



Title	山地流域の降雨流出現象に関する研究
Author(s)	嵯峨, 浩
Degree Grantor	北海道大学
Degree Name	博士(工学)
Dissertation Number	乙第3892号
Issue Date	1991-03-25
DOI	https://doi.org/10.11501/3052863
Doc URL	https://hdl.handle.net/2115/51148
Type	doctoral thesis
File Information	000000238002.pdf



山地流域の降雨流出現象
に関する研究

嵯峨 浩

①

山地流域の降雨流出現象
に関する研究

苫小牧工業高等専門学校
土木工学科

嗟 峨 浩

山地流域の降雨流出現象に関する研究

目次

第1章	序論	
1. 1	本研究の目的	1
1. 2	本研究の内容	3
第2章	遅延要素を考慮した周波数応答法による流出解析	
2. 1	概説	5
2. 2	むだ時間の概念	7
2. 3	むだ時間の特性	9
2. 4	流出モデル	11
2. 5	周波数応答特性と同定法	13
2. 6	実流域における計算例	18
2. 7	減水特性から求めたタンク時定数	26
2. 8	結語	29
第3章	周波数応答法による流出成分の分離	
3. 1	概説	31
3. 2	基礎理論	32
3. 3	シミュレーション法	34
3. 4	本手法によって得られた単位図の特性	40
3. 5	実流域における計算例	44
3. 6	結語	47

第4章	小流出試験地の流域特性	
4. 1	概説	49
4. 2	流域の概要と観測システム	51
4. 3	流域の構成土層	58
4. 4	流域構成土の物理的特性	63
4. 5	流域構成土の土壌水分特性曲線	66
4. 6	流域構成土の不飽和透水係数	71
4. 7	流域特性を考慮した流出特性の考察	73
4. 8	結語	79
第5章	小流出試験地の流出特性と流出解析	
5. 1	概説	82
5. 2	ハイドログラフの概観	83
5. 3	流出率および損失雨量	86
5. 4	出水時における地下水流動	90
5. 5	流出の非線形性とむだ時間を考慮した流出解析	92
5. 6	水質情報による流出成分の分離	97
5. 7	周波数応答法による流出成分の分離	100
5. 8	結語	103
第6章	降雨の確率変動成分が流出に与える影響	
6. 1	概説	107
6. 2	基礎理論	109
6. 3	シミュレーション法	112
6. 4	結語	117
第7章	結論	119
	謝辞	

第1章 序 論

第1章 序論

1. 1 本研究の目的

降雨一流出現象を取り扱う研究は、1932年のShermanによる単位図法と、1933年のHortonの降雨の浸透に基づく流出の理論により、近代的科学として新たに出発することになった。前者は、流域を1つのシステムとして捉え、インプットとしての降雨に対して、アウトプットとしての流出量との関係を解析するものであり、システム自体の物理的意味にあまり重みをおかず、出力としての流出量を良く推定・予想できれば良しとする方法である。この方法は、現代の自動制御やシステム工学など他分野の工学的問題において発展したものであり、ここで発展した理論や手法がそのまま降雨一流出系に適用できる利点を持っている。ただ、注意すべきことは、降雨一流出現象は自然現象であり、自動制御系などは、man-madeな現象を取り扱うことである。つまり、降雨一流出を扱う場合は、自然が排出した出力に対してシステムの内部を推定するのに対し、自動制御系は人間が希望する出力を得るためにシステムを開発するという違いがあることである。

また、流域をブラックボックスとして見る方法に対して、流出現象を地表や地中における水の運動の力学機構に立脚して、物理機構の一つとして流下する雨水を捉えようとする水理学的水文学も発展してきた。運動波(kinematic wave)近似を行った開水路流方程式を、特性曲線という数学理論で解き、降雨一流出特性を理論的に解明しようとする雨水流法などに代表される手法である。

一方、後者は流出の物理過程の研究を中心とする物理水文学へと発展する源となった。それは、Horton流の浸透理論から推定される流域の総損失量とその実測値との間に系統的な偏りがあるのは何故であろうか、というごく単

純な疑問から始まり、その後山腹斜面小流域でしばしば観測が行われるようになり、実際の降雨の浸透過程における側方浸透流や地表流の実態が明らかにされるようになった。

これらの研究の流れは、別々に歩んできた訳ではなく、互いの欠点を補完し合って発展してきている。すなわち、小流域での観測結果はブラックボックスに対して、その物理的な意味付けを行い、逆に、水理学的水文学が得た知見が、観測の方法や種類を示唆しているのは事実である。しかしながら、これらの研究はまだまだ発展途上にあり、降雨流出現象を完全に把握していないのが実状である。ブラックボックスとしての手法は、流域が変われば解析が対応できなくなるという欠点は未だ解決されていないし、水理学的手法もそのモデル構築上の手段が概念上に立脚している場合が多い。すなわち、地表流・中間流といった場合の具体的な物理的対象が、曖昧なものであることが多い。山腹斜面小流域での観測による研究でも、局所的な環境要因に支配され、流出の一般的な特性を述べることは困難を伴うことが多い。このような観点に立ち、本研究は以下のような目的を持って行われたものである。

(1) 自動制御理論では、むだ時間を非常に重要な概念として捉えているが、降雨一流出現象ではこの概念を取り入れた研究は非常に少ない。したがって、降雨一流出現象にこの概念を導入し、流出解析モデルを提示する。(2) 降雨流出現象に、周波数応答法を改良することにより、流出成分を分離する手法を提示する。(3) 山腹斜面に設置した小流出試験地の流域構造を詳細に調査し、流出特性との関連について検討する。(4) (3)で得た知見を基に、流出の特性を解析的に検討する。(5) 流出試験地の流出を詳細に観察、検討することで(1)、(2)で示した手法の結果の物理的意味を明らかにする。(6) 入力としての降雨量の誤差が、出力としての流出量にどのような影響を及ぼすのか確率論的に検討する。

1. 2 本研究の内容

本研究は、自動制御理論における周波数応答法を、降雨一流出現象に適用し、自動制御において非常に重要な概念であるむだ時間を、流出解析モデルに導入するとともに、流出成分を分離する手法を示す。また、小流出試験地を設置することで、流出現象を詳細に検討することにより、これらのブラックボックス的な手法によって得られた結果に物理的意味を与え、さらに流出の物理的機構を明らかにしようとするものである。以下、各章ごとに本研究の概要を示す。

第2章においては、降雨一流出系に内在する非線形要素について考察している。特にむだ時間要素に着目し、降雨一流出系の場合、むだ時間はどのような概念であるかを考察し、その特性を明らかにするとともに、周波数応答法によりむだ時間を導入した流出解析手法を示している。また、多くの流出情報を含むと考えられている減水特性からモデルパラメーターの値を推定し、この値と本手法のパラメーター値とを比較検討することで、本手法の妥当性を検討している。また、実流域における実測資料により、流出の再現計算を行い、同定したむだ時間を総合的に検討している。

第3章においては、周波数応答法による流出成分の分離手法を示している。また、この基礎理論の実証と降雨一流出現象の周波数応答特性のより深い理解のためシミュレーション法を行うとともに、本手法と全く異なる手法であるエントロピー法の結果と比較することにより、本手法で得られた単位図の特性を検討している。

第4章においては、山腹斜面における小流出試験地の概要と観測システムについて述べ、従来の研究ではあまり示されていなかった流域の内部構造、すなわち、流域の土層構成や流域構成土の物理的特性について詳細に調査された結果が示されている。また、土中水の不飽和現象を議論する場合に不可欠な流域土壌の土壌水分特性曲線や不飽和透水係数の測定結果が述べられている。

さらに、流域の物理的な特性を表すパラメーターを考慮した *k i n e m a t i c w a v e* 式を貯留関数に変換し、この貯留関数を基礎式としてシミュレーションを行い、非線形性が増加した場合の流出特性の変動と周波数応答特性について検討している。

第5章においては、小流出試験地で観測された典型的なハイドログラフの概観と流出率や損失雨量などを検討することによって、流出の物理機構に関する問題の提起がなされる。これらの問題に対して、出水時における地下水位の観測結果や、水質情報による流出成分の分離結果など、複数の異なる方法によって総合的に検討している。また、第3章で展開した理論を適用することによって、ブラックボックス的に成分分離された結果が、実際にどのような深さの層からの流出に対応しているのか、その物理的意味を検討している。

第6章においては、本研究で提示した手法を実流域で得られている実測資料に適用するに当たって勘案すべき事項について検討している。すなわち、実測資料に含まれる各種の測定誤差が、流出機構の内部構造の推定結果に及ぼす影響の程度を知るための基礎事項を述べている。特に降雨の確率変動成分が流出に与える影響について検討している。すなわち、時間的に、場所的に一定な降雨の分散が流出に与える影響を、*B r a s* の理論を用いて解析的に評価する手法を示している。また、シミュレーション法により、この解析解の妥当性を実証するとともに、実際の流域を想定してシミュレーションを行い、降雨の観測誤差が流出に与える影響を定量的に示している。

第2章 遅延要素を考慮した
周波数応答法による
流出解析

2. 1 概説

入力を変換の場を経て出力されるような変換系では、厳密に線形応答を示すことは希であり、一般には非線形応答を示す。たとえば、伝送系の場合ラジオの音量を過大にすればひずんだ音が聞こえる。また、音量を絞りすぎても音にはならない。この場合の非線形要素は「飽和」と「不動帯」と分類される。この両者の間が線形範囲であり、音量ツマミをまわした分だけ音が小さくなったり大きくなったりする。

降雨流出系の場合、線形範囲を定量的に示すことは必ずしも容易ではない。しかし、実際の流出解析において流出量の規模ごとに分類したり、台風や低気圧など降雨の原因別に解析するのは、それぞれの線形範囲を考慮しているものと考えられる。降雨流出系は、一般に現象が非線形であり、流出現象に内在する非線形要素としては、雨水の凹地貯留、土中への浸透もしくは保留される部分、蒸発散などのいわゆる損失と流れそのものが持っている遅れなどが考えられる。一方、実在する物理系の応答には、「遅れ」と「むだ時間」が存在し、両者は厳密に区別しなければならない。遅れとは、入力に対応するところの出力の主要部が現れるまでに時間がかかることを意味し、この際、応答の初期であっても微少なりとはいえ出力は必ず存在する。むだ時間はこれに反して、入力はいってもある時間が経過するまで全然出力になんらの兆候すら現れない現象である。両者のうち遅れの現象は、降雨流出系において流出機構を表現するための重要な概念として取り扱われており、古くから洪水到達時間が用いられ詳細な検討が行われている。⁷⁾⁸⁾

しかし、流出現象にむだ時間という概念を取り入れた研究は、木村の貯留関数法⁹⁾においてみられる程度であり、検討すべき事項であると思われる。この

ような見地から、本章では遅れとむだ時間を遅延要素と定義し、降雨流出系の非線形要素の1つとして遅延要素を考慮し、流出解析にその応用を図ることを目的とする。

また、遅延要素を降雨流出系に無理なく導入できる手法として周波数応答法を採用する。周波数応答法は、man-madeなシステムの制御に用いられている手法³⁾である。周波数応答の考え方を非線形系に拡張適用して近似的に非線形制御系を簡潔に解析しようとする手法に記述関数法がある。しかし、記述関数法は非線形制御系の全ての動作状態に適用できるものではなく、非線形要素の入力が正弦波である場合のみに適用でき、降雨流出系においては利用することは不可能である。

周波数応答法の降雨流出系への適用例は少なく、藤田⁴⁾⁵⁾が、降雨流出系のモデル作成上有効な情報を与える手法であることを明らかにした研究以外ほとんど見あたらない。線形システムに用いられている周波数応答法を非線形現象である降雨流出系に適用することは矛盾すると考えられるが、最近、かなりの程度で明らかにされた降雨流出現象の非線形要素⁶⁾を考慮するならば、周波数応答法を降雨流出系に適用することは十分可能であると思われる。

2. 2 むだ時間の概念

降雨流出系において降雨開始後、数時間の後に流出が始まる現象はよく知られている事実である。本研究において、入力（降雨）開始時刻 t_1 と出力（流出）発生時刻 t_2 のずれ、すなわち、入力後出力が発生するまでの時間をむだ時間 L と定義する。

$$L = t_2 - t_1 \quad (2-1)$$

むだ時間はこれまでの流出解析手法ではみられない用語であるが、その概念は自然な形でいくつかが導入されている。たとえば、貯留法は現在のところ貯留関数系とタンクモデル系に大別されるが、前者の場合、Prasadの式¹⁰⁾は次式で与えられる。

$$S = k_1 q^p + k_2 \frac{dq}{dt} \quad (2-2)$$

$$\frac{dS}{dt} = r - q \quad (2-3)$$

ここに、 S ：貯留量、 r ：流入量、 q ：流出量、 $k_1 \cdot k_2 \cdot p$ ：定数
式(2-2)は $S \sim q$ 曲線の2価性を最も単純化した表現と理解できる。一方、むだ時間 L を含む出力 $q(t+L)$ をテーラー展開すると式(2-4)となる。

$$q(t+L) \doteq q(t) + L \frac{dq}{dt} + \dots + \frac{L^m}{m!} \frac{d^m q}{dt^m} \quad (2-4)$$

したがって、Prasadの式は式(2-4)の第一次微分項まで採用した近似式($p=1$ の場合)であるとみなすことができる。また、木村の貯留関数法においては $S \sim q$ 曲線のループ解消を目的として、遅れ時間 T_1 を考慮している。

$$S_i = k q_i^p \quad (2-5)$$

$$\frac{dS_i}{dt} = r - q_i \quad (2-6)$$

$$q_i(t) = q(t + T_i) \quad (2-7)$$

ここに、 S_i ：見かけの貯留量、 q_i ：遅れ時間 T_i を考慮した流出量

定義の差はあるが、おくれ時間 T_i は入力と出力の時間的なずれという観点からすると本質的にむだ時間と同じ概念であると思われる。

タンクモデル系では、たとえば Nash の n 段線形貯水池モデルは次式で与えられる。

$$K^n \frac{d^n q}{dt^n} + nK^{n-1} \frac{d^{n-1} q}{dt^{n-1}} + \dots + \binom{n}{i} K^{n-i} \frac{d^{n-i} q}{dt^{n-i}} + \dots + q = r \quad (2-8)$$

ここに、 $\binom{n}{i}$ ：2項係数、 K ：タンク時定数

式(2-8)の $q(t)$ を $q(t+L)$ であると考え、式(2-4)を用いると $(m+n)$ 段のタンクを構成することになる。逆に、 $(m+n)$ 段のタンクモデルは n 段のタンクとむだ時間 L で表現できる。すなわち、流出系に n 段線形貯水池モデルを仮定し、さらに出力にむだ時間 L がある場合を考えると、式(2-4)から $(m+n)$ 段のタンクモデルになる。

2. 3 むだ時間の特性

本節では、むだ時間とハイドロ・ハイトグラフとの関係を示す。時刻 t に入力 $r(t)$ があり、ただちに出力 $q(t)$ があるはずのものがむだ時間 L の後出力されたとすると図-2・1のように出力は $q(t-L)$ となる。 $q(t-L)$ をテーラー展開し、物理的意味をわかりやすくするため第一次微分項まで採用すると

$$q(t) = \tilde{L} \frac{dq}{dt} \quad (0 \leq t \leq L) \quad (2-9)$$

ただし、第二次微分項以下切捨てるため L が \tilde{L} に変化したとする。式(2-9)を $(0 \leq t \leq L)$ の範囲で積分すると

$$\tilde{L} = \frac{\int_0^L q(t) dt}{q(L)} \quad (2-10)$$

したがって、 \tilde{L} は $t=L$ までの累加流量と $t=L$ での流量 $q(L)$ との比で表される。また、ハイドログラフ立ち上がり部分を時間 t の n' 次放物線で近似すると

$$\tilde{L} = \frac{1}{n'+1} L \quad (2-11)$$

が得られ、ハイドログラフの形状との関係は次式となる。

$$L = (n'+1) \frac{\int_0^L q(t) dt}{q(L)} \quad (2-12)$$

降雨との関係は雨水流法の特性格線により得られる。

$$L = (n' + 1) \frac{\int_0^L q(t) dt}{\left[\frac{1}{k} \int_0^L r(t) dt \right]^{\frac{1}{p}}} \quad (2-13)$$

ここに、 p, k : 斜面流定数

式(2-12)より、 $t=L$ までの累加流量を一定とした場合、ハイドログラフの立ち上がりが急なほど L が小さくなる。すなわち、式(2-13)から降雨開始時に強度の強い雨が降ると L が小さくなることがわかる。

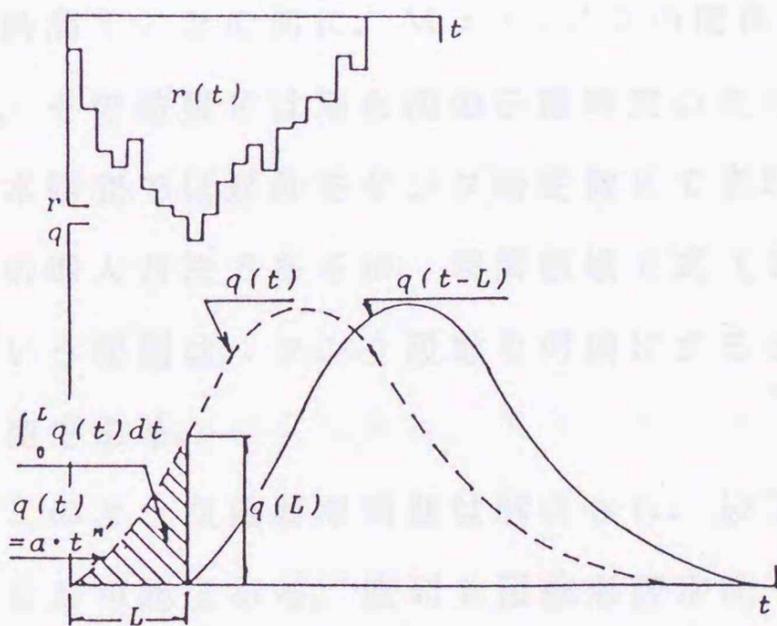


図-2・1 むだ時間の特性の説明図

2. 4 流出モデル

遅延要素を考慮し得るモデルとして Nash の n 段線形貯水池モデルを採用する。むだ時間を容易に導入できることと、洪水到達時間（雨水流の伝播時間）の変化の影響を考慮し得るモデルであることが理由である。

直列 n 段の線形貯水池モデル（式（2-8））の瞬間単位図 $h(t)$ は次式で与えられる。¹¹⁾

$$h(t) = \frac{1}{K\Gamma(n)} \left(\frac{t}{K}\right)^{n-1} \exp\left(-\frac{t}{K}\right) \quad (2-14)$$

ここで、 n はタンクの数、 $\Gamma(n)$ はガンマ関数、 K はタンク時定数で、ハイエトグラフと hidrograph の重心の差を M とすると $K = M/n$ で与えられる。 M は雨水流の伝播時間 t 。との間に、 $M = t./2$ の関係があることから、 $K = t./2n$ となり、その結果 K は雨水流の伝播時間の変化の影響を表わしている。したがって、本研究では遅れをタンク時定数 K で表現する。

次に、むだ時間の導入方法であるが、時間領域で式（2-4）の右辺第何項まで採用するかという問題は、タンク段数を何段にするかという問題と同じ意味を持ち非常に重要である。

周波数領域ではこのような重要な問題は解消され、以下のように簡単にむだ時間を導入することが可能である。直列 n 段線形貯水池モデルの解は、時間領域と周波数領域で次式で与えられる。

$$q(t) = \int_0^{\infty} r(\tau) h(t-\tau) d\tau \quad (2-15)$$

$$Q(\omega) = R(\omega) H(\omega) \quad (2-16)$$

ここに、

$$Q(\omega) = \int_0^{\infty} q(t) \exp(-j\omega t) dt \quad (2-17)$$

$$R(\omega) = \int_0^{\infty} r(t) \exp(-j\omega t) dt \quad (2-18)$$

$$H(\omega) = \int_0^{\infty} h(t) \exp(-j\omega t) dt \quad (2-19)$$

j : 虚数単位、 ω : 周波数

$Q(\omega)$ 、 $R(\omega)$ 、 $H(\omega)$ はそれぞれ $q(t)$ 、 $r(t)$ 、 $h(t)$ のフーリエ変換関数である。 $H(\omega)$ は最小位相推移系 ($L=0$ の場合) の伝達関数であり、入出力には依存せず、系固有の性質を表わす。また、任意関数のフーリエ変換関数は必ずしも存在しないが、高水流出のように正值でかつ時間的に制限された関数のフーリエ変換関数は常に存在することが知られている。

むだ時間 L を有する伝達関数 $H_L(\omega)$ は式 (2-20) で表わされ、 n 段線形貯水池モデルにむだ時間を導入した伝達関数は式 (2-21) となる。

$$H_L(\omega) = H(\omega) \exp(-j\omega L) \quad (2-20)$$

$$H_L(\omega) = \frac{\exp(-j\omega L)}{(1+jK\omega)^n} \quad (2-21)$$

このように、むだ時間を含む伝達関数は、 $H(\omega)$ に演算子 $\exp(-j\omega L)$ を乗じることで簡単に得られる。また、 $H_L(\omega)$ を逆変換するとむだ時間を含む瞬間単位図が求まるが、これはフーリエ変換の実数移動則により次式で与えられる。

$$\mathcal{L}^{-1}\{H_L(\omega)\} = h(t-L) \quad (2-22)$$

したがって、周波数領域で K と L を同定すると式 (2-14) と式 (2-22) から瞬間単位図が求められ、むだ時間を含む単位図を計算することができる。

2. 5 周波数応答特性と同定法

ゲインは式(2-23)による[dB]表示によりプロットする。

$$G=20 \times \log_{10} |H(\omega)| \quad (2-23)$$

また、位相は[r a d]表示で示される。最小位相推移系のタンク数の違いによるゲイン線図・位相線図・ナイキスト図を図-2・2に示す。タンク数nは1、2、3段である。

ナイキスト図において、1段タンクの場合 $H(\omega)$ は $(1/2, 0)$ を中心とし半径 $1/2$ なる円周のうち第4象限に属する半円であり、2段タンクの場合は第3・4象限に属するカーゴイドと呼ばれる曲線である。また、3段タンクは第2・3・4象限に属する。いずれにおいても、 $\omega \rightarrow \infty$ で原点に収束し、それぞれが属する象限からはみ出すことはない。

遅延要素によりこれらの応答特性がどの様に変化するかを検討する。実際の流出では2段タンクで十分であると考えられるので¹¹⁾、以後2段タンクの場合について検討する。タンク時定数Kの違いによる応答特性を図-2・3に示す。この図ではゲイン・位相がKとともにそれぞれ変動するが、ナイキスト図においては同一軌跡を描いている。図-2・3において、 $K=6$ の場合 ω が大きくなるとゲインが変動しているが、これは表-2・1のゲインの式を式(2-23)のように[dB]表示すると、K、 ω が大きくなると $\log_{10} |H(\omega)|$ の式の中の $|H(\omega)|$ が小さくなり、数値計算上の誤差が現れてくるためである。また、この事を考慮して図-2・2ではcut-off周波数を $\omega=1.0$ まで採用しているが、図-2・3では $\omega=0.5$ にしてある。むだ時間Lを含む場合の応答特性は図-2・4である。注目すべきはゲイン線図とナイキスト図である。ゲインは、位相が変動しているにもかかわらず、Lに関係なく最小位相推移系と同じ特性を示す。また、ナイキスト図を見ると、同一周波数におけ

る位置が原点を中心とする同心円上にあり、 L に従って位相が進みいくらでも応答特性が存在する。このように2段タンクからの出力であっても L が存在することにより3段タンク・4段タンクなど2段タンク以上の特性を示すことは興味深い。このことは、高次の遅れ系を（見かけのむだ時間）＋（低次の遅れ系）で近似できることを示している。

同一流域の複数の出水例の周波数応答特性を調べるといろいろなパターンの応答を示す。図-2・5は、鵜川流域における計算例であり、このパターンの変動原因の一つとして L と K が関与していることは明らかである。

表-2・1は、最小位相推移系とむだ時間を含む場合の周波数応答特性および単位図の諸式を表わしている。ただし、 $n=2$ である。表-2・1のゲインの式より、先の議論のように L が含まれていてもゲインは最小位相推移系の場合と同じであり、位相の進みは ωL [rad]であることがわかる。したがって、実際に L と K を求める方法は、ゲインから各周波数に対応するタンク時定数 K を求め、 K がわかると最小位相推移系の位相 θ が求まるから実測資料の θ からむだ時間 L を求めることができる。 K と L は周波数ごとにある値を持つが、一定値と見なせるものについてだけその平均値をとって K と L とする。

表 - 2 · 1 周波数応答特性と単位図

		最小位相推移系	むだ時間Lを含む場合
伝達関数		$H(\omega) = \frac{1}{(1+jK\omega)^2}$	$HL(\omega) = \frac{\exp(-jL\omega)}{(1+jK\omega)^2}$
ゲイン (G)		$G = \frac{1}{1+K^2\omega^2}$	$G = \frac{1}{1+K^2\omega^2}$
位相 (θ)		$\theta = \tan^{-1}\left(\frac{-2K\omega}{1-K^2\omega^2}\right)$	$\Theta = \theta + \omega L$
ゲインと位相の対応		$G = \cos^2 \frac{\theta}{2}$	無数
単位図	$0 < t < \Delta t$ $(L < t < \Delta t + L)^*$	$U(t) = 1 - \exp\left(-\frac{t}{K}\right) \cdot \left(1 + \frac{t}{K}\right)$	$U(t) = 1 - \exp\left(-\frac{t-L}{K}\right) \cdot \left(1 + \frac{t-L}{K}\right)$
	$t > \Delta t$ $(t > \Delta t + L)^*$	$U(t) = \exp\left(-\frac{t}{K}\right) \cdot \left\{ \exp\left(\frac{\Delta t}{K}\right) \left(1 + \frac{t-\Delta t}{K}\right) - \left(1 + \frac{t}{K}\right) \right\}$	$U(t) = \exp\left(-\frac{t-L}{K}\right) \cdot \left\{ \exp\left(\frac{\Delta t}{K}\right) \left(1 + \frac{t-\Delta t-L}{K}\right) - \left(1 + \frac{t-L}{K}\right) \right\}$

タンク段数 $n = 2$

*はむだ時間Lを含む場合

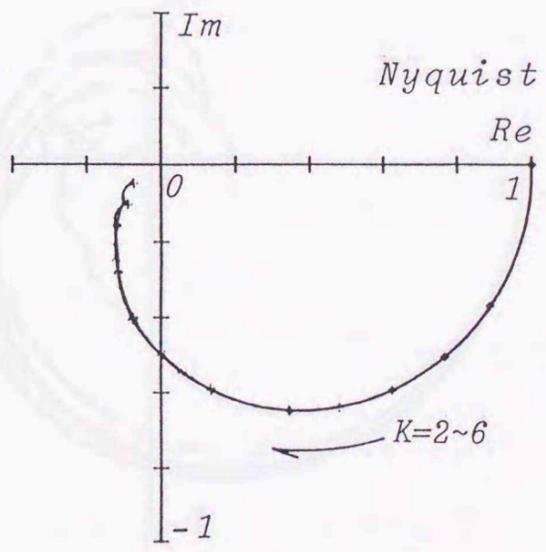
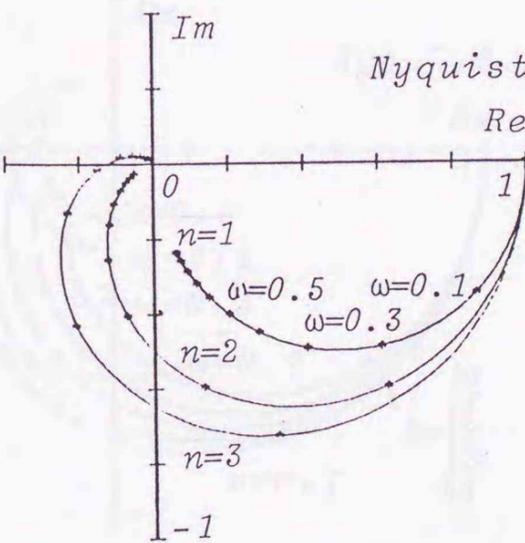
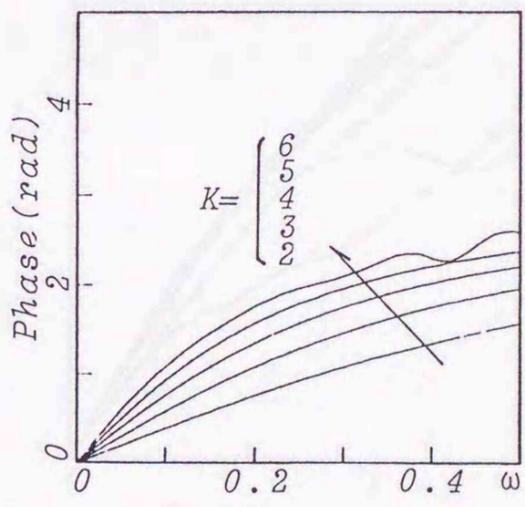
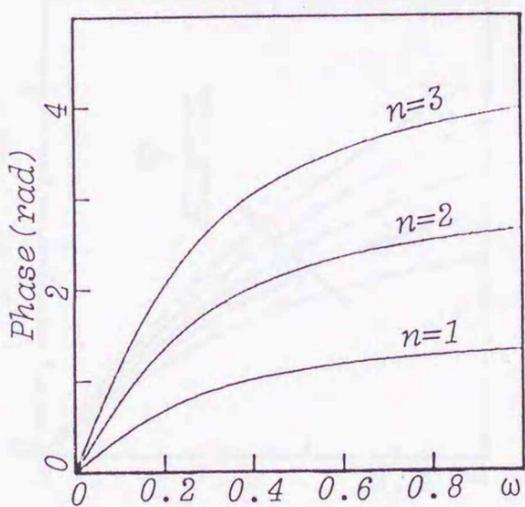
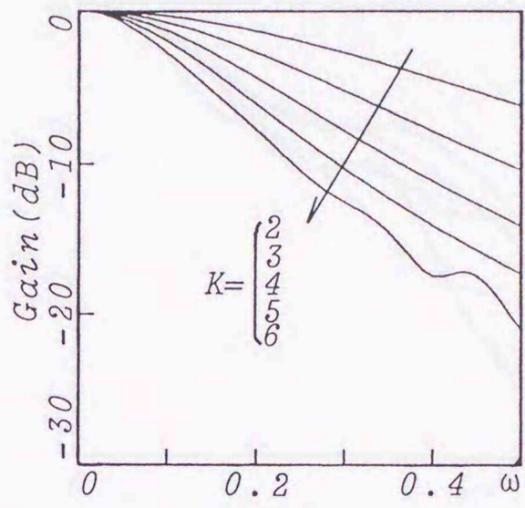
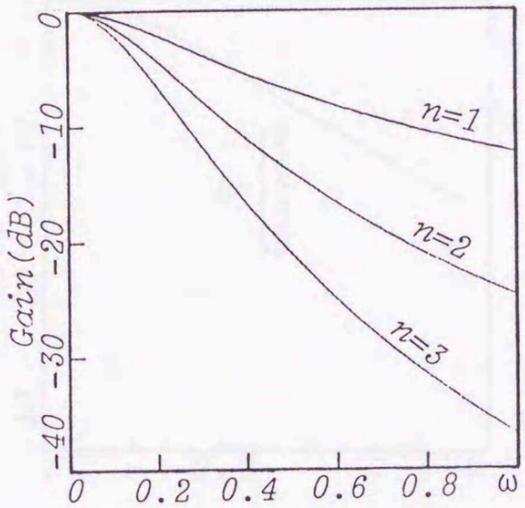


図-2・2 nの違いによる周波数応答特性 (K=4)

図-2・3 Kの違いによる周波数応答特性 (n=2)

