌層や厚い非成帯土壌層の地帯では、小さな重力水孔隙の中の重力水がしぼり出され切るまで、中間帯への降雨の補給が続く。そして、いくばくもなく、深い中間流出と地下水の補充が止む。土壌層中の毛管水孔隙に貯まっている水は、そのまゝそこに保留されて、直接には流出に関与しない。表面流出や浅い中間流出が出終つた後、深い中間流出が終了した時点で、ハイドログラフに変曲点があられ、そして、貯留係数の小さな地下水層から貯留されていた地下水がほゞ川に放出し終つた時点で、ハイドログラフに折れ曲がり点があられ、それ以降の川の流量は、貯留係数の大きな地下水層からの地下水流出流量にのみより構成されるようになる。天候の回復と共に、流域からの蒸発散が再開され、植物や地物の表面をぬらしている水や窪地にたまつた水はどんどん蒸発して失われ、土壌層からは主として植物の蒸散作用により毛管水が失われて行く。こうして、流出循環の第一段階にもどつて行くのである、と説明できよう。

4. きわめて滲透能の高い山地流域の流出循環の数値モデル化

以上で説明した、我が国のきわめて滲透能が高い山地流域の流出循環を、以下の手順で、数値モデル化しよう。

- (1) 流域面積を A (km^2) とする。
- (2) 露岩地帯やB層が露出している地帯、そして、薄い非成帯土壌層の地帯の総面積を A_{12} (km^2) とする。また、成帯土壌層や厚い非成帯土壌層の地帯の総面積を A_3 (km^2) とする。 $A = A_{12} + A_3$ 。
- (3) A_{12} の区域では、降雨開始よりの累加雨量が S_{12} (mm) に達つするまでは、雨量はすべて損失雨量になり、それ以降の雨量はすべて、表面流と浅い中間流に転じて、有効雨量になる。
- (4) 表面流や浅い中間流は、時間遅れなしで、川に流出する。
- (5) A_3 の区域では、降雨開始よりの累加雨量が S_3 (mm) に達つするまでは、雨量はすべて損失雨量になり、それ以降の雨量は有効雨量になる、すなわち、深い中間流になる。
- (6) 深い中間流は LAG (hr) という時間遅れで A_{12} の区域にあられて、表面流か浅い中間流になるか、もしくは、同じ時間遅れで地下水層に到達して、地下水となる。
- (7) 深い中間流が地下水層に到達する割合を GR (%) とする。
- (8) 地下水層を、貯留係数の小さなごく短期間に地下水を放出し終る地下水層と貯留係数の大きい長期間にわたり地下水を放出し続ける地下水層の二種類に大別し、共に線形貯水池であると仮定する。そして、前者の総面積を A_S (km^2) 貯留係数を GSK (hr)、後者のそれぞれの値を AL (km^2) GLK (hr) とする。 $A = A_S + AL$ 。
- (9) 地下水層から川への地下水の放出量は追跡計算により求める。
- (10) 面積が A_S の地下の線形貯水池は、降雨開始時には完全に空、すなわち、地下水の川への放出量は零とする。面積が AL の地下の線形貯水池の降雨開始時の川への地下水の放出量は、その時の流域の出口における流量、すなわち、初期流量 Q_I (m^3/s) とする。
- (11) A_{12} の区域に降つた雨による表面流出量と浅い中間流出量、 A_3 の区域に降つた雨による深い中間流出量、 A_3 の区域に降つた雨による地下の A_S と AL の区域からの短期間流出地下水流出量と長期間流出地下水流出量の合計量が斜面から川への流出量、いゝかえれば、川への流入量になる。

これまでが斜面の現象で、つぎから川に移る。

(12) 川は線形河道網とその末端に連なる線形貯水池から成るものと仮定し、線形河道に流入した有効雨量は、そこを速度 CV (km/hr) で貯留係数が CK (hr) なる線形貯水池に集中して行つて、そこで貯留作用を受けた後に流出する。すなわち、線形貯水池からの流出量が流域の出口における流量である。

