

# 水源帯における流出過程に関する研究 (II)

## 流出の予測

芝野博文\*

## Hydrological Processes in Headwater Areas (II)

### —A Runoff Prediction—

Hirofumi SHIBANO\*

#### 目次

第1章 日本の水源帯における水文特性	379	(2) モデルのパラメータの決定	390
序	380	(i) 単位応答関数	391
第1節 降水特性	380	(ii) 初期損失	392
第2節 流域特性	382	(iii) 有効雨量	393
(1) 無機的因子	383	(iv) 基底流出	393
(i) 地質	383	第3節 モデルの適合性	394
(ii) 地形	383	(1) 適合度	394
(2) 有機的因子	383	(2) 感度分析	396
第3節 流出特性	384	第4節 モデルの応用	398
結び	387	結び	399
第2章 流域条件に基づいたハイドログラフの推定	388	第3章 大流域への応用	400
序	388	序	400
第1節 流域条件の計量	388	第1節 流域の概況	400
(1) 地質と地表状況	388	第2節 モデルの応用と適合度	401
(2) 地形の計量	389	第3節 流域条件の変化に伴う流出の予測	407
(3) 試験流域の流域条件の計量	390	結び	409
第2節 流域条件に基づいた流出モデルの構成	390	要旨	409
(1) 流出モデルの原型	390	引用文献	410
		Summary	411

## 第1章 日本の水源帯における水文特性

### 序

水文特性という言葉で気象・流域・流出のそれぞれに固有な傾向を包括的に表現することにする。

\* 東京大学農学部林学科

Department of Forestry, Faculty of Agriculture, University of Tokyo.

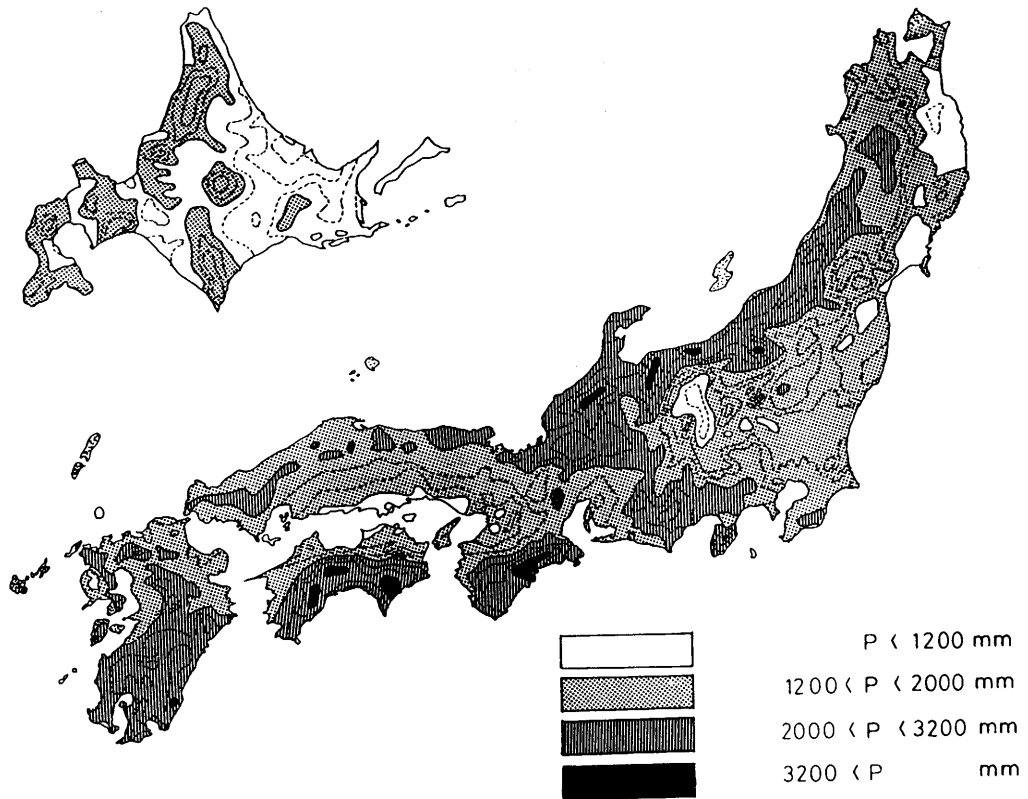


図 1-1-1 年降水量の分布状況  
(森林立地懇話会編, 「森林立地図」<sup>12)</sup> の等雨量線図より著者が編集)

高水流出を対象とした水源帯からの流出の予測に関する考察を中心のテーマとして第 2 章以降で取り扱う。解析に用いる資料は東京大学愛知演習林内の試験流域と利根川の水源地帯の流域である。いずれも、日本の中央部、表日本側に位置する。このような流出過程のモデルは演えきの基礎となった現象の地域的な特性に依拠するという宿命を担っていると言えよう。さて、流出過程に関する特定の知見を地理的にどの範囲まで広げることができるかはそのモデルの応用範囲を意味する重要な視点である。例えば、裏日本の降雪と融雪による出水は一年のうちそれによって支配される時間の長さからみても、また、量的に見てもその地域の水文特性と見なされる。

融雪の過程をその構造の中に取り入れていないモデルでは積雪地域への応用は限定されたものとなる。

本章の目的はモデルのおおまかな応用範囲を知ることと、他方、各種の流域条件について日本における分布状況を整理し、流出特性に与える影響を考察する参考とすることである。

### 第 1 節 降水特性

流出を決定付ける最大の因子は降雨である。まず、年降水量について日本における分布状況を見ることとする。図 1-1-1 に年降水量の等高線を引きその階級の幅に応じて地域を塗り分けた図

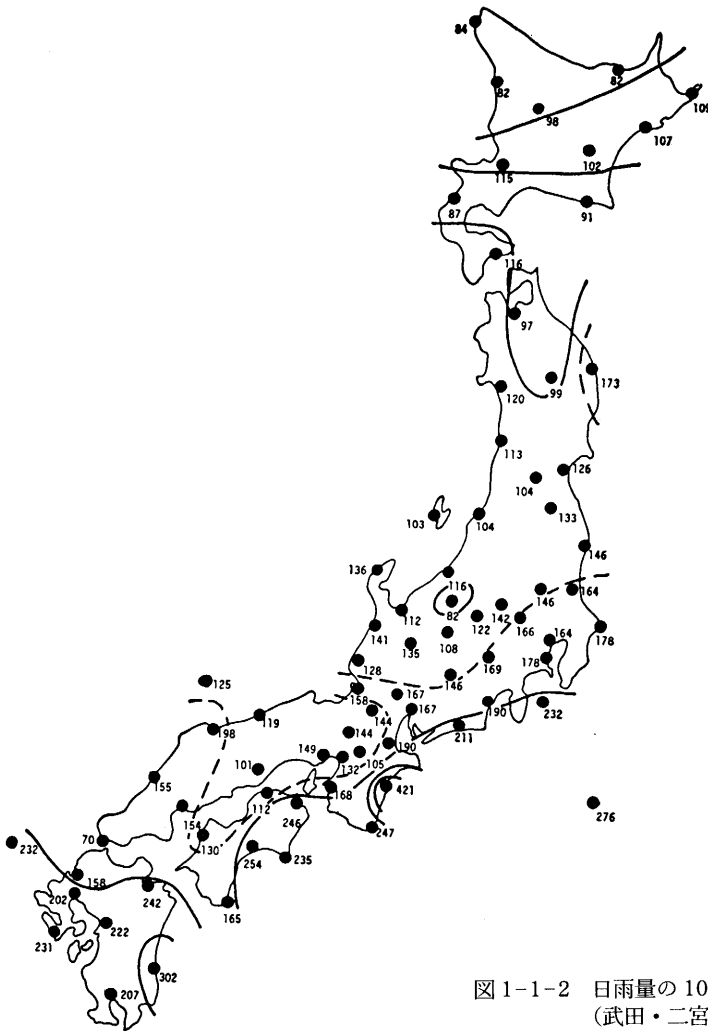


図 1-1-2 日雨量の 10 位値の地域分布  
(武田・二宮：「日本の豪雨・豪雪」<sup>15)</sup> より転載)

をしめす。年降水量 1200 mm 以下を寡雨地帯とすると日本に寡雨地帯が 4 箇所存在する。1 つは北海道の低地、次に東北日本の太平洋側、そして長野県の盆地部、最後に瀬戸内沿岸地方である。逆に、2000 mm 以上の多雨帯(降雪も含む)は、近畿・北陸・東海地方日本海側と南九州・四国・紀伊半島南部・東海地方の大きく分けて 2 つに分けることができる。これらのうち一部の山岳部では年降水量 3200 mm を超える豪雨豪雪地帯も分布している。

次に年間における日降水量の順序づけを行ない日雨量 10 位値の日本における分布状況<sup>15)</sup>を示すと図 1-1-2 のようになる。日雨量 10 位値は年間にその地点で何度か起こる豪雨と考えることができる。年降水量の分布では見ることのできなかつた表日本と裏日本の降水の相違を明確に示している。200 mm/day の線は九州の中南部・四国南部・紀伊半島南部、東海地方南端部を通り、将に、年降水量分布図(図 1-1-1)の太平洋側の多雨帯と一致している。また、図 1-1-3 に

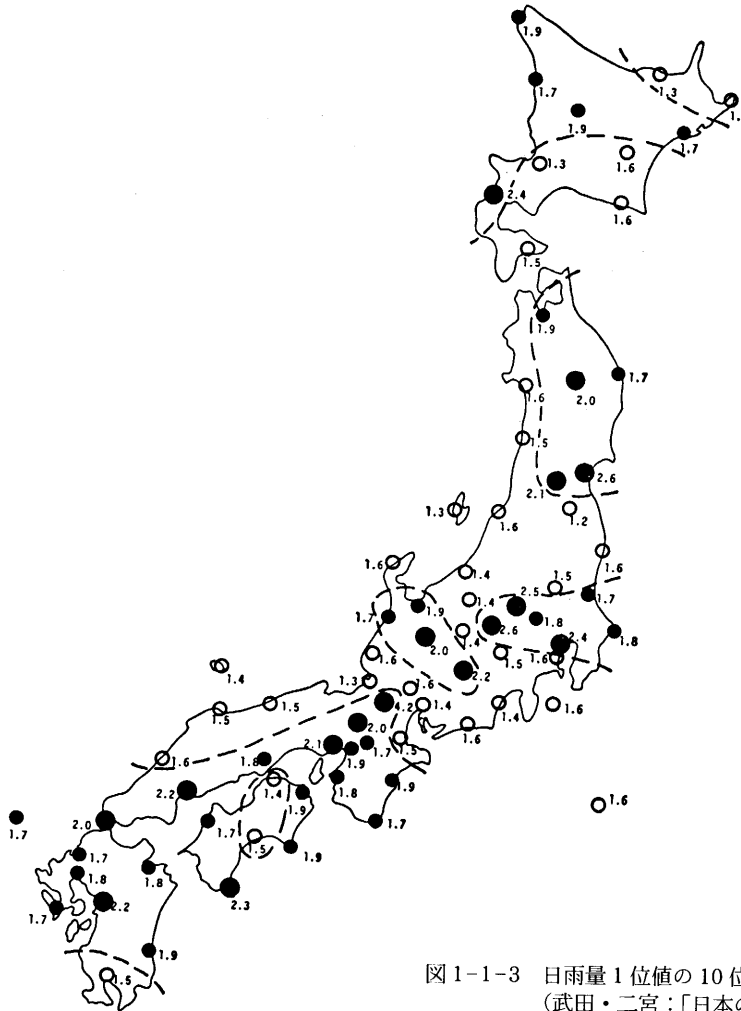


図1-1-3 日雨量1位値の10位値に対する比の地域分布  
(武田・二宮:「日本の豪雨・豪雪」<sup>15)</sup>より転載)

年間における日雨量の1位置の10位値に対する比率<sup>15)</sup>が示されている。日雨量10位値が豪雨の標準値だとすると、それは年に1回程度の確率で生ずる豪雨の標準値に対する比率であるといえる。図は1.6倍より大きい地帯と小さい地帯とで各地が二分されていることに気がつく。年降水量が大きかった裏日本の地域は、この比率に関しても小さいことに気がつく。また、中部山岳地(関東北部、長野・富山県地方)に比率の大きい所が存在することが理解できる。

このような結果から判断すると、表日本・中央部で構築した高水流出モデルは、裏日本の積雪地帯では限られた時期にしか応用できないと判断される。

## 第2節 流域特性

流出特性を決定するものは第1に降水を中心とした気象的要因であるが、次に受け皿である流域に内在する要因が挙げられる。これを流域特性と称する。その要因は無機的因子と有機的因子

とに二分される。無機的因子とは流域の地形・地質であり、有機的因子とは水源帯においては流域の表層を覆う森林を主とした植生、それを支える森林土壌である。有機的因子は人間の営為により短期間に急激な変化を受けることもありうる。それは一つには主に林業経営によってであり、他には種々の開発行為による。

### (1) 無機的因子

(i) 地質 図1-2-1に示されたとおり地質構造によって日本列島は四分される。その境界は2本の地質構造線とその延長線である。糸魚川静岡線によって日本列島は西南日本と東北日本に分断される。一方、中央構造線を中心とし、その西の延長である臼杵・八代線、東側には利根川構造線によって太平洋側の外帯と日本海側の内帯とに分けられる。東北日本は第3紀・第4紀の新しい岩層を主体とし火山噴出物の分布も広い。一方、西南日本は花こう岩類や中生層を主体とした岩石や地層からなる。しかし、九州地方中南部には現在も活動の活発な火山を中心に火山噴出物が広がっているし、第3紀層の分布も多い。

内帯は花こう岩類と古生層の分布が目立ち、外帯では中生層を主とした東西に延る帯状の構造になっている。ここは破碎作用の著しいところである。

(ii) 地形 流出特性を決定付ける地形的因子として流域の規模と傾斜と形状が考えられる。日本の水源帯を対象とした場合、流域面積は狭い所では1ha程度から始まって様々の大きさの流域が考察の対象となりうる。日本の水源帯がほとんど山地に位置することを考えるとその地形に関する地域性は薄くなり等質なものとなる。

水源帯を対象とした流域の規模からは離れるが海に直接注ぐ河川についてその流域に高度階級の面積比率を調べ、その形状に応じて日本を18の地区に分けた例<sup>19)</sup>に若干触れておこう。図1-2-2は縦軸が高度で横軸は対数日盛で表わした面積比率である。この分類のなかで特徴的な流域区を2,3紹介すると、まず日高流域区(II)と北陸流域区(IX)でジグザグ型で傾きが急である点に特徴がある。これと対照的な所が北海道主部流域区(I)で傾きが緩やかである。また「つ」の字型の現われる北上流域区(V)と阿武隈流域区(VI)、越前・東中国流域区(XI)鳥取・東島根流域区(XII)、中国流域区(XIII)には隆起準平原あるいはそれに類似した地形からなっていると考えられ、水源帯にあたる河川上流域は比較的緩傾斜になっていると予想される。その他の地区はこれらの混合形であるが、水源帯として高度の高い部分に目を移すとほとんどの地区で急傾斜になると判断できそうである。