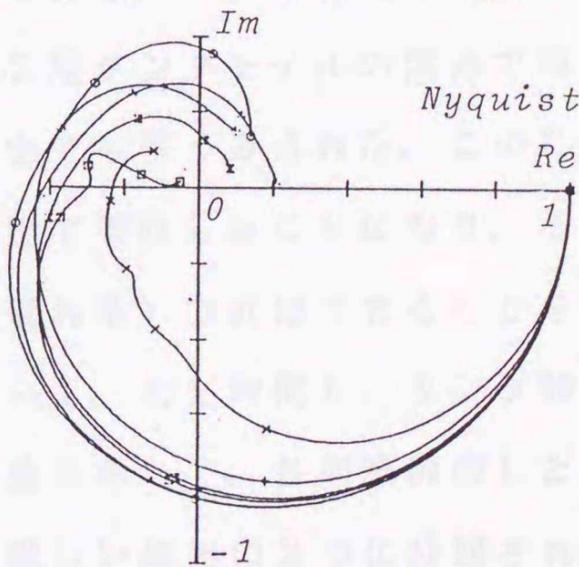
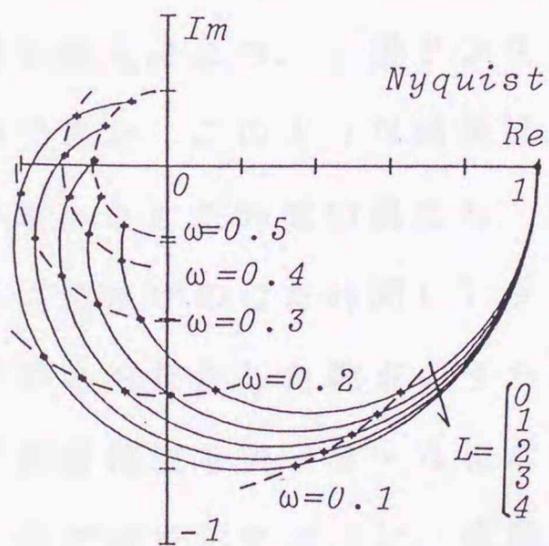
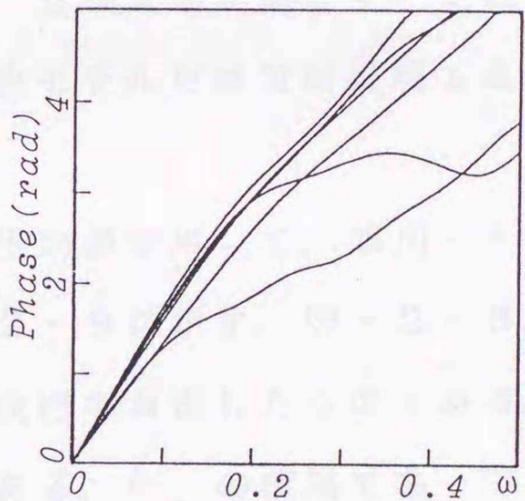
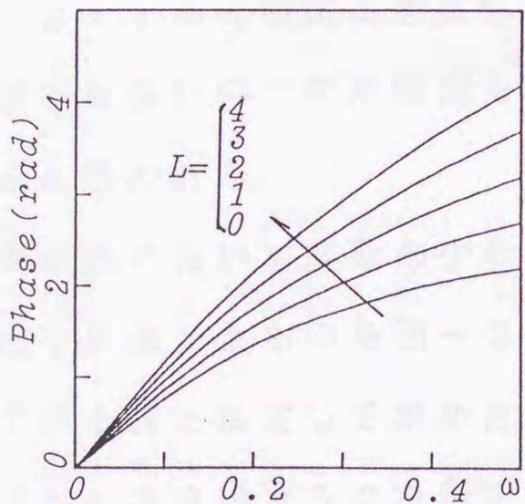
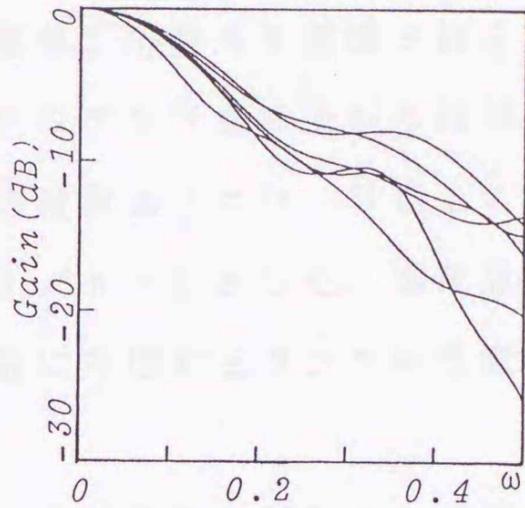
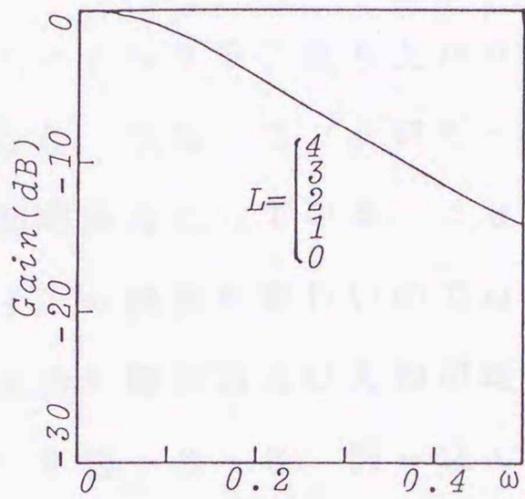


図-2・4 Lの違いによる周波数応答特性 (K = 4、n = 2)

図-2・5 鷓川地点の周波数応答特性

2. 6 実流域における計算例

計算の対象とした出水例を表-2・2に、その洪水生起年月日を表-2・3に示す。有効雨量は藤田ら¹²⁾がエントロピー法で推定した値を用い、直接流出量はハイドログラフ立ち上がり時刻と減水部第二析曲点を直線で結ぶ分離法を採用した。なお、エントロピー法ではハイドログラフ立ち上がり時刻以前の降雨を初期損失としている。cut-off周波数は $\omega = 0.5$ 以上の周波数帯でゲインの減衰が著しいので $\omega = 0.5 [1/hr]$ とした。周波数応答特性より求めた鷺川および大和田地点の各周波数に対応するタンク時定数 K とむだ時間 L を図-2・6、図-2・7に示す。

図-2・7の大和田地点において、No. 2は変動が激しく一定値と見なすことはできないのでむだ時間を導入した流出モデルだけでは説明できない流出であると思われる。

各周波数において変動の少ない K と L の平均値を用いて、鷺川・大和田地点の流出を再現したものを図-2・8、図-2・9に示す。図-2・9(a)は、タンクが1段と仮定して求めた K と L から流出を再現したものである。図-2・9(b)は2段タンクを仮定した結果である。同一の流域であっても、むだ時間の導入により、1段タンクモデルと2段タンクモデルの両方で再現することができた。このような結果は、他の流出でも多くみられた。このことは、前節で示したむだ時間の概念を、実際の流出で実証したことになり、高次の遅れ系を(見かけのむだ時間 L) + (低次の遅れ系)で近似できることを確認した。

計算の対象とした地点のうち4例について、むだ時間 L 、タンク時定数 K および降雨特性を表-2・4に示す。本手法において、各周波数の L と K は比較的一定の値を示す流出と、変動が非常に激しい流出の2つに分類された。前者はその平均値を用いて L と K としたが、後者は一定値と見なせないため、本手法を適用できない流出である。幌糠の洪水番号No. 4、大和田のNo. 2、

鹿の子ダムの No. 5 が相当し、表 - 2・4 の同一流域の他の流出と比較すれば、ピーク流量時の比流量が $1 \text{ (m}^3/\text{sec/km}^2)$ 以上の大規模流出（降雨）である。

タンク数を 2 段と仮定して求めた各地点の流出ごとのタンク時定数 K 、むだ時間 L と流域面積 A との関係を図 - 2・10、図 - 2・11 に示す。図 - 2・10 において、 K は A の大きさによってある幅を持って変動している。その幅は小流域ほど大きく、大流域ほど小さくなっている。また、上限値は一定であるが、下限値は A が小さくなるほど K も小さくなっている。このことは、小流域ほど K の変動幅が大きく、流出の局所的な影響を強く受けることを意味する。

図 - 2・11 によると、むだ時間 L は流域面積 A との強い相関関係はみられないが、上限値は A によって規定される。また、鷓川地点と峠下地点は、流域の面積差が 1179.3 km^2 もあるのにむだ時間の差は 5 時間である。これは流出に寄与する流域が全体ではなく部分的である *Partial Source Area* の概念を表わしていると思われる。

むだ時間 L と初期降雨強度 $r(t=1)$ の関係を図 - 2・12 に示す。図から $r(t=1)$ には相関があり、 $r(t=1)$ が大きくなると L が小さくなり、 $r(t=1)$ が小さいと L が大きくなることがわかる。

表 - 2・2 採用した実測資料

水系	地点	流域面積(km ²)	洪水番号
留萌川	峠下	48.7	1,2
	幌糠	168.8	1,2,3,4
	大和田	245.0	1,2,3,4,5,6
後志利別川	今金	361.4	1
鵡川	稲里	122.7	1,2
	穂別	949.5	1,2,3,4
	鵡川	1228.0	1,2,3,4,5,6
渚滑川	滝上	233.3	1,2,3
	上渚滑	1050.6	1,2
常呂川	鹿の子 DAM	124.0	1,2,3,4,5
	北光社	558.5	1,2,3
	北見	1394.2	1,2,3,4

表-2・3 実測資料の洪水生起年月日

留萌川水系		No	生起年月日		No	生起年月日
峠下	1	50・9・8	大和田	1	48・8・17	
	2	56・9・4		2	50・8・22	
幌糠	1	48・8・17		3	50・9・8	
	2	53・8・10		4	53・8・10	
	3	53・8・19		5	53・8・19	
	4	50・8・22		6	56・9・4	

後志利別川水系

今金	1	37・8・2			
----	---	--------	--	--	--

鷗川水系

稲里	1	56・8・5	鷗川	1	37・8・2
	2	56・8・22		2	45・10・25
穂別	1	50・8・19		3	50・8・19
	2	50・8・23		4	50・8・23
	3	54・9・30		5	56・8・5
	4	56・8・5		6	41・7・20

渚滑川水系

滝上	1	48・8・17	上渚滑	1	45・7・31
	2	50・8・22		2	48・8・17
	3	56・8・3			

常呂川水系

鹿の子DAM	1	47・9・16	北光社	1	47・9・16
	2	50・8・23		2	50・8・23
	3	54・10・19		3	54・10・19
	4	56・8・22	北見	1	46・10・30
	5	56・8・4		2	50・8・23
			3	54・10・19	
			4	56・8・4	

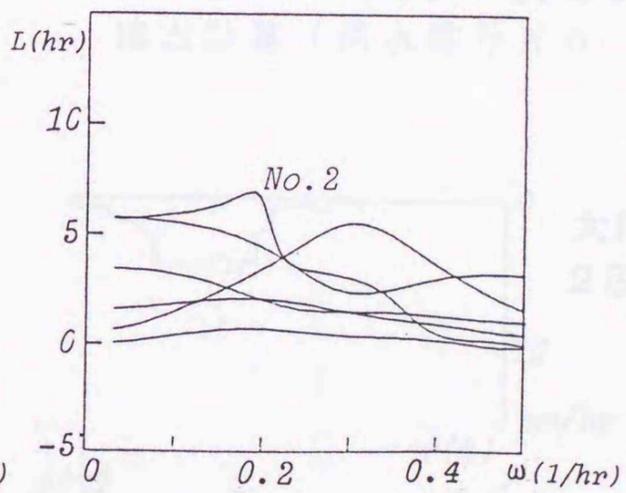
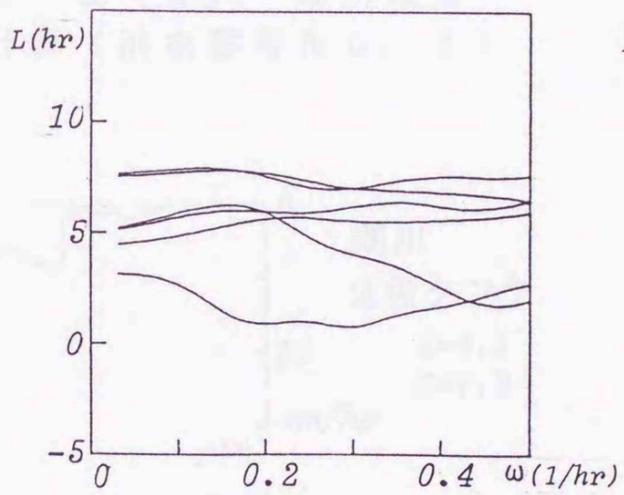
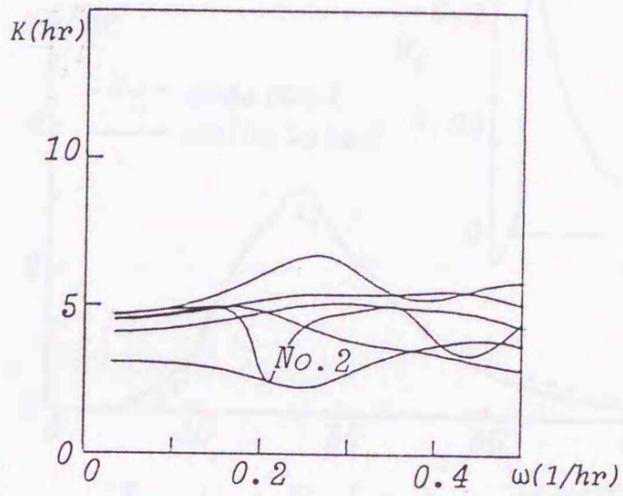
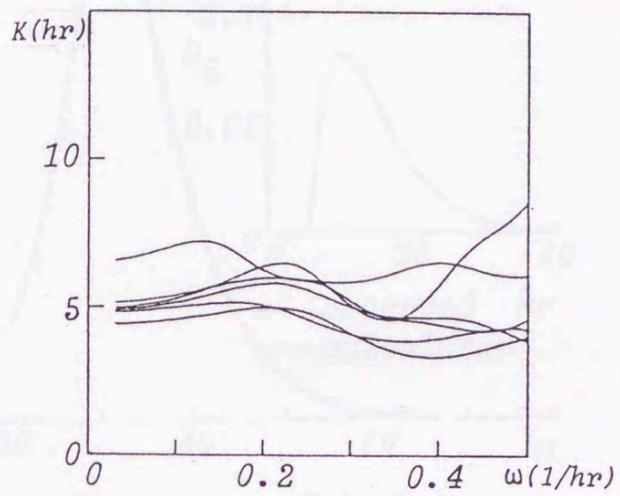


図 - 2・6 鶴川のKとL 図 - 2・7 大和田のKとL

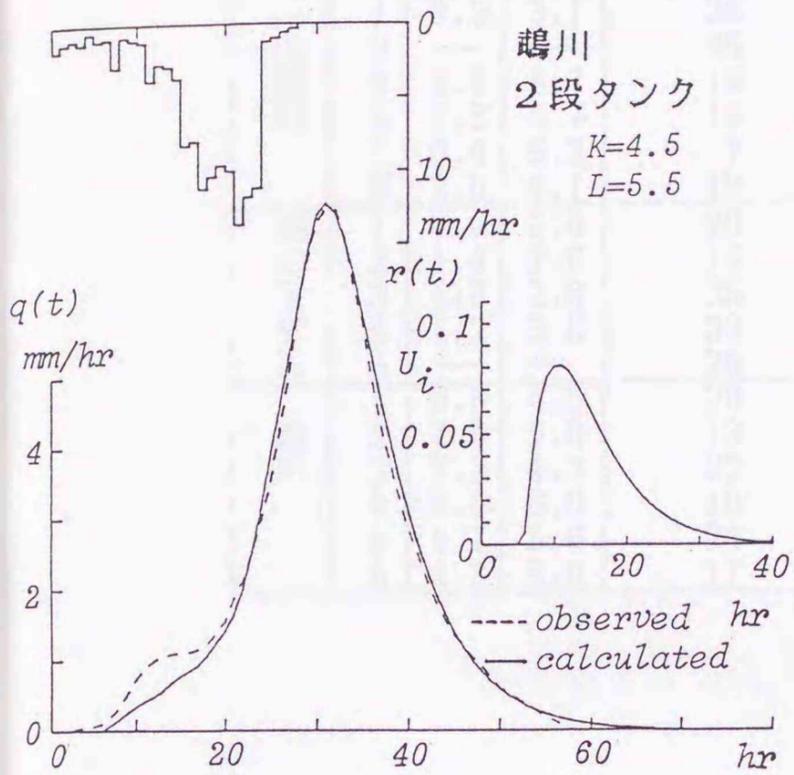


図-2・8(a) 鷓川地点
流出計算 (洪水番号 No. 1)

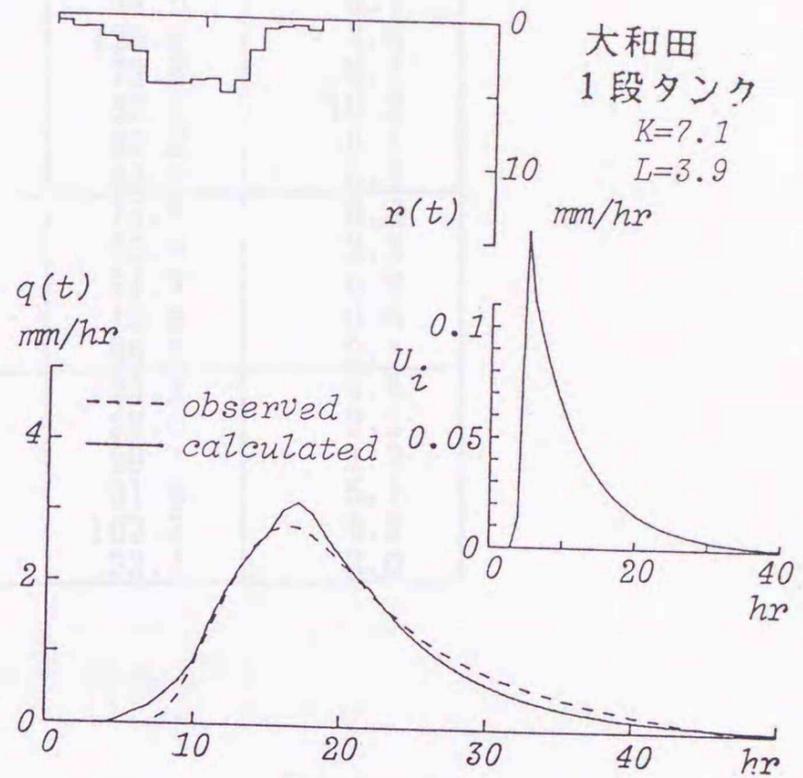


図-2・9(a) 大和田地点
流出計算 (洪水番号 No. 6)

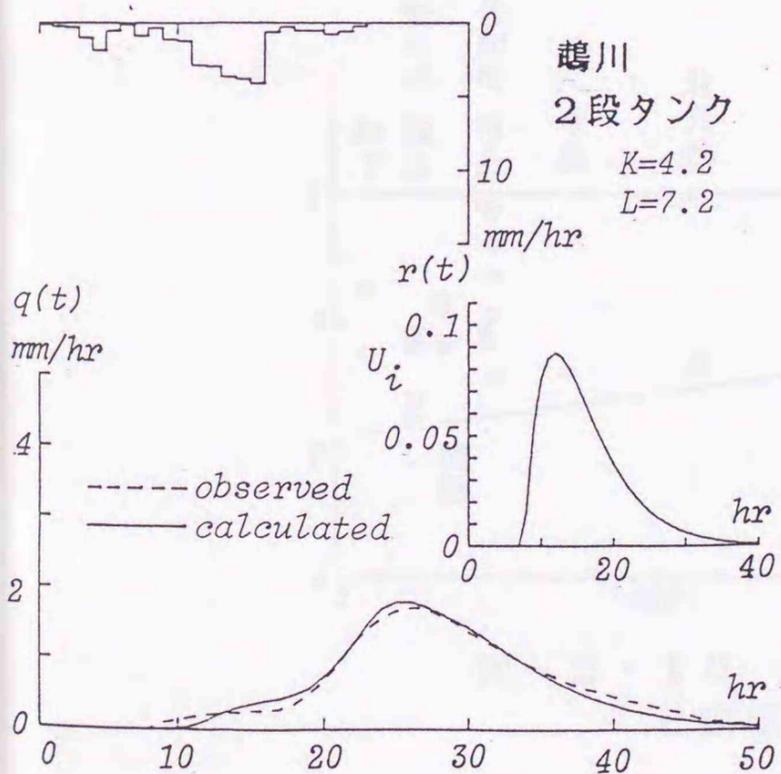


図-2・8(b) 鷓川地点
流出計算 (洪水番号 No. 6)

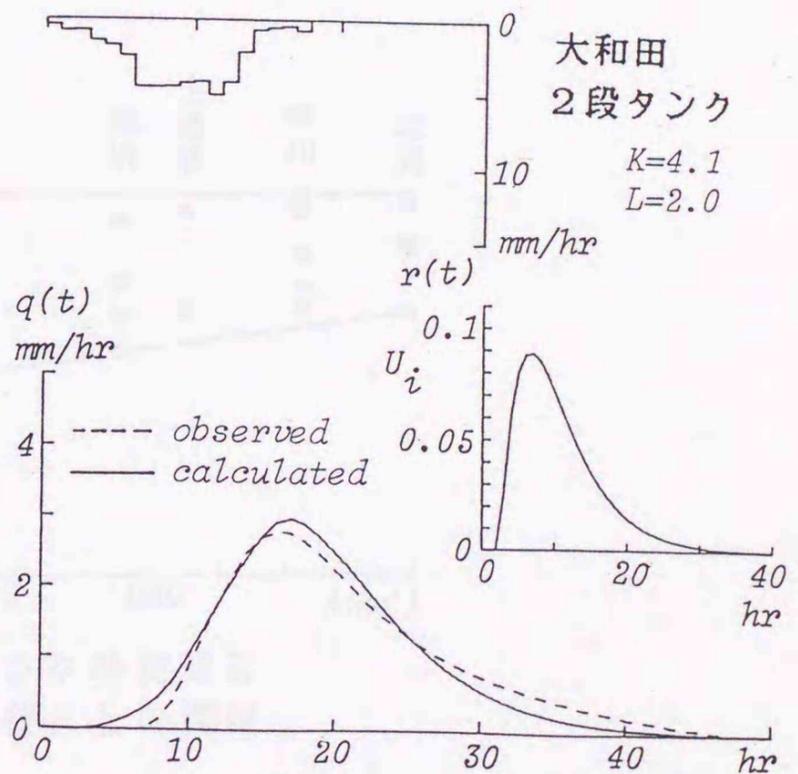


図-2・9(b) 大和田地点
流出計算 (洪水番号 No. 6)

表-2・4 むだ時間L、タンク時定数K、および降雨特性

地点	No	L	K	降雨継続時間	総降雨量	平均降雨量
幌糠	1	0.2	4.3	13 (hr)	27.9 (mm)	2.1 (mm/hr)
	2	3.3	4.2	10	28.0	2.8
	3	2.3	3.6	8	27.8	5.6
	4	—	—	34	100.7	3.0
大和田	1	3.9	3.1	26	34.5	4.7
	2	—	—	35	126.2	3.6
	3	3.4	5.7	14	79.6	19.4
	4	1.5	4.7	14	33.1	10.2
	5	0.4	5.2	7	33.2	8.1
	6	2.0	4.1	18	43.7	5.1
鹿の子ダム	1	0.0	2.6	20	15.1	0.8
	2	1.4	2.6	14	45.0	3.2
	3	1.3	2.8	25	21.7	0.9
	4	1.2	3.6	33	19.0	0.6
	5	—	—	26	55.8	2.1
鵒川	1	5.5	4.5	28	124.2	4.4
	2	7.5	5.0	13	28.0	2.2
	3	7.2	4.2	23	28.7	1.2
	4	6.0	6.0	18	91.6	5.1
	5	1.7	5.6	24	102.7	4.3
	6	4.3	5.9	17	33.7	2.0

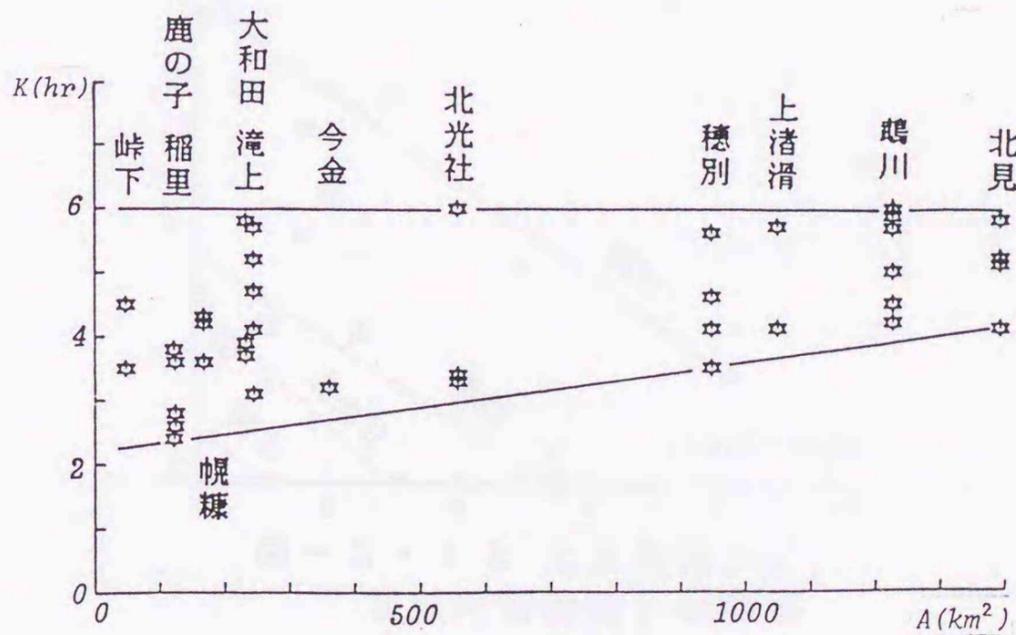


図-2・10 タンク時定数Kと流域面積Aとの関係

河川管理の基礎知識として、河川の特性や流域の特性を理解することは、河川管理の重要な要素である。

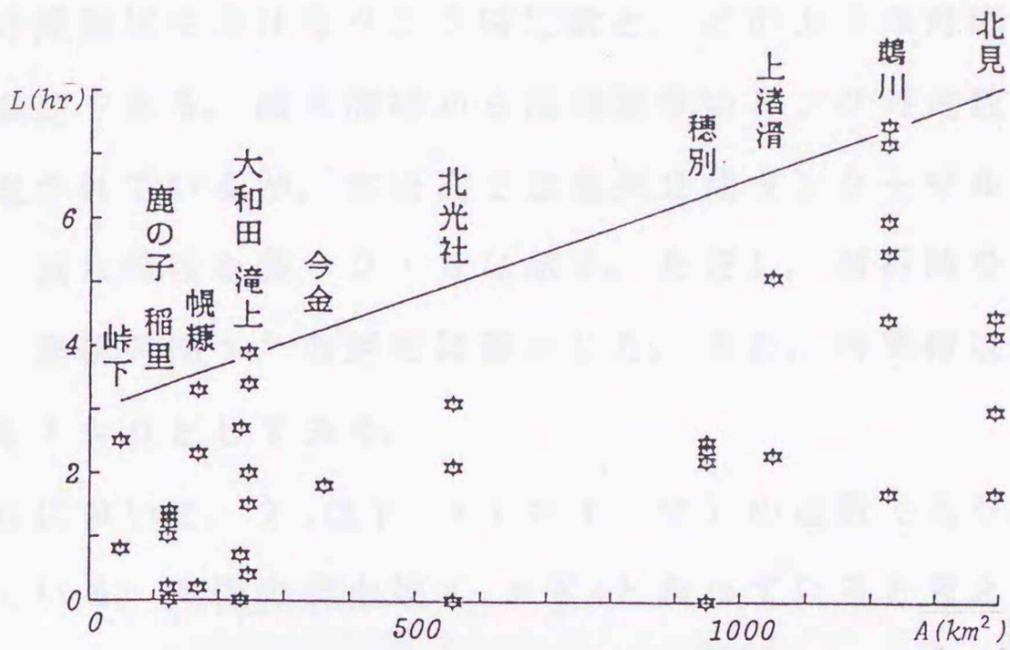


図-2・11 むだ時間Lと流域面積Aとの関係

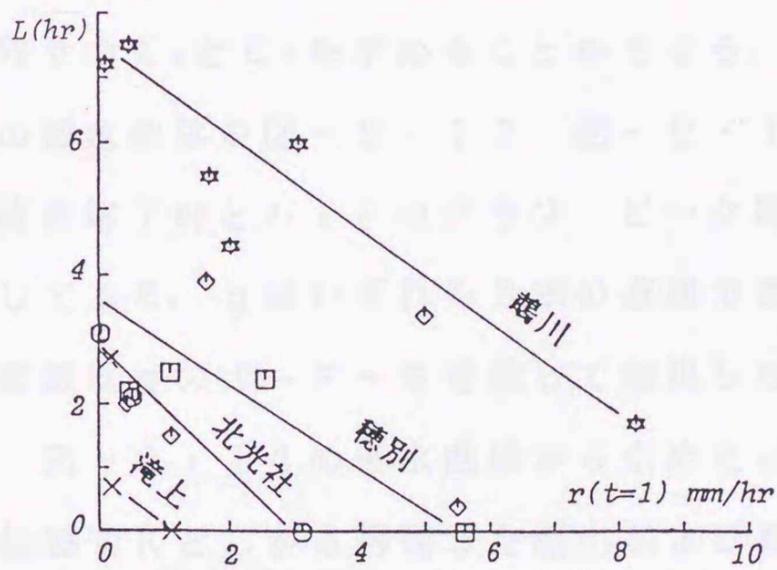


図-2・12 むだ時間Lと初期降雨強度との関係

2. 7 減水特性から求めたタンク時定数

周波数領域から求めたタンク時定数 K が、流出の多くの情報を含む減水曲線から求めた時間領域におけるタンク時定数と、どのような対応関係にあるかを知ることは重要である。減水曲線から流域固有のタンク時定数を求める方法はいくつか提案されているが、本研究では直列2段タンクモデルでの減水曲線を採用した。減水特性を表-2・5に示す。ただし、解析解を得るために降雨は強度 r_0 、継続時間 t_r の矩形降雨とした。また、時間軸はハイドログラフ・ピーク時を $t = 0$ としてある。

表-2・5において、 λ_i は K_i ($i = 1, 2$) の逆数であり、減水曲線の減水率を表している。実際の流出は $K_1 \neq K_2$ となっていると考えられるが、その場合片対数紙上に q をプロットすると λ_1 、 λ_2 は容易に求められる。すなわち、2段タンクの場合 q は片対数紙上で2本の直線で表わされるが、時間経過の大きい方の直線の勾配が λ_1 であり、その直線の延長上の q 軸との交点より C_1 が求まる。得られた成分 $q_1 = C_1 \exp(-\lambda_1 t)$ から q を差し引き、同様の操作をすることで残りの λ_2 と C_2 を求めることができる。

幌糠、大和田の減水曲線を図-2・13、図-2・14に示す。この図において、時間軸は降雨終了時とハイドログラフ・ピーク時のうち、時間軸の大きい方を $t = 0$ としてある。 q はいずれも3本の直線で表わされているが、時間の大きいほうの直線は q のオーダーを考慮して無視した。

図-2・13、図-2・14の減水曲線から求めた K_1 と K_2 から流出を再現したものと、遅延要素 K と L から再現した流出および観測値を図-2・15、図-2・16に示す。 K_1 と K_2 のモデルでは再現性が良くないが、 $K_1 = K_2 = K$ とした2次遅れ系にむだ時間 L を考慮することで普遍性のモデルを構築することができ、むだ時間を導入する効果を確認できる。また、結果の一部を表-2・6に示す。周波数領域から同定した K がほぼ妥当であることを示している。

表-2・5 2段タンクモデルの減水特性

$K_1 K_2 \frac{d^2 q}{dt^2} + (K_1 + K_2) \frac{dq}{dt} + q = 0$		
	$K_1 \neq K_2$	$K_1 = K_2 = K$
解	$q = C_1 \exp(-\lambda_1 t) - C_2 \exp(-\lambda_2 t)$	$q = C_1 \exp(-\lambda t) + C_2 t \exp(-\lambda t)$
積分定数	$C_1 = \frac{r_0 \lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} \{1 - \exp(-\lambda_1 t r)\}$ $C_2 = \frac{r_0 \lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} \{1 - \exp(-\lambda_2 t r)\}$	$C_1 = r_0 \{1 - \exp(-\lambda t r)(1 + \lambda t r)\}$ $C_2 = r_0 \{(1 - \exp(-\lambda t r))\lambda\}$
形状(減水特性)		

矩形降雨 (強度 r_0 継続時間 t_r) の場合
 $\lambda_1 = 1/K_1$ $\lambda_2 = 1/K_2$ $\lambda = 1/K$

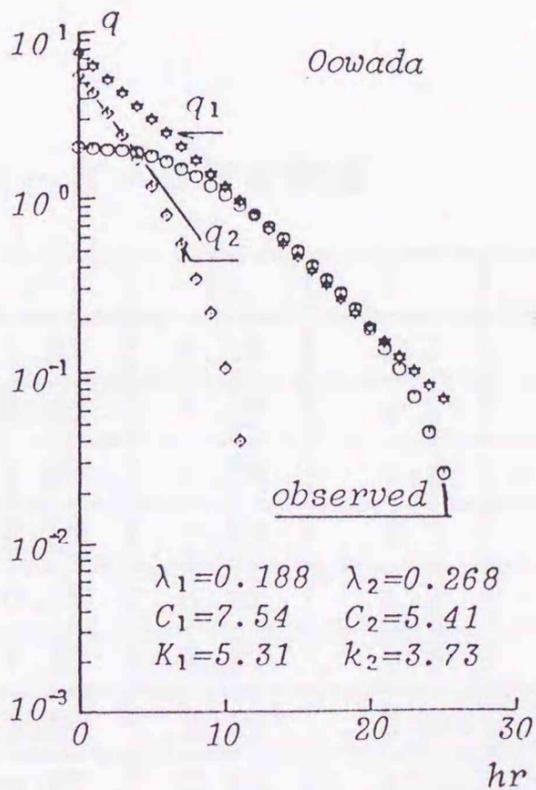
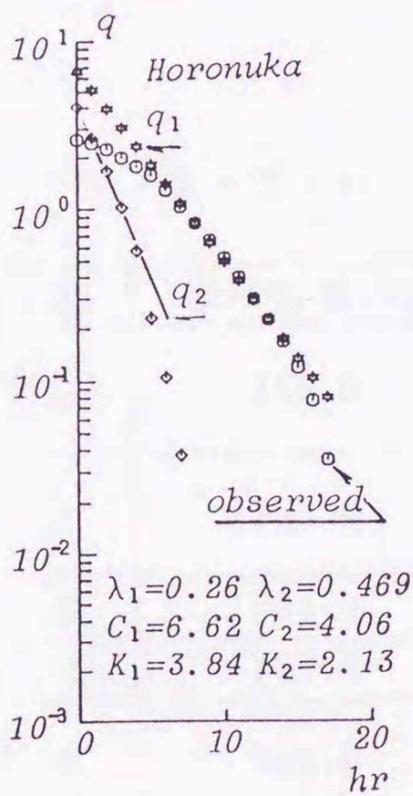


図-2・13 幌糠地点の減水曲線 (洪水番号 No. 3) 図-2・14 大和田地点の減水曲線 (洪水番号 No. 4)