(13) 有効雨量が線形河道網を線形貯水池に集中して行く過程は、集中面積図を用いて計算する。集中面積図は流域の区分面積図 AL (L) と集中速度 CV から作成する。

(14) 線形貯水池からの流出量は追跡計算により求める。降雨開始時の流出量は初期流量である。

(15) CV は幹川流路の長さ TL (km) と始点と終点の標高差の比、すなわち、幹川流路平均勾配 S から求まり、 CK は TL と A と S から求まるものとする。

すなわち、講演者が提唱しているきわめて滲透能が高い我が国の山地流域の流出循環の数値モデルは、 $A \cdot TL \cdot S \cdot AL(L) \cdot A12 (A = A12 + A3) \cdot AS (A = AS + AL) \cdot S12 \cdot S3 \cdot LAG \cdot GR \cdot QI \cdot GSK \cdot GLK$ なる独立した13ケのパラメータと、 $CV \cdot CK$ の2ケの従属したパラメータで表現されるようになってゐる。

5. 本モデルが持つパラメータの値の求め方について

本モデルには合計15ケのパラメータがあり、それらの数値を求めるための基本的な考え方はつぎのとおりである。

まず、パラメータは、①市販の地形図(5万分の一)を用いて計測するもの—— $A \cdot TL \cdot S \cdot AL(L)$ 、②理屈としては、現地調査や野外・室内実験から求まるもの—— $A12 \cdot AS \cdot S3$ 、③既往洪水のハイエトグラフとハイドログラフの比較、ならびに、解析から求まるもの—— $S12 \cdot S3 \cdot LAG \cdot QI \cdot GSK \cdot GLK$ 、④外国において開発された算定公式を利用するもの—— $CV \cdot CK$ 、⑤既往洪水の再現計算を通してトライアルによるのみ求まるもの—— GR 、⑥既往洪水の再現計算を通して、トライアルで求める方が簡単なもの—— $A12 \cdot AS$ 、に分類することができる。

$A12$ は、現地において、露岩地帯やB層が露出している地帯、そして、薄い非成土壌層の面積を測量することにより求まる値である。しかし、実際には、これを行うことは不可能に近く、水文資料のある流域では、現地査査を行い概略値を推定して、既往洪水の再現計算を通してトライアルで求める。水文資料のない流域では、現地査査や、類似の水文資料のある流域の値を参考にして求める。

AS と AL は、第一次の川の、流出循環の第一段階の時期において完全に乾上つたものとまだ水が流れているものの各総流域面積を計測することで推定することができる。ただし、これには、第一次の川とその流域界まで表現されている大縮尺の地形図が必要である。しかし、 $A12$ を直接的に求めるよりはずつと簡単である。したがつて、水文資料のある流域では、既往洪水の再現を通してトライアルで求める方が簡便である。水文資料のない流域では、類似の流域の値を参考にして決める。

$S3$ は、流域の土壌調査と現地・室内実験から比較的簡単に求めることができる。また、水文資料のある流域では、ハイドログラフとハイエトグラフの比較から容易に推定することができる。

$S12$ は、ハイエトグラフとハイドログラフの比較から容易に推定することができ、水文資料のない流域では、類似の流域の値をそのまま用いれば良い。

LAG は、ハイエトグラフとハイドログラフのピークの発生時間を比較することにより容易に推定でき、どの流域に対しても大体1時間という値を用いておけばまちがいないことを講演者は見出した。

QI は、水文資料のない流域だつたら、類似の流域の QI の比流量をそのまま用いれば良い。

GSK と GLK は、水文資料のある流域であれば、ハイドログラフの減退部分の解析から容易に求まる。ただし、この際には、なるべく、雨が流域に一樣に降つた大きな洪水から求めることが望ましい。水文資料