### (2) 有機的因子

水源帯の流域の表面は森林と土壌という有機的な因子が相互に影響を与えながら存在してい

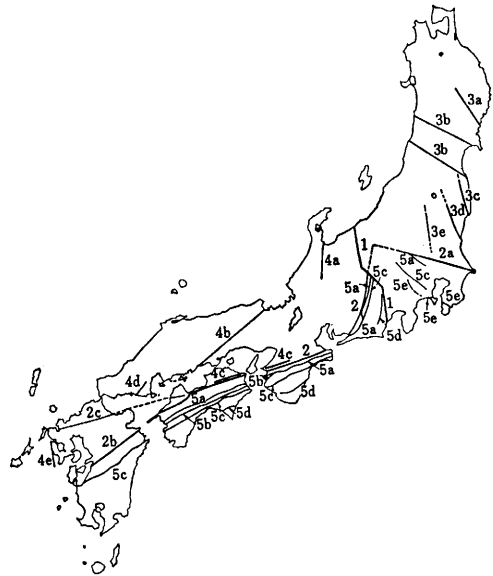


図1-2-1 日本の地質区分にかかわる主要な構造線  
(小出博:「日本の国土(上)」<sup>8)</sup>より転載)

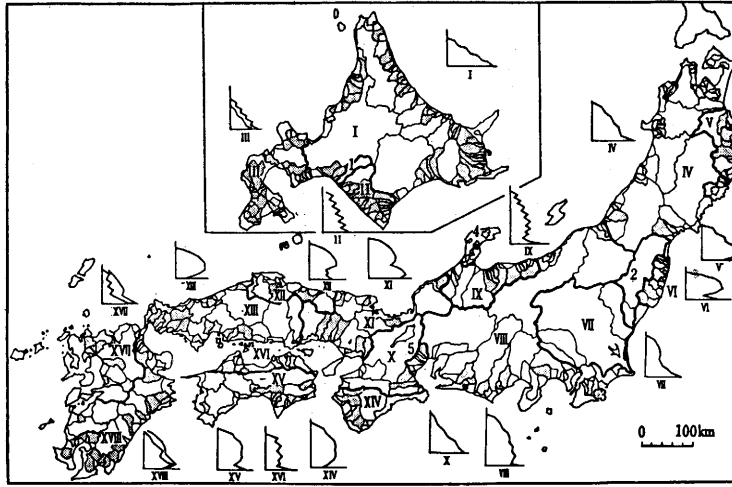


図 1-2-2 流域内高度分布の型による日本の流域区分  
(坂口他：「日本の地形論」<sup>19)</sup> より転載)

る。森林の分布を決定するのは降水量と気温であるが、両者の条件から判断して日本列島はほとんどが多雨林の気候条件下に入り、この条件から外れる瀬戸内地方においても、森林気候の限界より多湿側にあるといわれている<sup>7)</sup>。日本の植生は西南諸島を除くと北から亜寒帯針葉樹林、冷温帯落葉広葉樹林、暖温帯常緑広葉樹林の3つの森林帯に区分される。そしてこれらは気温（暖かさの指数）によってその境界線を引くことができる。

一方、これらの森林を支える土壌は小縮尺の土壌図<sup>12)</sup>上で見ると日本における土壌分布は極めて単調であり、黒ボク土（火山灰を母材とする）、赤黄色土未熟土（表面侵食による受食土）、火山放出物未熟土、沖積地を除いては、北海道から九州まで褐色森林土で覆われている。このことは林地における水循環の様式が日本各地でおおまかに言って一様であることを物語っている。

以下、水源帯の水循環を考察する上で重要であると思われる日本の土壌の全般的特徴<sup>2)</sup>に触れておこう。第1に、土壌層内では年間を通じて下方向への水の運動が卓越し、脱塩基・脱珪酸が進んで酸性土壌が多い。土壌構造の発達が悪く、凹所や緩斜地では湿性土壌が生成し易。特に亜高山・北日本など低温地帯でこの傾向が強いこと。第2に、森林下の土壌の腐植含量は極めて高い。第3に山地斜面には石れきに富む比較的未熟な土壌が多く、尾根筋・中腹・谷沿い斜面へと土壌水分は乾から湿に移ること。第4に、裏日本の山地土壌は表日本の山地土壌に比して湿性傾向が強いこと。

### 第3節 流出特性

年流出量の地域的分布を図 1-3-1 に示した。図 1-1-1 に示した年降水量の分布図と同じように水高に関して階級別に塗り分けたものであるが、その分布の様子はよく似た傾向を示す。ここで気が付く点は、東北地方日本海側と北海道で降水量より流出量が多い地方が広がっていることである。2つの図には統計期間の相違があるのでこのように単純な比較はできないが積雪地方での消失量がかかなり少ないであろうと予測することができる。その理由として積雪期間中は蒸発が

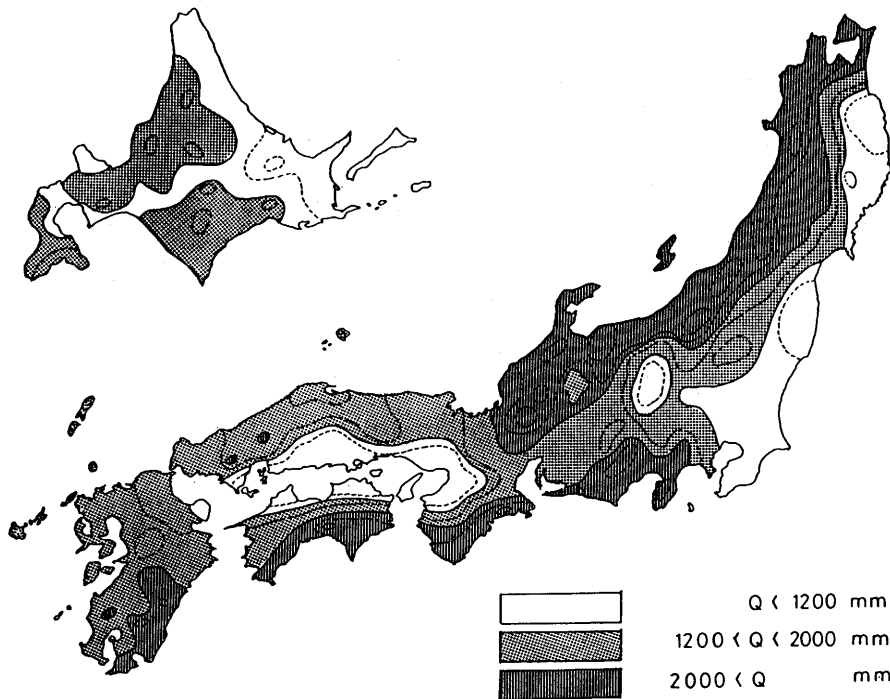


図 1-3-1 年流出の地域分布  
(科学技術庁資源局資料<sup>1)</sup>より著者が編集, 1200 mm のコンターは著者が加筆)

抑制されること, 融雪期に残雪面へ水蒸気が凝結すること, 積雪地方は緯度が高く蒸発のエネルギーが相対的に少ないことなどを考えることができる<sup>1)</sup>。年流出量の少ない所は北海道オホーツク海側, 東北地方太平洋側, 長野県東部, 瀬戸内地方で, 降雪・梅雨・台風の影響を受けにくい地域として共通した特徴がある。

年間における流出のパターンを月流出量の季節変化により見ていくと, 図 1-3-2 (a), (b), (c), (d) に示したように, 融雪時に大きなピークを持つ地方 (a), 台風時に大きなピークを持つ西日本太平洋側の地域 (b), 流域地質が火山放出物に覆われその調節効果によって年間流出が顕著に調節された地域 (c), 融雪・梅雨・台風のそれぞれによる出水が均等に生ずる地域 (d) にほぼ分類される<sup>3)</sup>。

次に高水流量に関して簡単にその地域的な相違を見ることにする。高水流量を比較する場合, 流量を流域面積で除して  $\text{m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$  (高水比流量 (文献 14) より著者が集計)) で示す。流域面積によってその値は影響を受けるがここでは特にその補正を行なわないこととした。高水比流量を日本の主要河川下流部における値でごく概略的に示すと, 北海道で  $1 \text{ m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ , 東北地方で  $1\sim 2 \text{ m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ , 関東地方で  $2\sim 6 \text{ m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ , 中部地方で  $1\sim 8 \text{ m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ , 近畿地方で  $1\sim 8 \text{ m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ , 中国地方で  $3\sim 4 \text{ m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ , 四国地方太平洋側で  $5\sim 9 \text{ m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$ , 九州地方で  $3\sim 6 \text{ m}^3/\text{sec}\cdot\text{km}^2$  となる。これは図 1-1-2 に示した豪雨の地域分布と比較すると, 高水比流量の多い地域と豪雨の大きい地域とが重なることがわかる。

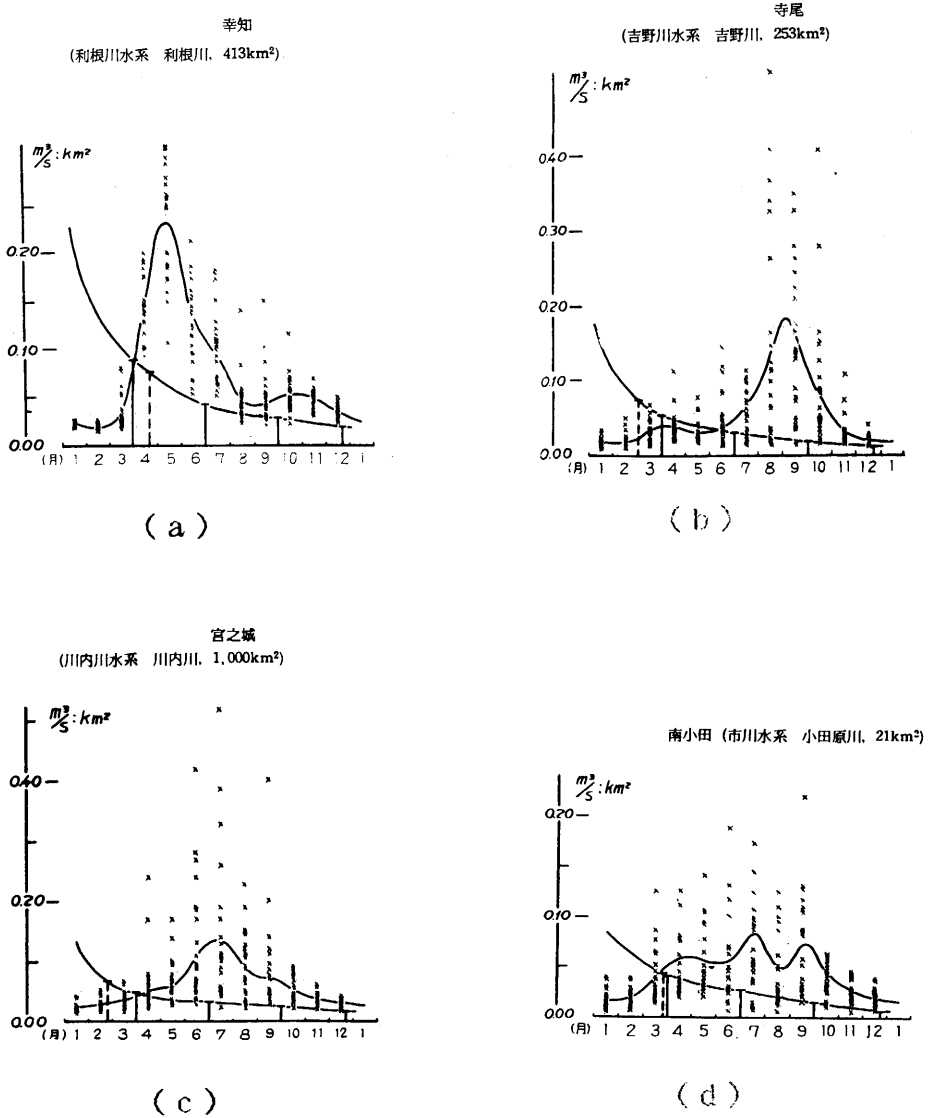


図1-3-2 年間における月別流出量のパターン (科学技術庁資源局資料<sup>1)</sup>より)

次に渇水流量について考察を加えよう。渇水流量とは1年を通じて355日間はこれを下らない流量として定義されている。渇水流量の地域的分布を図1-3-3に示した。この図を見ると基本的には年降水量の分布と一致していると言えるが、細部では特異な地域が浮き彫りにされてくる<sup>3)</sup>。富士山の東部と南九州と鬼怒川支川大谷川とで渇水流量の豊かな地方が見られる。この3箇所は年降水量の豊富な地帯から外れた所であり、流域特性によってもたらされた結果と考えられる。この3箇所に共通している流域の特徴はいずれも第4期火山岩・火山噴出物の分布している地域であり、流域内での保水力が効果的であることを物語っている。この渇水流量の多寡に関



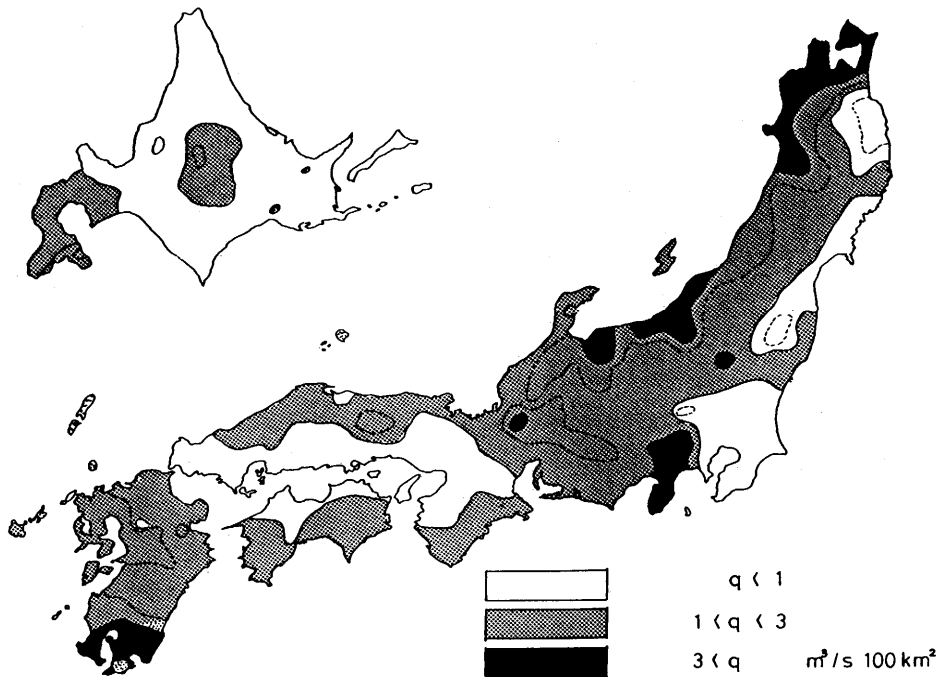


図 1-3-3 湧水流量の地域分布 (科学技術庁資源局資料<sup>1)</sup>より著者が編集)