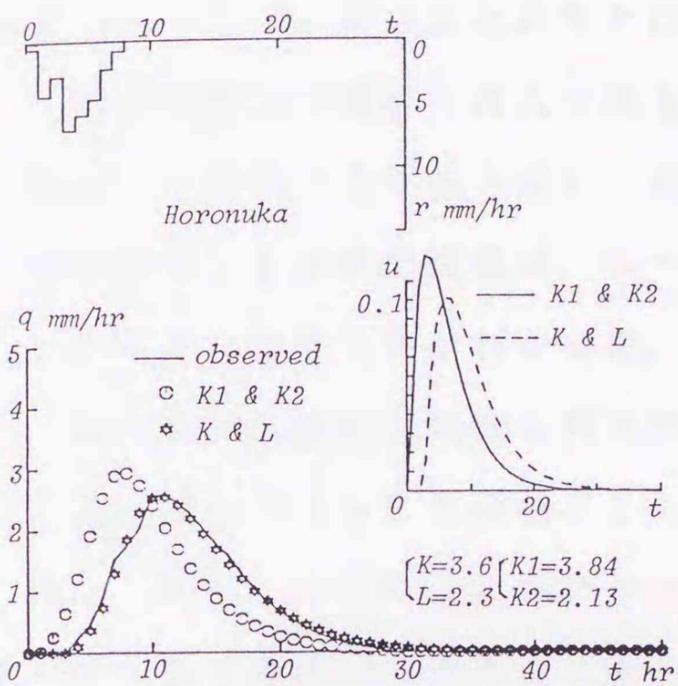


図 - 2・15 幌糠地点流出計算

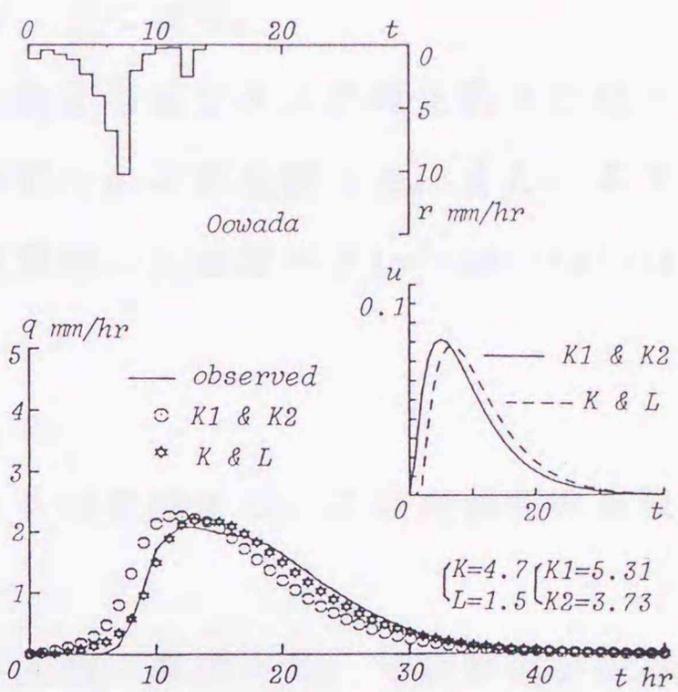


図 - 2・16 大和田地点流出計算

表 - 2・6 パラメーターの同定結果

地点名	流域面積 (km ²)	K1	K2	K	L
大和田	245.0	5.31	3.73	4.7	1.5
		6.62	3.39	5.2	0.4
鵠川	1228.0	7.04	1.05	4.5	5.5
		8.56	1.82	4.2	7.2
北見	1394.2	9.15	3.43	5.2	1.7
稲里	122.7	7.31	4.97	3.8	0.2
幌糠	168.0	3.84	2.13	3.6	2.3
		6.67	2.15	4.3	0.2

K1、K2：Lを考慮せず減水曲線より同定したタンク時定数の値
 K、L：K1 = K2 = Kとし、Lを考慮して周波数領域で同定した値

2. 8 結 語

以上、本章において周波数応答法による遅延要素を考慮した流出解析の定式化と考察を行った。本章をまとめると以下のようなになる。

- (1) むだ時間を無理なく導入できる周波数応答法でタンク時定数 K とむだ時間 L を同定する手法を示し、流出解析への応用を図った。また、本手法を適用できる流出規模は、ピーク流量時の比流量が $1 \text{ (m}^3/\text{sec/km}^2)$ 以下の流出であることがわかった。
- (2) むだ時間の概念と特性を明らかにした。
- (3) 同一流域であっても流出ごとに L と K は変動する。この変動特性を検討した結果、以下のことがわかった。
 - a) K は流域面積 A の大きさによってある幅で変動する。その幅は小流域ほど大きく大流域ほど小さい。
 - b) L は A に強い相関は認められないが、上限値は A によって規定される。
 - c) L は降雨開始時の強度 $r(t=1)$ と強い相関関係があり、 $r(t=1)$ が大きいと L は小さく、逆に $r(t=1)$ が小さいと L は大きくなる。
計算例も少なく、定量的な判断はできないが今後データの蓄積を図れば、 K と L の総合化も可能になると思われる。
- (4) 本手法で K と L を同定すると、1段タンクモデルと2段タンクモデルの両方にしたがう流出が存在した。このことは、高次の遅れ系を（見かけのむだ時間）+（低次の遅れ系）で近似できることを意味する。
- (5) ハイドログラフの減水部からタンク時定数 K_1 、 K_2 を求めて、周波数応答法で同定した K と比較した。その結果、本手法で求めた K はほぼ妥当であり、さらに、 K_1 、 K_2 および K 、 L を用いて流出を再現することで、2次遅れ系にむだ時間を考慮すると普遍性のモデルを構築できることを明らかにした。

参考文献（第2章）

- 1) 嵯峨 浩：周波数応答法の非線形流出系への適用、第31回水理講演会論文集、pp. 167~172、1987
- 2) 嵯峨 浩：周波数応答法による流出解析、土木学会論文集、第393号/II-9、pp. 77~86、1988
- 3) たとえば、高橋利衛：自動制御の数学、オーム社、1967
- 4) 藤田睦博・山岡勳：ナイキスト図による河川流出モデルの適合性の判別、第31回水理講演会講演集、pp. 25~30、1969
- 5) 藤田睦博：降雨流出系のシステム関係の解析について、第15回水理講演会講演集、pp. 61~66、1971
- 6) 日野幹雄・長谷部正彦：流量時系列のみによる流出解析について、土木学会論文報告集、第300号、pp. 43~56、1980
- 7) 角屋睦・福島晟：中小河川の洪水到達時間、京都大学防災研究所年報、第19号B-2、pp. 143~152、1976
- 8) 神田徹・前田徹哉：非定常降雨による斜面流の伝播時間、第30回水理講演会論文集、pp. 49~54、1986
- 9) 木村俊晃：水文研究資料・貯留関数法、川鍋書店、1975
- 10) Prasad, A : A nonlinear hydrologic system response model, Proc., ASCE, No. 4, 1984
- 11) 鮭川登・北川善廣：都市化流域の洪水流出モデル、土木学会論文報告集、第340号、pp. 167~172、1983
- 12) 藤田睦博・道口敏幸：エントロピー法を用いた流出解析、土木学会北海道支部論文報告集、第40号、pp. 167~172、1984

第3章 周波数応答法による
流出成分の分離

3. 1 概 説

従来、山腹斜面の雨水の集中経路は、概念的に表面流、中間流、地下水流の3流出成分に分離されていた。また、洪水時には表面流が卓越するというのが一般的な集中の概念であった。しかし、最近の国内外の試験流域における詳細な観測によると、平水時のみならず洪水時にも中間流出成分が卓越することが報告されている^{4)、5)}。このように、実際の降雨-流出現象における雨水の流出経路は、あまり良く把握されていないのが現状である。

従来の研究では、日野らは⁶⁾、ARフィルター分離法により流出成分の分離を行い、降雨流出系の非線形の大部分が降雨の分離則の非線形にあると結論している。すなわち、図-3・1は流出成分 $q_i(t)$ とこの成分に対応する降雨量 $r_i(t)$ の関係を示している。日野らは $r_i(t)$ と $q_i(t)$ の関係は線形であるが、有効降雨 $r_e(t)$ を各 $r_i(t)$ に分割する過程が非線形であることを報告している。一方、藤田ら⁷⁾はエントロピー法を用いて非定常単位図の特性を調べ、降雨開始時および降雨終了時の単位図は、同一流域であれば出水例ごとの変動が小さく、これら両時刻では特定の流出成分が卓越しているものとした流出成分の分離法を提案している。

本章では、日野らの降雨の非線形分離則に立脚して、周波数応答法を応用することによって、数値計算により流出成分を分離する手法を示し、本手法によって得られた単位図の変動特性が、本手法と全く異なるエントロピー法によって得られた結果と対比させることによって、その物理的意味を明らかにする。なお、この手法によって得た結果と実際の流出経路との対応は、第5章において詳細に検討されている。

3. 2 基礎理論

図-3・1において、 i 番目の降雨成分 $r_i(t)$ とそれに対応する流出成分 $q_i(t)$ が式(2-15)の線形関係にあるとし、有効雨量 $r_e(t)$ がある分配率 $g_i(t)$ によって p 個の降雨成分に分離されるとすると式(3-1)が成立する。

$$\begin{aligned} q(t) &= \int_0^{\infty} \sum_{i=1}^p r_i(\tau) h_i(t-\tau) d\tau \\ &= \int_0^{\infty} r_e(\tau) \sum_{i=1}^p g_i(\tau) h_i(t-\tau) d\tau \end{aligned} \quad (3-1)$$

ここに、 $g_i(\tau) = r_i(\tau)/r_e(\tau)$ $\sum g_i(\tau) = 1$

式(3-1)は形式上 $r_e(t)$ と $q(t)$ の関係を示しているが、式(2-15)のたたき込み積分と異なり、 Σ の内容が $(t-\tau)$ だけの関数ではなく τ の関数にもなっている。したがって $r_e(t)$ と $q(t)$ の関係は非線形であり、単位図は時間の経過と共に変動すると解釈できる。

いま、有効雨量 $r_e(t)$ が2つの成分より構成されるモデルを考える。

$$r_e(t) = r_1(t) + r_2(t)$$

$$q(t) = q_1(t) + q_2(t)$$

上式より、 $r_e(t)$ と $q(t)$ 間の伝達関数は次式で与えられる。

$$H(\omega) = H_2(\omega) + \frac{R_1(\omega)}{R(\omega)} \{H_1(\omega) - H_2(\omega)\} \quad (3-2)$$

$R_i(\omega)$ 、 $H_i(\omega)$ は、 $r_i(t)$ 、 $h_i(t)$ ($i=1, 2$) のフーリエ変換関数である。

式(3-2)において未知数は $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ 、 $R_1(\omega)$ であり、一般にこの式を直接解くことはできないが、 $r_1(t)$ が卓越するならば、 $H(\omega)$

は $H_1(\omega)$ の近傍の値をとり、逆に $r_2(t)$ が卓越するならば、 $H_2(\omega)$ の近傍の値をとることが予想される。実際、同一流域の複数の出水例の周波数応答特性⁸⁾は図-2・5のようにある幅をもって変動している。したがって、これらの情報から $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ の近似値を推定することが可能である。

2つの伝達関数が求まると未知数は $R_1(\omega)$ だけとなり、式(3-3)のように降雨の逆推定も可能となる。

$$R_1(\omega) = \frac{Q(\omega) - R(\omega)H_2(\omega)}{H_1(\omega) - H_2(\omega)} \quad (3-3)$$

$H_i(\omega)$ 、 $R_i(\omega)$ の時間領域への変換は、それぞれ次式の逆変換公式で行われる。

$$h_i(t) = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Re}\{H_i(\omega)\} \cos \omega t d\omega \quad (3-4)$$

$$r_i(t) = \frac{2}{\pi} \int_0^\infty \text{Re}\{R_i(\omega)\} \cos \omega t d\omega \quad (3-5)$$

ここに、 $\text{Re}\{F(\omega)\}$ はフーリエ変換関数 $F(\omega)$ の実部を表わす。

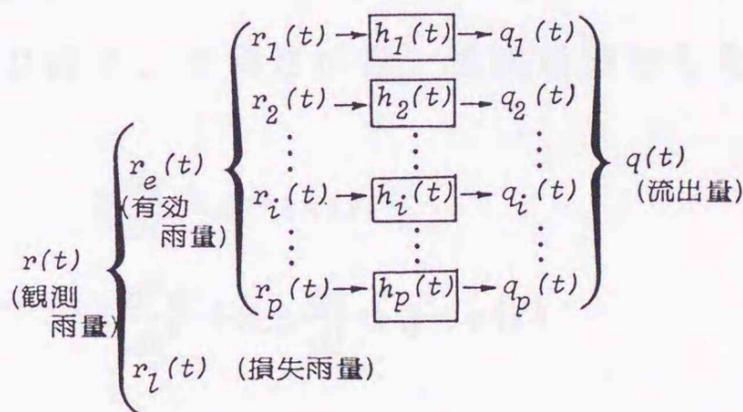


図-3・1 降雨の非線形分離則

3. 3 シミュレーション法

3. 2節で展開した基礎理論を実証するためにシミュレーションを行った。手順としては、図-3・2(a)の降雨 $r(t)$ を仮定し、 $r(t)$ は $r_1(t)$ と $r_2(t)$ の2つの成分からなり、それぞれ図-3・2(b)の u_1 、 u_2 の組合せにより流出するものとし、図-3・2(c)の得られた流量 $q(t)$ から周波数応答特性を求めた。 $r(t)$ と $u(t)$ の組合せは4通りあるから、流出する場合は2つのケースが考えられる。すなわち、 $r_1(t)$ 、 $r_2(t)$ が式(3-6)の分配率 $g_i(t)$ に従っているとし、 $[r_1 \cdot u_1]$ $[r_2 \cdot u_2]$ の組合せで流出する場合をCase 1、逆に $[r_1 \cdot u_2]$ $[r_2 \cdot u_1]$ の組合せをCase 2とする。

$$\left. \begin{aligned} r_i(t) &= r_e(t) \cdot g_i(t), \quad i=1,2 \\ g_1(t) &= \exp(-at) \\ g_2(t) &= 1 - \exp(-at) \end{aligned} \right\} \quad (3-6)$$

図-3・2(c)において、実線はCase 1の流量を示し、破線はCase 2の場合である。また、成分の分配率の変化による影響を調べるため、 a を0.3~0.7の範囲で変化させた。

単位図 u_1 は式(3-7)で示される1段タンク特性の速い流出成分、 u_2 は式(3-8)の2段タンク特性の遅い流出成分とした。

$$2 \frac{dq}{dt} + q = r(t) \quad (3-7)$$

$$3 \frac{d^2q}{dt^2} + 3.5 \frac{dq}{dt} + q = r(t) \quad (3-8)$$

すなわち、Case 1は次のような組合せで流出するものとする。

$$2 \frac{dq_1}{dt} + q_1 = r_1(t)$$

$$3 \frac{d^2q_2}{dt^2} + 3.5 \frac{dq_2}{dt} + q_2 = r_2(t)$$

$$q(t) = q_1(t) + q_2(t) \quad r(t) = r_1(t) + r_2(t)$$

また、Case 2 は次のような組合せとなる。

$$2 \frac{dq_2}{dt} + q_2 = r_2(t)$$

$$3 \frac{d^2q_1}{dt^2} + 3.5 \frac{dq_1}{dt} + q_1 = r_1(t)$$

$$q(t) = q_1(t) + q_2(t) \quad r(t) = r_1(t) + r_2(t)$$

Case 1、Case 2 の周波数応答特性を図-3・3～図-3・5に示す。Case 1 の場合、ゲイン・位相とも低周波数領域で $H_2(\omega)$ 、高周波数領域で $H_1(\omega)$ の近傍の値をとり、Case 2 では逆に低周波数領域で $H_1(\omega)$ に、高周波数領域で $H_2(\omega)$ の近傍を通過している。これは Case 1 の場合、低周波数領域で遅い流出成分である q_2 成分が、高周波数領域で速い流出成分である q_1 成分の影響が卓越しているからであり、Case 2 の場合は、その逆のことが理由であると考えられる。また、 α の変化によるゲイン・位相の変化は Case 1、Case 2 とも u_1 成分の増大で $H_1(\omega)$ に、 u_2 成分の増大で $H_2(\omega)$ に近づいている。これは、式(3-2)からもわかるように、 $R_1(\omega)$ が小さくなると $H(\omega)$ は $H_2(\omega)$ に近づき、 $R_1(\omega)$ が $R(\omega)$ に近い値をとると $H(\omega)$ は $H_2(\omega)$ に近づくためである。

次に、降雨継続時間 T の違いによる $H(\omega)$ の挙動を調べるため $\alpha = 0.3$ とし、 $T = 6, 8, 10, 12$ の場合の計算結果を図-3・6～図-3・8に示す。仮定した降雨は図-3・2(d)であり、Case 1、Case 2 の流量を図-3・2(e)にそれぞれ実線、破線で示す。

図-3・6のゲイン線図では、Case 1、Case 2 とも降雨継続時間が

最も短い $T = 6$ の場合に振動幅が最も大きく、 T が大きくなるにつれ振動幅が小さくなっている。この傾向は図 - 3・7 の位相でも同様である。

図 - 3・8 のナイキスト図では、低周波数領域でそれぞれのベクトル軌跡は安定しているが、高周波数領域では T が短くなると不安定になる傾向がみられる。

このようなシミュレーションの結果を考慮して $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ を次のようにして推定する。まず、複数の出水例のゲイン線図、位相線図の挙動の幅に沿って滑らかな曲線を引く。この曲線が $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ である。推定した曲線からナイキスト図のベクトル軌跡を描く。もし、極端に不自然な軌跡になったならば、推定した $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ を修正する。このようにして3つの周波数応答特性に不自然さがなくなるまで繰り返して $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ を決定する。

式 (3-3) から $R_1(\omega)$ を計算し、式 (3-5) によって逆変換した $r_1(t)$ を図 - 3・2 (d) に $\hat{r}_1(t)$ として実線で示す。 $r_1(t)$ の最大値に対して78%を再現し、逆に $r_1(t)$ が小さくなると $\hat{r}_1(t)$ の方が大きくなっている。これは、式 (3-5) の積分を有限和に置き換えて数値積分を行った計算誤差や、数値積分に伴う cut-off 周波数を高周波数まで採用しなかったために生じたと思われる。

以上のことから、同一流域における複数の出水例の周波数応答特性から、その流出成分を分離することが可能である。

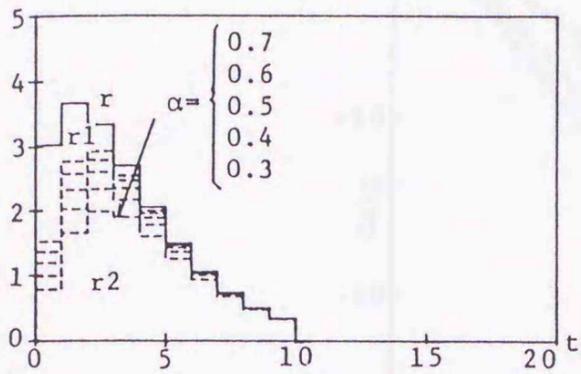


図 - 3・2 (a) 降雨成分

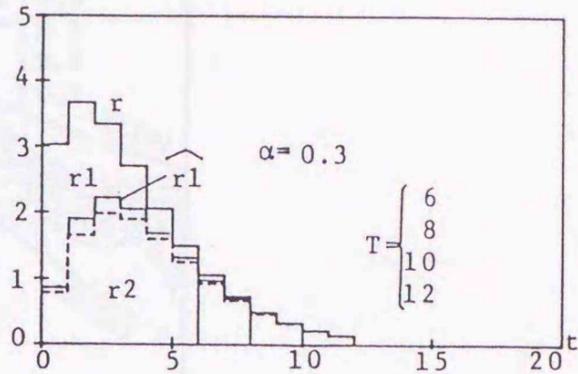


図 - 3・2 (d)
降雨継続時間の変化

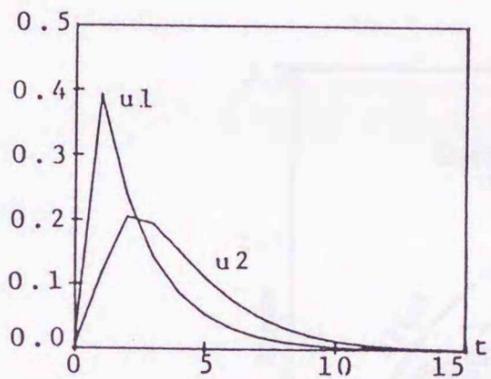


図 - 3・2 (b) 単位図

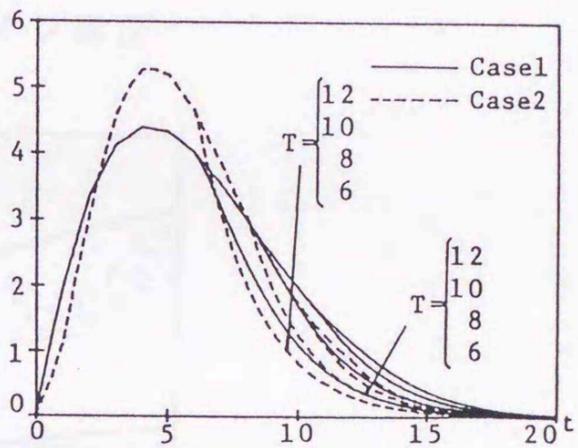


図 - 3・2 (e)
(d) の対応流量

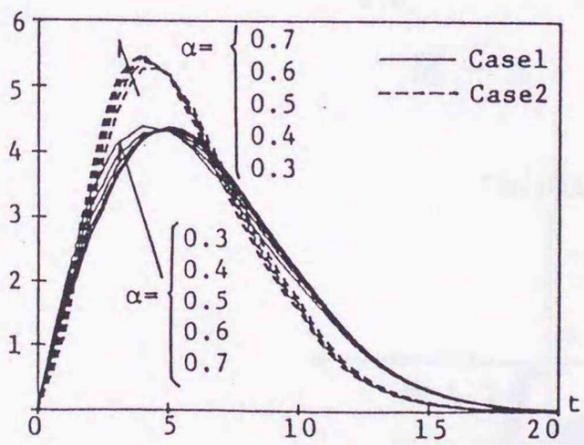


図 - 3・2 (c) 流量成分

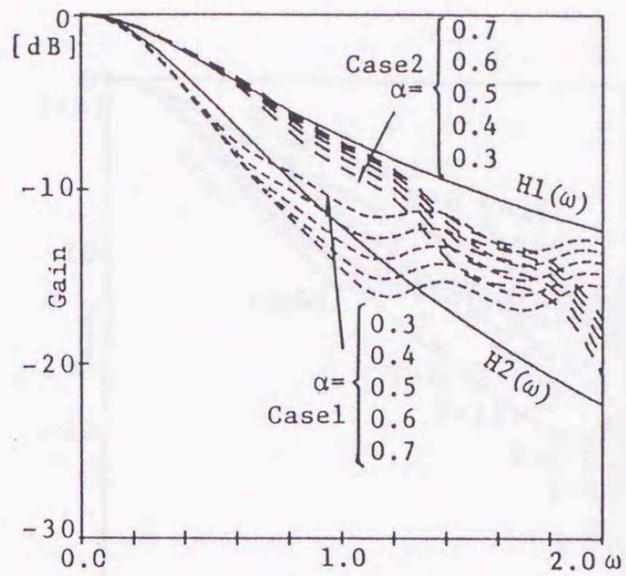


図 - 3・3 ゲイン線図

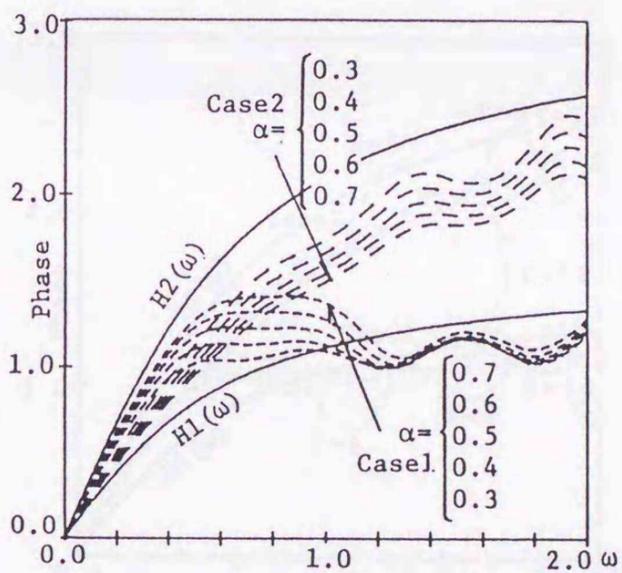


図 - 3・4 位相線図

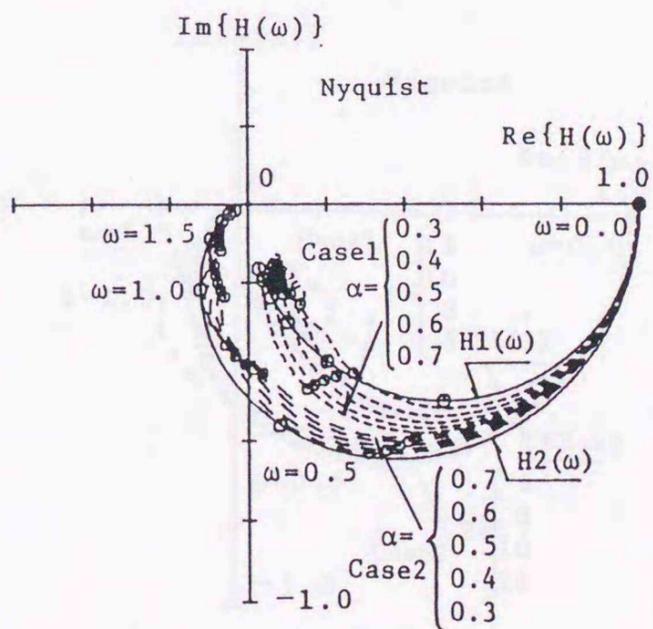


図 - 3・5 ナイキスト図

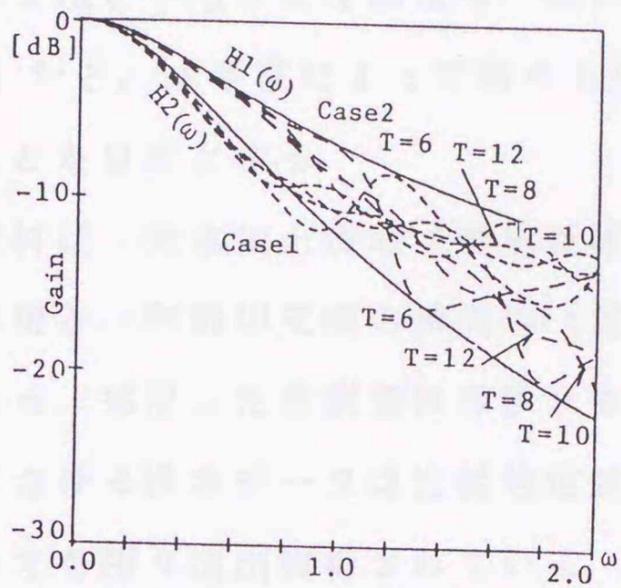


図 - 3・6 ゲイン線図

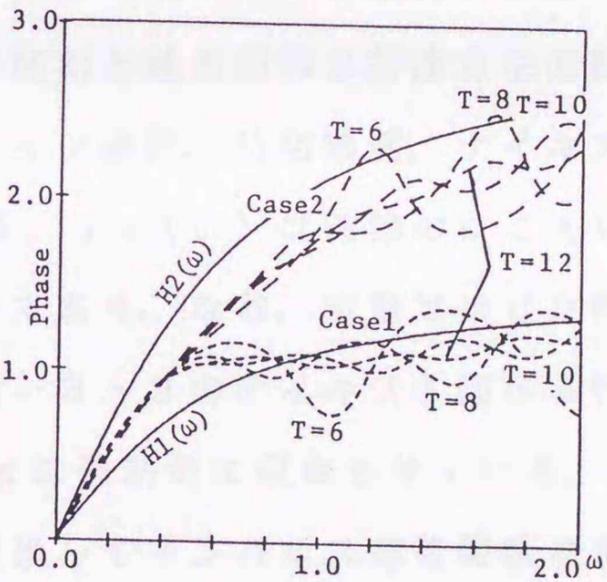


図 - 3・7 位相線図

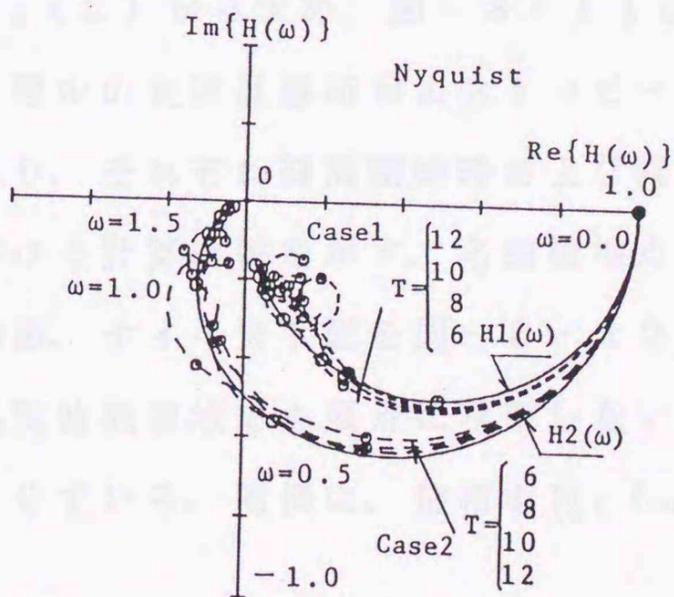


図 - 3・8 ナイキスト図

3. 4 本手法で得られた単位図の特性⁹⁾

本節では、周波数応答法と手法が全く異なる、藤田のエントロピー法により得られた非定常単位図¹⁰⁾と、本手法によって得られた単位図を比較検討しその特性を明らかにすることを目的とする。

ここで用いた実測資料は、天塩川上流域（流域面積612.4 km²）の名越橋地点における4出水例と、利根川支流の神流川（流域面積373.6 km²）における7出水例である。採用した実測資料の洪水生起年月日を表-3・1に示す。なお、神流川における洪水データは比較的信頼度の高いデータとされ、また他の研究者によっても種々流出解析されている。

有効雨量は、エントロピー法によって推定した値を用い、直接流出量はハイドログラフ立ち上がり時刻と減水部第2折曲点を直線で結ぶ分離法を採用した。名越橋地点におけるゲイン線図、位相線図、ナイキスト図を図-3・9に示す。図中、実線の $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ は前節のシミュレーション法の結果を考慮して推定した流出成分である。なお、本節ではむだ時間を考慮していないので位相線図において、図-3・9のナイキスト図から判断して、 $H_1(\omega)$ は π に、 $H_2(\omega)$ は $3/2 \cdot \pi$ に強制的に収束させている。 $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ を式(3-4)により逆変換してインパルス応答関数を求め、さらに単位図に変換したものが図-3・10、図-3・11である。

図-3・10は $H_2(\omega)$ から求め、図-3・11は $H_1(\omega)$ から求めた単位図を示しており、図中の実線は藤田がエントロピー法により求めた4出水例の非定常単位図であり、それぞれ降雨開始時および降雨終了時の単位図である。

次に、神流川における計算結果を示す。名越橋地点における計算例と同様にゲイン線図、位相線図、ナイキスト図を図-3・12に示す。ナイキスト図からわかるように、高周波数領域でも原点に収束しないためゲインを強制的に $\omega = 0.3$ 以降減衰させている。同様に、位相も $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ とも π に

収束させている。

$H_1(\omega)$, $H_2(\omega)$ から求めた単位図が図-3・14、図-3・13であり、破線はエントロピー法によって推定された降雨開始時および終了時の単位図である。

以上、2つの流域における複数の出水例から周波数応答法によって求めた単位図と、本手法と全く手法が異なるエントロピー法から求めた非定常単位図がよく一致する結果が得られた。

一般に、周波数領域から機械的に逆変換した単位図は、その物理的意味が不明であるが、他の手法の結果と比較することにより、これらの流域では遅い流出成分である $H_2(\omega)$ が降雨初期の伝達関数であり、速い流出成分の $H_1(\omega)$ が降雨終了時の伝達関数であることを明らかにすることができた。

表-3・1 実測資料の洪水生起年月日

地 点	No	生起年月日	地 点	No	生起年月日
名越橋	1	33・7・23	神流川	1	23・9・15
	2	33・8・27		2	25・8・2
	3	34・9・6		3	29・9・9
	4	34・9・27		4	30・10・9
		5		31・9・25	
		6		33・9・15	
		7		34・9・23	

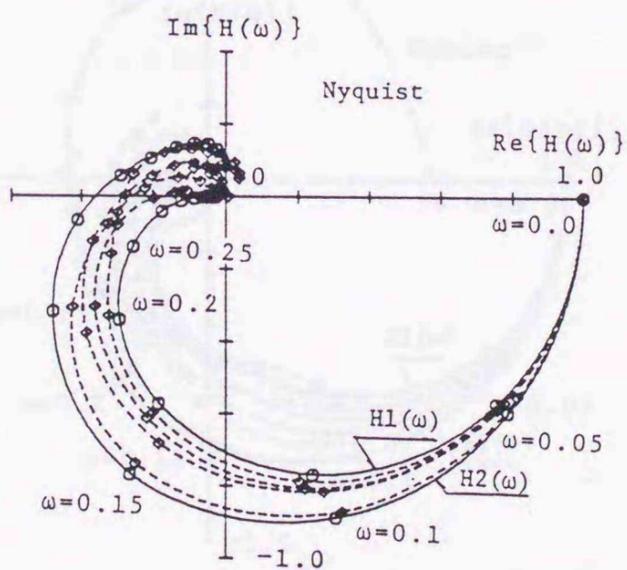
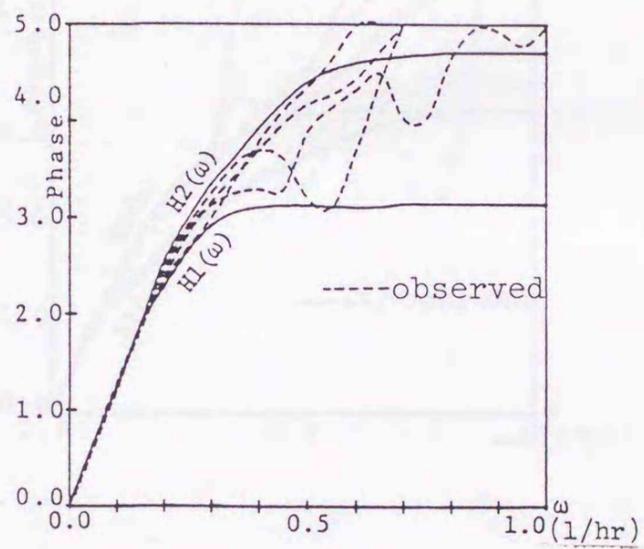
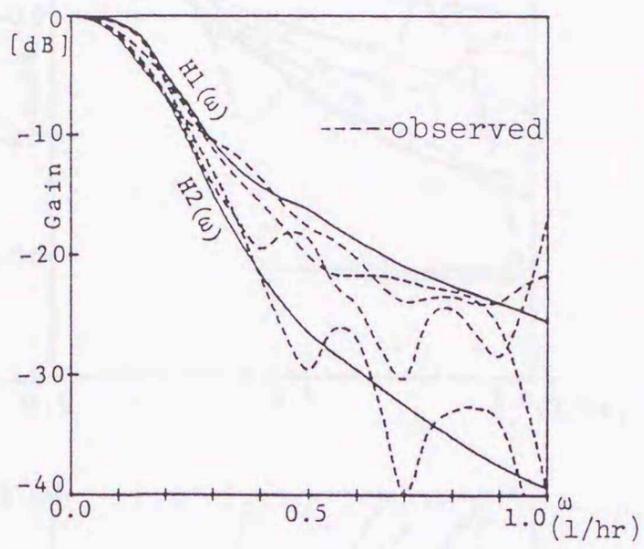