のない流域においては、類似の地質構造の流域の値を修飾して、決めれば良い。

CVとCKは、表面流が卓越している流域であれば、ハイドログラフとハイドログラフの解析から求めることができる。しかし、我が国の山地流域は深い中間流出と地下水流出が卓越するから、これを行うのは無理であつて、外国で開発された算定公式をそのまま利用する。講演者は、CVについては、ラショナル式法の中のババリア地方の公式が、CKについては、リンスレイが提唱した公式が利用できることを見出した。ここで、リンスレイの式とは、河道の貯留係数 $K = b \cdot L \sqrt{A} / \sqrt{S}$ （ L は幹川流路長mi l、 A は流域面積 mi l^2 、 S は幹川の平均勾配 $\text{feet} / \text{mi l}$ 、 b は係数で0.04～0.08）であたえられるもので、講演者は b の値を0.04にとつている。

GRは、水文資料のない流域では、類似の地形や地質構造の流域の値を修飾して決める。GRの値は、流域におけるA12の区域の占める割合が大きくなると減り、逆では増加すべき性質のものである。

すなわち、水文資料のある流域については、本数値モデルのパラメータの13ヶまでは固定できるから、残るはA12・AS・GRの3ヶを既往洪水の再現計算を通してトライアルで求めれば良いことになる。ただし、任意の洪水についてのもつとも再現度の良いA12・AS・GRの各値の組み合わせが、常識的にいって、あり得べからざる、納得の行かない数値であつたならば、その各値を用いたことによつて再現された洪水は、物理的には、何等、意味がないということになる。また、すべての流域において発生したすべての洪水を再現でき、かつ、各流域毎のA12・AS・GRの各値が定数と見なせるならば、本モデルは本当に普遍性のあるものであるといえよう。

6. 本モデルの検証

本モデルを検証するために、利根川支川赤谷川相俣ダム流域・同左支川鬼怒川五十里ダム流域、ならびに、川俣ダム流域・天龍川支川三峰川美和ダム流域・同左支川小渋川小渋ダム流域・矢作川矢作ダム流域・木曾川支川横山ダム流域、の7山地流域で発生したピーク流量の比流量が $1 \text{ m}^3 / \text{s} / \text{km}^2$ 以上の合計35洪水について、洪水の再現計算を実施した。それら流域は、いずれも直轄管理の多目的ダムの流域であつて、そこから得られた水文資料の精度は、雨量が、面積雨量に変換された段階で、良くてマイナス10%のオーダー、悪くするとマイナス20～30%のオーダーであろう。流量は、時間平均流量であるため、その値が小さい間はその精度がいちじるしくバラつき、流量が増大するにつれて段々に精度が向上して行つて、ピーク流量付近ではプラスマイナス10%以下のオーダーになつていられる。すなわち、両者の精度はマッチしていないが、雨の降る傾向については十分にとらえることができていると考えられる。

このような検証洪水の性質から、洪水の再現度の判定は、①ピーク流量の発生時刻、②ハイドログラフの全般的な形、③ピーク流量、の順序で行つた。そして、本数値モデルは、①ピーク流量の発生時刻の再現度が特に良い、②ハイドログラフ全体の形も比較的良く再現できる、③ピーク流量の再現精度は、面積雨量の精度とのかねあひの問題ではあるが、時間平均流量で、10%のオーダーは期待できそうである、④A12・AS・GRの値は、常識で想像できる範囲の中の値であり、流域の定数と見なせる、という結果を得ることができたと講演者は考えている。付図参照。

7. おわりに

講演者の「きわめて浸透能が高い山地流域における流出循環の数値モデル」はまだ7流域にしか適用されていない。我が国には、現在、百数十の多目的ダムが運転されており、それらは、洪水調節を行うための必要性から、水文資料が比較的良く蒐集・整理されており、しかも、資料が原則として公開されているので、これら多目的ダムを十二分に利用して、今後、本モデルの検証とパラメータの普遍化を行つて見たいと考えている。

最後に、検証洪水の資料を提供していただいた各ダム管理所の各位に対し深く感謝の意を表します。