する現象は降雨時に地中へかん養される量の配分ともかわり、高水流出を考える上でも考慮すべき問題であると思われる。

## 結 び

本章では流出モデルの適用範囲を求め、流域条件から流出を予測する手法を考えるにあたっての参考とするため、日本における水文特性を概観した。降水特性に関してその地理的分布状況を示し、年降水量の分布から裏日本と表日本の両方に年降水量の多い地域があるが、表日本の多雨地帯が豪雨の発生しやすい地域と重なることを確め、前報の高水流出モデルの適用範囲に関して、裏日本の多雨地帯は適用できる機会は限られるが、それ以外では適用可能と判断した。

流域特性として有機的要因・無機的要因に分け、無機的要因として地質と流域の高度分布を見た。有機的要因として林相と土壌とを概観したが、林相の生態的な相違に係らず土壌は画一的に褐色森林土か火山灰の豊富な黒ボク土が優占していることを確認した、両者とも土壌層内での下向きの水の動きが卓越する条件下で生成される土壌であり、概観した場合、水文学的な条件としては地域的な差異に乏しいと判断した。

流出特性についても年流出量の地理的分布状況を示し、年降水量の分布状況とほぼ一致することを確認した。また、高水比流量の地理的分布は豪雨の発生しやすい地域にほぼ一致すること、湧水比流量の地理的分布は降水量の分布では説明できない地域があり、第 4 紀火山性地質の地域と豊かな湧水比流量をもつ地域とが一致することを確認した。

## 第2章 流域条件に基づいたハイドログラフの推定

### 序

本章では流域条件を知って流出モデルのパラメータを決定し、任意の降雨条件下でのハイドログラフの推定法を考える。まず、流域条件を計量する必要がある。流域条件は、前章でも論じたように地形・地質を含む概念である無機的要因、地表状況を決定する林相・土壌および開発の進展の様子などを含む概念である有機的要因からなり、この中には計量の難しい要因が数多く含まれている。しかも、流出モデル中の個々のパラメータをこのような異質な要因から推定するためには異質なもののどうしの融合を図らなければならない。このような事情から、本章で試みるハイドログラフの推定は、適合度に関しては一歩譲ることになるかもしれないが、その応用性の広さや応用上の簡便さを目的としている。

本章では第1報で扱った東京大学愛知演習林の3試験流域の10分単位の高水流出資料を1時間単位に集計し、モデルのパラメータの決定に資することとした。流域条件から流出モデルのパラメータを決定する手法は木曾川水系の諸河川の高水流出資料を通して検討が加えられて来た。この段階で適用した流出モデルは第1報第3章で構成した流出モデルの原型とも言える。本章では流域条件から流出モデルのパラメータを決定するこの手法を踏襲し、前報で構成したモデルによって試験流域のハイドログラフの推定を試みることにする。原型の流出モデルでは取り扱わなかった数種のパラメータは本章で新たにその決定法を提案することになる。

また、モデルの適合性に関して実測ハイドログラフとの適合度を検討する他に、推算ハイドログラフのパラメータ毎の感度分析を行ない感度の鈍い不要なパラメータのチェックを行なう。

### 第1節 流域条件の計量

#### (1) 地質と地表状況の計量

流出に深く関与していると考えられる流域条件のうち質的な区分に従うものとして、地質と地表状態が挙げられる。論議の対象とする水源帯においてはほとんどが林地である。そこで、林相の良否、森林面積の流域面積に対する比率、開発の状態などの地表状態に関しては森林やそれに伴う豊かな土壌層が流域内に優占する比率によって流出の特性が決定されると考えられる。それゆえ、地表状況に関しては比較的数量化が容易である。一方、地質に関してはその区分に応じた流出の特性が次第に明かにされてきた<sup>9)</sup>。

ここでは、流出の特性を決定する地質と地表状況という2つの要因を総合した形で、ある特定の指標を考えることになるが、本論文ではこれを「水文指標」と称し、地形条件から得られるパラメータと合わせて流出モデル中のパラメータを決定するために用いられる。水文指標は異質な2つの要因を1つの量として融合したものである。このように、流域条件の計量には質的な区分の数量化と異質な量の融合という2つの課題が内在している。この課題は今後多くの事例研究を通して次第に解き明かされていく性質のものであろう。この課題に対処し、1つの解答を得ることに成功した山口の手法<sup>10)</sup>を本節で取り上げることにした。

この手法は流域条件のうち質的な区分のなされる地質・林相・開発状況に対して表2-1-1のような評点を与えることを基礎にしている。評点の量的な大きさは高水調節機能の尺度を現わす。また、評点が小さい場合は高水調節機能に優れていることを意味する。地質、森林、開発の

3つの視点から流域の高水調節機能を評価し、さらにこれらをまとめて1つの量として表現するために流域水文指標 (WTI) を次のように定義する。流域のうち開発地と非開発地の面積比率を  $m, n$  とする。ただし、

$$m+n=1 \quad (2-1-1)$$

$$0 < m < 1 \quad (2-1-2)$$

$$0 < n < 1 \quad (2-1-3)$$

とする。非開発地では地質指標 (WGI) と森林指標 (WFI) を求める。地質に関して9つのカテゴリ ( $R_1, R_2, \dots, R_9$ )、森林に関して5つのカテゴリ ( $X_1, X_2, \dots, X_4, XR_1$ ) があり、それぞれの面積率を  $r_1, r_2, \dots, r_9, x_1, x_2, \dots, x_4, xr_1$  とし、評点を  $Sr_1, Sr_2, \dots, Sr_9, Sx_1, Sx_2, \dots, Sx_4, Sxr_1$  としよう。すると、

$$r_1+r_2+\dots+r_9=n \quad (2-1-4)$$

$$x_1+x_2+\dots+x_4+xr_1=n \quad (2-1-5)$$

$$WGI=r_1Sr_1+\dots+r_9Sr_9 \quad (2-1-6)$$

$$WFI=x_1Sx_1+x_2Sx_2+\dots+x_4Sx_4+xr_1Sxr_1 \quad (2-1-7)$$

開発地では開発指標 (WDI) を求める。開発状況に関する4つのカテゴリのそれぞれの面積率を  $u_1, u_2, \dots, u_4$ 、その評点を  $Su_1, Su_2, \dots, Su_4$  とする。

$$u_1+u_2+\dots+u_4=m \quad (2-1-8)$$

$$WDI=u_1Su_1+u_2Su_2+\dots+u_4Su_4 \quad (2-1-9)$$

最終的な目標である流域水文指標 WTI を

$$WTI=WGI+WFI+WDI \quad (2-1-10)$$

として定義する。WTI の取る範囲は流域全体が良好な林地に覆われた場合と、逆に、全体が都市化した場合に与えられる2つの評点の間にある。即ち、

$$2 \leq WTI \leq 20 \quad (2-1-11)$$

## (2) 地形の計量

地形も流出特性を決定する重要な因子である。それは、さらに3つの観点に集約し得る。第1が流域の規模、第2が流域の傾斜、第3が支流の配置である。前項とは違って、これら3つの観点は数値で客観的に表現することが可能である。流域の規模は流域面積  $A$  [ $\text{km}^2$ ]、流域の傾斜は起伏量比  $RR$  [%]、支流の配置は直接的な表現法ではないがエロンゲーション比  $ER$  により代表させる。

起伏量比  $RR$  [%] は

$$RR=[(\text{流域河道最高点標高})-(\text{流域河道最低点標高})]/(\text{水系長}) \quad (2-1-12)$$

表 2-1-1 カテゴリと評点

記号	地質	評点
$R_1$	沖積地	2
$R_2$	崖錐・段丘	2
$R_3$	洪積層, 新第3紀層	7
$R_4$	古第3紀, 中生層	5
$R_5$	安山岩, 玄武岩, 花こう岩	9
$R_6$	弱風化花こう岩類	6
$R_7$	強風化花こう岩類	3
$R_8$	被覆表土または火山灰堆積土	4
$R_9$	變成岩	4
地表状況 (森林)		
$X_1$	崩壊跡地, 裸出地	9
$X_2$	伐採跡地, 草生地, 林齢 0-5 年	6
$X_3$	幼齢林, 粗悪林地, 林齢 6-15 年	4
$X_4$	良好中庸林地, 林齢 16 年以上	2
$XR_1$	河道	9
地表状況 (開発)		
$U_1$	貯水池	20
$U_2$	道路 (歩道, 車道)	18
$U_3$	水田, 畑, ゴルフ場	18
$U_4$	集落, 都市	20

Note:  $U_1$  貯水池の評点は、初期損失量、可能最大貯留量の計算に対して採用し、単位応答関数の決定については貯水池の操作状況等を加味し計算する。 $U_3$  水田の評点は初期損失量、可能最大貯留量の計算について採用し、単位応答関数の決定については別途その配置・構造等を加味して計算する。

表2-1-2 試験流域の流域条件

	白坂	数成	穴宮
流域面積 (ha)	88.5	109.5	13.9
起伏量比 (%)	18.93	3.98	7.17
エロシオン比	0.804	0.798	0.956
地質指標 WGI	2.97	5.53	3.00
森林指標 WFI	2.91	3.36	4.06
開発指標 WDI	0.18	3.78	0.0
水文指標 WTI	6.06	12.67	7.06

エロシオン比  $ER$  は

$$ER = (2/L) \sqrt{A/\pi} \quad (2-1-13)$$

ただし、 $A$  は流域面積 [ $\text{km}^2$ ],  $L$  は主流水系長 [ $\text{km}$ ] である。

### (3) 試験流域の流域条件の計量

第1章で述べた内容と重複する部分もあるが、流域条件として本章でのハイドログラフの推定に使う基本的な量を表2-1-2に示す。

地形要因も流出特性に影響を及ぼすので水文指標だけからの予測は偏りもあると思われるが、この数字で見ると数成が高水調節にとって好ましくない地質条件・地表状況を呈していると思われる。それに次いで穴の宮が挙げられ、白坂は最も高水調節が期待できると見られる。

## 第2節 流域条件に基づいた流出モデルの構成

### (1) 流出モデルの原型

流域条件に基づいたハイドログラフの推定法に関しては次項で述べるが、これは既に開発された手法<sup>3~6), 16)</sup>を踏襲することにした。ここで参照するモデルを原型として第I報で述べたモデルの構造の一部が決定された。可能最大貯留量による有効雨量の計算と単位応答関数の求め方は、本論文のモデルと原型のモデルとで同一である。ここで特に原型のモデルに言及するのは、流域条件からハイドログラフを推定する際に、モデルのパラメータを推定する手法を本論文においても同様に適用できると考えたためである。前節で示したとおり、流域条件として流域水文指標  $WTI$ 、流域面積  $A$  [ $\text{km}^2$ ], 起伏量  $RR$  [%], エロシオン比  $ER$  の4つを考え、総雨量  $P$  [ $\text{mm}$ ], 出水前の流域の湿潤状態を表わす初期流量レート  $q_0$  [ $\text{mm/hr}$ ] を合わせて合計6つの独立変数によりモデルのパラメータを決定する。原型のモデルで決定する必要があるパラメータは可能最大貯留量  $S$  [ $\text{mm}$ ] と単位応答関数のピーク流量  $Up$  [ $\text{mm/hr}$ ], 基底流出の出水時の増加率  $Bs$  [ $\text{mm/hr}^2$ ] である。原型のモデルではこの3種のパラメータを目的変数とし、流域条件と高水前の湿潤状態あるいは降雨の大きさを示す6つの変数を説明変数とし、3つの重回帰式により変数間の関係が求められている。この重回帰式は木曾川水系の9流域35高水例をとって検討が加えられたものである。重回帰式は原型のモデルに対して以下のように与えられている。

(i) 可能最大貯留量  $S$  [ $\text{mm}$ ]

$$S = 1.13 \times 10^4 RR^{-0.13} \cdot WTI^{-1.89} \cdot q_0^{-0.35} \quad (2-2-1)$$

ただし、原型のモデルでは初期損失を考慮していない。

(ii) 単位応答関数のピーク流量  $Up$  [ $\text{mm/hr}$ ]

$$Up = 2.3 \times 10^{-3} A^{-0.14} \cdot ER^{1.7} \cdot RR^{0.5} \cdot WTI^{1.1} \cdot P^{0.55} \quad (2-2-2)$$

ただし、 $P$  は連続降雨の総量である。

(iii) 基底流出の出水時の増加率  $Bs$  [ $\text{mm/hr}^2$ ]

$$Bs = 7.452 \times 10^{-5} A^{0.82} \cdot ER^{0.85} \cdot P^{0.82} \quad (2-2-3)$$

### (2) モデルのパラメータの決定

対象を東京大学愛知演習林の白坂・数成・穴宮の高水例とする。第I報第3章では10分単位

の資料を取り扱った。本章では原型のモデルとの対応を考えるうえで資料を1時間単位に丸めることにした。取り扱った高水例は第3章のもとと全く同じである。3つの試験流域についてはモデルのパラメータは既に第1報第3章で求めた。単位応答関数の形状に関するパラメータ  $Up$  を除いては取り扱い時間単位が変わろうともパラメータの値に変更はない。先ず、パラメータの値に変更が予想される単位応答関数について考えていこう。

(i) **単位応答関数** 1時間単位で再編成された降雨・流量資料に対して、流出モデルをあてはめ、実測値と推算値が適合するようにキャリブレーションを行なって単位応答関数のピーク流量  $Up$  [mm/hr] を求めた結果が表2-2-1である。他のパラメータは資料の単位時間を変更することによって影響を受けないので第1報第3章で求めた値を用いる。

時間単位が10分から1時間になることによって、単位応答関数の形状が変わる様子を次のように考える。図2-2-1(a)は10分間に1mmの降雨があった場合の単位応答関数である。(b)は1時間に1mm均一に降雨がある場合の流出の様子である。同じ流域でも資料の単位時間を丸めることにより、このように単位応答関数のピーク流量  $Up$  は  $Up'$  へと減少することになる。前報で10分単位の資料を扱い、その単位応答関数を求めた。また、本章では表2-2-1に示したとおり1時間単位の資料に対する単位応答関数を求めた。両者の関係は図2-2-1に示した関係に従うことを以下に検討してみよう。

図2-2-2、図2-2-3、図2-2-4にそれぞれ白坂・数成・穴宮の場合について単位時間が10分から1時間になることにより単位応答関数が変換される様子を示している。(a)は10分単位の資料に対応する単位応答関数であり、(b)は10分間に1/6mmの降雨が1時間継続した場合の直接流出ハイドログラフである。(c)は1時間単位の資料に対応した単位応答関数である。

白坂に関しては10分間資料に対応した単位応答関数(a)から合成されたハイドログラフ(b)と1時間単位の資料に対応した単位応答関数(c)がみごとに一致している。数成においても(b)、(c)はほぼ一致している。穴宮において多少の不一致が生じている。即ち、(b)は(c)よりピーク流量が低く、ピークの発生時刻も遅いが裾の部分を形成する中間流出が早く終了するという歪な形と