図-3・9 名越橋地点における周波数応答特性

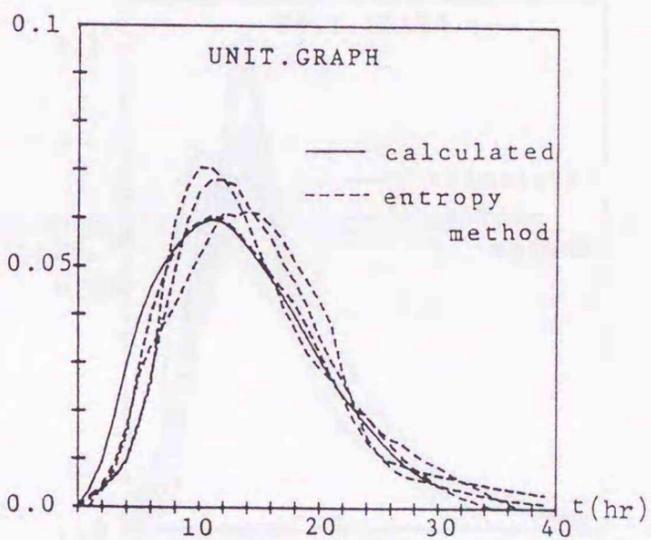


図-3・10 降雨開始時の単位図

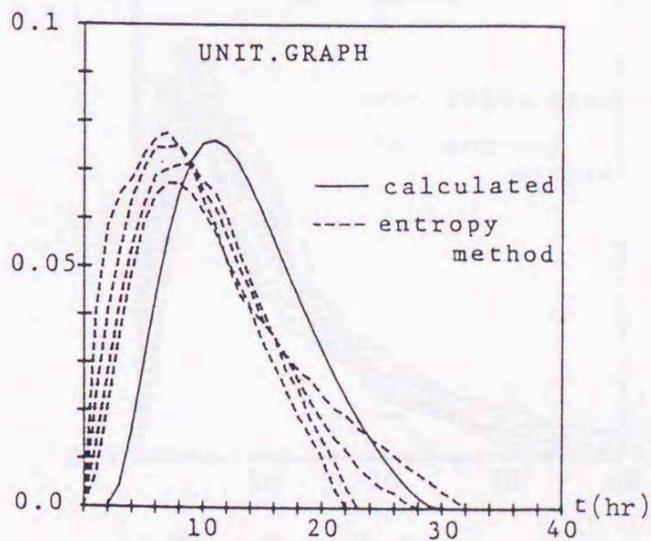


図-3・11 降雨終了時の単位図

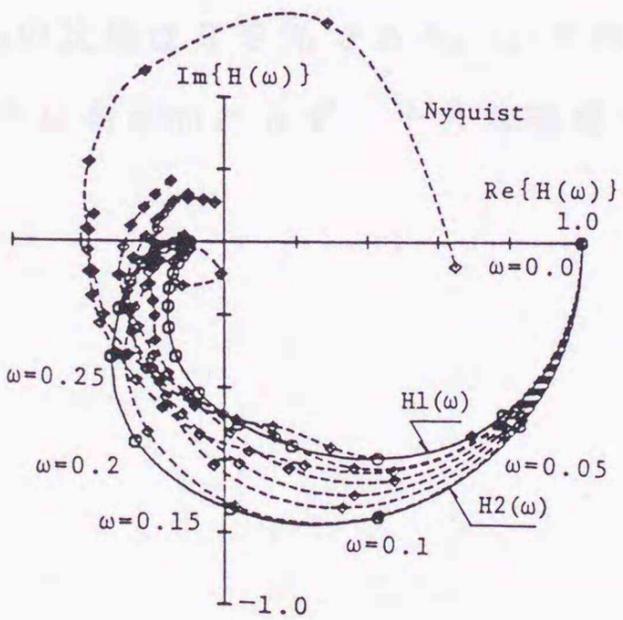
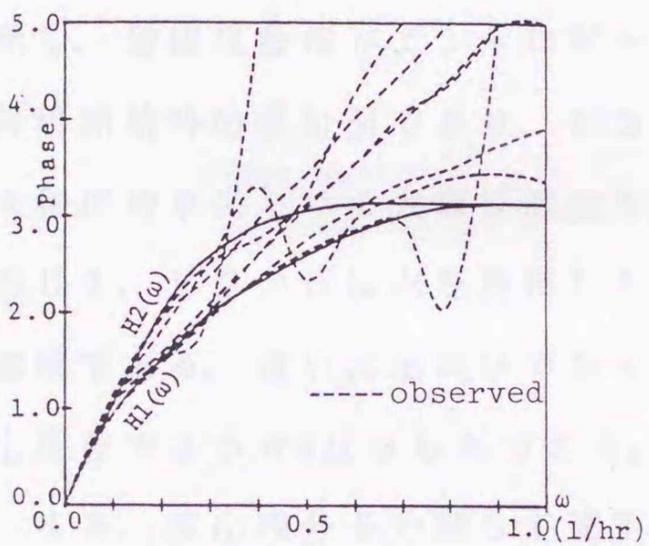
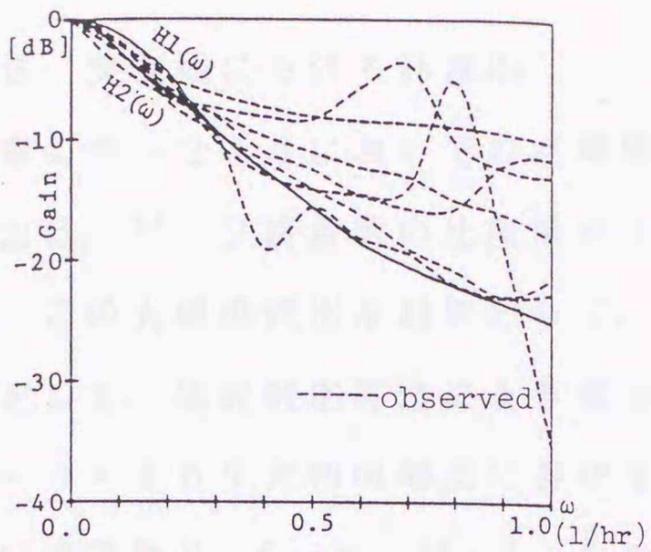


図-3・12 神流川
における周波数応答特性

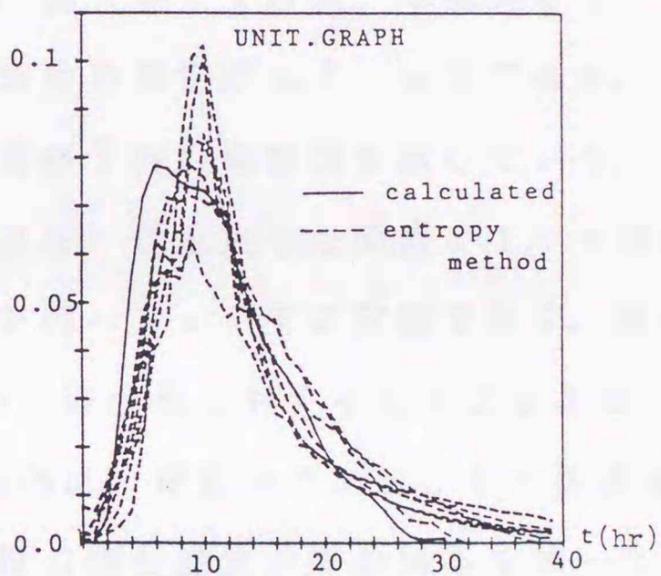


図-3・13
降雨開始時の単位図

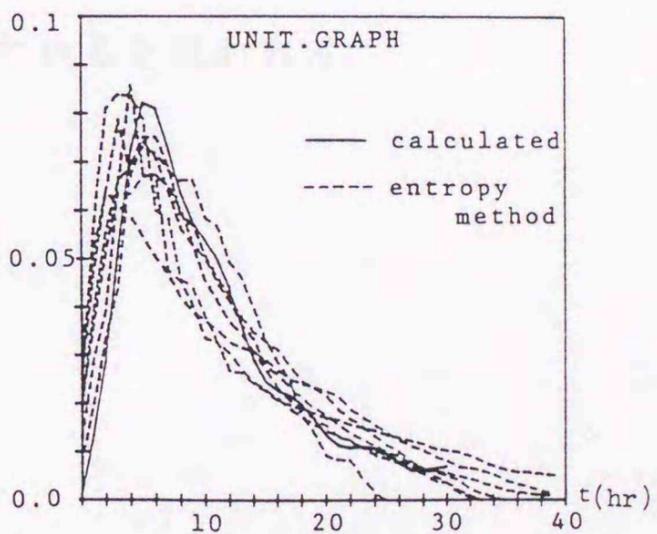


図-3・14
降雨終了時の単位図

3. 5 実流域における計算例

前章の表-2・4においてむだ時間とタンク時定数を同定できなかった大規模流出は、ピーク流量時の比流量が $1(\text{m}^3/\text{sec}/\text{km}^2)$ 以上の流出であった。本節では、この大規模流出を対象として、その非線形要素が降雨の非線形分離則にあるとして、周波数応答法により流出成分の分離を行った。

図-3・15に大和田地点における複数の出水例の周波数応答特性から推定した伝達関数 $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ を示す。図-3・16は、単位図 U_1 、 U_2 を示し、破線は藤田がエントロピー法で求めた単位図 w_1 、 w_2 である。 w_1 は降雨開始時の単位図であり、 w_2 は降雨終了時の単位図を示している。また、大和田地点における大規模流出No. 2を、逆推定した降雨 r_1 、 r_2 と単位図 U_1 、 U_2 から流出を再現したものを図-3・17に実線で示す。破線は観測値である。速い流出成分である q_1 の全流出量に対する比率は64%、遅い流出成分である q_2 は36%である。同様に、幌糠地点における大規模流出No. 4を、流出成分を分離して推定した単位図と流出計算の結果を図-3・18、図-3・19に示す。幌糠の場合、 q_1 の全流出量に対する比率は51%、 q_2 の比率は49%である。いずれにおいても、周波数領域から機械的に逆変換したにもかかわらず、十分な精度で一致していると思われる。

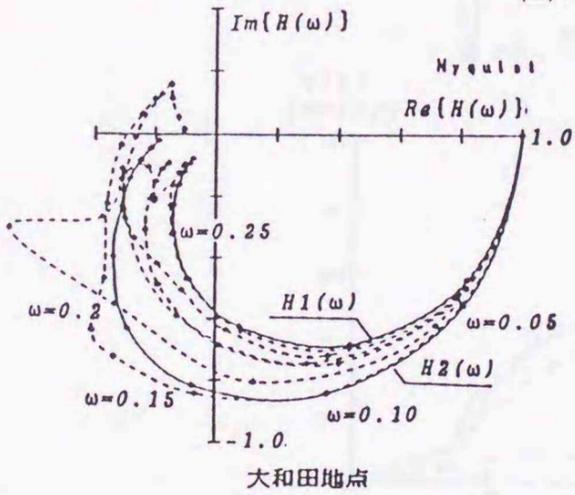
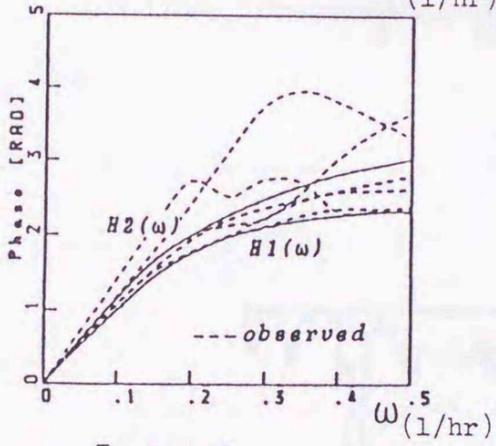
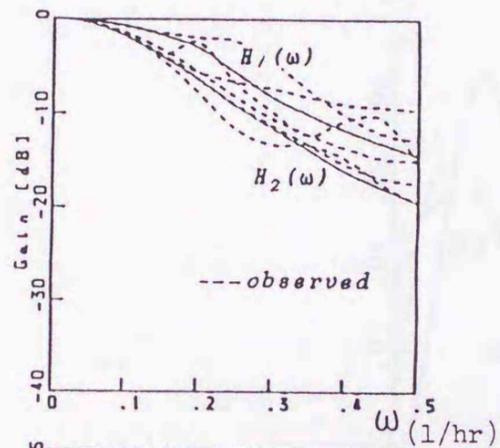


図-3・15 大和田地点の周波数
応答特性と推定した伝達関数

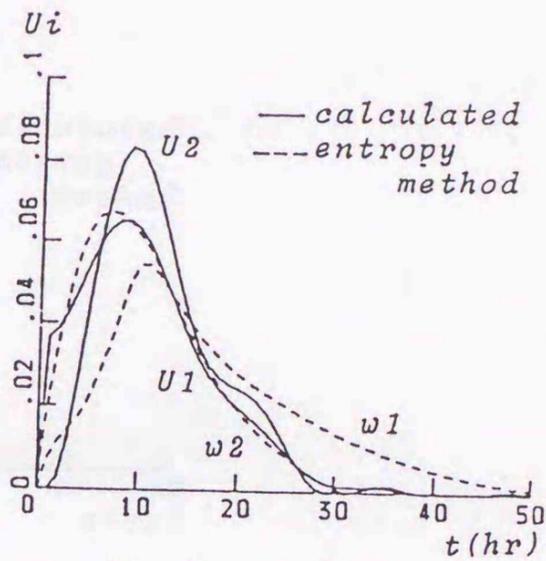


図-3・16
大和田地点単位図

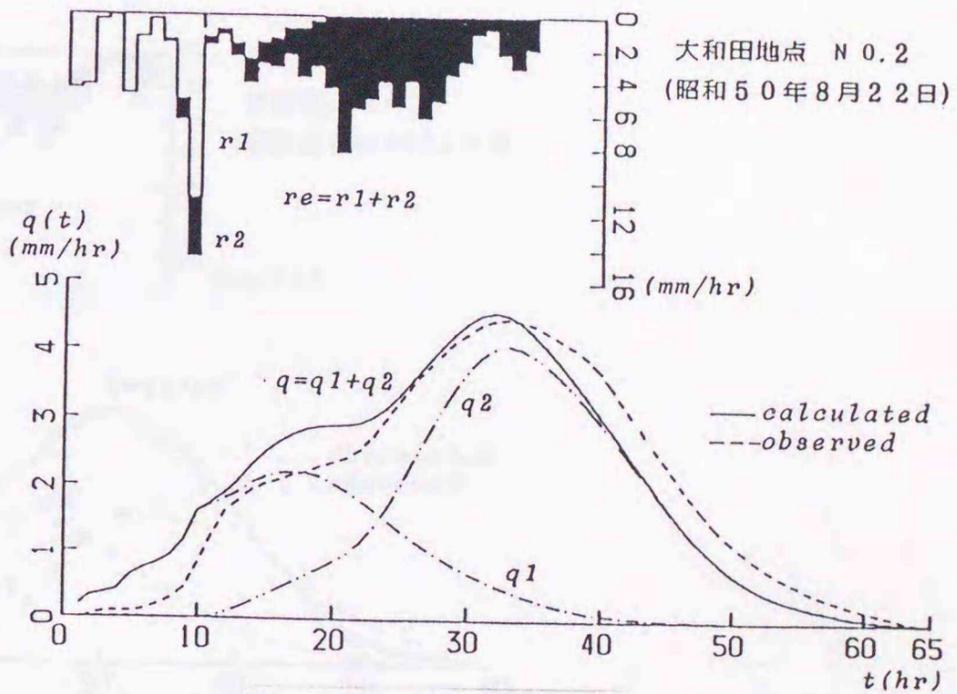


図-3・17
大和田地点流出計算

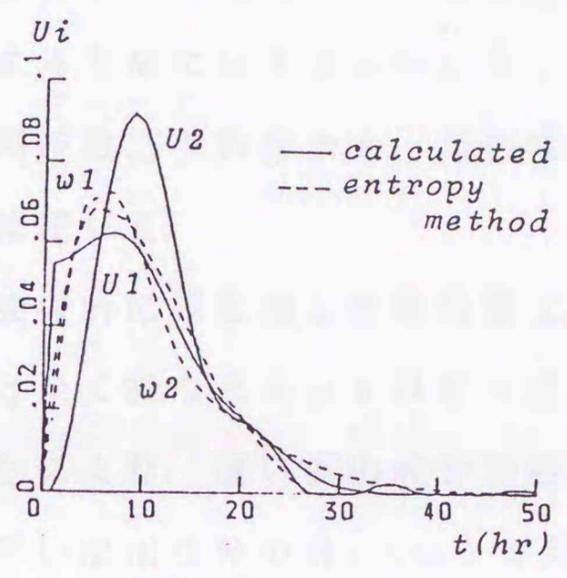


図 - 3 · 1 8
幌糠地点単位図

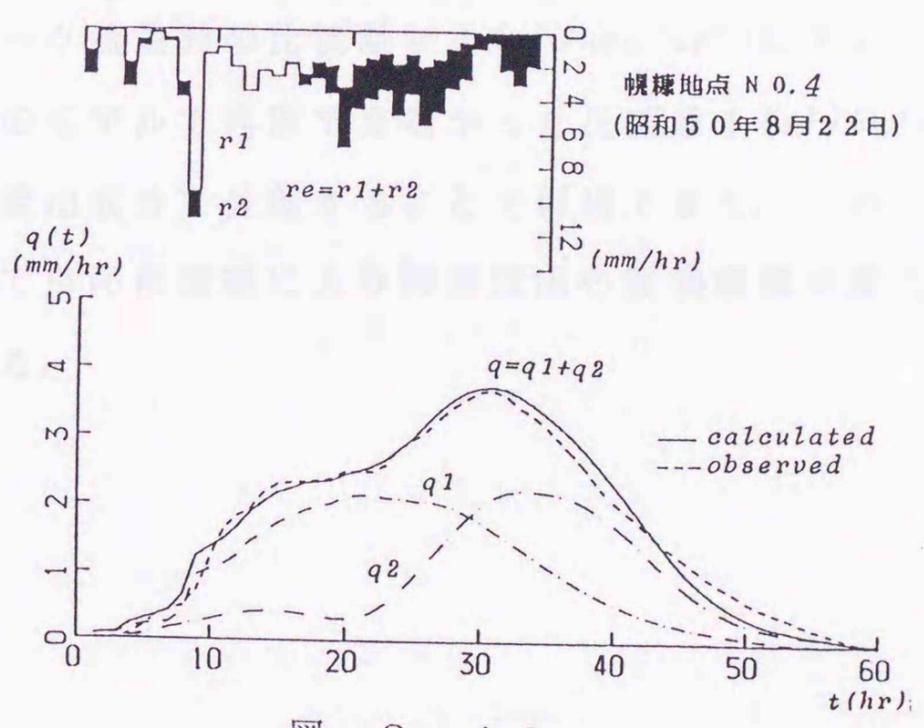


図 - 3 · 1 9
幌糠地点流出計算

3. 6 結 語

以上、本章において周波数応答法による流出成分の分離手法の定式化と考察を行った。本章をまとめると以下のようなになる。

- (1) 日野らの降雨の非線形分離則に立脚して、周波数応答法により流出成分の分離を行う手法を示し、流出解析への応用を図った。
- (2) 基礎理論を実証するためにシミュレーションを行い、同一流域における複数の出水例の周波数応答特性から、その流出成分を分離することが可能であることを確認した。
- (3) 周波数領域から機械的に逆変換した単位図は、その物理的意味が不明であるが、本手法と全く異なるエントロピー法により得られた非定常単位図と比較することにより、遅い流出成分である $H_2(\omega)$ が降雨初期の伝達関数であり、早い流出成分の $H_1(\omega)$ が降雨終了時の伝達関数であることが明らかになった。
- (4) 第2章で展開した K と L の遅延要素を考慮したモデルで再現できた流出は、ピーク流量時の比流量が $1 \text{ (m}^3/\text{sec/km}^2)$ 以下の中小規模の流出であり、このモデルで再現できなかつた比流量 $1 \text{ (m}^3/\text{sec/km}^2)$ 以上の大規模流出は、流出成分を分離することで再現できた。このことから、同一流域であっても降雨規模により降雨流出の変換機構が変化することが明らかになった。

参考文献（第3章）

- 1) 嵯峨 浩：周波数応答法の非線形流出系への適用、第31回水理講演会論文集、pp. 167~172、1987
- 2) 嵯峨 浩：周波数応答法による流出解析、土木学会論文集、第393号 / II-9、pp. 77~86、1988
- 3) 嵯峨浩・藤田睦博：周波数応答法を用いた流出成分の分離、第40回年次学術講演会講演概要集、pp. 51~52、1985
- 4) 岡本芳美：日本列島の山地流域における降雨の流出現象に関する総合的研究、土木学会論文報告集、第280号、pp. 51~66、1978
- 5) 木下武雄：小流域からの表面流出、第26回水理講演会論文集、pp. 223~228、1982
- 6) 日野幹雄、長谷部正彦：流量時系列のみによる流出解析について、土木学会論文報告集、第300号、pp. 43~56、1980
- 7) 藤田睦博・林薫：エントロピー法を用いた降雨流出成分の分離法に関する研究、土木学会北海道支部論文報告集、第41号、pp. 215~218、1985
- 8) 嵯峨浩・藤田睦博：非線形流出系の周波数応答解析、第39回年次学術講演会講演概要集、pp. 61~62、1984
- 9) 嵯峨 浩：周波数応答法による流出成分の分離について、土木学会北海道支部論文報告集、第41号、pp. 209~214、1985
- 10) 藤田睦博・道口敏幸：エントロピー法を用いた流出解析、土木学会北海道支部論文報告集、第40号、pp. 167~172、1984

第4章 小流出試験地の流域特性

第4章 小流出試験地の流域特性

4.1 概説

流域に降った雨は、流域を構成する基岩上の土中を浸透流として、あるいは地表を表面流として河川に流れ下る。この過程は、入力としての高周波成分の降雨が、出力として低周波成分の流出量へと変換される過程であり、第2章、第3章では、この変換の場をブラック・ボックスとして自動制御の理論を適用して流出の機構を追求してきた。しかし、変換の場に目を注ぐことなく、入力と出力のみに注目することは、変換の場が何等かの原因で変化したときに、それに対処し、起こり得る現象を予測することは不可能になる。また、概念的に流出は、表面流出・中間流出・地下水流出に分離されるが、たとえば表面流出が定義通り、雨水が山腹斜面の地表面を流れ下るのを確認された事例は少なく、研究者によっては表面流は存在しないと主張することもある¹⁾。中間流出の現象を説明する不飽和浸透流の研究に関して、実験室内で測定された透水係数が、実際の流出現象から逆算した透水係数と比較するとオーダーで異なることは経験的に知られていることであるし、降雨に対する地下水位の異常に速い応答なども、まだ完全には説明できない。

このように、流出過程のミクロな現象は未だ解明されておらず、降雨流出現象をミクロな見地からもう一度”素直な目”で見直すことは、現象の認識を深めると共に、今後の物理機構の解明に寄与することが期待される。このような見地から、室蘭工業大学近郊において小流出試験地を設置し、一連の水文観測を行い、現在も継続中である。ただし、ミクロな現象の見地からサブシステムの集合の結果として生じる大流域からの流出を直ちに議論することは無意味であり、なんらかの橋渡しを行うことが必要であろう。このことは多くの研究者が行った流出試験地の成果からも指摘されている²⁾。そこには、スケールの違

いが存在するからである。スケールには、空間スケールや時間スケールの物理的スケール、および現象を解析するとき用いる数学的な解析スケールが存在する。このスケール間の橋渡しを直ちに得ることはできないが、このような小流域の降雨流出現象の実態をできるだけ詳細に検討することにより、近い将来、流出解析のモデル構築の際、あるいは流域の土地形態の急激な変貌の際、必要とされる基本的な資料を提供するなど、スケール間の橋渡しを解明することも、小流出試験地を設置した目的の一つである。

著者のこのような見地から、本章においては流域の物理的な内部構造を把握するために、流域の土層構成や構成土の比重試験・粒度試験などの物理的特性を詳細に調査した結果や、土壌水分特性曲線および不飽和透水係数の測定結果について述べる。また、流域の特性を示すパラメーターを考慮した *k i n e m a t i c w a v e* 式を貯留関数に変換し、これを基礎式として流出特性の考察を行うと共に、周波数応答特性について述べる。

4. 2 流域の概要と観測システム³⁾⁴⁾

小試験地は室蘭工業大学（室蘭水元町）の北西の方向、約500mに位置し東向きの山腹斜面である。その地形概要を図-4・1に示す。流域面積0.029km²、流域幅東西300m、南北160m、河道長55mであり、河道平均勾配は8度程度である。植生分布は森林が流域の78%、ススキが4%、笹が85%を占め、夏期においては流域を踏査することができないほど植物が繁茂している。河道はおもに礫、砂からなり玉石大の岩石が点在している。堰設置地点より上流約55m（源流部）と46m地点に湧水点が存在し、水質は良好である。

図-4・1のA地点の河道横断面図を図-4・2に示す。左岸側は源流部から堰地点まで30°から40°の急斜面が連続しており、右岸側は比較的なだらかである。また、河道付近の斜面は笹・樹木の根、ザリガニの巣などにより多孔質な状態である。流域の状況を写真-4・1、から写真-4・4に示す。

流量は標高88m地点に頂角60度の三角堰を設置し、差圧式水位計にフィールド・メモリーを取り付けて自動観測を行った。観測時間間隔は10分である。雨量は、室蘭工大キャンパス内と堰地点に、転倒柵型雨量計（1転倒雨量0.5mm）を設置して測定を行った。なお、水位計は落葉などが流れて付着すると異常な値を測定することがあるので、堰手前に金網および沈砂池を設け、朝夕二回または昼一回必ず現地足運び、測定精度上問題が生じないように努めた。三角堰の流量係数は現地においてメスシリンダーにより流量測定を行い決定した。

地下水位は図-4・1の2箇所において井戸を掘り、直径10cmの塩化ビニール管を埋め戻し、降雨時に一定時間ごとに人の手により測定を行った。測定状況を写真-4・5に示す。

水質情報により流出成分を分離するために、フミン質をトレーサーとし⁵⁾、

フミン質濃度の測定を行った。また、深さごとのフミン質濃度を得るために写真-4・6、写真-4・7の減圧方式の土中水採取装置により、図-4・1のように河道左岸において、深さ15、30、45、60、75 cmで採水した。

河川水のフミン質濃度は、出水時に10分間から数時間の間隔で堰地点において約100 cc程度採水した。



図-4・1 河道左岸断面図

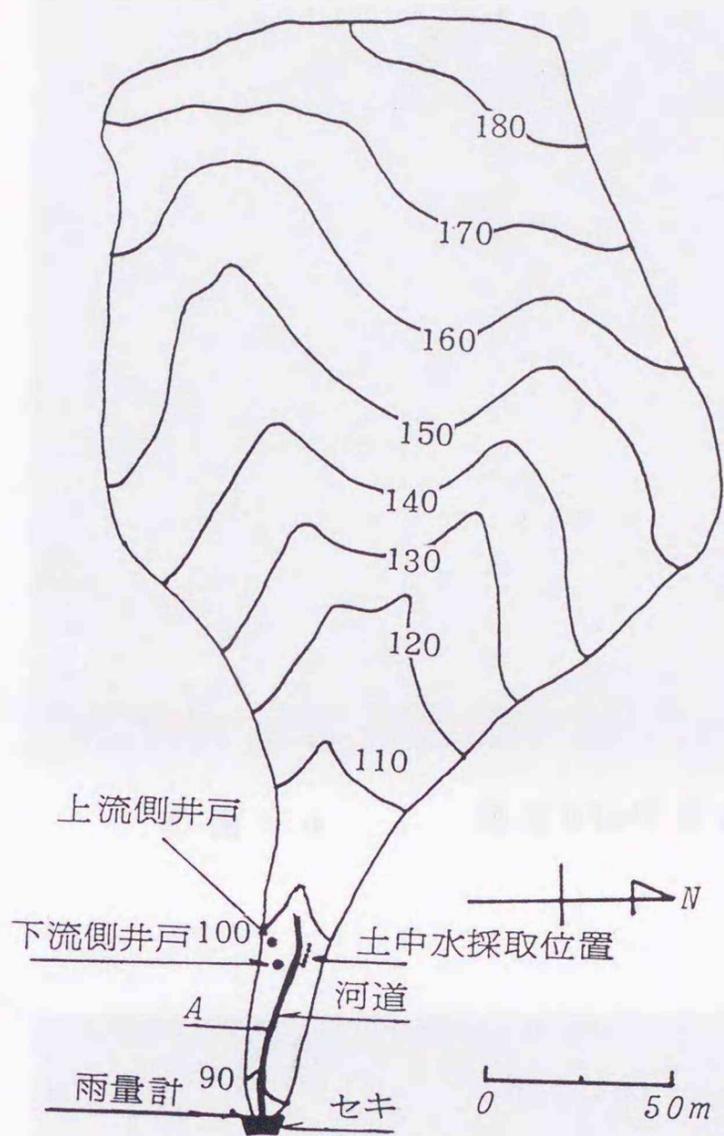


図 - 4 · 1 小流出試験地流域概要図

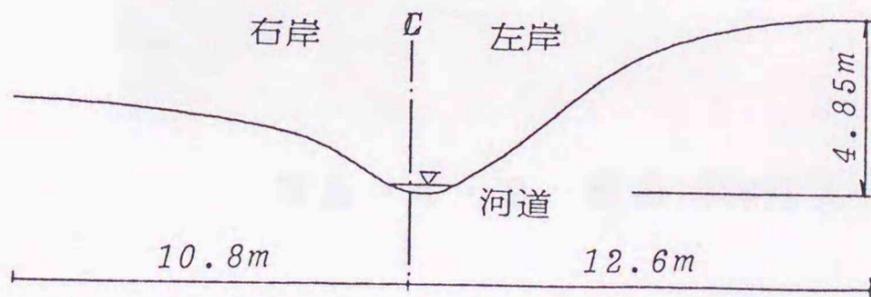


図 - 4 · 2 河道横断面図

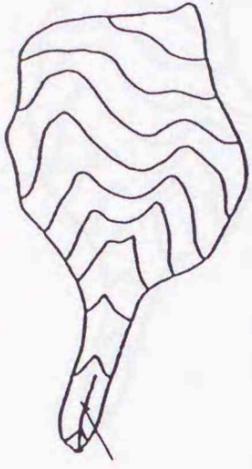


写真 - 4 ・ 1 標高95m付近の河道状況

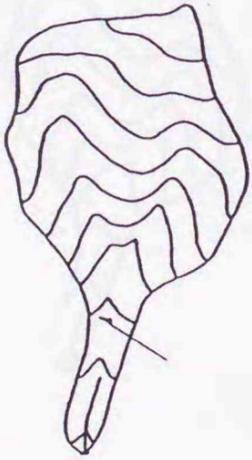


写真 - 4 ・ 2 標高105m付近の河道状況

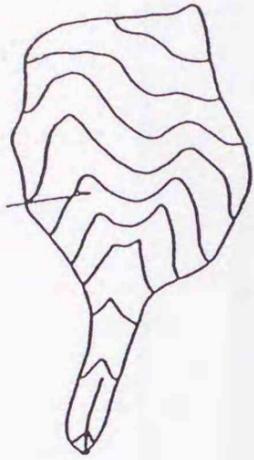


写真 - 4 ・ 3 峰先端の状況

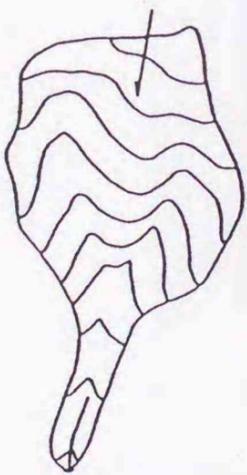


写真 - 4 ・ 4 頂上付近の状況



写真 - 4 ・ 5 地下水位測定状況



写真 - 4 · 6 土中水採取状況(15cm、30cm)



写真 - 4 · 7 土中水採取状況(75cm)

4. 3 流域の構成土層

試験地の流域構成土を把握するために、図-4・3のA～G地点で掘削調査を行った。調査方法は、A、F地点がハンドオーガーで、B、C、D、E、G地点は手掘りによって掘削可能な深さまで調査した。土質柱状図を図-4・4に示す。

A地点は堰地点左岸の斜面で、植生は草地である。A₀₀層は雑草の根系が網目状に発達している層で、層内は根系により空隙が形成されている。A₀層は一般に黒ボクと呼ばれるもので、鉛直方向に雑草の根系が伸び、枯れた根系によるルートホールとアニマルホールが見られる。A₁層は直径5cm程度の礫を含んだ明るい黄色を呈した土層で、地表より深さ1m程のところに礫層が存在し、これ以深の深さは調査不可能であった。

B地点は源流部左岸の斜面で、植生は笹である。A₀₀層は笹の根系が網目状に発達しており、層内は腐食土が少なく空隙の非常に多いポーラスな状態である。A₀層は層内に笹の根系が斜面と平行に発達しており空隙が多い。A₁層は笹の根系が鉛直方向に伸びており、ルートホールが形成されている。また、A₁層は湿潤状態にあり、河道に近いことから地下水が毛管上昇しているものと推測される。

C地点は源流部右岸の比較的なだらかな斜面で、植生は笹と草地である。A₀₀層は笹と雑草の根系が発達しており、空隙が多く弾力性に富んだ層である。A₀層は笹の根系が鉛直方向に発達し空隙を形成している。また、層内には厚さ2cm程度の砂層がレンズ状に存在している。地表より深さ90cmに直径20cm程度の礫層があり、この層に地下水面が存在し、それ以深のA₁層は調査不可能である。

D、E地点は源流部右岸側のなだらかな草地の斜面で、A₀₀層は根系による空隙が多く、表面は未分解の枯れた雑草が堆積している。A₀層は根系が鉛直方

向に伸びて空隙を形成しており、ミミズなどによるアニマルホールが存在する。 A_1 層は礫をほとんど含んでおらず、他の地点と異なって土の粘着性はほとんどない。

F地点は南北の谷が接する地点で、植生は笹である。この地点は A_{00} 層はまったく認められない。これは年に何度かの大降雨時に復帰流が流下するために、流失したものである。 A_0 層は空隙が少なく他の地点に比べて弾力性が少ない。

G地点は広葉樹を主とする森林の斜面で、 A_{00} 層は2 cm程度の未分解の落葉が堆積しており、弾力性は非常に大きい。 A_0 層は樹木の根系が地表面と平行に伸びており、大きな空隙が存在する。また、掘削面の数カ所には厚さ2 cm程度のレンズ状の砂層が存在している。 A_1 層は層内に直径20 cm程度の礫が若干混在している。これらの地点のうち、C、E地点の土質構成状態を写真-4・8、写真-4・9に示す

以上の結果より、流域の構成土の分布は次のように考えられる。

A_0 層は、河道近傍の右岸側と源流部から谷の合流部までの間に約80 cm程度に厚く堆積し、河道左岸の河道周囲および上流側斜面では約35~50 cm程度の厚さで堆積している。直径20 cm程度の礫層は河道と河道周囲および源流部から谷の合流点辺りまで A_0 層の下に堆積し、疑似河道になっていると考えられる。また、調査した範囲では、基岩が見られず A_1 層はかなり厚く堆積されているものと思われる。

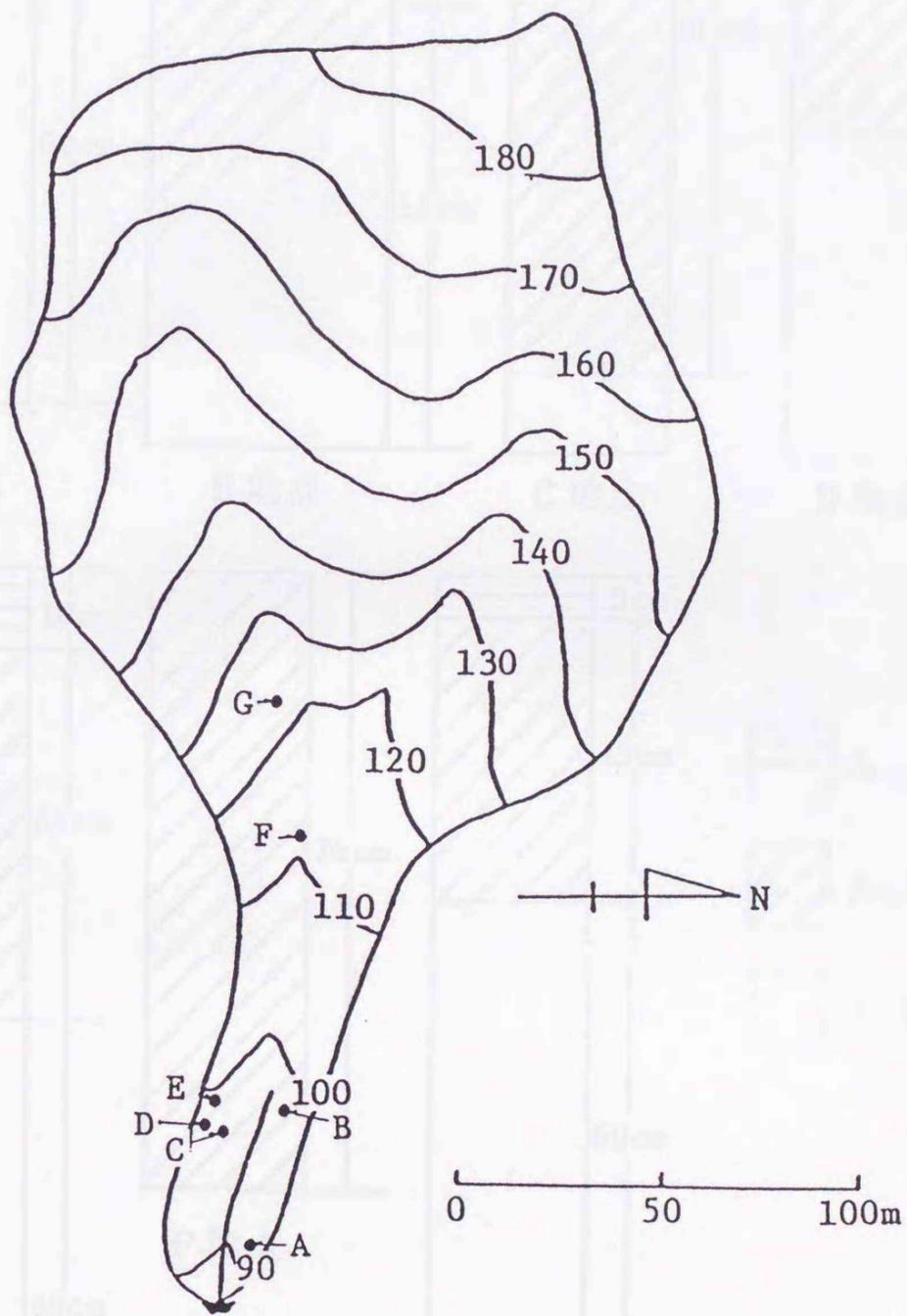


图 - 4 · 3 掘削調査地点

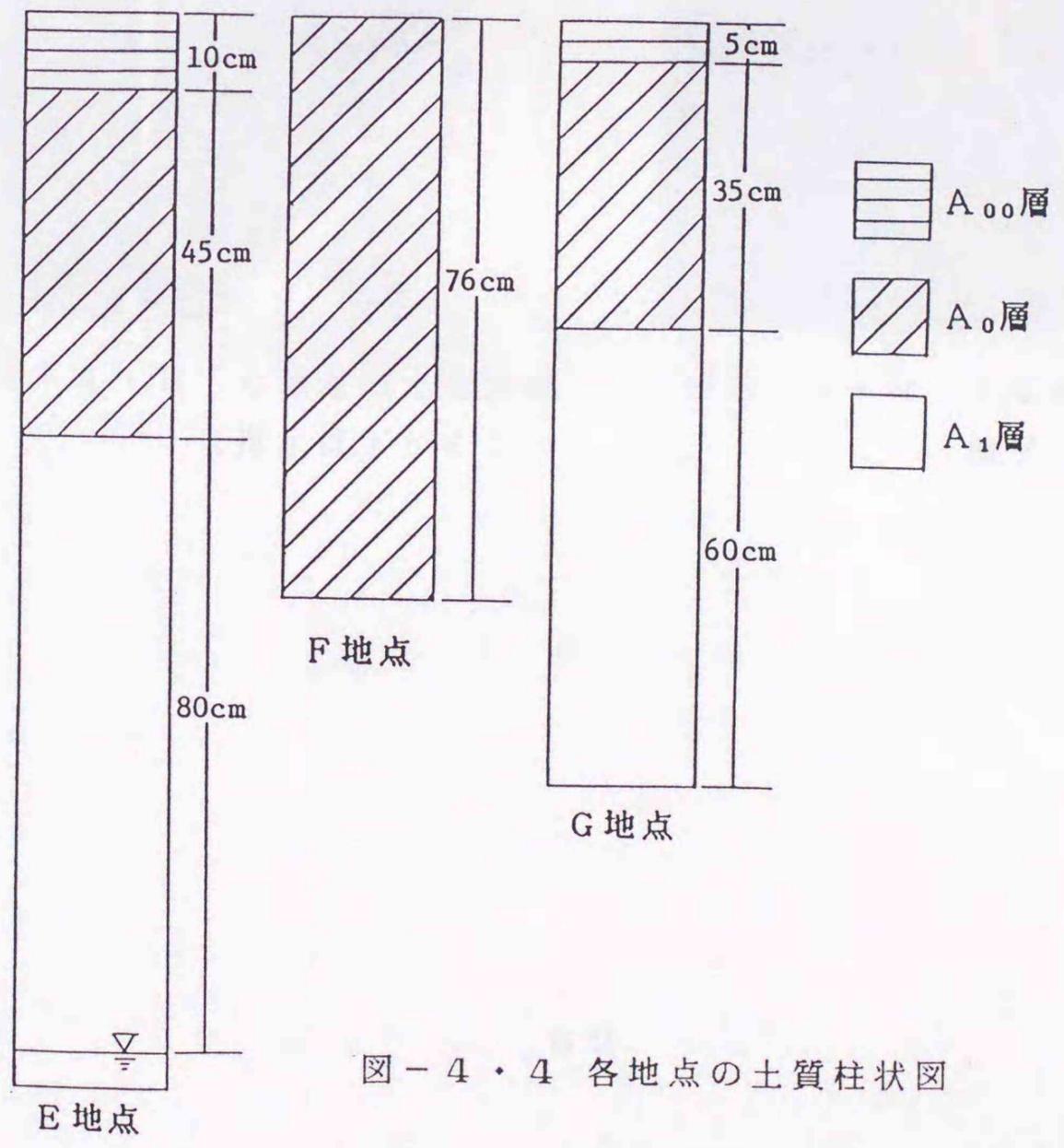
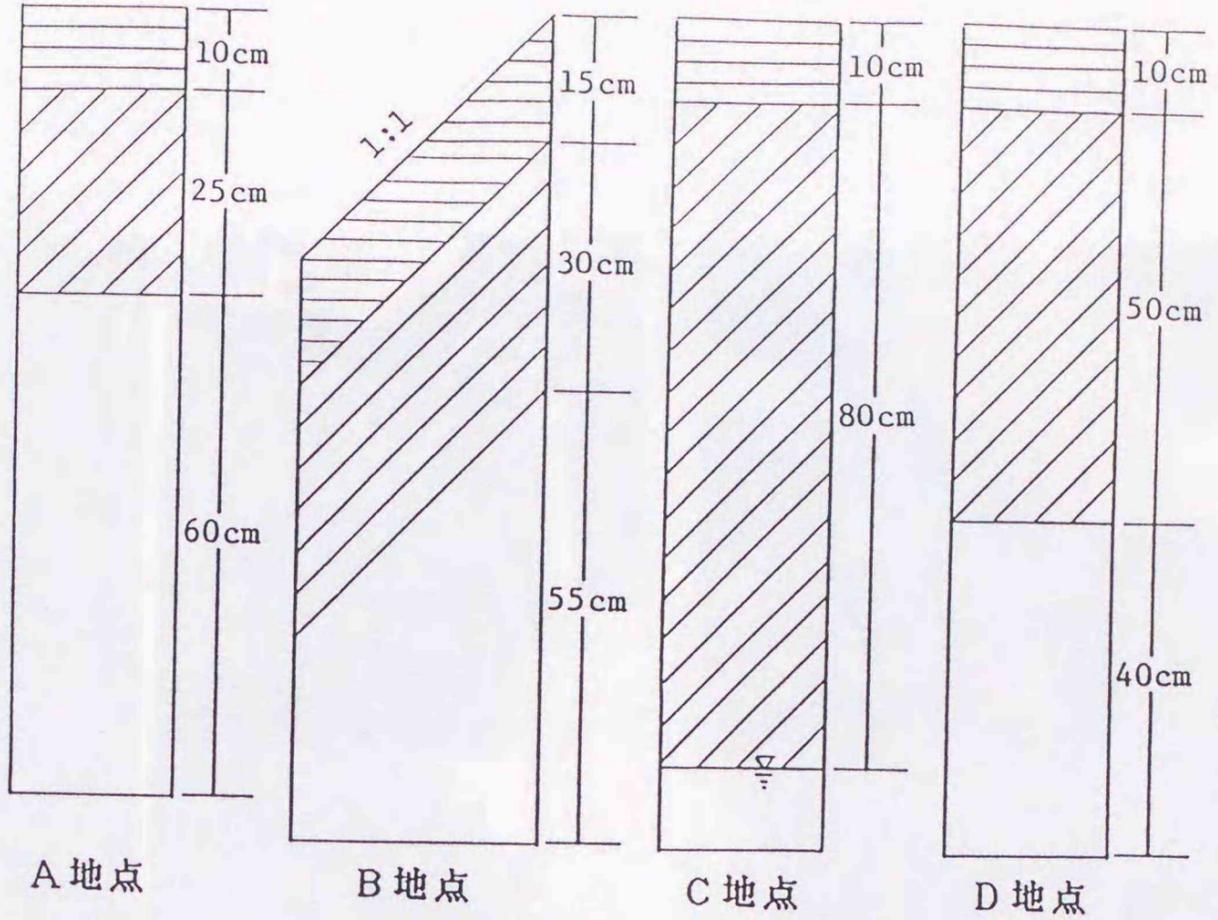


図 - 4・4 各地点の土質柱状図

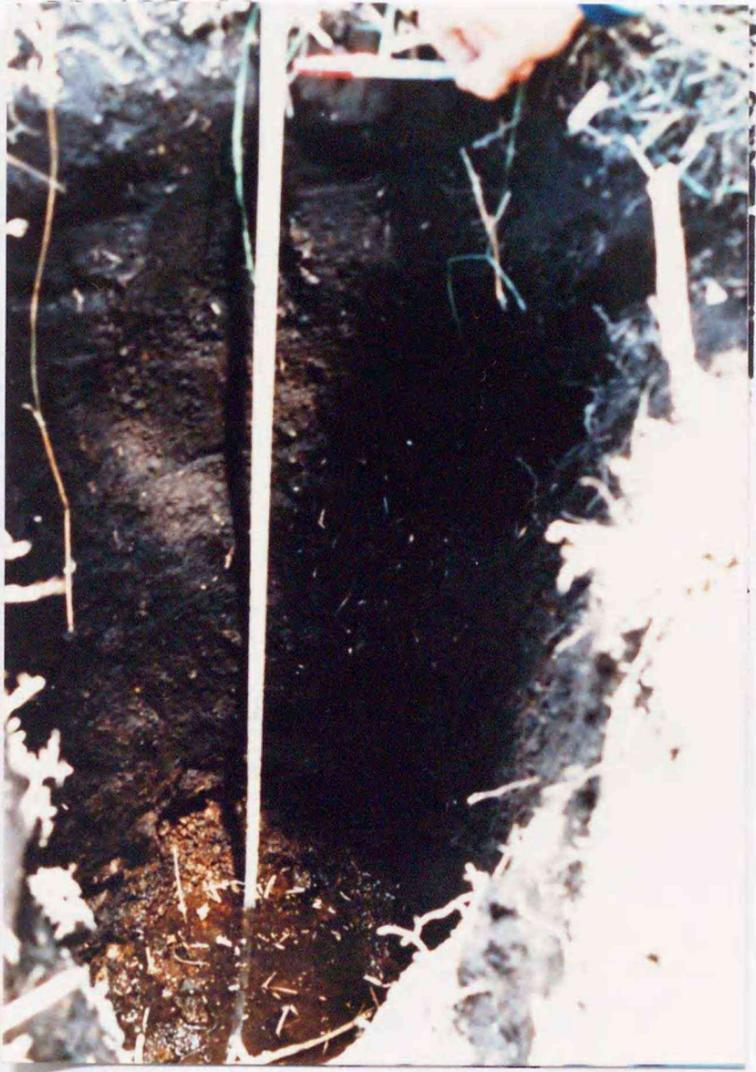


写真 - 4 ・ 8 C地点の土層状況
(指示は下から 1 m)



写真 - 4 ・ 9 E地点の土層状況
(指示は下から 1 m)

4. 4 流域構成土の物理特性

降雨－流出系において、降雨が流出量へと変換される物理機構では、流域内の浸透過程が最も重要な役割を担うと考えられる。浸透過程でも、飽和浸透過程のみならず不飽和浸透過程も変換に大きく関わっていることが、最近の研究により報告されている⁶⁾。しかし、不飽和現象の解明は多くの研究者の努力にも関わらず、完全には解明されていないのが現状のようである。

降雨－流出の変換過程である不飽和浸透過程を論じるには、現地における土壌水分特性曲線、不飽和透水係数を把握することが必要であるが、これは非常に困難が伴いその方法も確立されていない。したがって、変換過程を解明するために現在できることは、流域試験地から試料を採取し、屋内試験により土壌水分特性曲線、不飽和透水係数を測定することである。

本節では、J I S規格⁷⁾による方法によって、比重試験・飽和透水係数試験・粒土試験を行い、その結果得られた土の物理特性を述べるとともに屋内試験により、土壌水分特性曲線、不飽和透水係数の測定結果について述べる。

屋内試験に用いた試料は、図－4・3に示すD、G地点より、A₀層とA₁層から攪乱状態で採取した。これは、植物の根により未攪乱状態で採取することが困難であったためである。また、G地点は上流側の特性値を代表し、D地点は下流側の特性値を代表するものとして考察を行う。

○比重試験の結果

採取した試料を、J I S A - 1 2 0 2に基づき比重試験を行った。結果を表－4・1に示す。

表 - 4・1 比重試験結果

層	上流側地点		下流側地点	
	A ₀	A ₁	A ₀	A ₁
比重	2.421	2.494	2.594	2.694

この結果より、上流側試料は下流側の試料に比べて、比重が約0.2程度小さい。この理由は、上流側地点の植生は腐植の生産量が多い森林であり、腐植の比重が約1.3~1.8とかなり軽いため上流側の試料の比重が小さくなったものと考えられる。また、腐植は土壌中に多く存在すると、その粘着力によって団粒が生じやすく、土中に大きな空隙が生じ透水性がよくなり保水性も向上する⁸⁾。

○飽和透水係数の測定結果

JISA 1218の透水試験を行った。測定結果を表-4・2に示す。試料は、空隙率60±5%に充填したものを使用し、試験法は定水位試験法を用いた。

表 - 4・2 飽和透水係数測定結果

層	上流側地点		下流側地点	
	A ₀ (cm/s)	A ₁ (cm/s)	A ₀ (cm/s)	A ₁ (cm/s)
透水係数	1.87×10^{-3}	2.17×10^{-3}	1.38×10^{-3}	2.65×10^{-3}

以上の結果より、飽和透水係数は地点による差はなく、上層であるA₀層の方が若干透水性が悪いことがわかる。

○粒土試験の結果

試料の粒度分布試験を、J I S A 1 2 0 4のうち、ふるい分け試験によって行った。試験結果を図-4・5に示す。この結果より、上流側地点のA₀層、A₁層と下流側地点のA₀層の粒度分布に有意な差はなく、下流側のA₁層の粒度分布のみが細砂側に偏っている。また、上流側地点の細粒分は約20%であるが、下流側地点は約40%含まれている。以上の結果より、両地点のA₀層は有機質砂、上流側のA₁層は高液性限界のシルト質砂、下流側のA₁層は低液性限界のシルト質砂である。

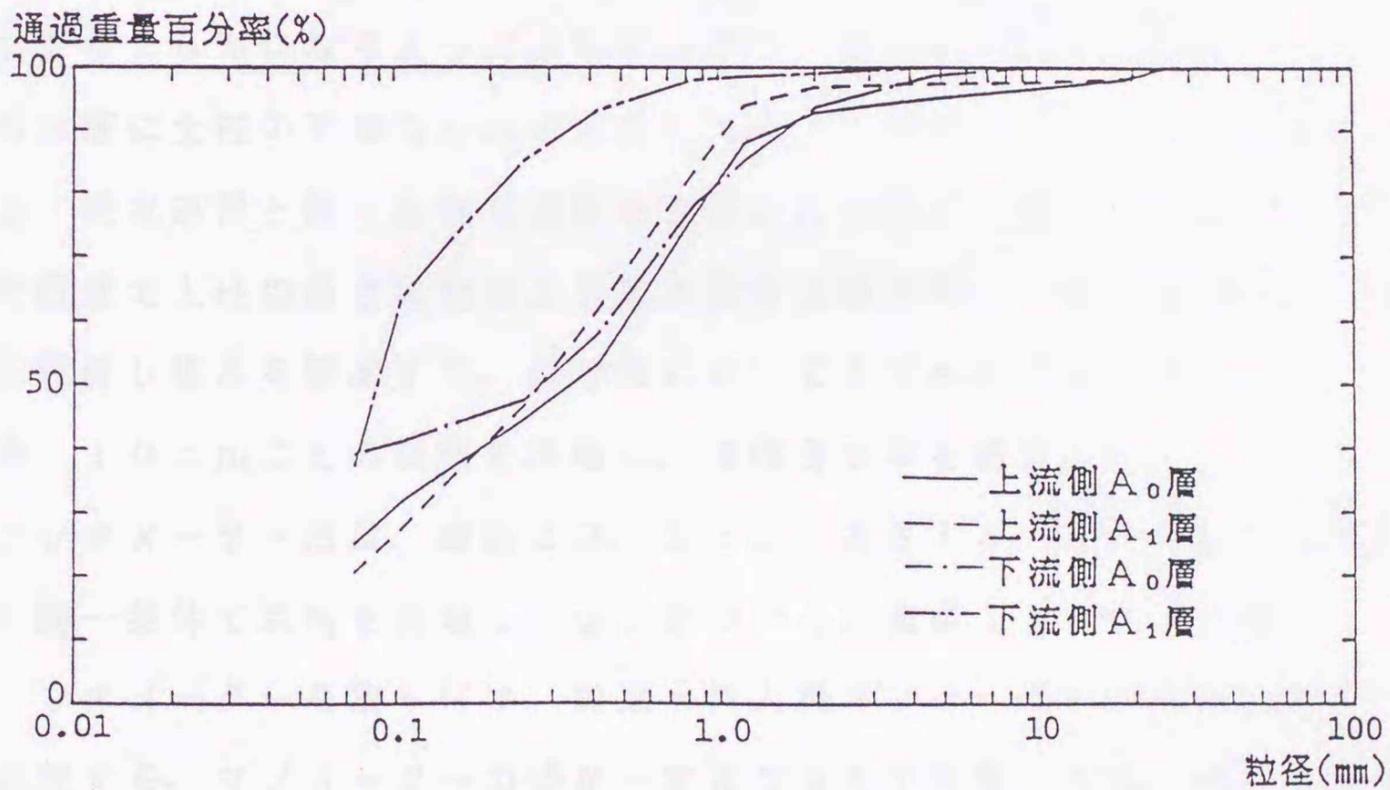


図-4・5 粒度分布試験結果

4. 5 流域構成土の土壤水分特性曲線

土中水はその保持形態により、吸着水と自由水に分けられ、さらに自由水は毛管水と重力水に分けられる。これら土中水のうち、降雨浸透・地下水涵養に直接関与するものは、毛管水と重力水である。これらの土中水の挙動を把握するために、土壤水分特性曲線と不飽和透水係数が必要であるが、本節では、土壤水分特性曲線の試験結果⁹⁾について述べる。

測定方法は、図-4・6に示す土柱法とテンシオメーター法である。

土柱法は、内径12.5cm、長さ70cmの塩化ビニール管の底に直径2mm程度の砂をフィルターとして用い、塩ビ管内に初期含水率20~30%、空隙率60±5%になるように試料を充填し、吸水過程は一定水位・一定水温の越流水層に土柱の下端5cmが水没するように設置し吸水を開始する。排水過程は、吸水過程と同一条件で資料を充填した土柱を、深さ1mの水槽にたて、5時間程度で土柱の高さになるように水位を上昇させ、24時間放置後、越流水層に設置し排水を開始する。両過程において土中水が平行に達するまで放置した後、10cmごとの試料を採取し、体積含水率を測定する。

テンシオメーター法は、直径20.2cm、高さ15.4cmの塩ビ管に土柱法と同一条件で試料を充填し、塩ビ管の中心に直径17mm、長さ60mmのテンシオメーターを取り付け、脱気水注入後マノメーターによってサクションを測定する。マノメーターの値が一定になるまで放置した後、試料を採取して体積含水率を測定する。試験中は両方法とも、試料上面からの土中水の蒸発を防ぐため樹脂膜で密封した。

上流側地点のA₀層の測定結果を図-4・7に、A₁層の結果を図-4・8に示す。図中、●・■印はA₀層・A₁層の吸水過程を、○・□印は排水過程を示している。図-4・9は、下流側地点における結果である。図中の実線は、A₀層、破線はA₁層の傾向線で、式(4-1)で定義されるVan-Genuchten

h t e n 式¹⁰⁾で算出したものである。

$$S_e = [1 / \{1 + (\alpha \psi)^n\}]^{(1-1/n)} \quad (4-1)$$

ここに、

$$S_e = (\theta - \theta_r) / (\theta_s - \theta_r)$$

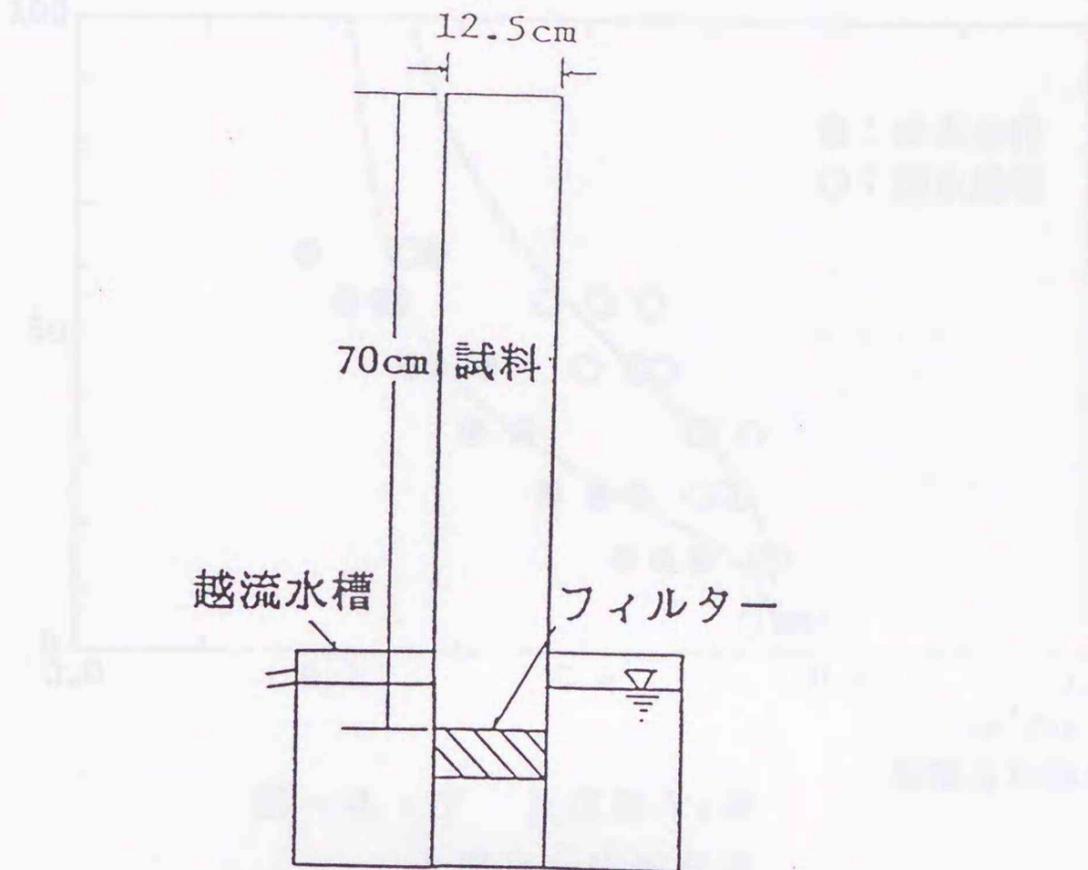
n: 定数、S_e: 有効飽和度、θ_r: 最小体積含水率、θ_s: 飽和体積含水率
これらの値を表-4.3に示す。

表-4.3 パラメータ値

層	上流側地点				下流側地点	
	A ₀		A ₁		A ₀	A ₁
過程	吸水	排水	吸水	排水	平均	平均
θ _r	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.3
θ _s	0.55	0.55	0.6	0.6	0.43	0.65
α	0.038	0.0202	0.0335	0.021	0.08	0.022
n	3.35	3.415	3.25	3.185	1.45	3.95

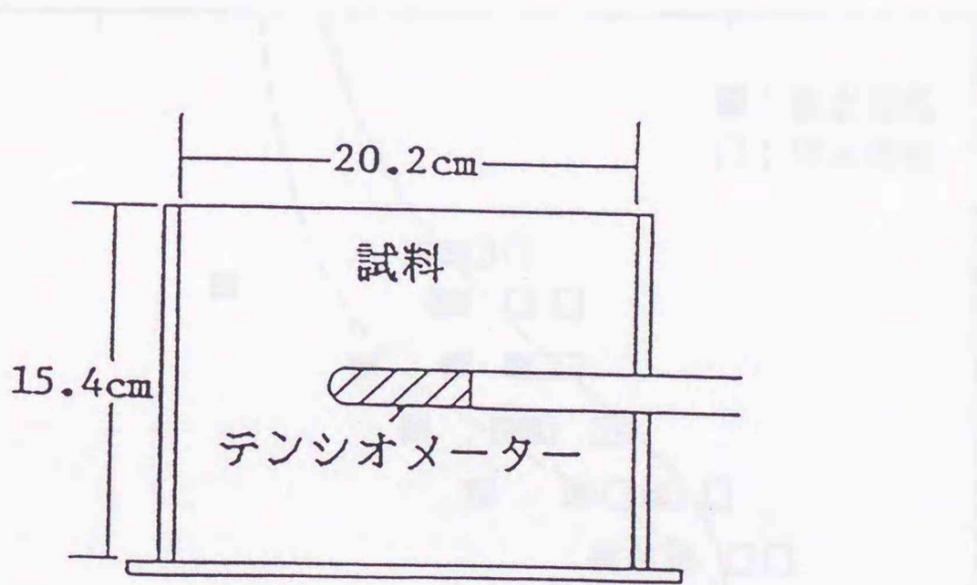
以上の結果より、上流側地点では土壌水分特性曲線にA₀層とA₁層との間に有意な差はなく、土中水移動に関しては一つの層と見なすことができる。下流側地点ではA₀層とA₁層が同一の体積含水率の場合、A₁層のサクシヨンが大きいために、A₀層内の土中水は容易にA₁層に移動すると考えられる。

サマシヨシホ
(cm²/0)



(a) 土柱法

サマシヨシホ
(cm²/0)



(b) テンスイオメーター法

図 - 4・6 土壤水分特性曲線測定方法

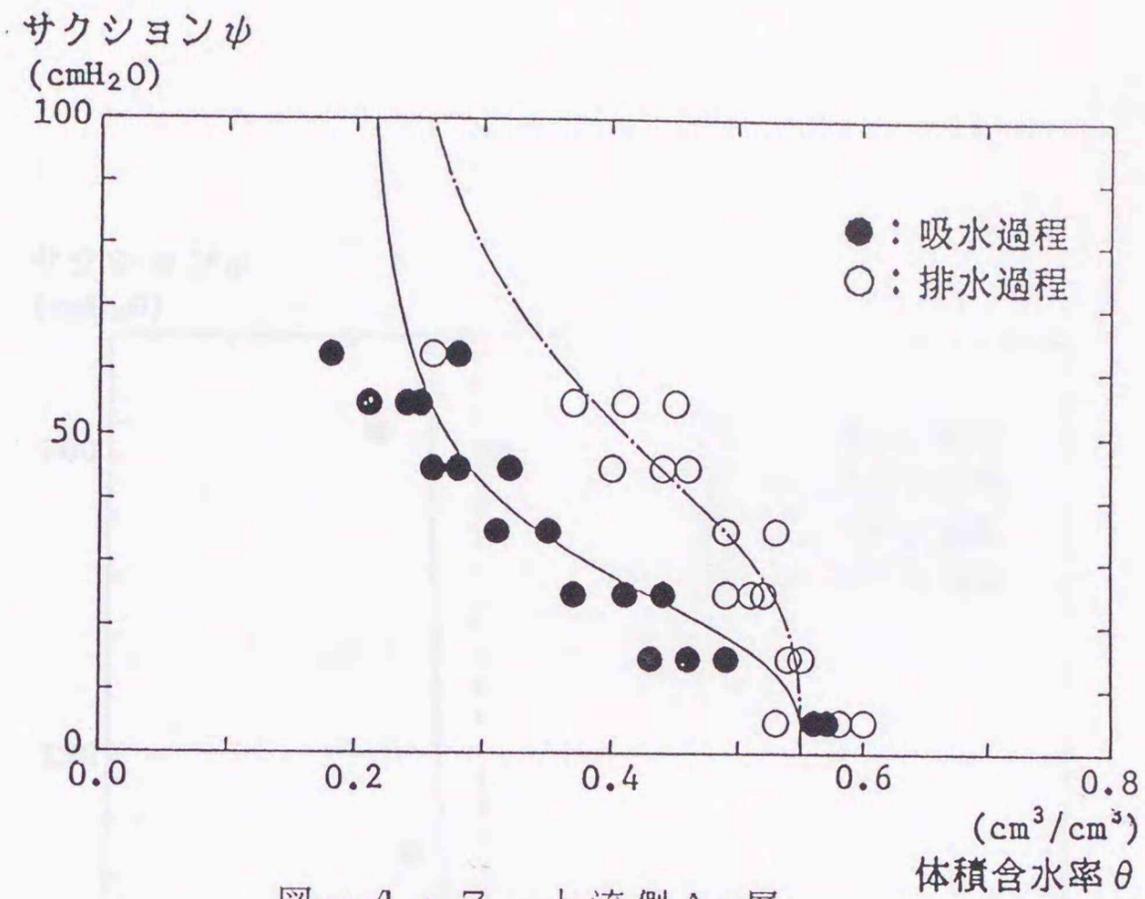


図 - 4・7 上流側 A₀層
土壌水分特性曲線

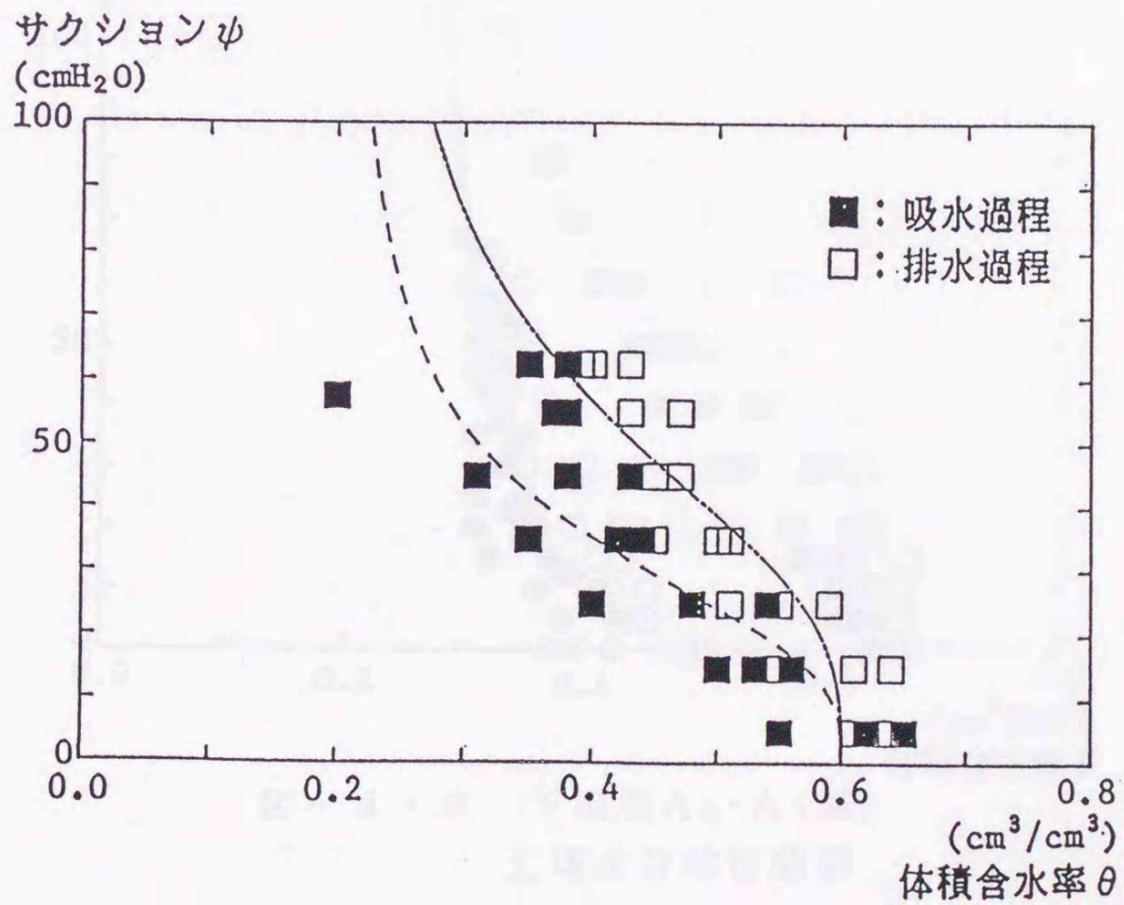


図 - 4・8 上流側 A₁層
土壌水分特性曲線

サクションψ
(cmH₂O)