表2-2-1 1時間単位水文資料に対する単位応答関数のピーク値 単位:[mm/hr]

高水 No.	白坂	数成	穴宮
1	0.25	0.75	1.25
2	0.80	0.75	1.00
3	*	0.65	4.00
4	0.30	0.50	1.50
5	0.22	0.50	1.20
6	*	1.05	1.20
7	1.00	1.20	1.00
8	0.75	*	*
9	0.75	1.20	1.50
10	0.80	0.75	0.80
11	*	0.75	2.00
12	0.50	0.50	1.00
13	0.38	0.75	1.15
14	0.40	0.75	1.00
15	0.60	*	1.00
16	-	*	2.30
17	-	0.80	-
平均	0.56	0.78	1.46

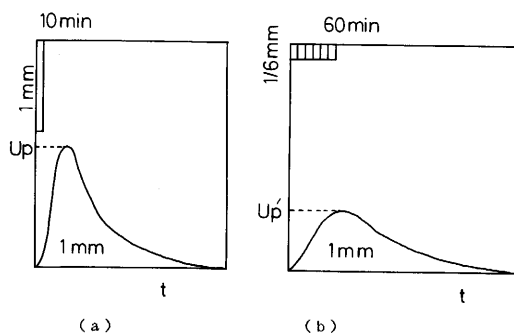


図2-2-1 解析の単位時間の違いに対応した単位応答関数の相違

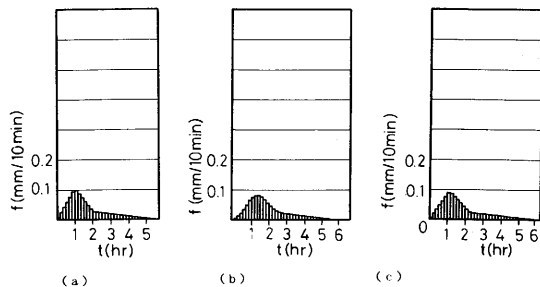


図 2-2-2 白坂の単位応答関数

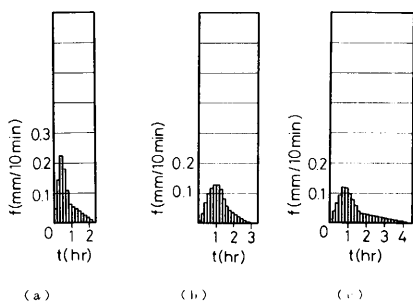


図 2-2-3 数成の単位応答関数

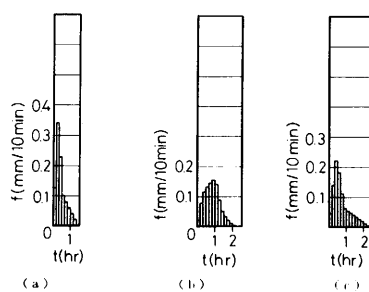


図 2-2-4 穴宮の単位応答関数

Note : (a), (b), (c) は本文参照

なった。このような相違は小流域での単位図の取り扱い方の難しさを物語っていると思われる。

1 時間単位の資料から求めた単位応答関数の形状は図 2-2-2～図 2-2-4 の (c) に示した形を以て代表値と定めることとする。各々に対応する  $Up$  の値は表 2-2-1 中の平均値をもってあてた。

流域条件からモデルのパラメータを求める式は原型のモデルで用いられた (2-2-2) 式、即ち

$$Up = 2.3 \times 10^{-3} \cdot A^{-0.14} \cdot ER^{1.7} \cdot RR^{0.5} \cdot WTI^{1.1} \cdot P^{0.55}$$

を応用する。ただし、この式は総降雨量  $P$  が独立変数として取り入れられているが、前報で総降雨量  $P$  と単位応答関数  $Up$  に相関関係を見いだすことができなかったことや、降雨終了後に定まる総降雨量  $P$  が降雨期間中に用いられる単位応答関数のピーク流量  $Up$  を決定する独立変数であるという不合理などから  $P$  を独立変数から外すこととした。しかし、豪雨を対象として適合度を考え、かつ表 2-2-1 に示した平均的な  $Up$  の値に近づくよう  $P=200$  mm を代入して

$$Up = 3.6 \times 10^{-2} \cdot A^{-0.14} \cdot ER^{1.7} \cdot RR^{0.5} \cdot WTI^{1.1} \quad (2-2-4)$$

を得る。表 2-1-2 の流域条件を代表する各変数の値を (2-2-4) 式に代入して白坂で  $Up=0.78$  mm/hr、数成で 0.79 mm/hr、穴宮で 1.40 mm/hr を得るが、白坂で過大な値となった。

(ii) 初期損失 流域の湿潤状態を示す降雨前の流量レート  $q_0$  [mm/day] によって最大初期損失量  $Lf$  [mm] が決定され、その  $Lf$  をパラメータとして雨量から初期損失が定まる。流域には、流域の湿潤状態から独立した最大初期損失指標  $If$  [mm<sup>3/2</sup> day<sup>-1/2</sup>] が固有に与えられているという考えのもとに  $If$  を流域条件から定める方法を提案する。初期損失は流域面積や流域の形状や傾斜に支配されることは少ないと考えてよいであろう。するとそれは流域の地質や地表状態にの

み依存するであろう。即ち、最大初期損失指標  $I_f$  は流域水文指標  $WTI$  のみの関数として表現することが適当と判断される。1935年から1938年の間の高水解析から求めた平均的な  $I_f$  の値にほぼ近似できるよう  $I_f$  の推定式をつぎのように提案する。

$$I_f = 3.0 \times 10^2 \cdot WTI^{-1} \quad (2-2-5)$$

第I報で得た  $I_f$  と  $L_f$  との関係を適用して、次式を得る。ただし、 $q_0$  の単位は mm/hr である。

$$L_f = 6.12 \times 10 \cdot WTI^{-1} \cdot q_0^{-0.5} \quad (2-2-6)$$

表 2-1-2 中の流域水文指標  $WTI$  を用いて、最大初期損失指標  $I_f$  を求めると、白坂で  $49.5 \text{ mm}^{3/2} \text{ day}^{-1/2}$ 、数成で  $23.7 \text{ mm}^{3/2} \text{ day}^{-1/2}$ 、穴宮で  $42.5 \text{ mm}^{3/2} \text{ day}^{-1/2}$  となり穴宮で過大な値となった。

(iii) 有効雨量 可能最大貯留量  $S$  [mm] をパラメータとして流出可能雨量  $P_d$  から有効雨量  $P_e$  を求めることができる。流域条件から  $S$  を求める手法は原型のモデルで適用された式を用いる。即ち、

$$S = 1.13 \times 10^4 \cdot RR^{-0.13} \cdot WTI^{-1.89} \cdot q_0^{-0.35} \quad (2-2-1)$$

原型のモデルでは流出可能雨量からではなく、直接に雨量から  $S$  を用いて有効雨量を求めている。豪雨を対象とする場合、初期損失がハイドログラフの形状に影響を及ぼす割合が低くなる。さて(2-2-1)式は初期流量  $q_0$  [mm/hr] に応じて変化する量であるが可能最大貯留指標  $I_{sc}$  [ $\text{mm}^{1.35} \cdot \text{hr}^{-0.35}$ ] を次のように定義する。

$$I_{sc} = S \cdot q_0^{0.35} \quad (2-2-7)$$

前報で解析の対象とした高水例で  $I_{sc}$  を求めた(第1報 表 3-2-4)。流域毎に  $I_{sc}$  は一定値を取るはずであるが、ばらつきは大きかったのでその平均値をもって流域の代表値とする。それは白坂で  $239 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ 、数成で  $80 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ 、穴宮で  $151 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$  となった。(2-2-1)式と(2-2-7)式より

$$I_{sc} = 1.13 \times 10^4 \cdot RR^{-0.13} \cdot WTI^{-1.89} \quad (2-2-8)$$

となる。表 2-1-2 の条件を(2-2-8)式に代入すると、白坂で  $I_{sc}$  は  $254 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ 、数成で  $76 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$ 、穴宮で  $218 \text{ mm}^{1.35} \text{ hr}^{-0.35}$  となり、穴宮で多少過大な値となる。

(iv) 基底流出 地下水かん養量のうち被圧帯水層へのかん養量の配分比  $D$  は前報第3章の解析の対象とした高水例では平均値が白坂で 0.05、数成で 0.19、穴宮で 0.12 であった。被圧帯水層へのかん養量の配分比  $D$  は土壌層が豊かであったり河道推積物の分布が多い流域では低いと予測される点、流域面積が大きければ地下深部からの湧水即ち被圧帯水層起源の地下水が多くなると予測される点を考えて

$$D = 1.0 \times 10^{-2} \cdot WTI \cdot A^{0.2} \quad (2-2-9)$$

を提案する。(2-2-9)式を用いて表 2-1-2 の流域条件により被圧帯水層へのかん養量の配分比を求めると、白坂で 0.06、数成で 0.13、穴宮で 0.05 となり、数成・穴宮で過小となった。また、被圧地下水・不圧地下水の逓減係数は次のように一律に定めた。

$$\text{被圧逓減係数 } A_c: 0.15 \text{ hr}^{-1}$$

$$\text{不圧逓減係数 } A_u: 0.007 \text{ mm}^{-1/2} \text{ hr}^{-1/2}$$

流域条件からハイドログラフを推定することがこれで可能になった。この手法は2つの部分からなる。即ち、1つは流域条件からモデルのパラメータを決定する部分、他の1つはそのパラメータから降雨を入力としてハイドログラフを推算する部分である。後者の中心的な過程である

単位応答関数の形状が2つの3角形からなるのでDT (double triangle) モデルと呼ばれるが、この手法に対してもその調整形という意味でADT (arranged double triangle) モデルと呼ぶことにする。

### 第3節 モデルの適合性

#### (1) 適合度

前節で提案したパラメータの推定法に従い降雨から流量を推算する。実測値との適合度を検討していくが、誤差を数値で客観化せずに目で見ても適合度を相対的に判断し段階的に良否を表示して行くことにする。表2-3-1に流域条件から推定されたパラメータを示した。このパラメータを用いて各高水例にあてはめ、推算したハイドログラフの例を実測値と比較して図2-3-1(白坂)、図2-3-2(数成)、図2-3-3(穴宮)に4例ずつ示した。これらは適合度の良好なものを選んで示した。適合度を段階的にA(良好)、B(普通)、C(劣悪)に分け、各高水例に対する推算の成績を表2-3-2に示した。穴宮で良好な適合度を示した例が少ない。これは流域水文指標WTIが過小に与えられたためとも考えられる。

表2-3-1 流域条件から推定されたパラメータ

	白坂	数成	穴宮
$Up$ [mm/hr]	0.78	0.79	1.40
$If$ [mm <sup>3/2</sup> day <sup>-1/2</sup> ]	49.5	23.7	42.5
$Isc$ [mm <sup>1.35</sup> hr <sup>-0.35</sup> ]	254	76	218
$D$	0.06	0.13	0.06
$Ac$ [hr <sup>-1</sup> ]	0.15	0.15	0.15
$Au$ [mm <sup>-1/2</sup> hr <sup>-1/2</sup> ]	0.007	0.007	0.007

えられたためとも考えられる。

また、表2-3-2に総降雨量 $P$  [mm]を併記した。総降雨量50mm以下の場合が10例あるが、「普通(B)」という評価を与えられたものは1例のみで残りの9例は「劣悪(C)」の評価である。120mm以上の降雨も10例あるが「劣悪(B)」の評価はなく、「良好(A)」の評価のものが3例入っている。

表2-3-2 試験流域におけるADTモデルの適合度

No.	白坂		数成		穴宮	
	適合度	$P$ [mm]	適合度	$P$ [mm]	適合度	$P$ [mm]
1	A	68.8	B	72.6	B	108.1
2	B	154.4	A	99.0	C	24.5
3	*	*	C	18.1	C	98.1
4	C	105.5	A	62.2	B	96.1
5	A	69.8	B	54.1	B	79.2
6	*	*	C	48.5	B	77.0
7	A	88.0	C	34.5	A	238.6
8	A	121.0	*	*	*	*
9	B	43.1	B	66.4	C	38.8
10	B	246.2	A	203.6	C	54.2
11	*	*	B	97.8	*	*
12	C	86.7	B	53.7	B	184.9
13	B	149.0	C	32.0	C	67.1
14	C	100.9	C	42.7	C	16.6
15	C	18.6	*	*	C	92.0
16	-	-	*	*	B	92.3
17	-	-	A	52.7	-	-

Note : A, 良好 ; B, 普通 ; C, 劣悪



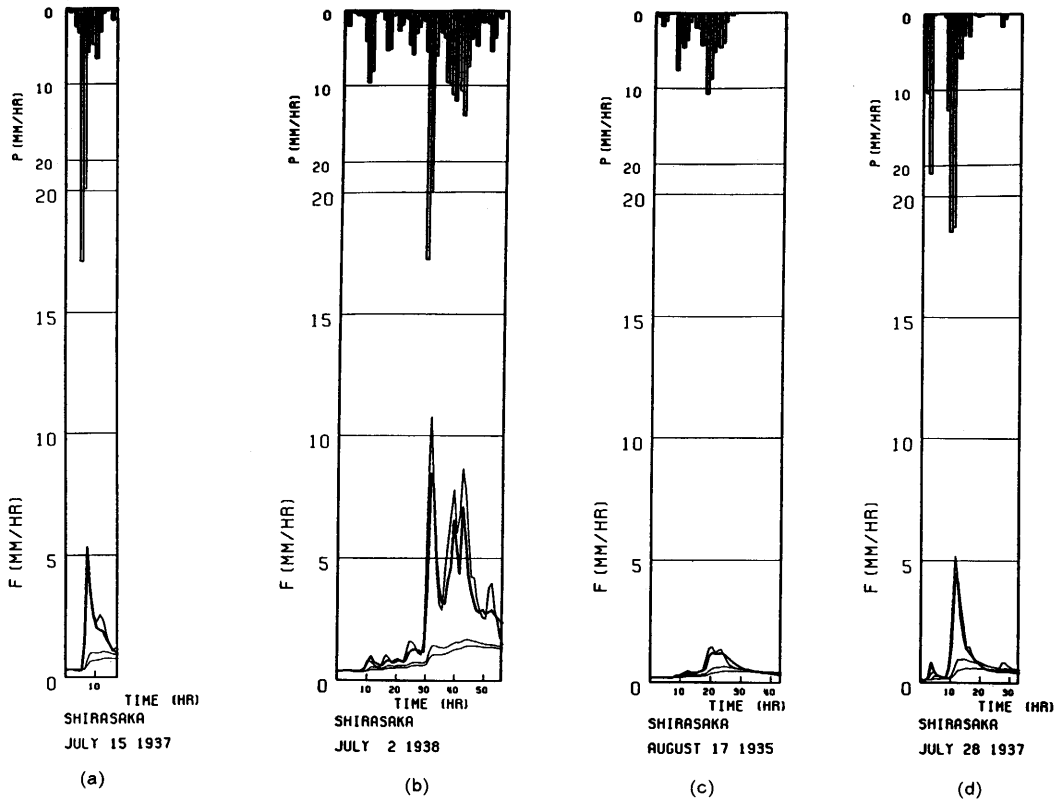


図 2-3-1 白坂流域の流出の予測

Note: 太線, 実測値; 細線, 計算値 (最下段, 不圧地下水; 中段, 基底流出).