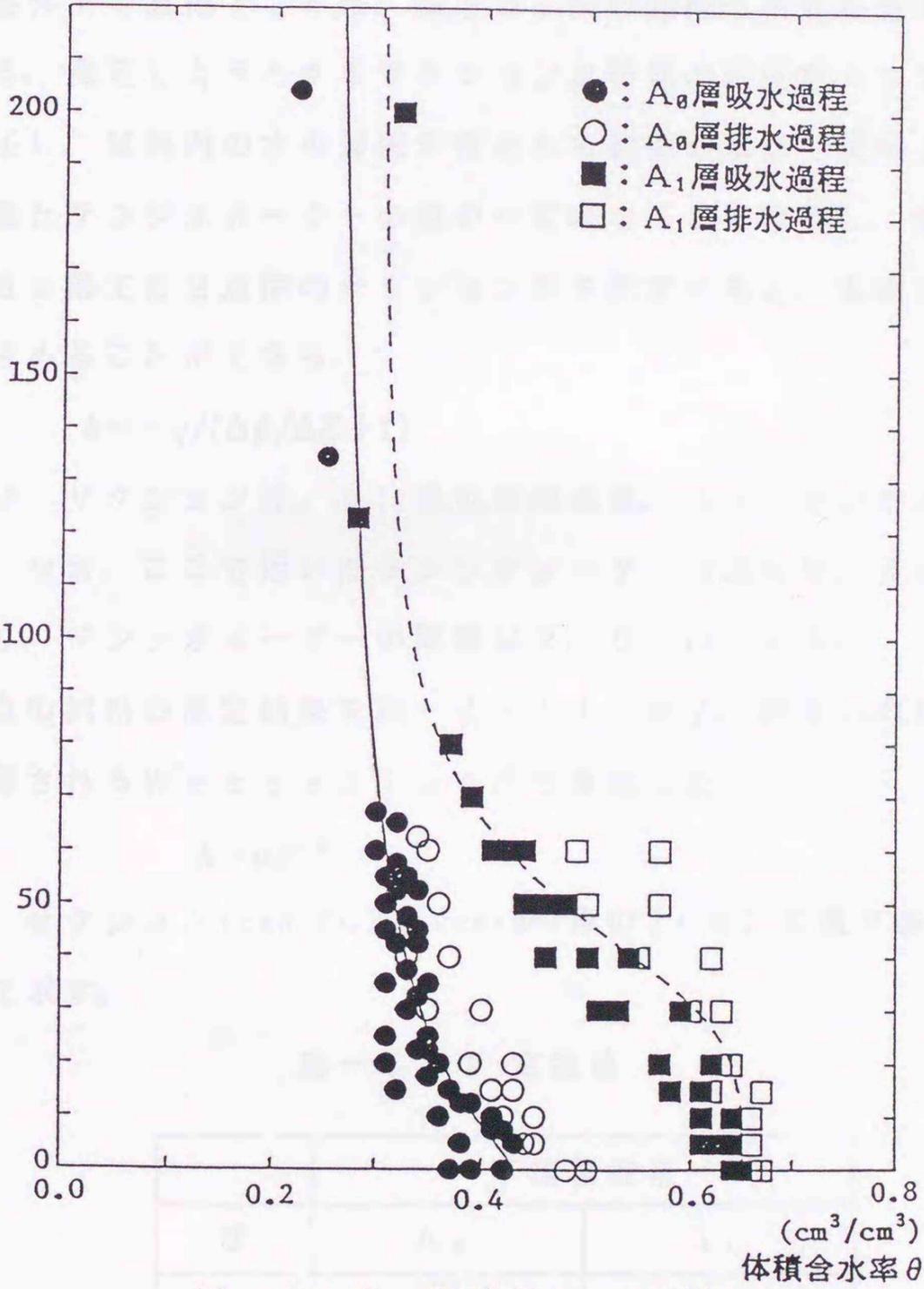


図-4・9 下流側A₀・A₁層
土壤水分特性曲線

4. 6 流域構成土の不飽和透水係数

本節では、土壤水分特性曲線とともに土中水の挙動を支配する不飽和透水係数の測定結果⁹⁾について述べる。

測定方法は、図-4・10に示す測定装置において、土壤水分特性曲線の試験と同一の条件下で直径12cm、高さ5cmの側壁に小孔を有する容器に試料を充填する。測定しようとするサクシヨンと等価の正圧を、コンプレッサーで試料に加圧し、試料内の水の連続が保たれる範囲の水頭で試料上面に水を供給する。流量とテンシオメーターの値が一定になるまで放置し、その後単位面積流量 q と Δz 隔てた2点間のサクシヨン差を測定すると、次式から不飽和透水係数 k を求めることができる。

$$k = -q / (\Delta\psi / \Delta Z + 1) \quad (4-2)$$

ここに、 $\Delta\psi$ ：サクシヨン差、 q ：単位面積流量、 Δz ：テンシオメーターの間隔である。なお、ここで用いたテンシオメーターは直径6.5mm、長さ13mmであり、テンシオメーターの間隔は2.5cmである。

下流側地点の試料の測定結果を図-4・11に示す。図中の直線は、式(4-3)で定義されるWesseling式で算出した。

$$k = a\psi^{-b} \quad (4-3)$$

ここに、 ψ ：サクシヨン(cmH₂O)、 a (cm・sec単位)・ b ：定数であり、その値を表-4・4に示す。

表-4・4 定数値

層	下流側地点	
	A ₀	A ₁
a	1.67×10^{-3}	1.98×10^{-3}
b	2.13	1.16

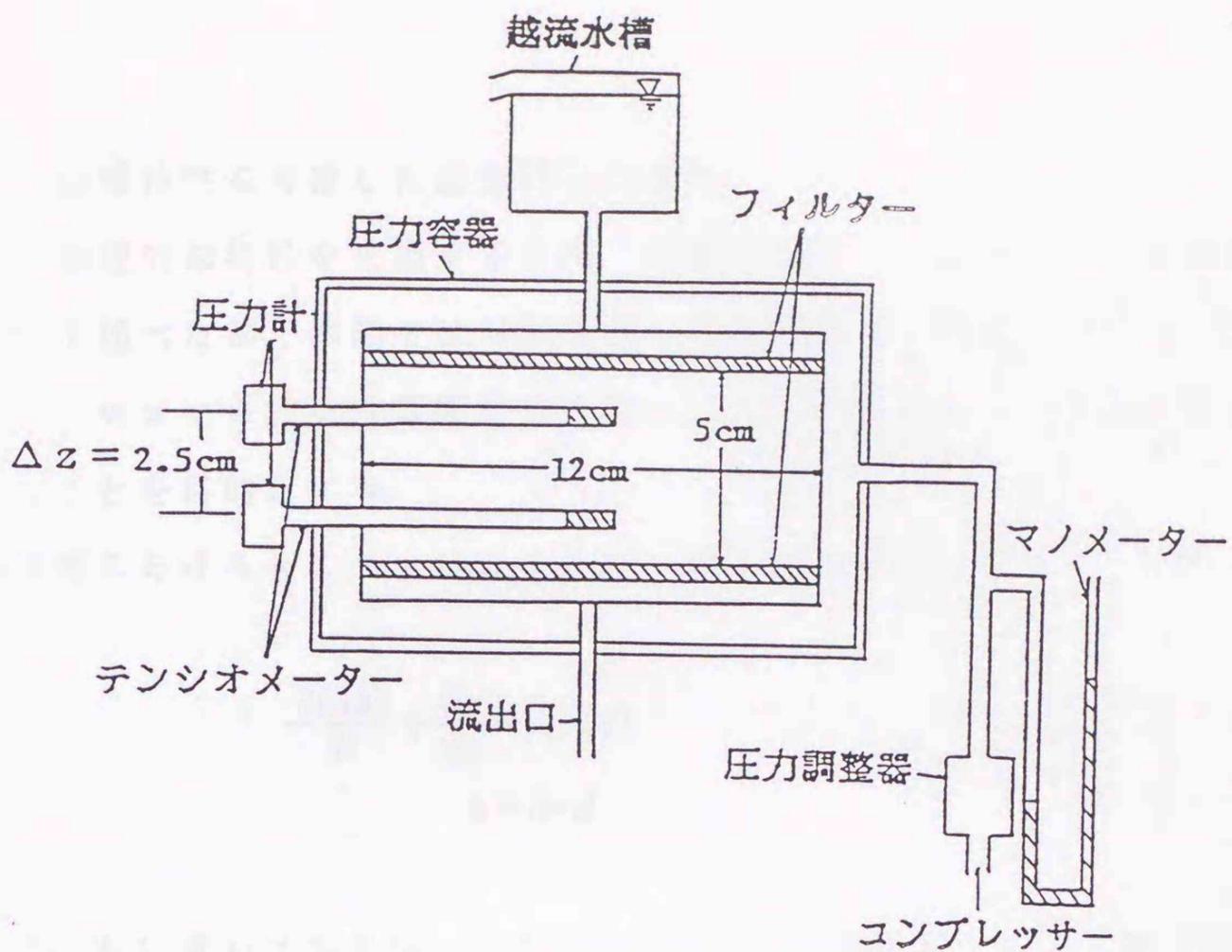


図 - 4・10 不飽和透水係数測定装置

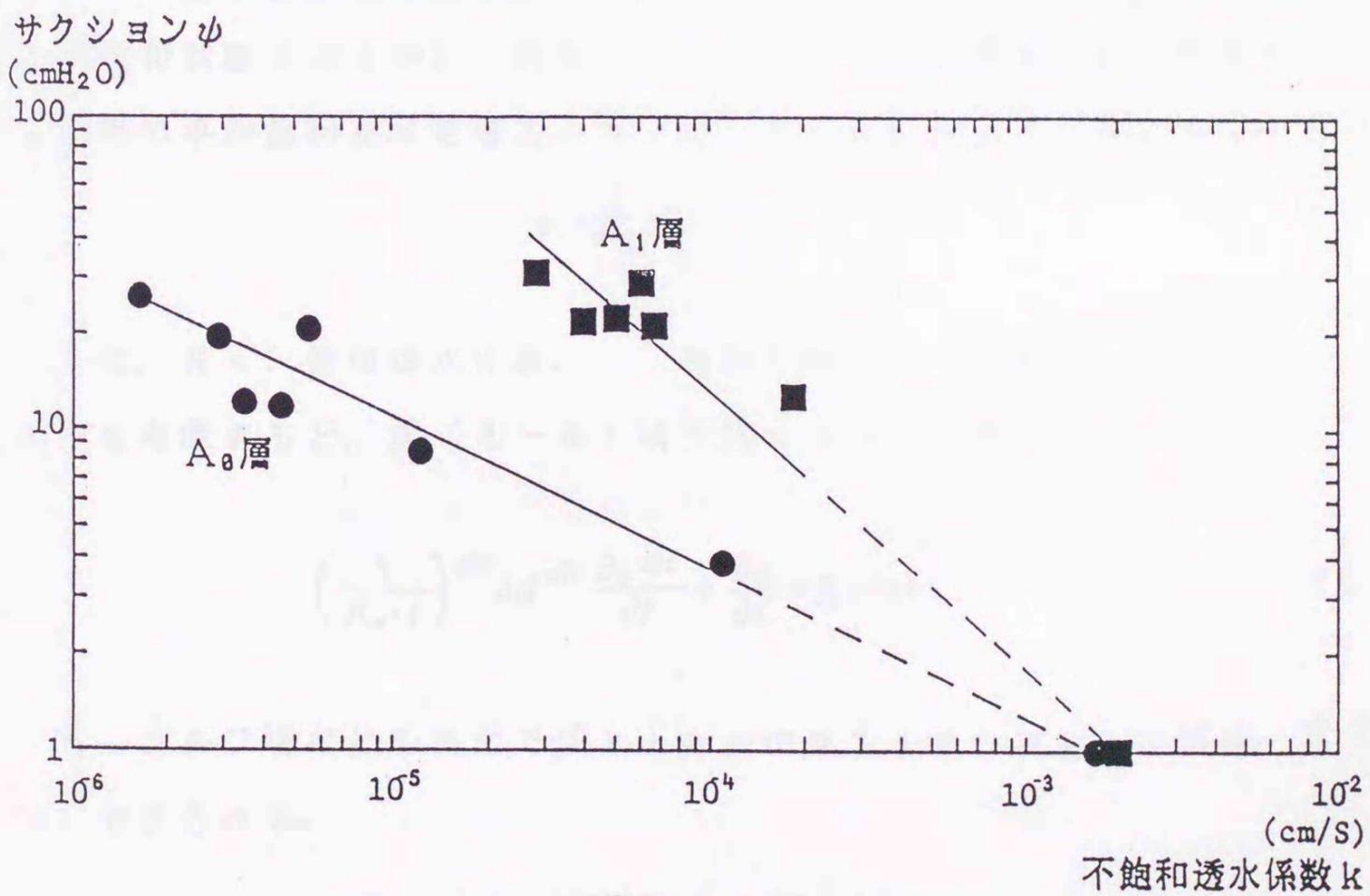


図 - 4・11 不飽和透水係数測定結果

4. 7 流域特性を考慮した流出特性の考察

流域の物理的な特性を把握するため、本章では種々の調査結果や土質試験結果について述べたが、本節では可能な限りこの特性値を考慮して、kinematic wave式を貯留関数に変換し、この貯留関数により流出特性の考察を行うことを目的とする。

森林斜面におけるkinematic wave式は、次式で与えられる。

$$\frac{\partial(\lambda h)}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = f_1 r(t) \quad (4-4)$$

$$h = S \cdot d \quad (4-5)$$

ここに、 h ：見かけの水深、 λ ：空隙率、 f_1 ：流出率、 S ：土層の平均飽和度、 d ：土層厚である。

土中水の浸透速度は、飽和状態ではダルシー則に従うが、実際の降雨流出系では不飽和状態での土中水の移動が考えられ、不飽和透水係数を考慮する代わりに土層の平均飽和度 S を導入して、式(4-6)のように表されたとする。

$$v = K_s \cdot S^n \cdot i \quad (4-6)$$

ここに、 K_s ：飽和透水係数、 i ：斜面勾配、 n ：定数
これらを考慮すると、式(4-4)は次式のようになる

$$\left(\frac{1}{K_s \cdot i}\right)^{\frac{1}{n+1}} \lambda d^{\frac{n}{n+1}} \frac{\partial q^{\frac{1}{n+1}}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = f_1 r(t) \quad (4-7)$$

一方、ゴルフ場などの斜面ではkinematic wave式は、式(4-8)で表される。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = f_2 r(t) \quad (4-8)$$

$$q = \alpha h^m \quad (4-9)$$

ここに、 α ：斜面定数、 m ：定数

式(4-9)で式(4-8)を書き換えると次式のようなになる。

$$\left(\frac{1}{\alpha}\right)^{\frac{1}{m}} \frac{\partial q^{\frac{1}{m}}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = f_2 r(t) \quad (4-10)$$

したがって、式(4-7)、式(4-10)の両基礎式は以下の形式となる。

$$K_j \frac{\partial q^{\beta_j}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = f_j r(t), \quad (j=1,2) \quad (4-11)$$

$$K_1 = \left(\frac{1}{K_s \cdot i}\right)^{\frac{n}{n+1}} \lambda d^{\frac{n}{n+1}}, \quad \beta_1 = \frac{1}{n+1} \quad (4-12)$$

$$K_2 = \left(\frac{1}{\alpha}\right)^{\frac{1}{m}}, \quad \beta_2 = \frac{1}{m} \quad (4-13)$$

また、式(4-10)は次のような貯留型の式に変換できる。

$$S_{h_2} = \frac{m}{m+1} \left(\frac{1000^{m-2} \ell}{3.6 \alpha}\right)^{\frac{1}{m}} q_{h_2}^{\frac{1}{m}} \quad (4-14)$$

ここに、 S_{h_2} ：貯留量(mm)、 ℓ ：斜面長(m)、 q_{h_2} ：流出高(mm/hr)

同様に、式(4-7)を貯留関数に変換すると、次式を得る。

$$S_{h_1} = \frac{n+1}{n+2} \left(\frac{1000^{m-2} \ell}{3.6 \frac{K_s \cdot i}{\lambda^{n+1} d^n}}\right)^{\frac{1}{n+1}} q_{h_1}^{\frac{1}{n+1}} \quad (4-15)$$

貯留関数の一般的な表示である $S = K Q^p$ と比較すると、

$$K = \frac{n+1}{n+2} \left(\frac{1000^{m-2} \ell}{3.6 \frac{K_s \cdot i}{\lambda^{n+1} d^n}} \right)^{\frac{1}{n+1}} \quad (4-16)$$

$$p = \frac{1}{n+1} \quad (4-17)$$

で表される。上式から p が決まると、一義的に K も決定される。

以後、式 (4-15) を基礎式としてシミュレーションを行い、 p の影響による流出形態の変化と周波数応答特性を求める。斜面長 l 、斜面勾配 i は、試験流域を図-4・12のように分割し、表-4・5から $l = 36.0$ (m)、 $i = 0.436$ とした。空隙率 λ と飽和透水係数 K_s は仮定値とし、 $\lambda = 0.4$ 、 $K_s = 0.001$ (m/s) とした。

図-4・13は、シミュレーションに用いた降雨と p の変動による流出形態の変化を示している。 p が小さくなると非線形性が大きくなることを示すが、流出は p の減少にともない、ピーク強度が減少しその出現時刻も遅れて、流出が長引いている。本流出試験地も流域面積が小さいにも関わらず、流出が10日間位続き非線形性が大きな流域であることがわかる。

図-4・14は、このシミュレーション結果のハイエト・ハイドログラフを用いた周波数応答特性である。 p の減少による非線形性の増加により、ゲインが小さくなり、位相が増加していることがわかる。このことは、ナイキスト図から判断されるように、非線形性が強くなると第2象限から第3象限へと移動し、降雨流出現象が複雑になることを示している。また、第2章のシミュレーション結果と比較すると同様の周波数応答特性を示し、貯留指数 p が $0.5 \sim 0.8$ の範囲で、前章で提示した本解析手法が適用できることを示している。

表 - 4 · 5 流域分割各諸元

	面積(m ²)	斜面幅(m)	斜面勾配	河道長(m)	河道勾配
A1	7104	40.6	0.398	175	0.331
A2	6078	34.7	0.436		
A3	3636	27.1	0.519	134	0.450
A4	6634	49.5	0.417		
A5	3112	23.8	0.424	131	0.215
A6	2436	18.6	0.366		
Σ	29000 m ²				

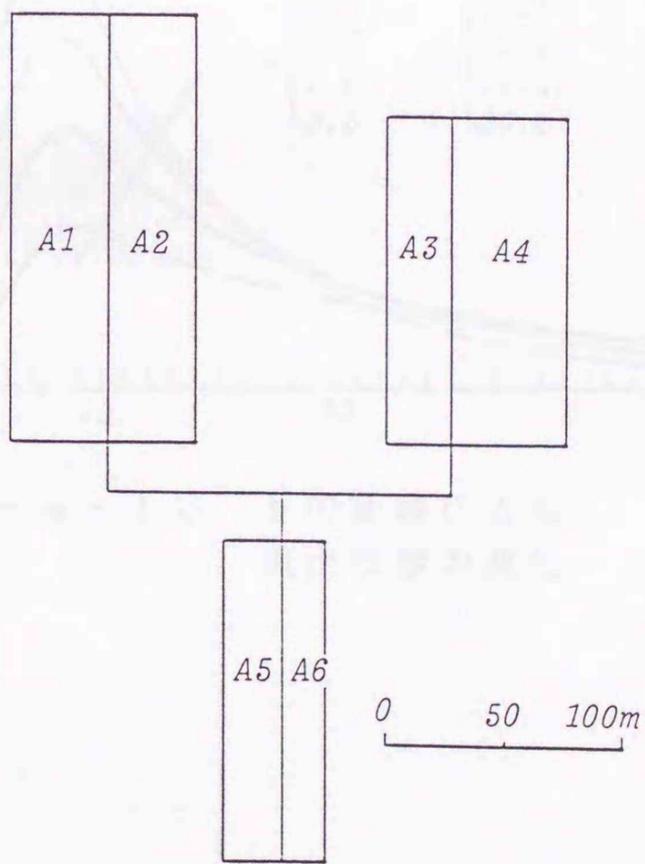


図 - 4 · 1 2 流域分割図

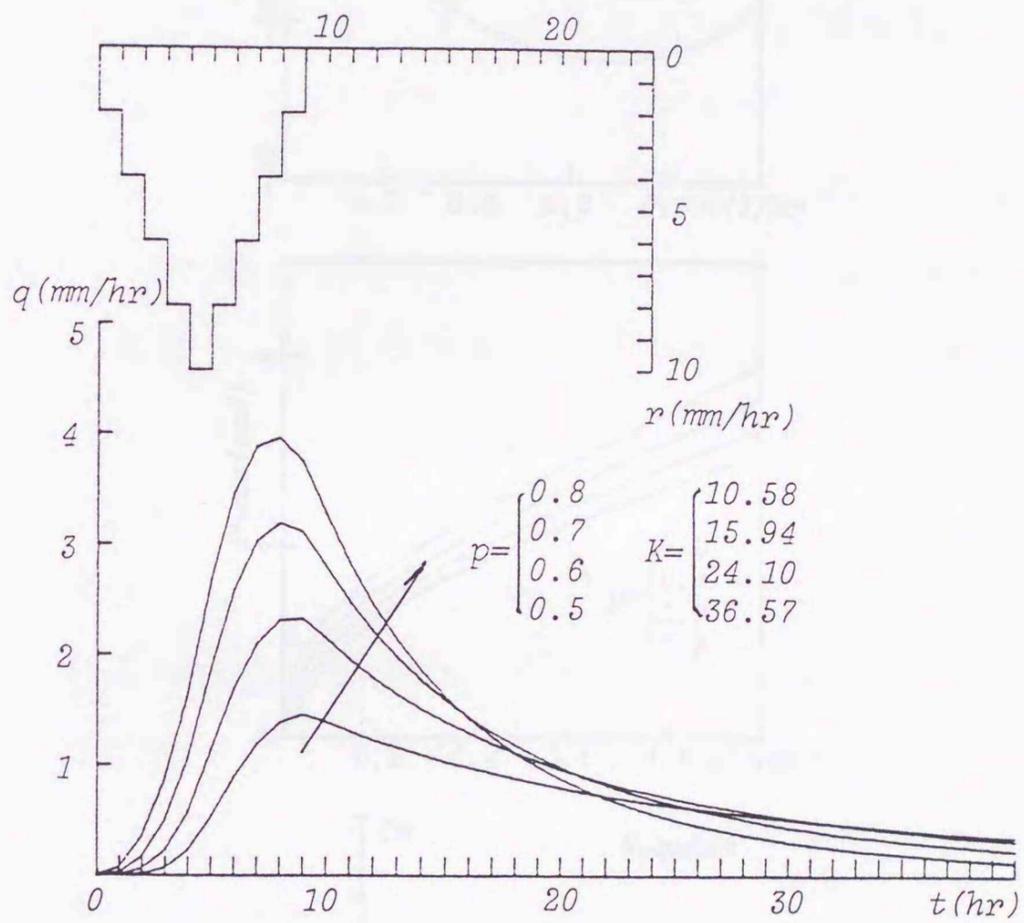


図 - 4 · 13 p の変動による
流出形態の変化

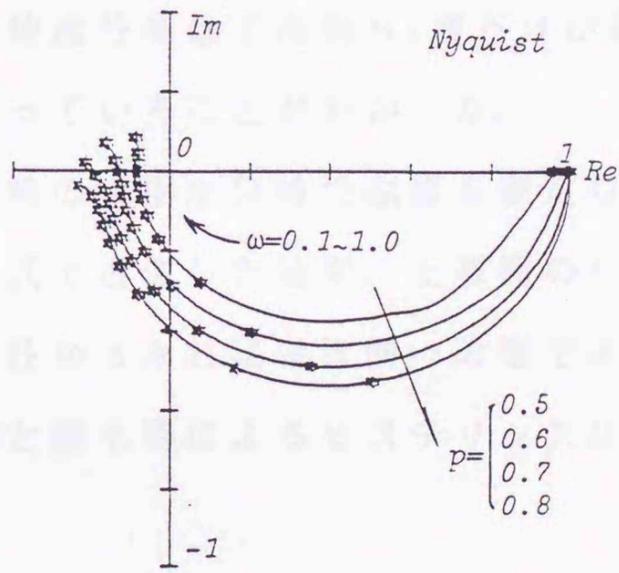
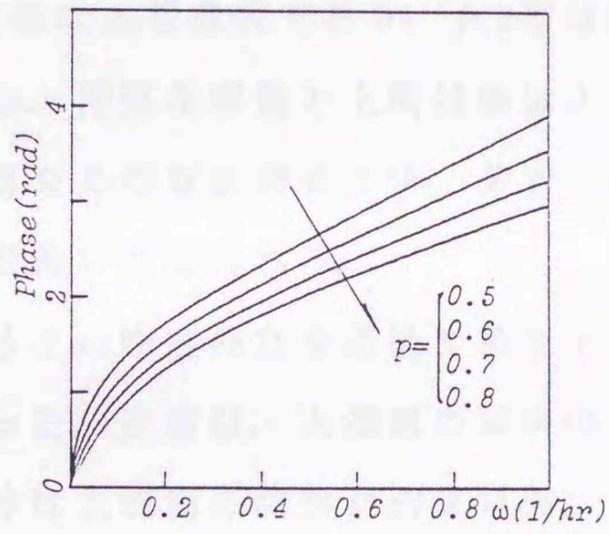
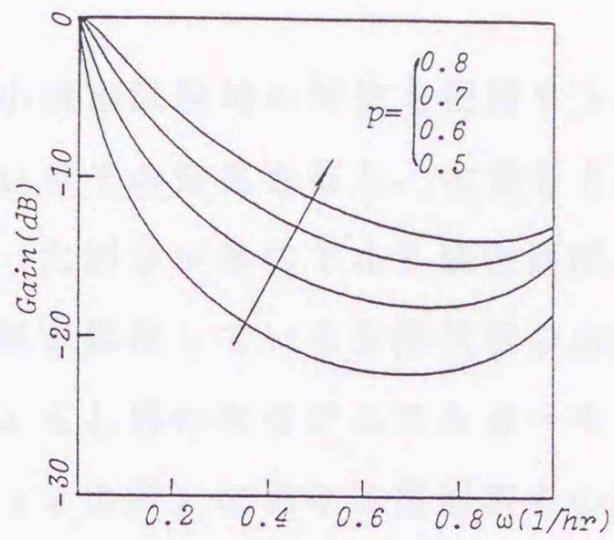


図 - 4・14 シミュレーション結果の周波数応答特性

4. 8 結 語

以上、本章において小流出試験地の特性を把握するために、流域の踏査および各種の土質試験を行い若干の知見を得た。本章をまとめると次のようになる。

- (1) 流域の特性は、大部分が森林であり観測期間、特に夏期は流域を踏査できないほど植物が繁茂している自然状態の山腹斜面であり、河道近辺にはザリガニによるとと思われるアニマルホールが見られる。
- (2) 流域の各地点（7カ所）における掘削調査の結果、全流域はA₀₀層からA₁層による一様な土層構成であり、A₀層は河道右岸側から谷の合流部まで厚く堆積し、河道左岸側と上流斜面はA₀層が薄く、A₁層が厚く堆積している。またこの掘削調査では、基岩を見ることができず、雨水の貯留能力が相当高いと思われる。
- (3) 流域を構成する土の物理特性を把握するために、JIS規格に基づく各種の試験を行った。比重は、上流側の試料の方が下流側に比較して若干小さく、細粒分は上流側の試料が約20%、下流側の試料が約40%である。また、粒度分布は下流側A₁層だけが異なるが、その他はほとんど同じ分布になっていることがわかった。
- (4) 給水時・排水時の土壤水分特性曲線を測定した。これをVan-Genuchten式で近似した結果、土層間のパラメーターの値に大きな差はなく、保水性からみればほぼ同一の層であると見なすことができる。しかし、給水時と排水時によるヒステリシスは明らかに違いを示すことがわかった。
- (5) 不飽和透水系を測定した。サクシヨンが大きくなると、不飽和透水係数が急激に小さくなる傾向がみられ、保水性が高いことが明らかになった。

(6) 流域の特性を示すパラメータを考慮した *k i n e m a t i c w a v e* 式を貯留関数に変換し、これを基礎式としてシミュレーションを行い、非線形性の変化による流出形態の違いを明らかにした。すなわち、非線形性が強くなるとハイドログラフ・ピークは減少すると共に出現時刻も遅くなり、流出も長引くようになる。また、周波数応答特性は、非線形性が強くなるとゲインが減少し位相が増加することが明らかになった。これは降雨流出現象が複雑になることを示している。さらに、 $p = 0.5 \sim 0.8$ の範囲で、第2章で行ったシミュレーションの結果と同様の周波数応答特性を示し、第2章・第3章で提示した流出解析手法・流出成分分離手法が適用できることを示した。

参考文献（第4章）

- 1) 岡本芳美：日本列島の山地流域における降雨の流出現象に関する総合的研究、土木学会論文報告集、第280号、pp. 51～66、1978
- 2) 山田 正：小流域における降雨流出現象に関する研究、東京工業大学学位論文
- 3) 嵯峨浩・藤間聡・中田朋樹：小流出試験地（室蘭）の流出特性・流出解析、第33回水理講演会論文集、pp. 25～30、1989
- 4) 中田朋樹・藤間聡・嵯峨浩：室蘭流出試験地における土層構造と不飽和透水係数、土木学会北海道支部論文報告集、第46号、pp. 337～340、1990
- 5) 洪延芳・山田正・亀井翼・長谷川和義：宮ノ森小試験地の流出特性－E260及びEC発見成分をトレーサーとした解析－、第32回水理講演会論文集、pp. 55～58、1988
- 6) 太田岳史・窪田順平：一次元鉛直不飽和浸透を用いた山腹斜面域からの洪水流出解析、第28回水理講演会論文集、pp. 535～540、1984
- 7) 土質工学会：土質試験法
- 8) 石渡輝夫：土壌の空隙分布（保水性）の測定法とその課題、開発土木研究所月報、pp. 24～28、1989
- 9) 中田朋樹：丘陵斜面試験地における降雨－流出過程に関する研究、室蘭工業大学修士論文、1990
- 10) 日野幹雄、他共著：洪水の数値予測、森北出版、1989

第5章 小流出試験地の
流出特性と流出解析

5.1 概 説

山腹斜面に降った雨が、変換の場である流域を経て河道にいたる過程は非常に複雑であり、多くの研究者が精力的に追求してきた問題の一つである。この過程を複雑にしている主な原因は、水の運動そのものが非線形であると共に、雨水を流下させる流域の地形・地質が空間的に一様でないことによっている。従来から、この過程を根本から見直す気運が高まっていたが、この一連の研究でその障害となる最大の原因は、降雨流出現象を三次元的に観察することができないという点にある。つまり、地表面の存在によって、この現象の重要な側面である土中の水の挙動を直接目で確かめることが、通常の方法では困難であるからである。ところで、流出解析モデルは、集中定数形・分布定数形に大別されるが、今まで開発された総数は正確にはわからないが、100を下ることはないといわれている¹⁾。これらのモデルは入力である降雨強度や総降水量が変わったり、変換の場である流域が異なったりすると流出を再現することができなくなることが知られている。これは多くのモデルが地表面の存在により、二次元的な情報によって構成されているからであり、ここに流出解析の困難な点が存在すると考えられる。最近では、この土中水の挙動を間接的に知る方法として（屋内実験は別として、ここでは実流域において）、流出してきた水の水温を測定する方法²⁾や、ある種の同位体元素³⁾や水質⁴⁾をトレーサーとして流水を追跡する方法などが開発されている。しかし、これらの情報を流出解析モデルに応用するまでに至っていないのが現状のようである。このような実状を踏まえて本章では、第4章で詳細に調査した流域の内部構造の結果や流域構成土の物理特性から、あるいは地下水位観測の結果や流出成分の分離結果から、流出特性を有機的に論じることを目的とする。