適合度に関して次のことが言える。

- ① 中小降雨に対する適合度はいずれの流域においても低い。
- ② 基底流出に関してはほとんどの場合で良好な結果がえられた。ただし、長くても 70 時間程度の変動に関する判断である。
- ③ 穴宮での適合度は低い。

①に関してはモデルの構造にかかわる問題である。即ち、これは初期損失や地下水へのかん養の割合が降雨の初期で大きく計算されるという点が原因となっていると考えられる。中小降雨に対しては初期損失の比率が相対的に大きく、初期損失の算定の狂いはハイドログラフの形状を大きく変えてしまう可能性もある。可能最大貯留量により決定される有効雨量の推定法(地下水かん養量の推定法)も同じ効果を中小降雨に対してもっている。流域条件からハイドログラフを推定する手法は原型のモデルにおいても大雨を対象にパラメータの推定式が決定されているので、中小降雨に対する適合度の低さについてはやむを得ぬ状況ともいえる。②に関しては対象とする資料の継続期間内では地下水の算定結果の適否を論ずることはできないが、3つの試験流域の分析から得られた通減係数やかん養量の配分率がそれに近い値を用いているので良好な結果が得られたのは当然と言える。③については穴宮の流域水文指標  $WTI$  を過小に定めたためと思われる。

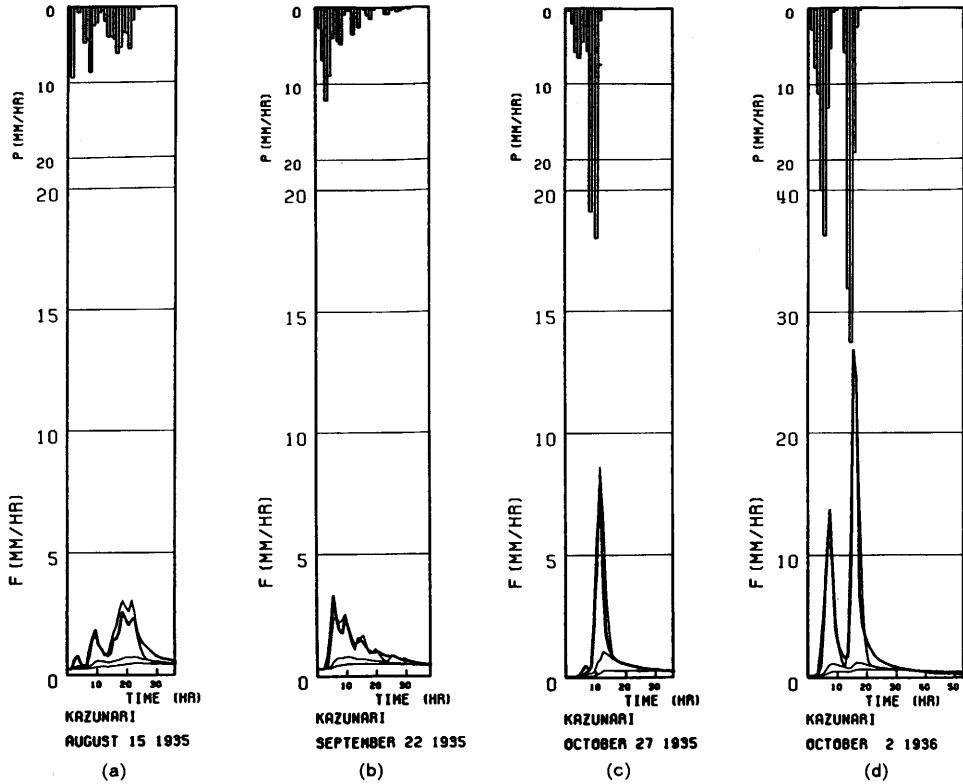


図 2-3-2 数成流域の流出の予測  
 Note: 太線, 実測値; 細線, 計算値 (最下段, 不圧地下水; 中段, 基底流出).

WTI を大きく与えると最大初期損失指標  $I_f$  や可能最大貯留指標  $I_{sc}$ , 地下水かん養量の配分率  $D$  は全て改善の方向に向かうことは前節の結果より明らかである。

(2) 感度分析

降雨を  $p(t)$ , 時間を  $t$ , 流量を  $Q(t)$  とする。また, 単位応答関数のピーク値  $Up$ , 最大初期損失指標  $I_f$ , 可能最大貯留指標  $I_{sc}$ , 地下水かん養量の被圧帯水層への配分比  $D$ , 被圧地下水・不圧地下水の通減係数  $Ac$ ,  $Au$ , 実測の初期流量レートを  $q_0$  とすると流量  $Q(t)$  は

$$Q(t) = f(p(t), t, q_0, Up, I_f, I_{sc}, D, Ac, Au) \tag{2-3-1}$$

となる。ここで,  $Up, I_f, I_{sc}, D$  は流域水文指標 WTI, 流域面積  $A$ , 起伏量比  $RR$ , エロンゲーション比  $ER$  の関数であり,  $Ac, Au$  は定数として固定すると (2-3-1) 式は

$$Q(t) = g(p(t), t, q_0, WTI, A, RR, ER) \tag{2-3-2}$$

となる。これによってパラメータとして流域の湿潤状態を表わす  $q_0$ , 流域条件に関する  $WTI, A, RR, ER$  が位置付けられている。このパラメータを順に  $x_1, x_2, x_3, x_4, x_5$  と書く。そして特定の  $x_i$ , 例えば 1935 年 9 月 1 日における白坂流域の値を  $\hat{x}_i (i=1, 2, \dots, 5)$  とする。 $\hat{x}_i$  によって相対化された  $x_i$  を  $x_i^*$  とする。即ち,

$$x_i^* = x_i / \hat{x}_i \tag{2-3-3}$$

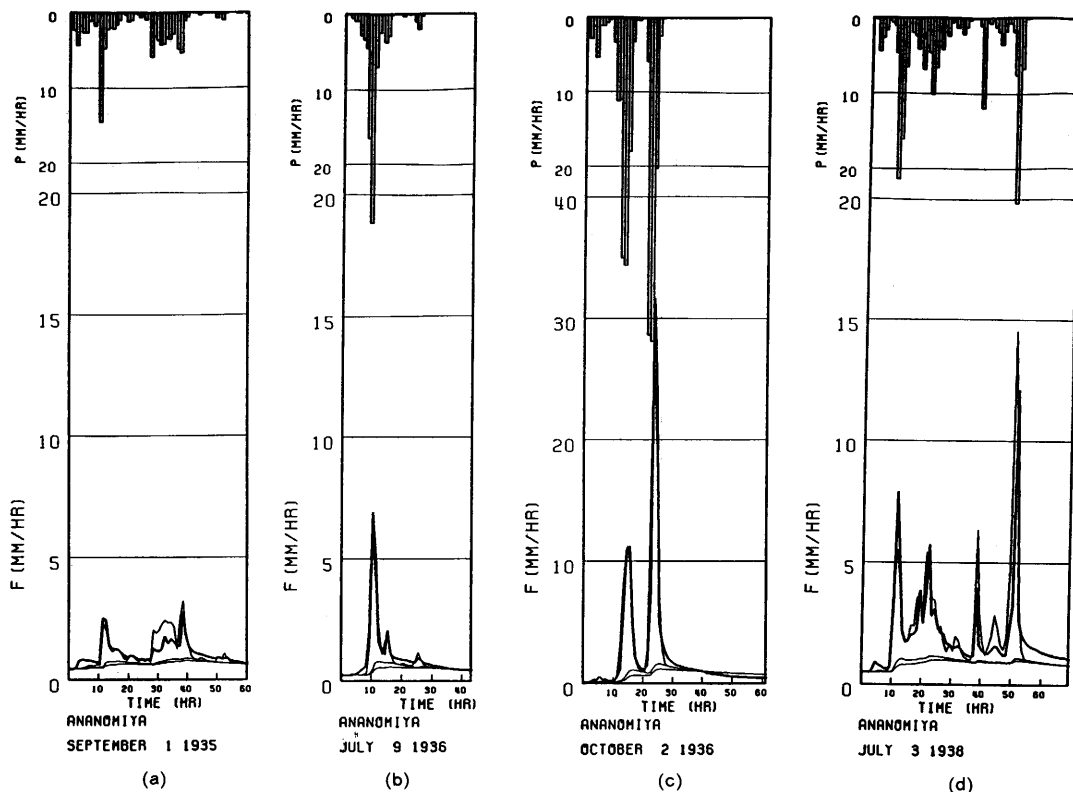


図 2-3-3 穴宮流域の流出の予測

Note : 太線, 実測値; 細線, 計算値 (最下段, 不圧地下水; 中段基底流出).

(2-3-3) 式を (2-3-2) 式に代入して

$$Q(t) = g^*(p(\tau), t, x_1^*, \dots, x_5^*) \quad (2-3-4)$$

パラメータ  $x_i$  の感度  $S_i$  を次のように定義する。

$$S_i(t) = (\partial Q / \partial x_i^*) \cdot dx_i^* (i=1, \dots, 5) \quad (2-3-5)$$

さて、モデルによるハイドログラフの推算は解析的な手法ではないので数値的に感度を与える方法を考える。

$$S_i(t) \doteq [g^*(x_i^*) - g^*(x_i^* - \Delta x_i^*)] / \Delta x_i^* \quad (2-3-6)$$

$\Delta x_i^*$  として 1% を考え、それに対する応答  $S_i(t)$  を 1% 感度と呼ぶことにする。1% 感度をピーク流量レートとハイドログラフ全体の変化という 2 つの観点から考え、パラメータの重要度をチェックすることにしたい。まず、ピーク流量レートに関する感度については次のように求める。ピーク流量レートが

$$Q_{\max} = g_{\max}(p(\tau), t, x_1^*, x_2^*, \dots, x_5^*) \quad (2-3-7)$$

で与えられるとすると、ピーク流量レートに関する  $x_i$  の 1% 感度  $S_{i \max}$  は

$$S_{i \max} = ||g_{\max}(\dots, x_i, \dots) - g_{\max}(\dots, 0.99x_i, \dots)|| \quad (2-3-8)$$

次にハイドログラフ全体の変化に関する感度については以下のとおりである。ハイドログラフ

表 2-3-3 各パラメータの1%感度

(単位: mm/hr)

流域	高水 No.	A		RR		ER		WTI	
		$S_{max}$	S	$S_{max}$	S	$S_{max}$	S	$S_{max}$	S
白坂	1	0.0004	0.0000	0.0008	0.0010	0.0023	0.0100	0.0075	0.0220
	8	0.0013	0.0040	0.0045	0.0190	0.0133	0.0470	0.0270	0.1200
数成	2	0.0025	0.0090	0.0091	0.0420	0.0281	0.1190	0.0402	0.2000
	10	0.0058	0.0200	0.0219	0.0829	0.0701	0.2500	0.0710	0.2990
穴宮	6	0.0005	0.0020	0.0031	0.0170	0.0091	0.0440	0.0217	0.1240
	7	0.0022	0.0070	0.0118	0.0490	0.0373	0.1301	0.0634	0.2930

が  $0 \sim T$  まで続くとする。時間単位を  $\Delta t$  とし  $T = n\Delta t$  とすると、ハイドログラフ全体の変化に関する 1%感度  $S_i$  は

$$Q = g^*(p(t), k\Delta t, x_1^*, x_2^*, \dots, x_5^*) \quad (2-3-9)$$

とすると次のように表わせる。

$$S_i = \frac{\sum |g^*(\dots, k\Delta t, \dots, x_i^*, \dots) - g^*(\dots, k\Delta t, \dots, 0.99x_i^*, \dots)|}{n} \quad (2-3-10)$$

結果は表 2-3-3 に示した。高水例は各流域で 2 例づつ実測値との適合度の高かったものを選んだ。各流域でのパラメータは表 2-1-2 に示したものである。すべての例に共通して次のことが指摘できる。

- ① 感度は低い順に示すと流域面積  $A$ 、起伏量比  $RR$ 、エロンゲーション比  $ER$ 、流域水文指標  $WTI$  となる。
- ② 流域水文指標  $WTI$  に対して流域面積  $A$  は 1/100 程度の感度しか持たない。
- ③ ピーク流量に対する感度  $S_{max}$  とハイドログラフ全体に対する感度  $S$  は、特定の高水例に関していずれのパラメータに対しても同じ比率で現われる。即ち感度は  $S_{max}$  と  $S$  のいずれで判定しても結果は同じである。

感度分析は感度の極端に低いパラメータを発見し、モデルからそのパラメータをはずしモデルの構造を簡略化するために有用である。そういう意味で流域面積  $A$  は解析の対象とした試験流域程度の大きさ ( $0.1 \sim 1 \text{ km}^2$ ) であれば、ハイドログラフの推算にとって重要度が低く無視することも可能である。しかし、大流域 ( $100 \text{ km}^2$  以上) の資料に対して原型のモデルで感度分析<sup>17)</sup>を行なったが、この場合は起伏量比よりも流域面積の感度が高く無視し得ないという結果を得ている。次章で大流域の資料に対するモデルの応用を試みるが、モデルの汎用性を考えるなら流域面積  $A$  をパラメータとして残しておく必要がある。

#### 第4節 モデルの応用

1935 年から 1938 年までの流域状況 (A) に対応した流域水文指標  $WTI$  は表 2-1-2 に示したとおり白坂で 6.06、数成で 12.67、穴宮で 7.06 である。林相が改良されるとそれに応じて流域水文指標  $WTI$  は低い値が与えられる。ここで上に示した数値より 1 ポイント下った場合 (B) 即ち、白坂で 5.06、数成で 11.67、穴宮で 6.06 の場合と、開発地も含めて林地に戻され、全域で良好な林相に移行した場合 (C) 即ち、白坂で 5.0、数成で 9.0、穴宮で 5.0 の場合にハイドログラフがどう変わるか予測することにする。対象とする高水例は ADT モデルで高い適合度を示した例のうち 1 つを選んだ。白坂では No. 10、数成では No. 2、穴宮では No. 6 である。