5. 2 ハイドログラフの概観

流域からの流出特性を知る最も基本的な方法は、ハイエトグラフとハイドログラフの概観を観察することである。本節では、小流出試験地で観測された出水例を”素直な目”で見つめ、第4章で展開した流域の内部構造との関連から、本流域の流出特性を考察することを目的とする。

小流出試験地で観測された出水例のうちの大部分は、一雨降雨（連続降雨）の場合であっても、そのハイドログラフの形状が、最初の小さなピークに続いて流出の主要部である大きなピークが現れる。以後、最初のピークを第1ピーク、その後のピークを第2ピークと呼ぶ。その典型的なハイエト・ハイドログラフが図-5・1、図-5・2である。図-5・1は総降水量79.5mm、流出率 $f = 0.36$ であり、図-5・2は総降水量203.5mm、流出率 $f = 0.10$ である。

図-5・2の方が総降水量が多いのにも関わらず流出率が小さいのは、出水直前の流量すなわち基底流量の大きさから、図-5・1は流域の土壤水分状態が湿潤状態であり、図-5・2は乾燥状態であったからだと思われる。

降雨の最大強度と第1ピーク間の時間差はほとんどの出水の場合10分以内であり、降雨最大強度時と第2ピーク間の時間差は、観測されたうちで最小が9時間、最大が47時間であった。流域面積が非常に小さいにも関わらず、流出が大きく遅れるのが本流域での本質的な流出特性であろう。また、このことは、流域の保水能力が非常に高いことと、流域を被覆する透水性土壤が厚いことを示している。

HewlettとNutter⁵⁾は、小流域からの流出に対し、第1ピーク・第2ピークの出現の仕方により、4種類の土壤被覆の形態を示している。これによると、ピークの出現の仕方が本流域と同じ土壤被覆状態は、河道近辺が

厚い透水性土壌に覆われており、第4章で述べた本流域の土層構成と一致している。また、流出の大部分が、降雨が終了した相当後まで遅れることも、測定した不飽和透水係数の値からも納得できる現象であるし、洪水流出の大部分が単純な地表流に由来していないと結論できる。

本流域の流出は、HewlettとNutterの分類からすると、河道近辺の土壌被覆状態がかなり厚く堆積している場合の特性を有し、本流域における土質調査の結果と良く符合する結果となった。

第1ピーク・第2ピークの主な出現原因についての考察は、後節において地下水位観測の結果からも行っている。

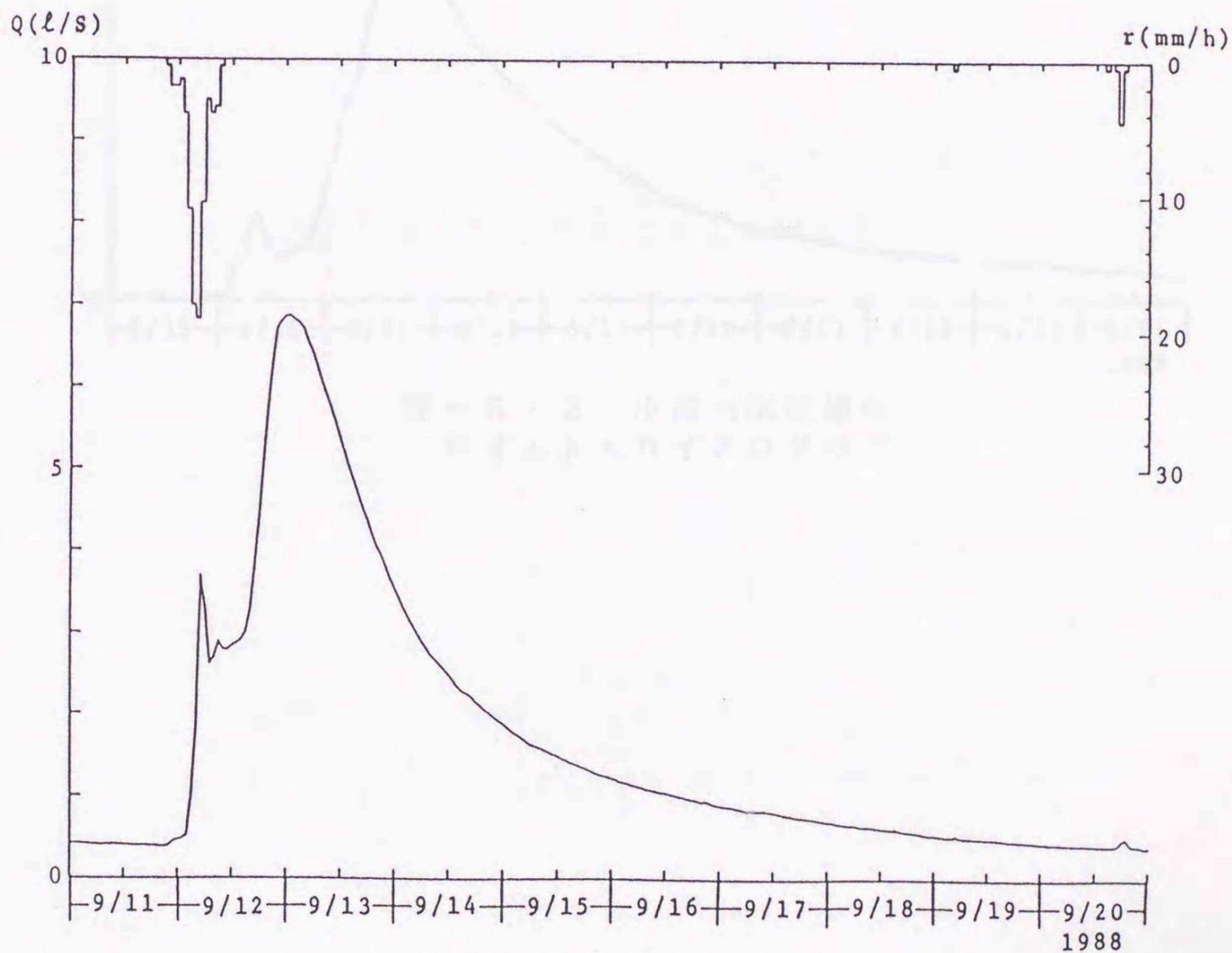


図-5・1 小流出試験地の
ハイエト・ハイドログラフ

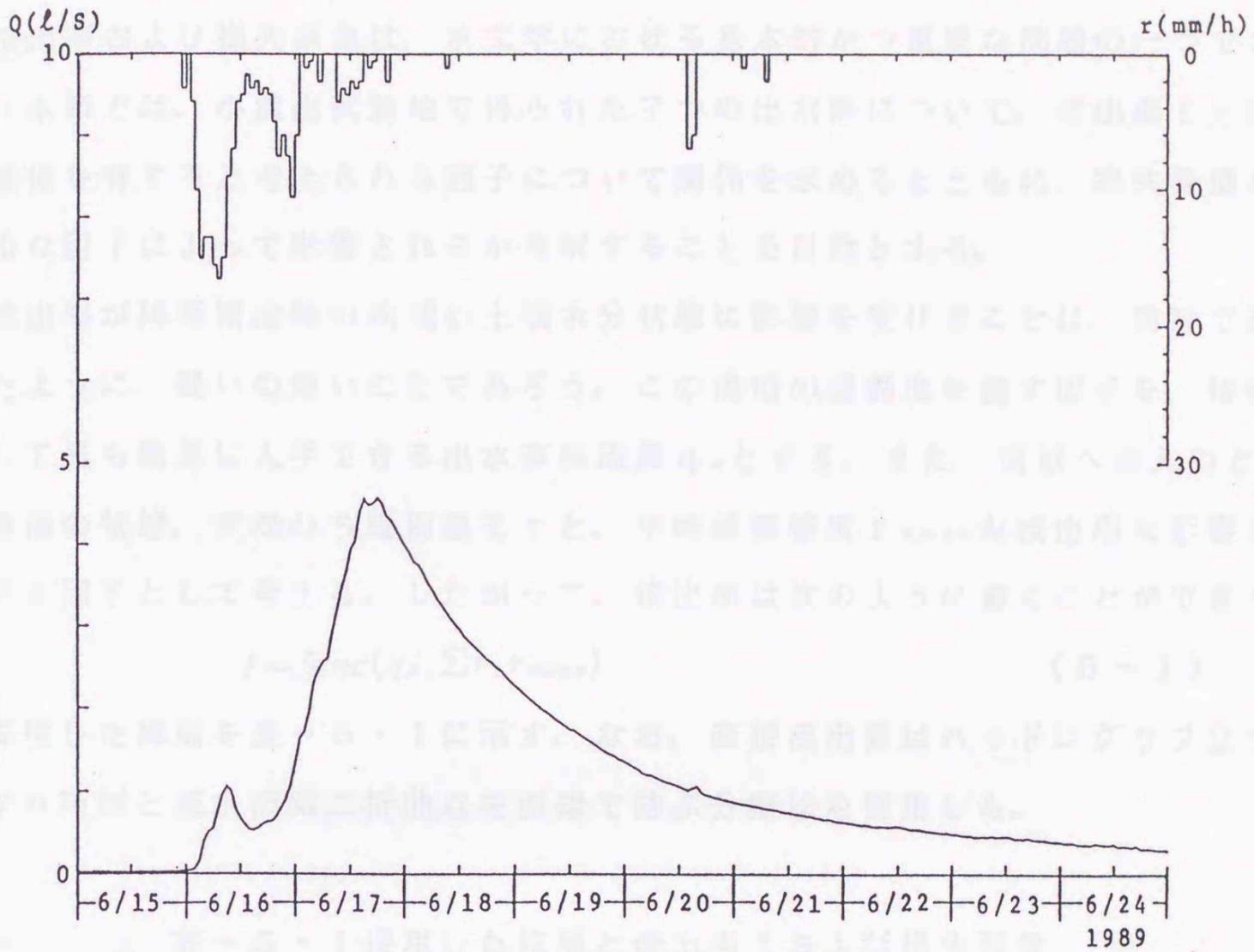


図-5・2 小流出試験地の
ハイエト・ハイドログラフ

No.	高水位	前日雨量	当日雨量	流出量	流出係数
	cm	mm	mm	l/s	
1	3.119	0.42	70.0	2.5	39.7
2	7.202	0.31	173.0	6.1	172.2
3	0.036	0.98	100.7	4.8	100.3
4	0.191	0.34	77.0	2.9	76.7
5	0.105	0.08	88.5	1.9	87.6
6	5.323	0.35	79.3	7.8	78.8
7	0.050	0.06	60.0	5.7	59.4

5. 3 流出率および損失雨量^{6) 7)}

流出率および損失雨量は、水文学における基本的かつ重要な問題の一つである。本節では、小流出試験地で得られた7つの出水例について、流出率 f と因果関係を有すると考えられる因子について関係を求めるとともに、損失雨量がどんな因子によって影響されるか考察することを目的とする。

流出率が降雨開始時の流域の土壌水分状態に影響を受けることは、前節で述べたように、疑いの無いことであろう。この流域の湿潤度を表す因子を、情報として最も簡単に入手できる出水直前流量 q_A とする。また、流域への入力として降雨の状態、すなわち総雨量 Σr と、平均雨量強度 r_{mean} を流出率に影響を及ぼす因子として考える。したがって、流出率は次のように書くことができる。

$$f = \text{func}(q_A, \Sigma r, r_{mean}) \quad (5-1)$$

採用した降雨を表-5・1に示す。なお、直接流出量はハイドログラフ立ち上がり時刻と減水部第二折曲点を直線で結ぶ分離法を採用した。

表-5・1 採用した降雨と流出率 f および損失雨量

No	流出率 f	直前流量 q_A	総雨量 Σr	平均雨量 r_{mean}	損失雨量
		l/sec	mm	mm/hr	mm
1	0.118	0.43	79.0	2.6	39.7
2	0.342	0.21	172.0	6.4	113.2
3	0.036	0.02	144.5	4.8	139.3
4	0.171	0.85	37.0	2.2	30.7
5	0.195	0.66	66.0	1.9	53.1
6	0.322	0.39	79.5	7.8	53.9
7	0.050	0.06	80.0	5.7	76.0

図-5・3は f と Σr の関係をプロットしたものであるが、両者間に明確な相関関係はみられない。図-5・4は f と r_{mean} であるが同じように相関はみられない。図-5・5は f と q_A をプロットした結果であり、直線から外れる点が2点存在するが、他の5点はかなりの相関関係があることがわかる。この外れた2点は、表-5・1におけるNo. 2とNo. 6の流出であり、平均雨量強度が最も大きい流出である。

日野・長谷部ら⁸⁾は、神流川 ($A = 373.6 \text{ km}^2$)、梓川 ($A = 0.396 \text{ km}^2$)、相模川 ($A = 1201.3 \text{ km}^2$) の流出データにより、湿潤度指数としての出水直前流量 q_A と流出率 f の関係を求め次式のように定式化している。

$$f = 1 - \frac{a}{r_{mean}} \exp(-b \cdot q_A) \quad (5-2)$$

ここに、 a , b : 定数

本流出試験地は、流域面積 $A = 0.029 \text{ km}^2$ と非常に小さく、(5-2) 式を適用できなかったが、流出率が平均雨量強度をパラメーターとして出水直前流量の関数になっていることが明らかであり、今後データの蓄積を図れば小流域の流出率の総合化も可能であると思われる。今までは、流出現象を流出率という”比率”の見方をしたが、今度は”量”として現象を見るために、損失雨量と総雨量の関係を求めてみる。損失雨量 S_n の計算方法は次式によった。

$$S_n = (1-f) \cdot \Sigma r \quad (5-3)$$

プロットした結果が図-5・6であり、図中45度の直線は降雨が全て損失雨量となる場合である。No. 3およびNo. 7はこの直線に最も近くなっているが、いずれも出水直前流量 q_A が非常に小さく、最も離れているNo. 2、No. 6は平均雨量強度が最も大きくなっている。このように、損失雨量という点からみても、出水直前流量および平均雨量強度が、流出現象に強く関与していることが明らかである。

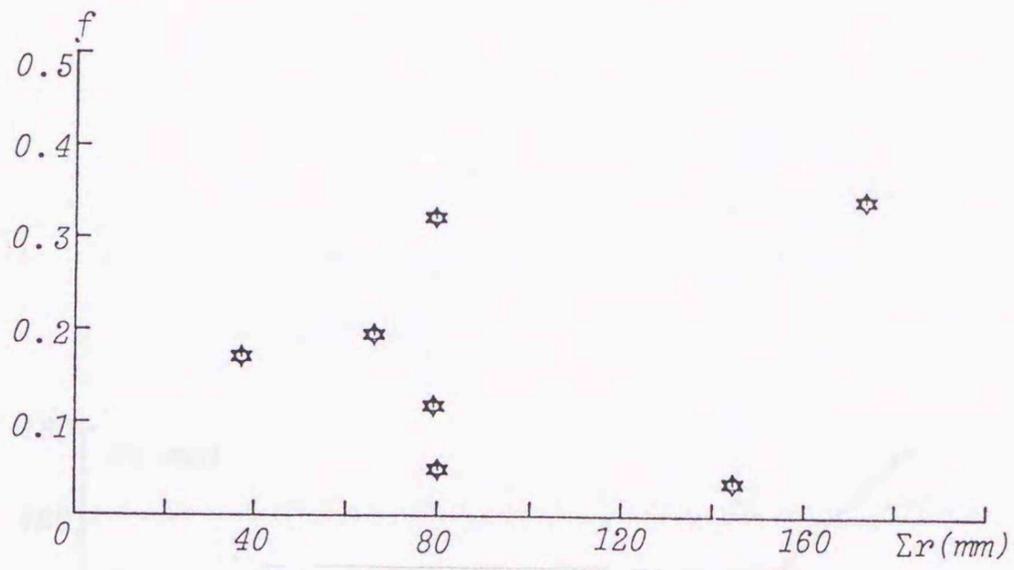


図-5・3 流出率 f と
総雨量 Σr の関係

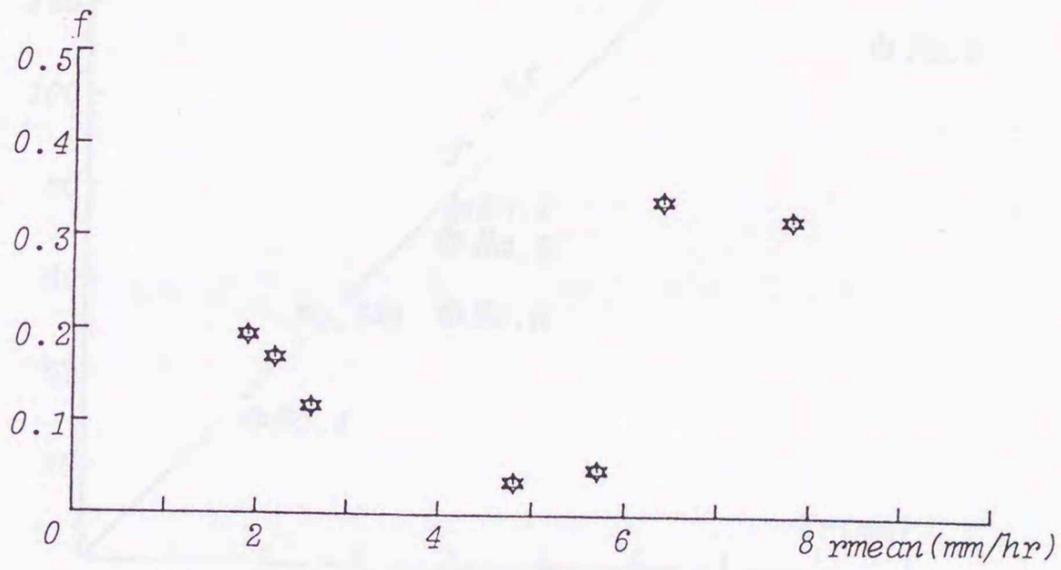


図-5・4 流出率 f と
平均雨量 r_{mean} の関係

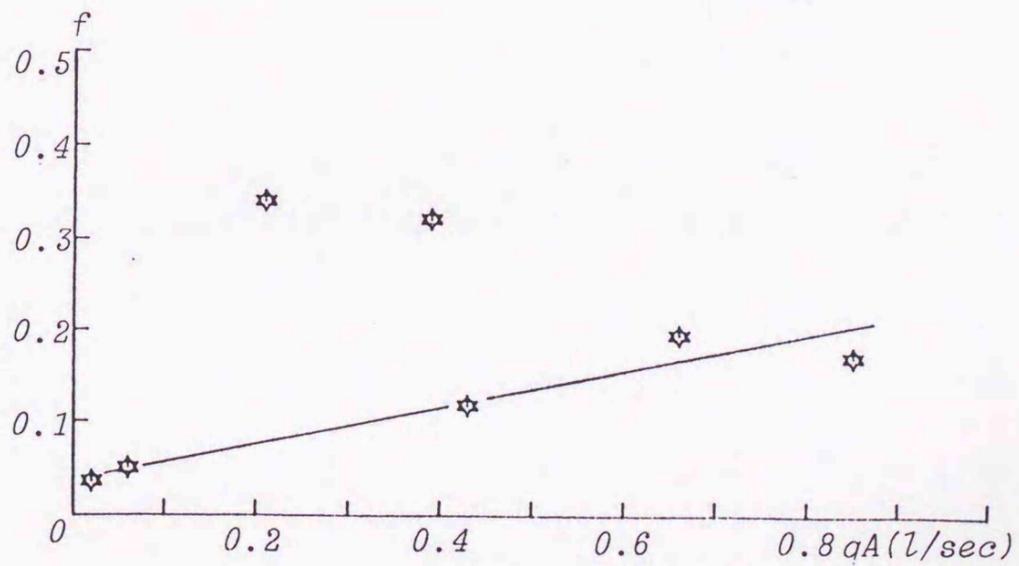


図-5・5 流出率 f と
出水直前流量 q_a の関係

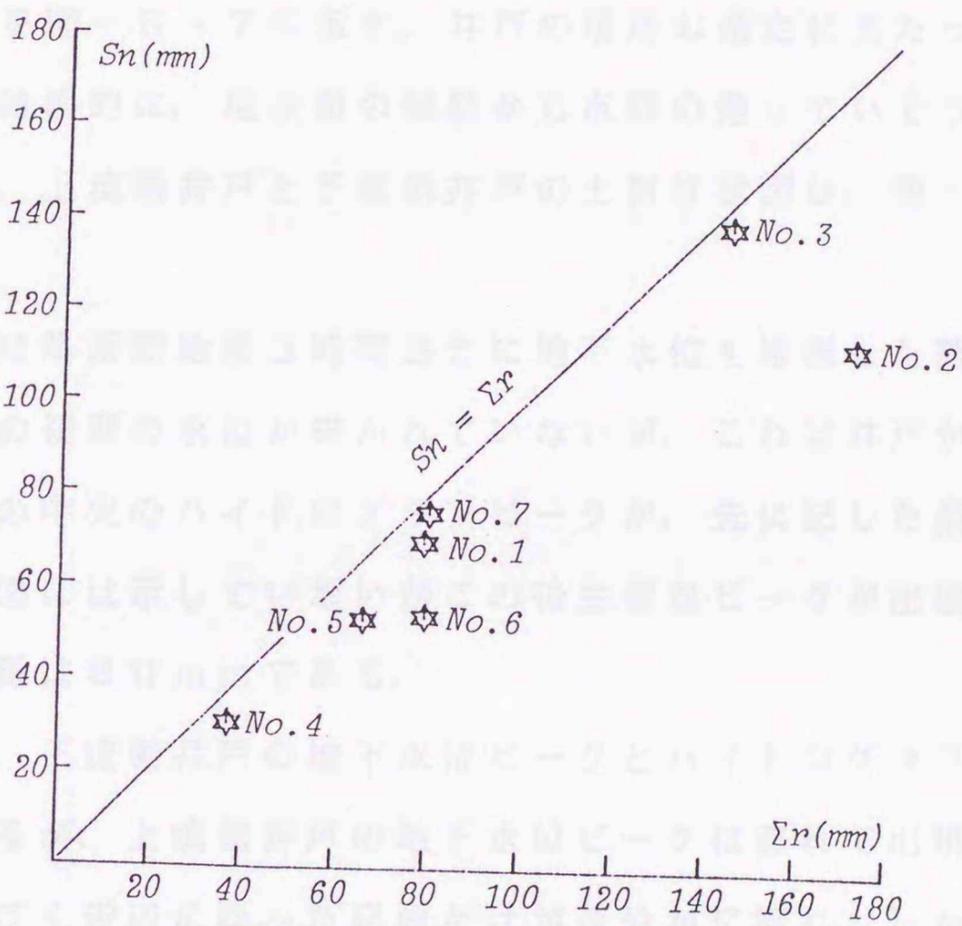


図-5・6 損失雨量 S_n と総雨量 Σr の関係

5. 4 出水時における地下水流動⁶⁾

5. 2節で述べたように、小流出試験地のハイドログラフの特徴は、第1ピークと第2ピークを有することである。この第1ピークの形成原因を追求することは、降雨流出現象の物理機構の解明にも役立つものと考え、出水時に地下水位観測を行った。井戸の流域内の位置は図-4・1に示されているが、詳細な平面的位置を図-5・7に示す。井戸の場所の選定に当たっては、掘削可能な場所を試行錯誤的に、地表面の傾斜から水脈の通じていそうな場所を基準にして決定した。上流側井戸と下流側井戸の土質柱状図は、図-4・3のE点とC点である。

図-5・8は降雨開始後2時間おきに地下水位を観測した結果である。図では上流側井戸の初期の水位が描かれていないが、これは井戸が枯れていたためである。図中の中央のハイドログラフピークが、先に記した最初のピークに対応しており、図には示していないがこの後主要なピークが出現している。なお、この時の総雨量は80mmである。

図によると、下流側井戸の地下水位ピークとハイドログラフピークは時間的に一致しているが、上流側井戸の地下水位ピークは遅れて出現している。このことは河道のごく近辺に降った降雨だけが速やかに流れ、しかも地表流だけでなく、一度降雨が地中に浸透していることを示している。このことは河道の横断形状からも推定できる。また、この流域では地表流の発生は非常に少ないと思われる。

ハイドログラフの最初の小さなピークは、河道近辺の厚い透水性土壌とその構成形状により出現することが前節で明らかにされたが、地下水位を観測することによって、同様の結論を得ることができた。なお、この後に出現する主要なハイドログラフピークに合わせて、地下水位が上昇していることを付記する。

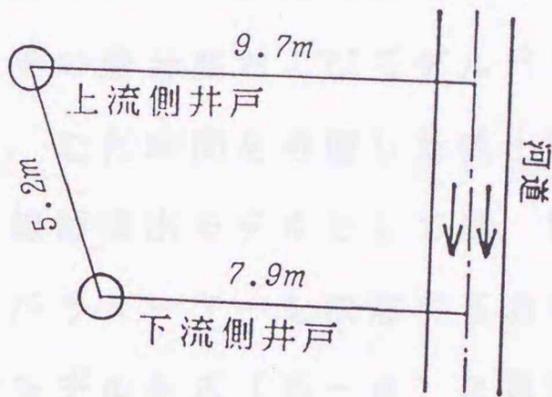


図 - 5・7 井戸配置図

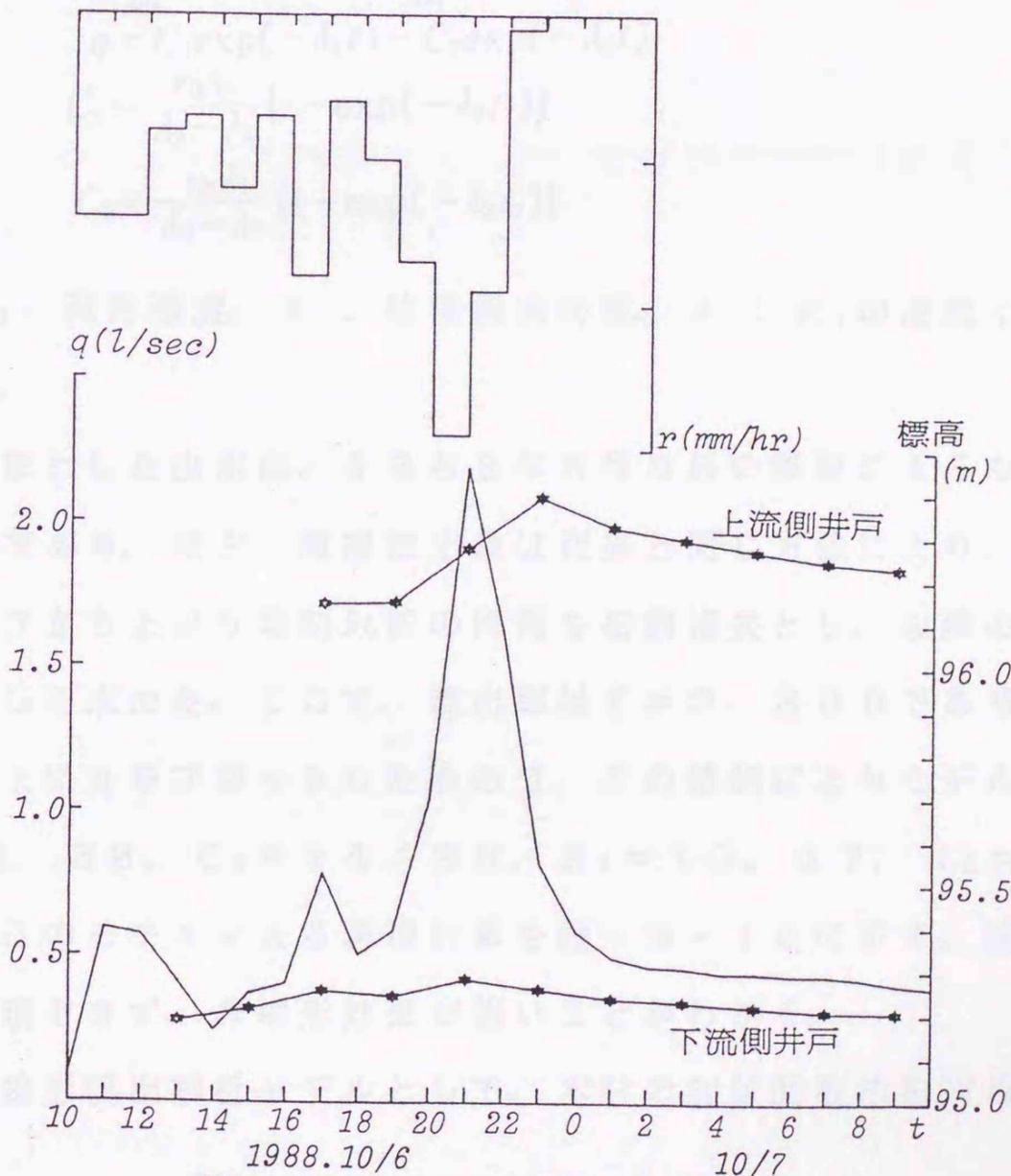


図 - 5・8 地下水位観測結果
およびハイエト・ハイドログラフ

5. 5 流出の非線形性とむだ時間を考慮した流出解析

流出の非線形性を判断する場合に用いられる方法として、コヒーレンス関数などが考えられるが、本節では線形流出解析モデルと非線形流出解析モデルによって流出解析を行い、その適合度およびモデルパラメーターの値によって非線形性を判断する。また、むだ時間を考慮した流出解析を行い、非線形性との関連について考察する。線形流出モデルとしては、第2章・2.7節で展開した、減水曲線からモデルパラメーターを決定する直列2段線形貯水池モデルによった。説明のため解析モデルを式(5-4)に再記する。

$$\begin{aligned} K_1 K_2 \frac{d^2 q}{dt^2} + (K_1 + K_2) \frac{dq}{dt} + q &= 0 & (5-4) \\ q &= C_1 \exp(-\lambda_1 t) - C_2 \exp(-\lambda_2 t) \\ C_1 &= \frac{r_0 \lambda_2}{\lambda_2 - \lambda_1} \{1 - \exp(-\lambda_1 t_r)\} \\ C_2 &= \frac{r_0 \lambda_1}{\lambda_2 - \lambda_1} \{1 - \exp(-\lambda_2 t_r)\} \end{aligned}$$

ここに、 r_0 : 降雨強度、 t_r : 降雨継続時間、 λ_i : K_i の逆数で減水曲線の減水率を表す。

計算の対象とした出水は、1988年6月9日の降雨によるもので、総雨量172mmである。なお、直接流出量は従来と同じ方法により、有効降雨はハイドログラフ立ち上がり時刻以前の降雨を初期損失とし、以降の降雨に一律に流出率を乗じて求めた。ここで、流出率は $f = 0.338$ である。図-5・9は片対数紙上に q をプロットしたもので、この情報によりモデルパラメーターが $C_1 = 34.38$ 、 $C_2 = 14.99$ 、 $K_1 = 15.47$ 、 $K_2 = 9.51$ と同定できた。このモデルによる再現計算を図-5・10に示す。線形計算ではこの流出を再現できず、非線形効果が強いことがわかる。

次に、非線形流出解析モデルとして、木村の貯留関数法を採用し再現計算を

行った。このモデルは次式で示される。

$$\begin{aligned} S_t &= KQ^p & (5-5) \\ \frac{dS_t}{dt} &= r - Q_t & Q_t(t) = Q(t + T_t) \end{aligned}$$

ここに、 S_t ：見かけの貯留量、 Q_t ：遅れ時間 T_t を考慮した流量、 $K \cdot p$ ：定数である。

ここで、直接流出量は前述の方法で、有効降雨は平均流入係数法による方法を採用した。図-5・11は、 $S \sim Q$ カーブのループが解消されるように T_t を決定したもので、 $p = 0.316$ 、 $K = 90$ 、 $T_t = 5 \text{ hr}$ である。この貯留関数により流出を再現したものを図-5・12に示す。図-5・10と比較して再現精度が向上しているのがわかる。 $p = 1.0$ で線形であるので $p = 0.316$ は非線形性が強いことを表している。遅れ時間も流域面積の割には 5 hr と非常に大きくなっているのが特徴である。

上述の線形モデルにむだ時間を考慮した流出解析⁹⁾を行った。結果を図-5・13、図-5・14に示す。図-5・13の流出は1988年9月11日から、図-5・14は1989年6月15日からの降雨によるものである。総有効雨量はそれぞれ、 24.9 mm 、 21.3 mm である。再現性が改善されているのがわかる。むだ時間は 10.34 hr 、 15.56 hr と非常に大きくなっており、以前に解析した鶴川では、流域面積 1280.0 km^2 で最大むだ時間は 7 hr 程度であり、これと比較してもこの流域は出水が非常に遅れる特性を持つことがわかる。また、線形流出解析モデルにむだ時間を考慮することによって再現性が向上したことは、非線形要素としてむだ時間が大きく関与していることは明らかである。