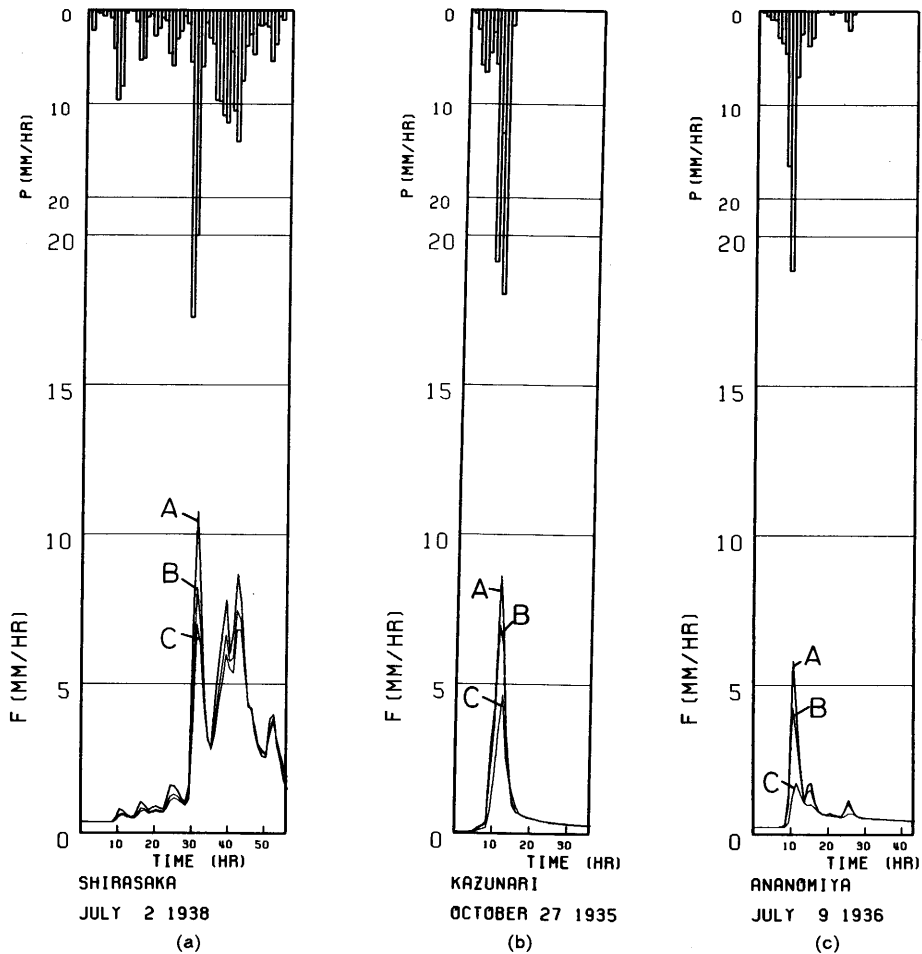


図 2-4-5 流域条件の変化に伴うハイドログラフの予測  
 Note: 図中 A, B, C は本文参照

結果は図 2-4-5 (a), (b), (c) に示した。林相の改良に応じてハイドログラフの形状が緩和される様子は WTI に関して例え 1 ポイントの減少でも明確に確認できる。

## 結 び

流域条件から任意の降雨に対応するハイドログラフの生成法を提案した。モデルの構造は第 1 報第 3 章で構成した 10 分単位の高水流出モデルと同じである。解析に用いる資料は第 1 報第 3 章で用いた高水例と同じであるが 1 時間単位に丸めたものである。流域条件としては、地表状況に関する流域水文指標、地形に関する流域面積、起伏量比、エロンゲーション比を考えた。地表状況は数量化の難しい地質、林相、開発状況からなるが、それぞれに評点を与えて高水調節機能が相対化されている。モデルのパラメータとして最大初期損失指標・可能最大貯留量・単位応答関数のピーク流量レート、被圧帯水層へのかん養量の配分比が 4 つの流域条件と関係付けられ

た。各流域とも適合度の良好なものと劣悪なものが生じた。中小降雨に対する出水例への適合度は悪い。また、感度分析によって各パラメータの貢献度を調べた。ピーク流量レートあるいはハイドログラフ全体の変化量のいずれに対しても流域面積、起伏量比、エロンゲーション比、流域水文指標の順に感度が高くなっていく。最後にモデルの応用として流域条件の変化に対応した流出の予測を試みた。

### 第3章 大流域への応用

#### 序

第I報で流出モデルを流出過程の分析の上に組み立て、前章では流域条件からこの流出モデルの各パラメータを推定する方法を考えた。

各パラメータの推定法のうち、直接流出と地下水へのかん養量の配分にかかわる可能最大貯留量  $S$  と単位応答関数のピーク値  $Up$  の推定法は、原型モデルによって木曾川水系の各河川の資料から導かれたものであり、愛知演習林の3流域にも良好な適合を示した。

一方、初期損失量の決定にかかわるパラメータである最大初期損失量  $Lf$  は、その推算式からもわかるように、流域の規模や形状や形とはかかわりなく、地表状況と地質に、すなわち流域水文指標  $WTI$  のみに依存しているため、大流域を対象としても、小流域と同じように適用可能であると考えられる。しかし地下水かん養量の被圧地下水への配分比  $D$  の推定法は流域面積  $A$  を説明変数とした式によっているため大流域への応用には多くの検討を要すると思われる。地下水の通減係数も被圧地下水で  $0.15 \text{ hr}^{-1}$ 、不圧地下水で  $0.007 \text{ mm}^{-1/2} \text{ hr}^{-1/2}$  と固定されている。

さて、ADTモデルは流域条件から流出の予測をするという性質からしても極めて柔軟性を備えた構造をもっていなければならない。流出はその流域に固有の性質を有し、普遍的な法則によってあらゆる地域の流出を一般化することは水文学の最終的なテーマであるともいえる。これは多様な流域条件をもった流域からの多数の精度の高い流出の資料の集積をまっしてはじめてそのテーマに真に取り組むことが可能となる。このように多数のケーススタディに耐える構造を持つためにはADTモデルは今後も改良を重ねていく必要がある。

一方、水源帯からの流出の問題は早急に解決を迫られている問題でもあり、精度上の要求に十分に答えるには至らぬまでも水源帯からの高水流出を流域条件から客観的に推定する手法を開発する必要がある。

本章ではADTモデルを利根川水系の4流域に適用した結果を示す。あわせてその応用的な側面について述べていく。

#### 第1節 流域の概況

モデルを応用する対象とした流域は利根川水系の源流部に当たる4流域である。支川名と観測所所在地名でその流域を示すと、赤谷川相俣、利根川矢木沢、渡良瀬川草木、片品川藪原となる。各流域の関東地方における配置を図3-1-1に示した。

これらの流域はその流域の出口に貯水ダムをもち、流入量の資料が得られる。流域内には別の貯水池を持たないので源流部での人為を加えない流出の資料といえる。

林相に関する評点の与え方の区分に従って流域を500m正方形を最小単位として色分けした図3-1-2によって各流域の林相を知ることができる。これは航空写真から判定した。これによ

表 3-1-1 流域の特性

支川名 観測点名	赤谷川 俣	利根川 矢木沢	渡良瀬川 草木	片品川 原
所在県	群馬	群馬	栃木	群馬
流域面積 (km <sup>2</sup> )	110.8	167.1	254.0	493.9
標高の範囲 (m)	540-2,026	840-2,140	460-2,143	600-2,577
エロンゲーション比	0.867	0.729	0.714	0.570
起伏量比 (%)	10.19	4.30	4.60	4.58
WTI	10.19	11.49	10.06	10.91
WFI	3.72	3.31	3.93	2.81
WGI	6.34	7.66	5.84	6.63
WDI	0.13	0.52	0.29	1.47
地質	Quartz diorite Rhyolite Porphyrite Lava Tertiary	Granite Mesozoic rhyolite	Quartz porphyry Granite porphyry Granodiorite Rhyolite Lava Palaeozoic	Rhyolite Andesite Granite Gabbro Quartz porphyry

て開発地における土地利用状況も判読できる。地質は 20 万分の 1 の地質図からそれぞれの区分ごとの面積を読み取った。このような解読を通して表 3-1-1 に示した流域森林指標 WFI, 流域地質指標 WGI, 流域開発指標 WDI を知り, これらを合計して流域水文指標 WTI を定めた。

以下に流域毎の特徴を簡単に触れる事にする。赤谷川は 4 流域の中では流域面積が狭く, エロンゲーション比が大きく, しかも起伏量比が大きいなど, 地形的条件から急で鋭い高水流出を発生しやすい条件を持っている。利根川流域は地質からみて高水の調節という面から不利とみられる高い流域地質指標 WGI が与えられている。渡良瀬川は流域内に銅の精練により発生した煙害による荒廃地が広がり, 総合的に見て流域の林相が悪い。片品川流域は流域面積も広く, エロンゲーション比も最も小さい。また林相も最も良好であるが, 流域内に比較的広い開発地を持つ。

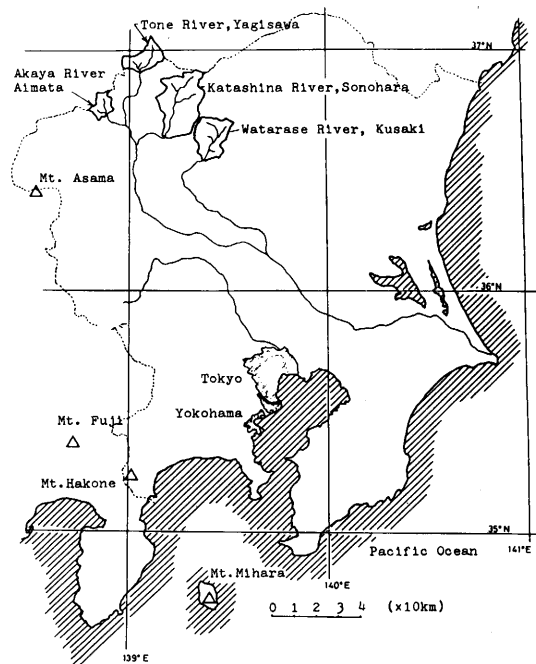


図 3-1-1 流域の位置

## 第 2 節 モデルの応用と適合度

ADT モデルを前節でその概要を説明した利根川水系の 4 流域に適用する<sup>10, 11, 17, 18)</sup>。各流域で

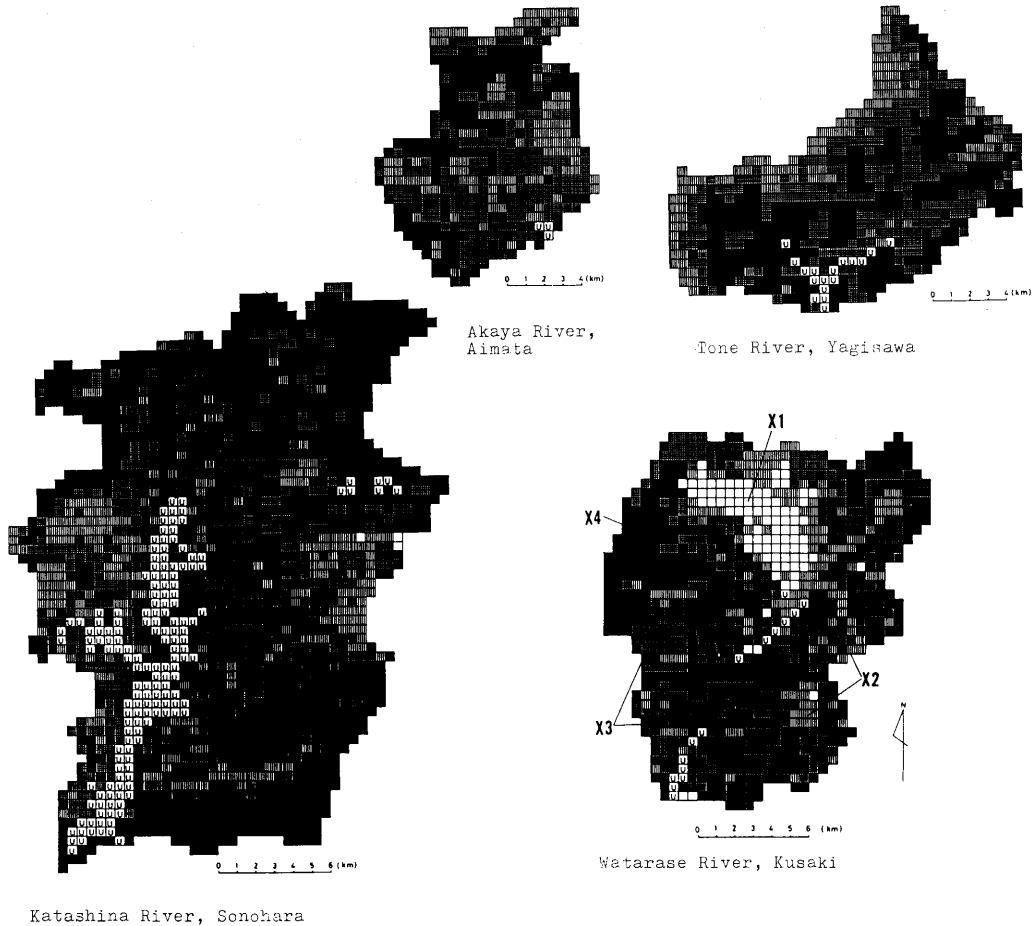


図 3-1-2 森林指標 WFI に対応した流域の林相

は顕著な高水例のうち 4, 5 例を選んでモデルの適合度を検討することにした。表 3-2-1 にその高水例の概要を示した。図 3-2-1 から図 3-2-4 に流域別に ADT モデルによる推算値と実測値とを比較した例を示す。この図にあげた例はいずれも適合度の良好な例を 2 例ずつ選んで示したものである。

赤谷川（相俣）の適合度に関しては、5 例中 3 例は単位応答関数のピーク値が大きすぎた感があり、適合度は低く図に例示していない。図 3-2-1 (a), (b) に適合度の良かった 2 例を示した。この 2 例はピーク流量を極めて正確に再現しているが、減水部が推算のハイドログラフで大きく欠け落ちる形状となっている。この傾向は、小流域である愛知演習林試験流域の 10 分単位の資料に推算値が合致するようパラメータの探索をした場合ですら認められた。即ち、減水部の不適合は ADT モデルの構造に由来しているといえる。



表3-2-1 利根川水系各支流域の高水例とその水文諸量の推算及びモデルのパラメータ

流域	No.	年月日	P	q <sub>0</sub>	Pd	S	Rd	D	Bc	Bu	Up	Ac	Au	G.F.
赤谷川 相俣	1	Sep. 14, '72	92.2	0.14	76.3	206.7	20.6	0.26	14.5	41.2	0.60	0.15	0.007	B
	2	Oct. 18, '79	104.7	0.18	90.6	189.3	29.3	0.26	15.9	45.4	0.60	0.15	0.007	C
	3	Aug. 22, '81	201.2	0.04	171.3	320.5	59.7	0.26	29.0	82.6	0.60	0.15	0.007	B
	4	Jul. 31, '82	162.9	0.46	154.1	136.3	81.8	0.26	18.8	53.5	0.60	0.15	0.007	C
	5	Sep. 10, '82	176.4	0.31	165.6	156.5	85.1	0.26	20.9	59.6	0.60	0.15	0.007	C
利根川 矢木沢	1	Sep. 16, '72	47.8	0.16	34.9	175.9	5.8	0.32	9.3	19.8	0.31	0.15	0.007	A
	2	Oct. 18, '79	60.3	0.24	49.5	152.6	12.1	0.32	12.0	25.4	0.31	0.15	0.007	B
	3	Aug. 22, '81	119.3	0.11	103.3	200.6	35.1	0.32	21.8	46.4	0.31	0.15	0.007	C
	4	Jul. 31, '82	57.6	0.21	46.1	159.9	10.3	0.32	11.5	24.3	0.31	0.15	0.007	B
	5	Sep. 10, '82	161.5	0.25	150.9	150.5	75.6	0.32	24.1	51.2	0.31	0.15	0.007	B
渡良瀬川 卓木	1	Oct. 18, '79	250.2	0.13	233.4	241.1	114.8	0.30	35.6	83.0	0.25	0.15	0.007	B
	2	Aug. 21, '81	374.8	0.12	357.3	247.9	210.9	0.30	43.9	102.5	0.25	0.15	0.007	C
	3	Jul. 31, '82	348.1	0.26	336.2	189.1	215.2	0.30	36.3	84.7	0.25	0.15	0.007	A
	4	Sep. 10, '82	229.0	0.48	220.2	152.6	130.1	0.30	27.0	63.1	0.25	0.15	0.007	B
片品川 蘭原	1	Sep. 14, '72	149.4	0.03	117.4	345.7	29.8	0.38	33.3	54.3	0.17	0.15	0.007	C
	2	Oct. 18, '79	123.8	0.03	92.2	345.7	19.4	0.38	27.7	45.1	0.17	0.15	0.007	C
	3	Aug. 21, '81	221.4	0.02	182.0	398.4	57.1	0.38	47.5	77.4	0.17	0.15	0.007	B
	4	Sep. 10, '81	229.9	0.13	210.1	245.2	97.0	0.38	43.0	70.1	0.17	0.15	0.007	B
	5	Jul. 31, '82	193.7	0.08	178.2	206.9	82.5	0.38	36.4	59.3	0.17	0.15	0.007	A

Note: P, 総降雨量 φmmφ; q<sub>0</sub>, 増水前流量 [mm/hr]; Pd, 推定流出可能雨量 [mm]; S, 推定可能最大貯留量 [mm]; Rd, 推定直接流出量総量 [mm]; D, 地下水かん養量の被圧帯水層へのかん養量に対する比; Bc, 被圧帯水層へのかん養量 [mm]; Bu, 不圧帯水層へのかん養量 [mm]; Up, 単位応答関数のピーク流量レート [mm/hr]; Ac, 被圧帯水層へのかん養量 [mm<sup>-1/2</sup>hr<sup>-1/2</sup>]; Au, 不圧帯水層へのかん養量 [mm<sup>-1/2</sup>hr<sup>-1/2</sup>]; G.F., 適合度 (A, 良好; B, 普通; C, 劣悪).

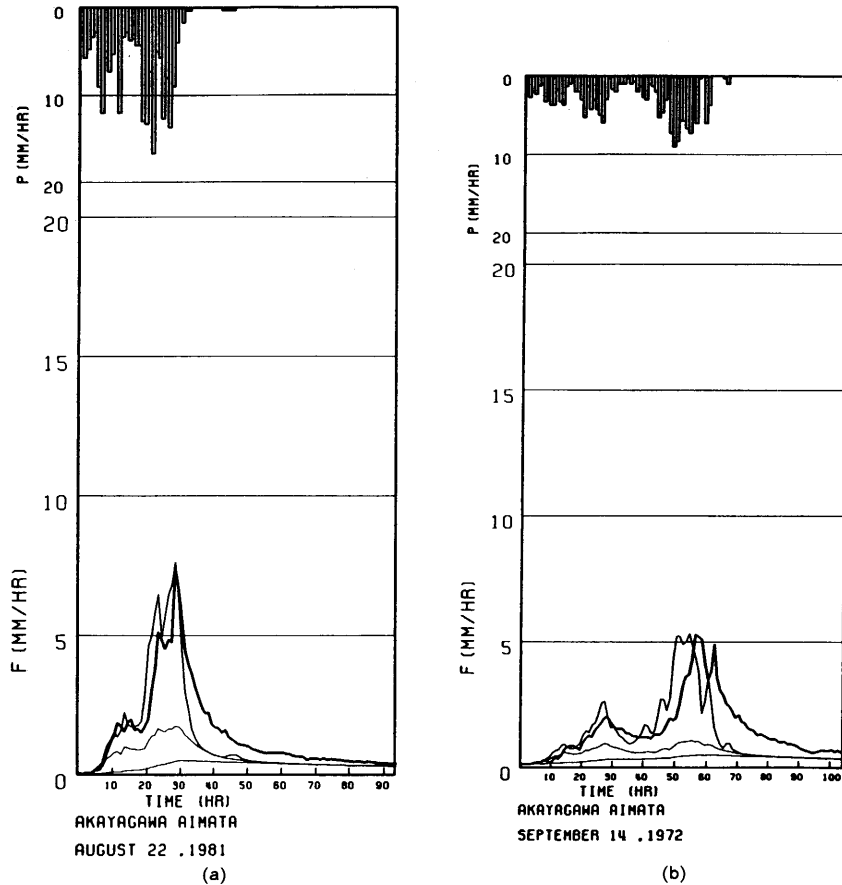


図3-2-1 赤谷川での流出の予測例

Note: 太線, 実測値; 細線, 計算値.

利根川(矢木沢)での適合度はおよそ良好であるが、適合度の低かった例が1例あり、単位応答関数のピーク値が逆に小さすぎたことが原因とおもわれる。

渡良瀬川(草木)での適合度もおよそ良好である。図3-2-3に示さなかった2例はその不適合に対しては可能最大貯留量を過小に見積った点に原因があるとおもわれる。また、赤谷川と同じく、ピーク後の減水が急激に生じるという問題もみられる。さらに、初期損失が過小であるという点も見逃せない。片品川(菌原)での適合度は2例で劣っていた。これは地下水のかん養量のうち被圧帯水層へ配分される比率 $D$ が大きすぎた点にある。

以上のことから各流域で「当たらずとも遠からず」という結果であったと見てよさそうである。

同一流域でも出水例によって適合度の高いものもあれば低いものもあり、すべての出水例を数少ないパラメータからある程度の精度をもって予測することの難しさを物語っている。これは観測の精度に信頼の置ける愛知演習林の各流域の出水例に対しても同じことがいえる。

表3-2-1に参考までに各出水例に対して推定されたモデルのパラメータ、流出可能雨量、直接流出、被圧・不圧各帯水層へのかん養量を示した。推算値と実測値とが一応合致したとの認識か

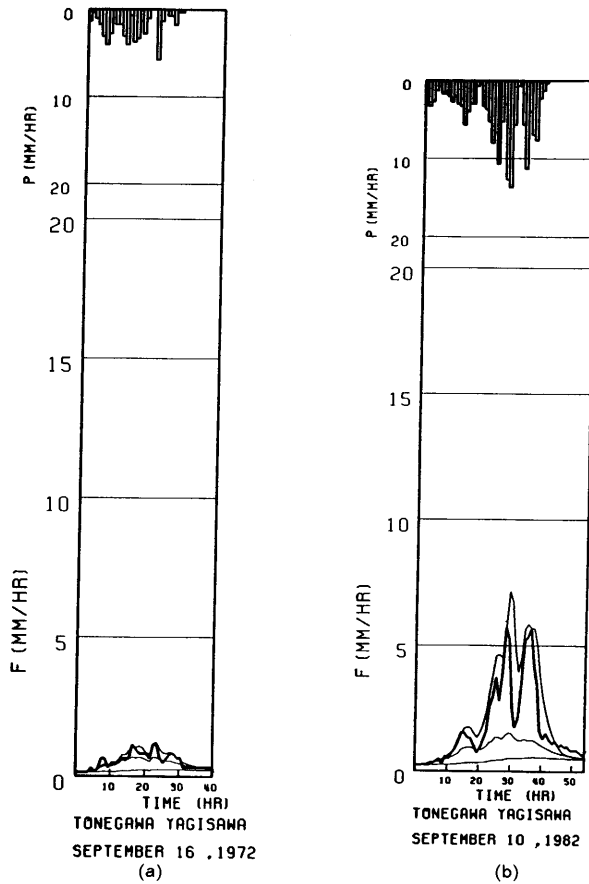


図 3-2-2 利根川での流出の予測例

ら流域条件に関する各種の表現値またそれに基づいて推定されたモデルのパラメータさらには個々の出水例について求められた水文諸量は妥当なものであると判断して、各流域に与えられた雨の行方について若干触れておくことにする。ここでも同一の降雨に対する各流域での応答を比較するという方法をとる。

特に、ハイドログラフの比較を行なうことはせずに、流出過程の各所に配分される量を考えてみることにする。表 3-2-2 に各流域別に総降雨が 50 mm, 100 mm, 300 mm の場合の計算結果を比較して示したものである。流域の初期の湿潤状態を同一と仮定し、初期流量レート  $q_0$  に 0.1 mm/hr を与えている。

50 mm 降雨では 34% の 17 mm が初期損失量として流域内に貯留され、後に蒸発散により大気に還元される。流出にまわる 66% (33 mm) がさらに直接流出の 8% (4 mm) と地下水としてかん養される量の 58% (29 mm) に 2 分される。地下水の内出現の早い被圧地下水成分に 18% (9 mm), 徐々に湧出する不圧地下水成分に 40% (20 mm) となる。

100 mm の降雨では 18% が消失, 22% が直接流出となり, 60% が地下水かん養量であるが,

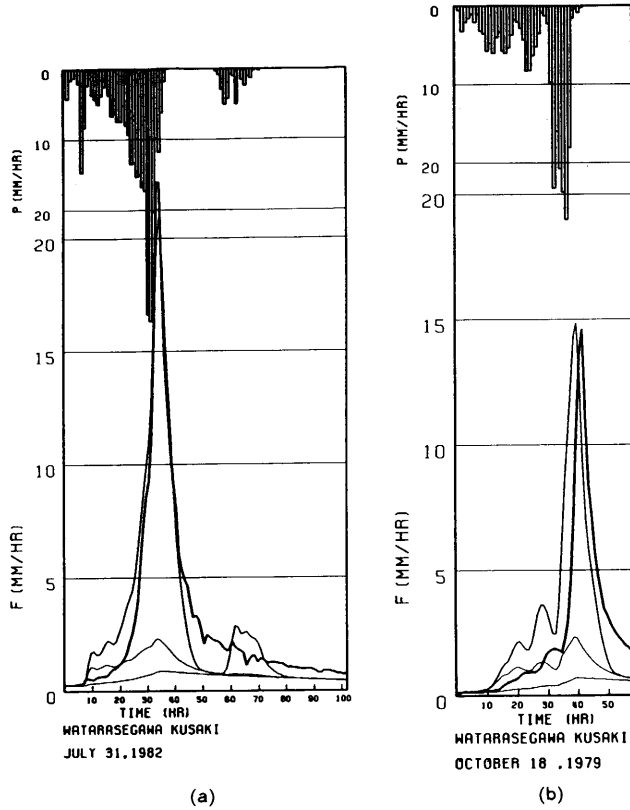


図3-2-3 渡良瀬川での流出の予測例  
 Note: 太線, 実測値; 細線, 計算値.

表3-2-2 流域別にみた降雨の各流出過程への配分 [ $q_0$ : 0.1 mm/hr]

流域名	$P$	$L$	$Pd$	$Lf$	$Rd$	$B$	$S$	$Bc$	$Bu$	$D$
赤谷川	50	17.6	32.4	19.0	4.0	28.4	232	7.4	21.0	0.26
利根川	50	15.9	34.1	16.8	4.8	29.3	207	9.4	19.9	0.32
渡良瀬川	50	17.8	32.2	19.2	3.5	28.7	264	8.6	20.1	0.30
片品川	50	16.7	33.3	17.7	4.3	29.0	226	11.0	18.0	0.38
赤谷川	100	18.9	81.1	19.0	21.0	60.1	232	15.6	44.5	0.26
利根川	100	16.8	83.2	16.8	23.9	59.3	207	19.0	40.3	0.32
渡良瀬川	100	19.1	80.9	19.2	19.0	61.9	264	18.6	43.3	0.30
片品川	100	17.6	82.4	17.7	22.0	60.4	226	23.0	37.4	0.38
赤谷川	300	19.0	281.0	19.0	153.9	127.1	232	33.0	94.1	0.26
利根川	300	16.8	283.2	16.8	163.4	119.8	207	38.3	81.5	0.32
渡良瀬川	300	19.2	280.8	19.2	144.7	136.1	264	40.8	95.3	0.30
片品川	300	17.7	282.3	17.7	156.8	125.5	226	47.7	77.8	0.38

Note: 高水発生直前の流域湿润状態は様々であるが, 表中ではその代表値として,  $q_0=0.1$  mm/hr に対応した状況を設定した.

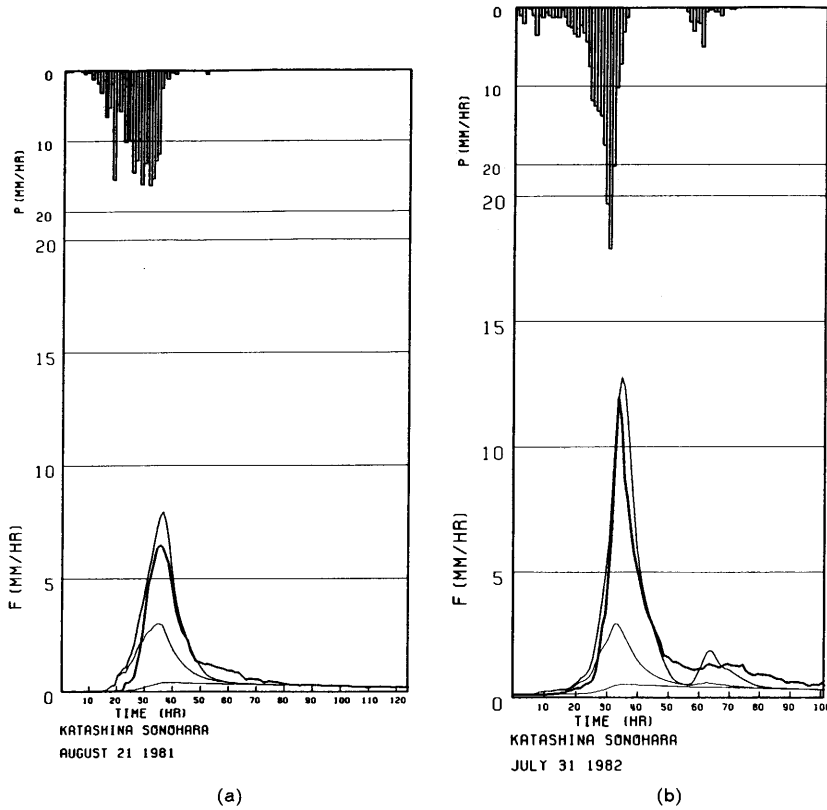


図 3-2-4 片品川での流出の予測例

そのうちから 20%の被圧地下水, 40%の不圧地下水が生成される。

さらに 300 mm の降雨では 6%の消失 (量的には 50 mm, 100 mm の降雨の場合と同じ), 50%の直接流出, 44%の地下水かん養さらに 15%の被圧地下水流出, 29%の不圧地下水流出が生じる。

およそ上述した配分が平均的にみて各流域で生じている。各流域毎に差は認められるが精度上の問題もありここで論ずることは差し控えることにする。

### 第 3 節 流域条件の変化に伴う流出の予測

ADT モデルによって適合度が良好であった渡良瀬川流域の 1 高水例を用いて地表状況が変化した場合のハイドログラフの予測を図 3-3-1 に示した。現在の地表状況 (流域水文指標  $WTI$ : 10.06) と, 開発地は別にして林地を全て良好な林相に移行させた場合 ( $WTI$ : 8.10) と両者の中間段階 ( $WTI$ : 9.06) とで予測されるハイドログラフが示されている。林相が改良されるに伴いピーク流量は 21 mm/hr から, 19 mm/hr, 17.5 mm/hr へと緩和されることが理解できる。

また同じく地表状況の変化に伴う流出過程の各段階への量的な配分の変化を表 3-3-1 に示した。これは図 3-3-1 に示した初期流量レート 0.26 mm/hr を仮定して降雨例 348 mm の配分を

表 3-3-1 地表状況の変化に対応した流出過程の変化

	林 相				
	A	B	C	D	E
WFI	8.87	5.91	3.93	2.93	1.97
WTI	15.00	12.04	10.06	9.06	8.10
L	8	10	12	13	15
Pd	340	338	336	335	333
Lf	8.00	9.97	11.93	13.25	14.80
Rd	269	242	215	199	180
B	71	96	121	136	153
S	89	135	189	230	284
BC	21	29	36	41	46
Bu	50	67	85	95	107
Bu/P	14	19	24	27	31

Note : A~E は本文参照, Bu/P [%].

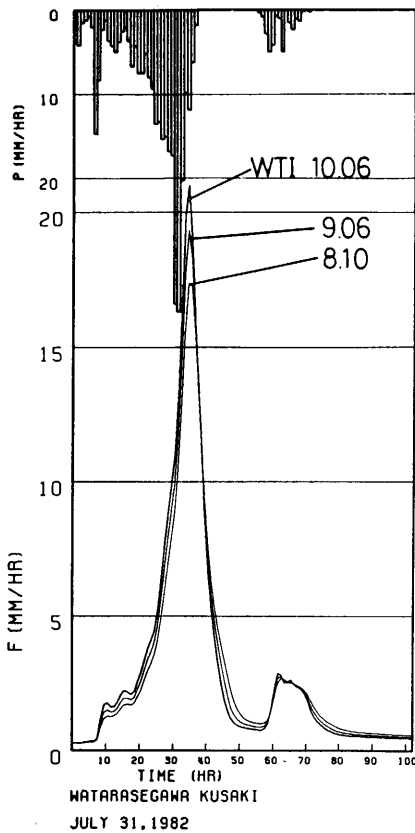


図 3-3-1 林相の改良に伴う流出の予測

示したものである。地表状況としてハイドログラフに示した3つの場合（現況 (C), 林相良好化途上 (D), 林相良好化完了 (E)) の他に全流域の裸地化 (WTI : 15.00 (A)), 全流域伐採 (WTI : 12.04 (B)) の場合をも示した。この2つのケースは日本の大流域では見られないので参考程度にとどめた解釈が必要である。

損失量は現況で 12 mm, 林相良好化が完了しても 15 mm であり, 林相の良好化に伴う損失量の増加量は 3 mm 程度で, このような大雨の場合は相対的に小さい。

次に総降雨量  $P$  から損失量  $L$  を差し引いた量の流出可能雨量  $Pd$  は直接流出  $Rd$  と地下水かん養量  $B$  とに分割されるが, 地下水かん養量は現況で 121 mm であるが林相良好化の完了時には 153 mm となり 32 mm が地下水へのかん養量の増大となる。しかし, このうち被圧帯水層へ入った量は早く流れ出すので, 高水調節の程度を判断するには不圧帯水層へのかん養量に注目する必要がある。しかし, 渡良瀬川 (あるいは一般的に大流域の場合) の減水部への適合度は劣っていたため今後の検討を要するが, 地下水かん養量のうち 70% が不圧帯水層へ供給されるという算定が正しいとして議論を進めると, 不圧帯水層へのかん養量は現況で 85 mm であるが, 林相の良好化が完了した時点で 107 mm に増加する。これは高水時に森林に果たす [緑のダム] としての効果を十分に表現しているとしてよい。

ダムのように水を一定期間貯留して動かさないという機能は持たないが, ダムの貯留機能を補う点で重要な意味を持つと考えられる。この量を評価する意味で不圧地下水へのかん養量  $B$  を総雨量で割った値を流域内貯留率  $\alpha$  とよぶこととして

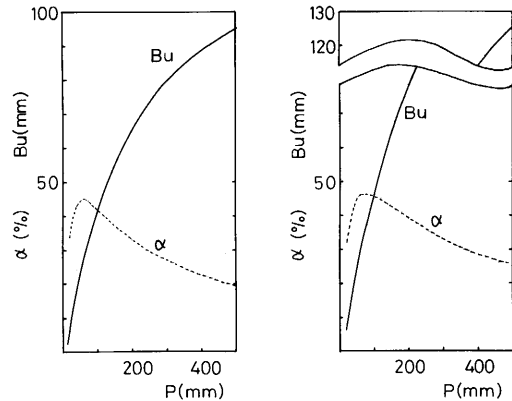
$$\alpha = Bu/P \quad (3-3-1)$$

$\alpha$  によって貯留の効果を示すことを考える。

表 3-3-1 に地表状況に応じた  $\alpha$  の値を示した。良好林相下で  $\alpha$  は 31% と高く、現況では 24% である。

$\alpha$  は降雨によっても異なるので 20 mm から 500 mm まで各降雨での貯留の効率を比較したものが図 3-3-2 (a), (b) である。ただし、初期流量レート  $q_0$  は 0.26 mm/hr を仮定している。

降雨が 40 mm 程度までは林相良好化の完成した状況のほうが現況より貯留の効果が低い、それ以上では逆転している。これは初期損失が林相が良好な場合には多くなるという関係に起因している。



(a) 現況 (b) 林相良好化完了  
図 3-3-2 降雨に対応した流域内貯留率  $\alpha$

## 結 び

ADT モデルを利根川源流部に応用し、モデルの有効性を大流域において検討した。いずれの流域においても適合度のよい出水例とそうでないものがあったが、概して適合度は良好といえる。これによってモデルの妥当性が或程度保証されたと判断して渡良瀬川の高水例について流域の林相が変化した場合のハイドログラフの変化の予測をおこなった。また、この時、流出過程の各段階に対して降水の配分量を求めた。不圧帯水層へ貯留される量は時間をかけて徐々に流出する量であり、この量が多いほど高水調節は有効と考えられる。そこでこの量を降水量で割って流域内貯留率  $\alpha$  と定義し、降水量の多寡に応じた流域内貯留率を検討した。現況 ( $WTI=10.06$ ) から林相良好化が完了した状況 ( $WTI=8.1$ ) へと移行する場合、降雨 100 mm に対しては  $\alpha$  は 42% から 46% へ、200 mm では 33% から 39% へ、300 mm では 27% から 33% へと増えているという結果を得た。

## 要 旨

流出モデルは流出過程に固有のパラメータが随伴することになる。このパラメータによって降雨が各過程に配分され時間的な遅延を受け、後に総合されてハイドログラフが形成される。それゆえパラメータは流域特性と深く結びついている。パラメータを流域特性から推定する手法が確立されれば任意の流域で任意の降雨から自由にハイドログラフを誘導できることになる。本論文ではこの種のモデルとして ADT モデルを試験流域での資料を基礎に提案した。

モデルの構造は第 I 報において 10 分単位の高水流出解析で構築されたモデルと同じである。ただし、解析に用いる資料は 10 分単位を 1 時間単位に丸めたものである。流域条件としては、地表状況に関する流域水文指標、地形に関する流域面積、起伏量比、エロンゲーション比を考えた。地表状況は数量化の難しい地質、林相、開発状況からなるが、それぞれに評点を与えて高水調節機能が相対化されている。モデルのパラメータとして最大初期損失指標・可能最大貯留量・単位応答関数のピーク流量レート、被圧帯水層へのかん養量の配分比が 4 つの流域条件と関係付けられた。

各流域とも適合度の良好なものと劣悪なものが生じた。中小降雨に対する出水例への適合度は悪い。また、感度分析によって各パラメータの貢献度を調べた結果、ピーク流量レートあるいはハイドログラフ全体の変化量のいずれに対しても流域面積、起伏量比、エロンゲーション比、流域水文指標の順に感度が高くなっていくが、モデルにとって感度の低い無意味なパラメータは含まれていないことが判明した。

また、ADT モデルを利根川源流部に適用し、モデルの有効性を大流域において検討した。いずれの流域においても適合度のよい出水例とそうでないものがあったが、概して適合度は良好といえる。これによってモデルの妥当性が或程度保証されたと判断して渡良瀬川の高水例について流域の林相が変化した場合のハイドログラフの変化の予測をおこなった。

この時、流出過程の各段階に対して降水の配分量を求めた。不圧帯水層へ貯留される量は時間をかけて徐々に流出する量であり、この量が多いほど高水調節は有効と考えられる。そこでこの量を降水量で割って流域内貯留率 $\alpha$ と定義し、降水量の多寡に応じた流域内貯留率を検討した。現況から林相良好化が完了した状況へと移行する場合、降雨 100 mm に対しては $\alpha$ は 42%から 46%へ、200 mm では 33%から 39%へ、300 mm では 27%から 33%へと増えるという予測を行なった。

流域特性を知って任意の降雨から対応するハイドログラフを推定する方法が一応確立された。これによって流域の改変に対応した水文諸量の変化を把握することも可能となり、流域管理のための基礎資料を提供しうると考えられる。

## 引用文献

- 1) 科学技術庁資源局：わが国水源地帯の流況資料。資源局資料第 26 号, 61pp, 1959.
- 2) 加藤芳朗・橋本良良：日本の土壌—その生成学的側面—；日本の自然, 49-58, 岩波, 東京, 1980.
- 3) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：森林理水機能の調査報告書, 181pp, 1977.
- 4) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：森林理水機能の調査報告書, (II), 162pp, 1977.
- 5) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：森林理水機能の調査報告書, (III), 185pp, 1979.
- 6) 建設省中部地方建設局木曾川上流工事事務所：森林理水機能の調査報告書, (IV), 117pp, 1980.
- 7) 吉良竜夫・四手井綱英・沼田 真・依田恭二：日本の植生—世界の植生配置のなかでの位置付け—；日本の自然, 36-48, 岩波, 東京, 1980.
- 8) 小出 博：日本の国土—自然と開発—, 287pp, 東京大学出版会, 東京, 1973.
- 9) 虫明功臣・高橋 裕・安藤義久：日本の山地河川の流況に及ぼす流域の地質の効果, 土木学会論文報告集, 第 309 号, 51-61, 1981.
- 10) 芝野博文・山口伊佐夫：水源地帯における水文特性, 台風来襲地帯における洪水及び土砂災害に関するシンポジウム講演要旨集 (砂防学会・中華水土保持学会), 44-47, 1983.
- 11) 芝野博文・山口伊佐夫：流域水文特性の解析—荒川水系大洞川, 利根川水系渡良瀬川源流を対象として—, 昭和 59 年度砂防学会研究発表会講演集, 28-32, 1984.
- 12) 森林立地懇話会：日本森林立地地図, 19pp, 農林出版, 東京, 1972.
- 13) 高橋 裕 (編)：河川水文学, 水文学講座, 11, 219pp, 共立, 東京, 1978.
- 14) 高橋 裕・阪口 豊：日本の川；日本の自然, 219-230, 岩波, 東京, 1980.
- 15) 武田喬男・二宮洗三：日本の豪雨・豪雪；日本の自然, 17-27, 岩波, 東京, 1978.
- 16) 山口伊佐夫：流域管理計画の立て方, 119pp, 水利科学, 東京, 1982.
- 17) YAMAGUCHI, I. and SHIBANO, H.: Forests as a hydrological factor affecting runoff. Proc. of the international Symp. on Erosion, Debris Flow and Disaster Prevention, 75-80, Japan, 1985.
- 18) 山口伊佐夫・芝野博文：水源地森林の流出解析；森林理水機能調査 (森林整備手法等基準化調査) 報告書 (林野庁), 43-80, 1985.
- 19) 吉川虎雄・杉村 新・貝塚爽平・太田陽子・阪口 豊：新編日本地形編, 415pp, 東京大学出版会, 東京, 1973.



(1987年5月29日受理)

### Summary

A runoff model accompanied by specific parameters of runoff processes. With these parameters, precipitation is distributed over each processes, and integrated into a hydrograph later. Therefore, parameters are related closely to the characteristics of drainage basins. If parameters are predicted from the basin characteristics, we can develop hydrographs easily from arbitrarily set precipitation over arbitrarily selected drainage basins.

This report describes this type of model (ADT model) which is proposed on the basis of data from experimental basins of the Tokyo University Forest in Aichi. The structure of the model is the same as that constructed for the high-water analysis with a time unit of 10 minutes. The data for the analysis in this paper was arranged into time units of one hour.

For describing conditions of the drainage basins, a hydrological index of the land surface and basin area, a relief ratio, and an elongation ratio of the topography were adopted for each basin. The land surfaces are conditioned by the geology, the forest cover, and the developmental situations which are difficult to enumerate, but each factor is given numerical values, and the regulation function of each drainage basin is estimated numerically. Maximum initial abstraction, potential maximum retention, peak flowrate of the unit response function, and the ratio of distribution into a confined aquifer are related to four basin conditions.

In all drainage basins, goodness of fit of examples was in some cases good but not so in others. Especially, that of the runoff examples of small and medium precipitations were bad. The results of sensitivity analyses of model parameters showed that for the peak flowrate or the total amount on hydrographs the sensitivity was greatest for the hydrological index, followed by the elongation ratio and the relief ratio, with the basin area the least. There was no nonsensical parameters which had low sensitivity.

The ADT model was applied to head water areas of the Tone River, and the effectiveness of the model was evaluated. In every basin, there were examples of high and low goodness of fit, but in general, good fits prevailed. The author recognized the validity of the model to some extent to the large scale drainage basins. Therefore, the changes on the hydrographs when the forest cover changed, was predicted in the examples of the Watarase River.

Assignment of the amount of precipitation to each hydrological process was made. The amount stored in the unconfined aquifer originated gradually, and the more it was, the more available it was considered for flood regulation. Therefore, by dividing it by the total precipitation, a quantity was defined as basin storage ratio  $\alpha$ , and the ratio corresponding to each situation of precipitation was presented. When the forest physiognomy changes from its present condition to that of full recovery,  $\alpha$  is estimated to increase by 42% to 46% for 100 mm precipitation, by 33% to 39% for 200 mm, and by 27% to 33% for 300 mm.

The method of estimating the hydrographs corresponding to the arbitrarily set precipitation was established. This method makes it possible to visualize the changes of hydrological factors corresponding to the changes of the drainage basin and provides fundamental data for watershed management.