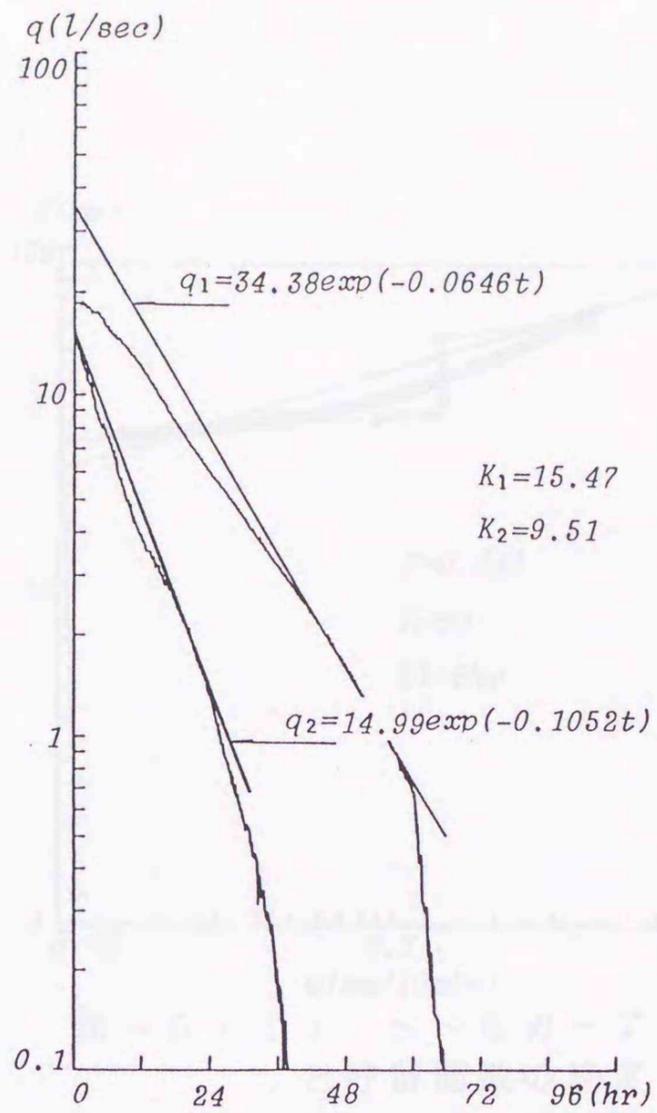


図 - 5・9 減水曲線

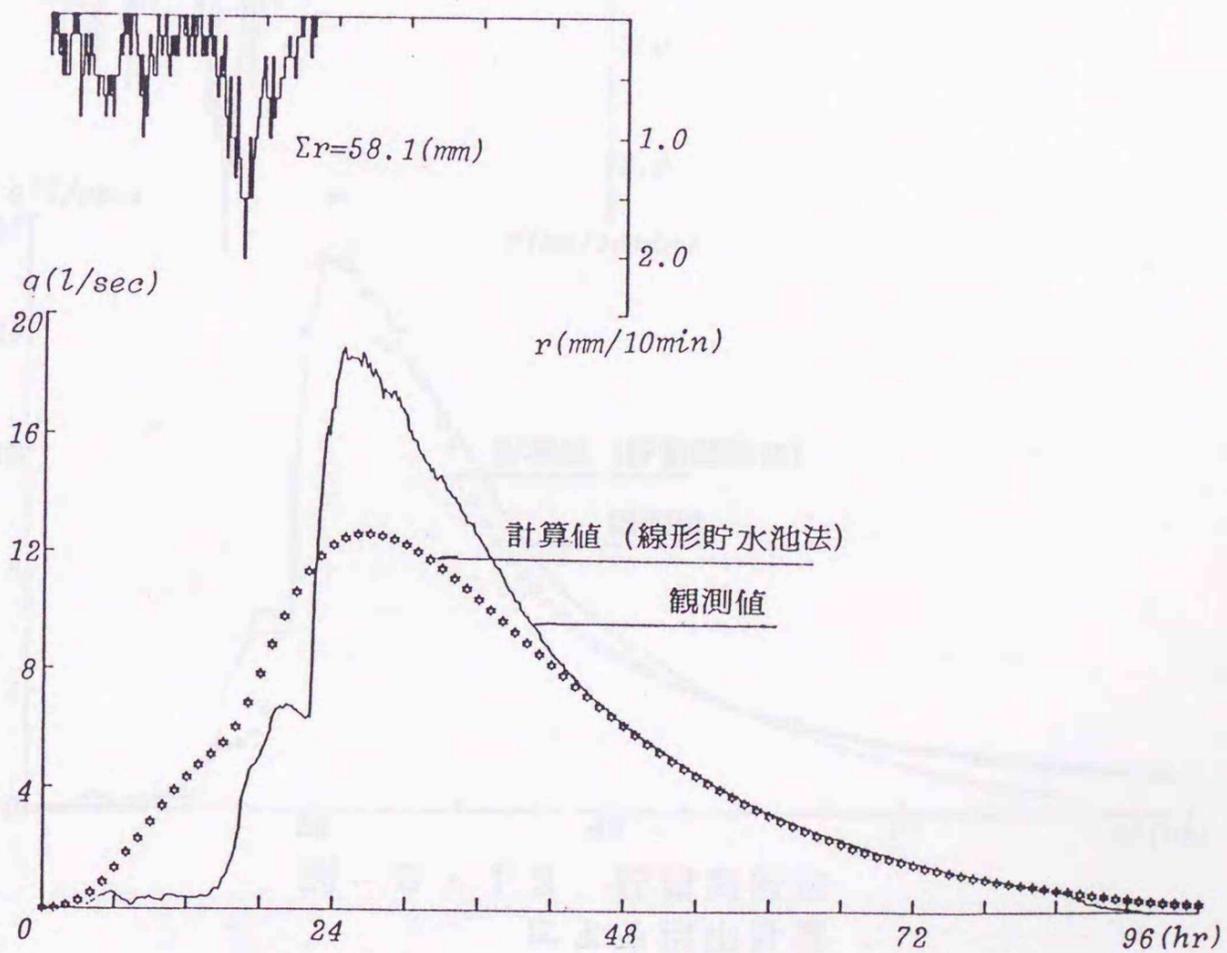


図 - 5・10 線形貯水池法による流出計算

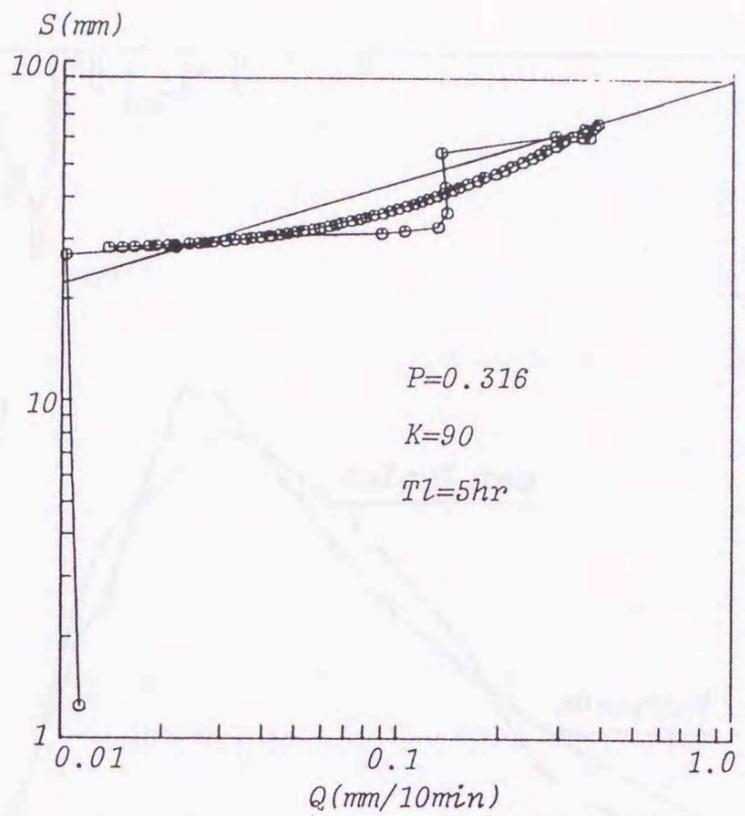


図-5・11 S~Qカーブと貯留関数の決定

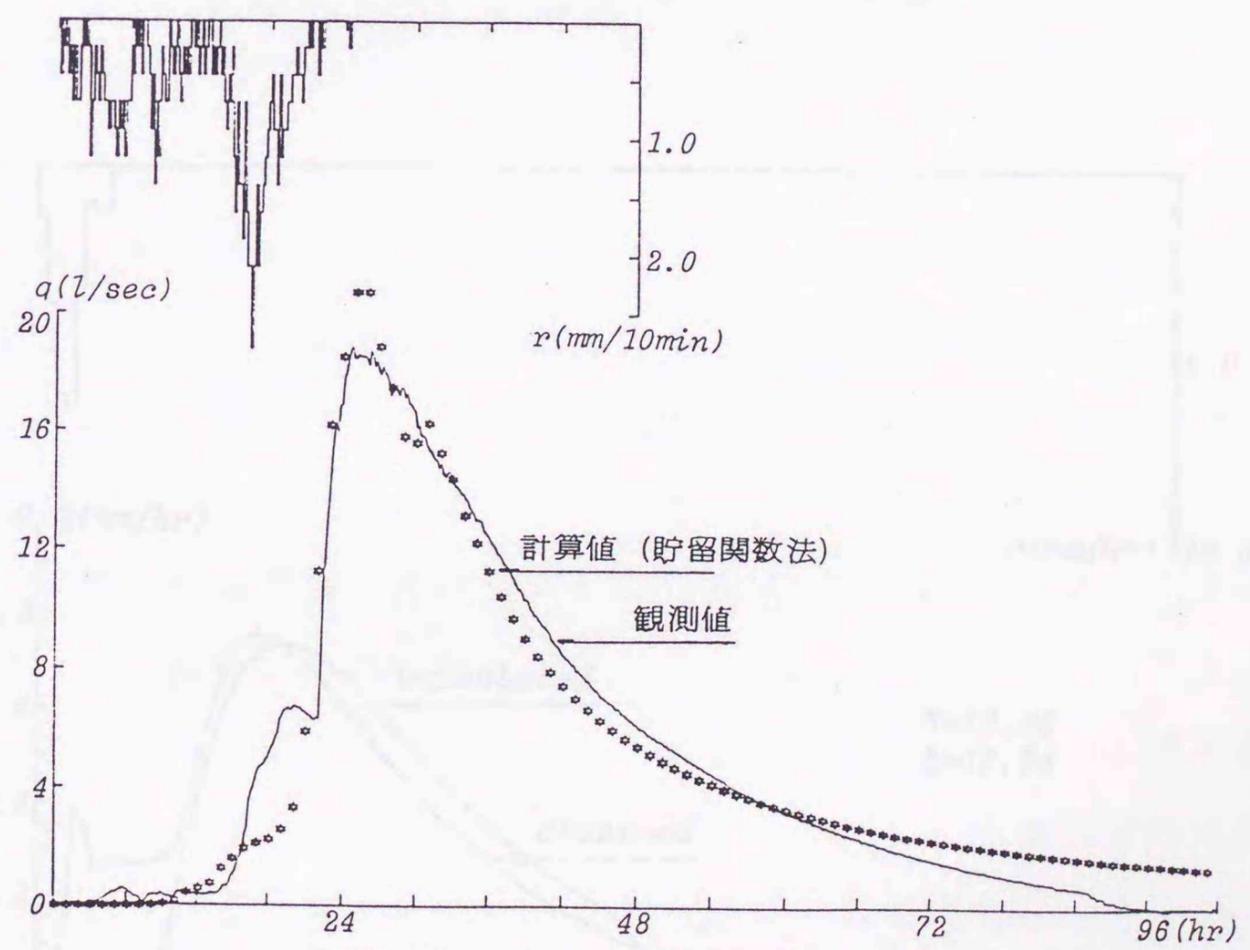


図-5・12 貯留関数法による流出計算

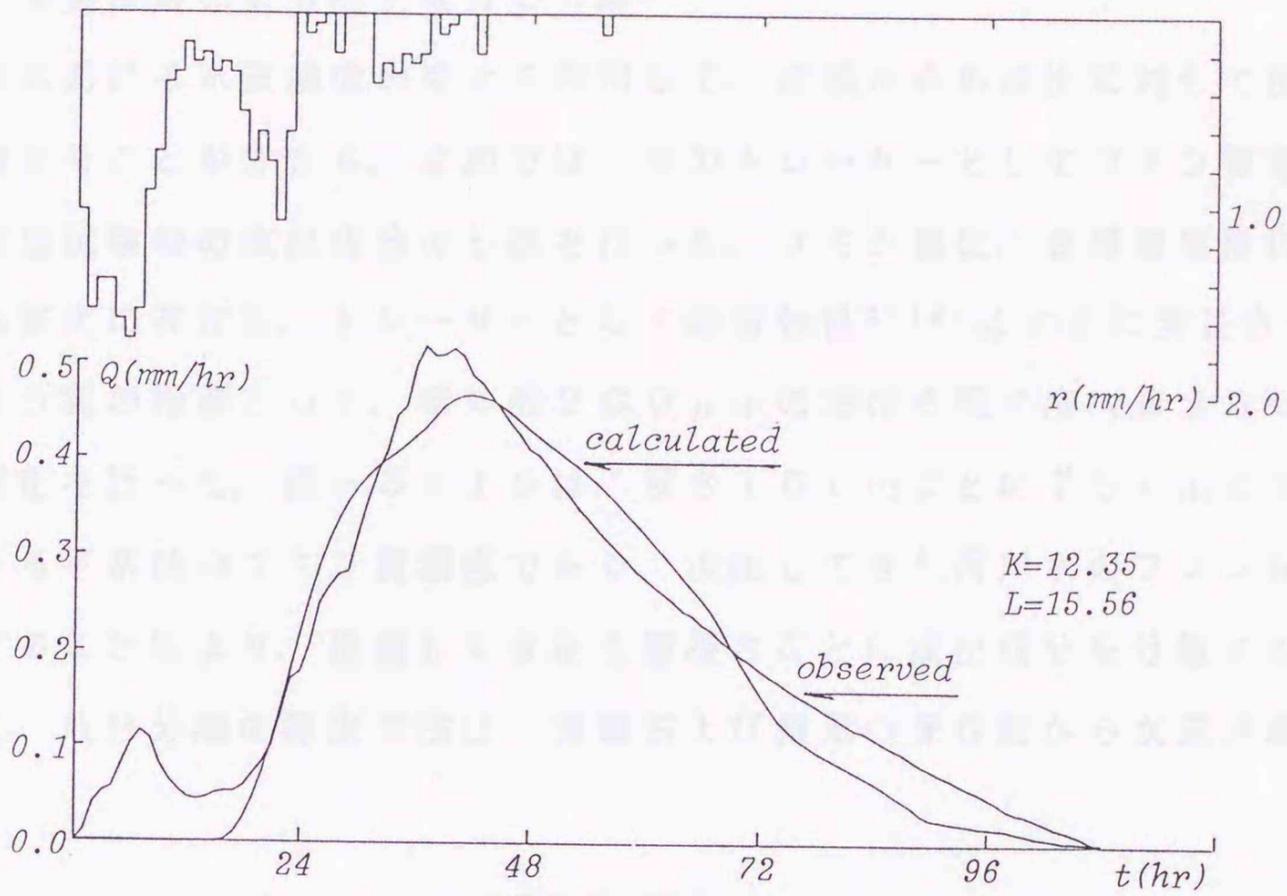


図 - 5・13 むだ時間を考慮した流出計算

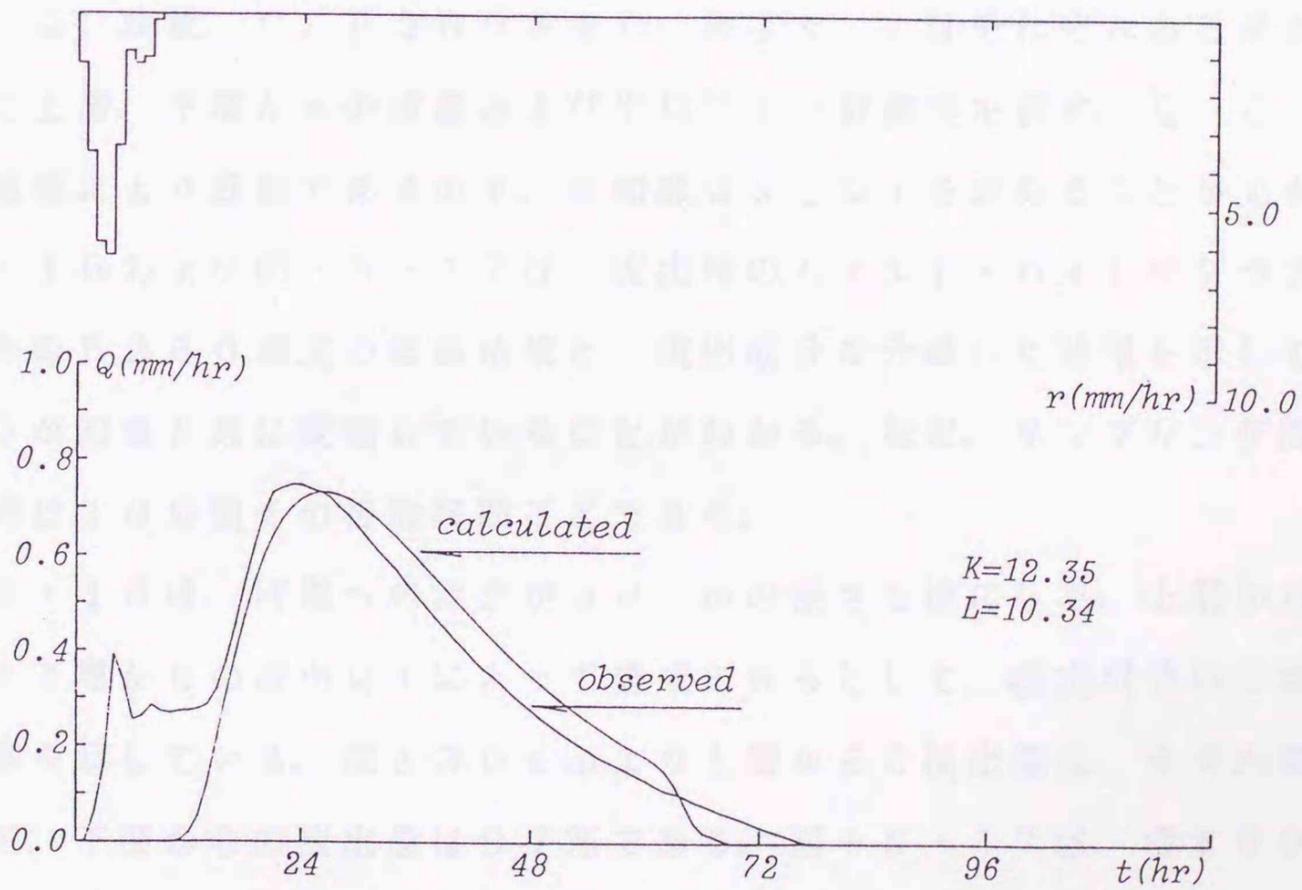


図 - 5・14 むだ時間を考慮した流出計算

5. 6 水質情報による流出成分の分離¹⁰⁾

出水時における水質濃度の変化を利用して、流域からの流出に対して流出成分を分離することができる。本節では、そのトレーサーとしてフミン質を採用し、小流出試験地の流出成分の分離を行った。フミン質は、表層腐植層に豊富にしかも安定に存在し、トレーサーとしての有効性^{4) 10)}はすでに実証されている。フミン質の指標として、紫外部260nmにおける吸光度(E260)を採用し測定を行った。図-5・15は、深さ15cmごとに75cmまで5カ所における平常時のフミン質濃度であり、流出してきた河川水のフミン質濃度を測定することにより、浸透してきた土層深さごとに流出成分を分離することができる。成分分離の算出方法は、流量および質量の保存則から次式が成立する。

$$Q = Q_s + Q_i \quad (5-6)$$

$$Q \cdot C = Q_s \cdot C_s + Q_i \cdot C_i \quad (5-7)$$

ここに、 Q ：流量、 C ：E260であり、添字 s 、 i はそれぞれある深さを基準にして上層、下層からの流量および平均フミン質濃度を表す。 Q 、 C 、 C_s 、 C_i は観測により既知であるので、未知数 Q_s と Q_i を求めることができる。図-5・16および図-5・17は、流出時のハイエト・ハイドログラフおよび河川水のE260濃度の観測結果と、流出成分を分離した結果を示している。E260が流量と共に変動していることがわかる。なお、サンプリング間隔は、流出初期は10分間その後数時間ごとである。

図-5・16は、河道への流出が30cmの深さを境にして、上層からの流出 Q_s と下層からの流出 Q_i によって構成されるとして、流出成分の分離を行った結果を示している。深さ30cmより上層からの流出量は、全流出量に対して3%、下層からの流出量は97%である。図-5・17は、深さ50cm

を境にした場合の Q_s と Q_i である。同様に、上層からの流出量は 10%、下層からの流出量は 90% である。この結果、この流域の流出はほとんどが 50 cm よりも深い土中へ一度浸透してから浸出してきたものであることがわかる。また、流出初期の第 1 ピークは、深さ 30 cm から 50 cm の層からの流出によって構成されている。なお、50 cm の深さは、図 - 4・4 において、 A_0 層と A_1 層の境の平均深度になっている。これらの結果は、前章および前節で考察した流出特性と一致するものである。

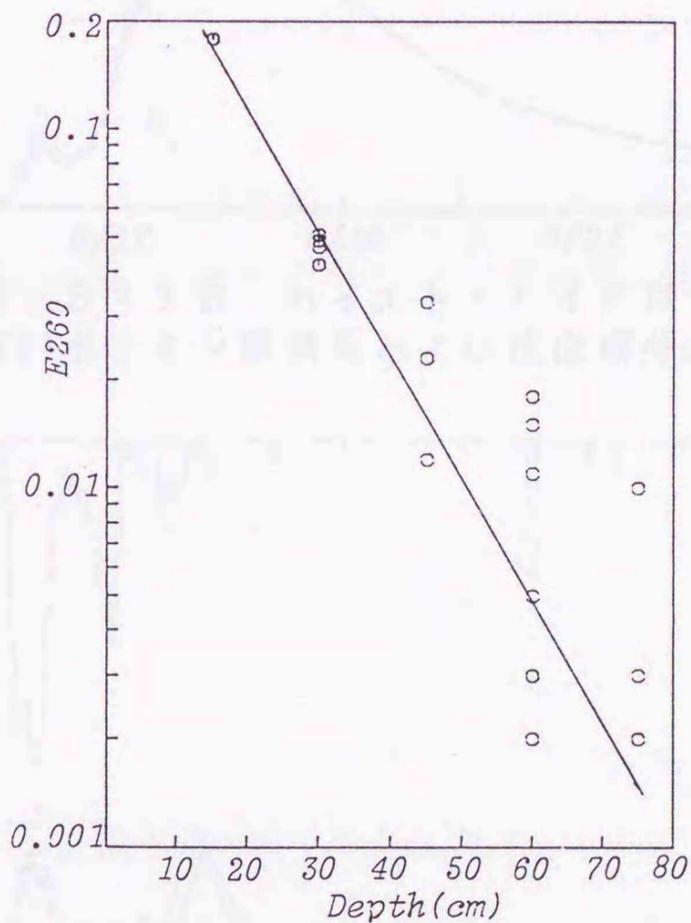


図 - 5・15
深さごとのフミン質濃度

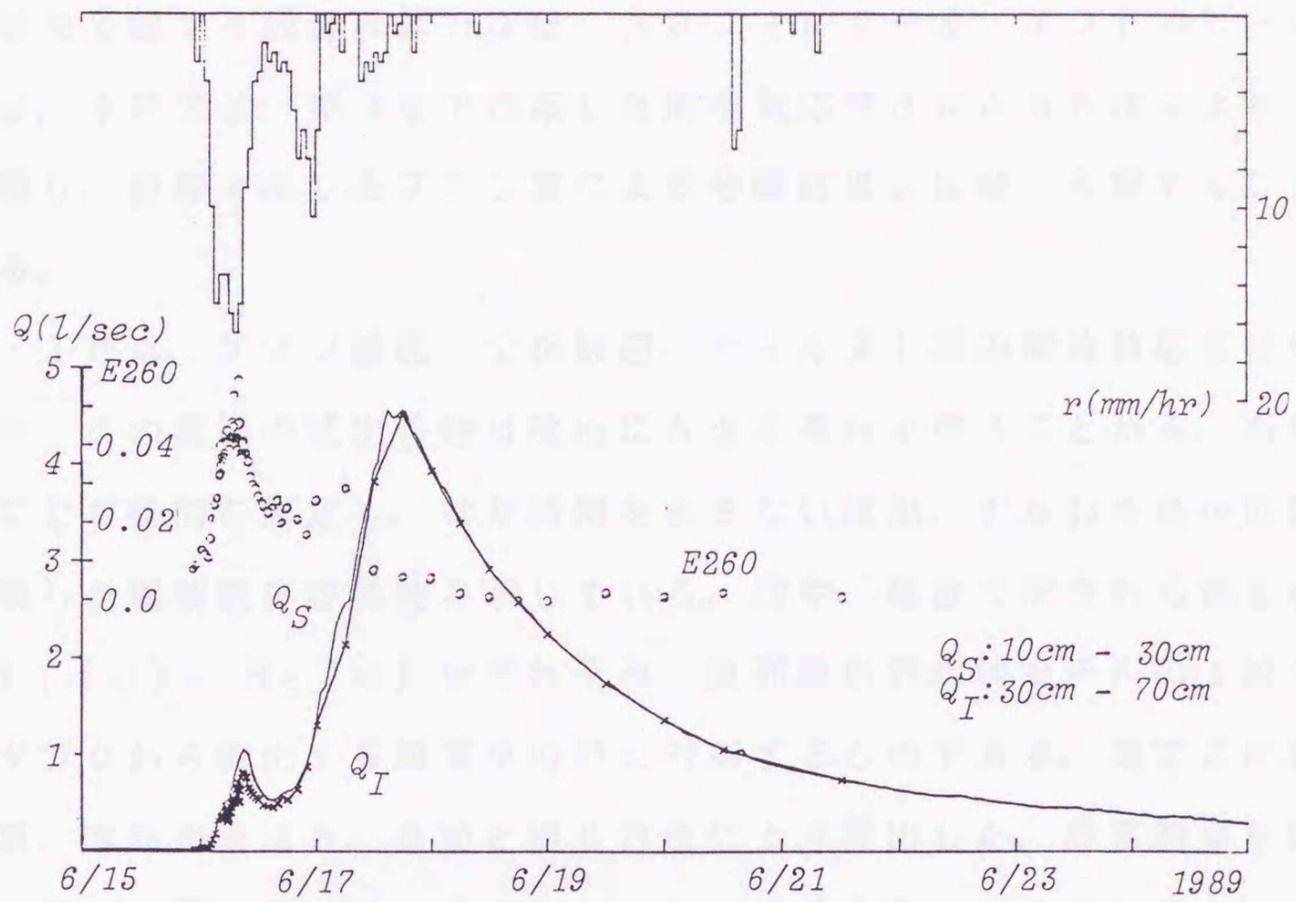


図-5・16 ハイエト・ハイドログラフと
 河川水フミン質濃度および流出成分分離結果(30cm)

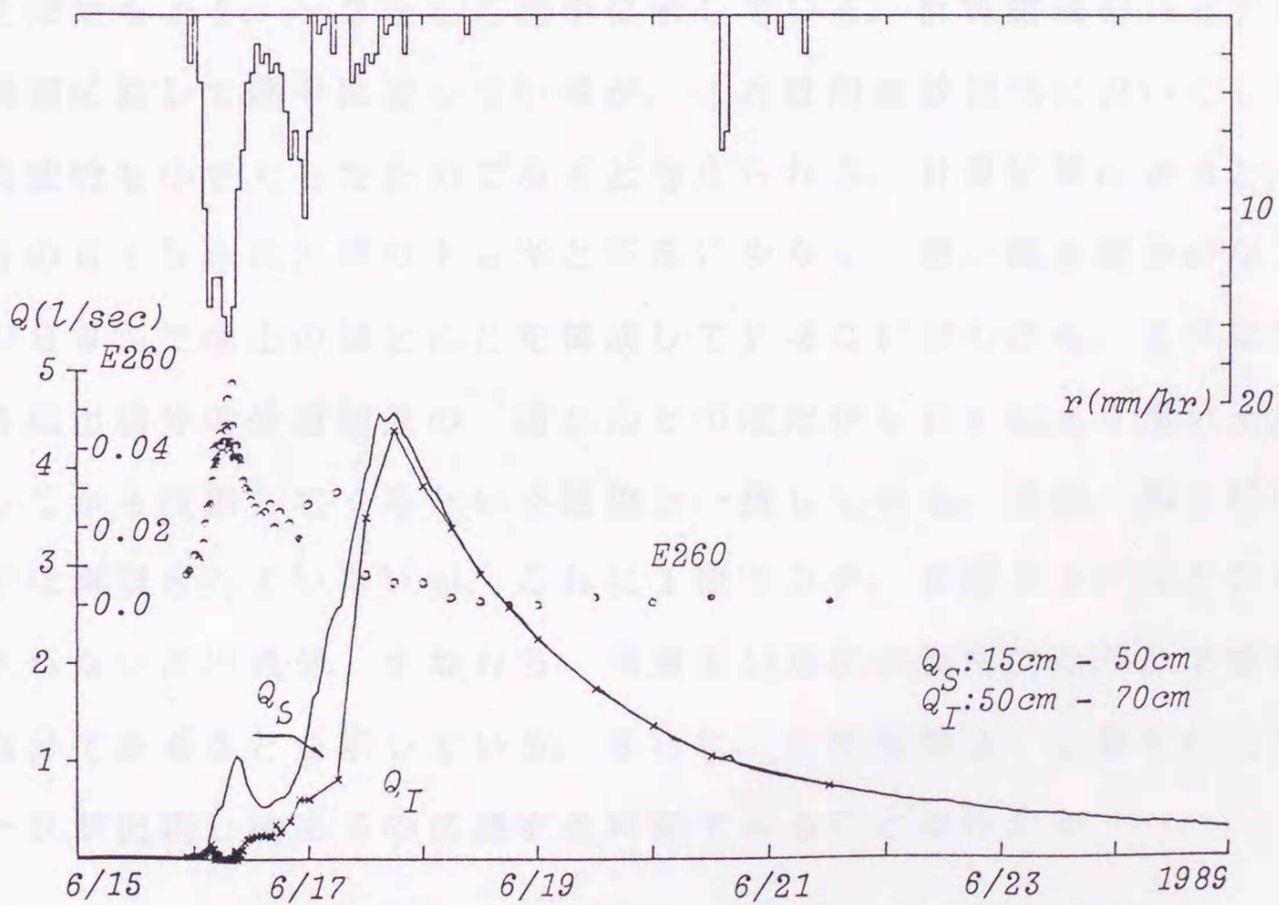


図-5・17 ハイエト・ハイドログラフと
 河川水フミン質濃度および流出成分分離結果(50cm)

5. 7 周波数応答法による流出成分の分離

流出成分を分離する数値計算方法は、ARフィルター法、エントロピー法などがあるが、本節では、第3章で提案した周波数応答法による方法により流出成分を分離し、前節で示したフミン質による分離結果と比較、考察することを目的とする。

図-5・18は、ゲイン線図、位相線図、ナイキスト図の周波数応答特性である。なお、この流域の流出特性は流出に大きな遅れを伴うことから、周波数領域で先にむだ時間を同定し、むだ時間を含まない流出、すなわち最小位相推移系に変換した周波数応答特性を示している。図中、破線で示される推定した伝達関数 $H_1(\omega)$ 、 $H_2(\omega)$ はそれぞれ、直列線形貯水池モデルの1段タンク、2段タンクから流出する瞬間単位図に対応するものである。推定に用いた直接流出量、有効降雨は5.5節と同じ方法により算出した。計算結果を図-5・19に示す。図中の Q_1 は1段タンクからの流出量、 Q_2 は2段タンクからの流出量を示し、総流出量を Q で示している。また、 Q_1 、 Q_2 に対応する逆推定した降雨も r_1 、 r_2 として図中に示している。計算結果のハイドログラフは実測値に対して偏平になっているが、これは周波数領域においてcut-off周波数を小さくしたためであると考えられる。計算結果によると、速い流出成分の Q_1 は全流出量の12%と非常に少なく、遅い流出成分の Q_2 が全流出量の88%で流出のほとんどを構成していることがわかる。これはフミン質による流出成分の分離結果の、ほとんどの流出が50cmより深い土層に一旦浸透してから流出してくるという結論と一致している。また、第1ピークは、計算では再現されていないが、これは1段タンク、2段タンクなどのモデルに考慮されない流出成分、すなわち、河道近辺などの局所的な部分で構成される流出成分であることを示している。さらに、むだ時間は、主要な出力である第2ピークが出現し始めるのに要する時間であることがわかる。

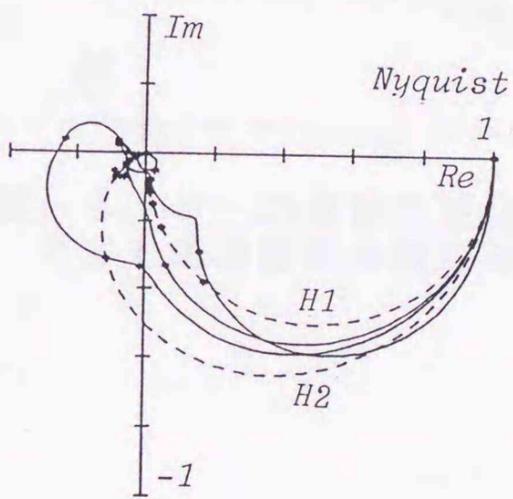
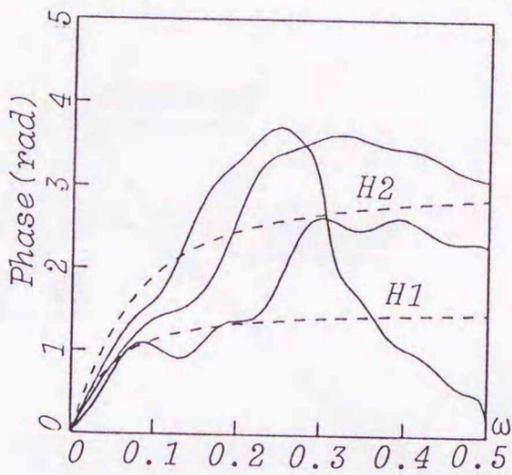
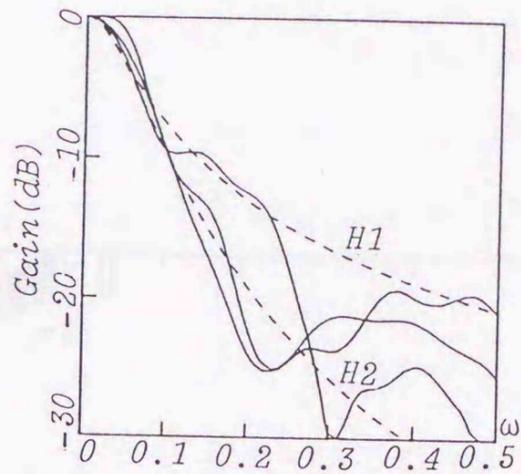


図-5・18 最小位相推移系の
周波数応答特性と推定した伝達関数

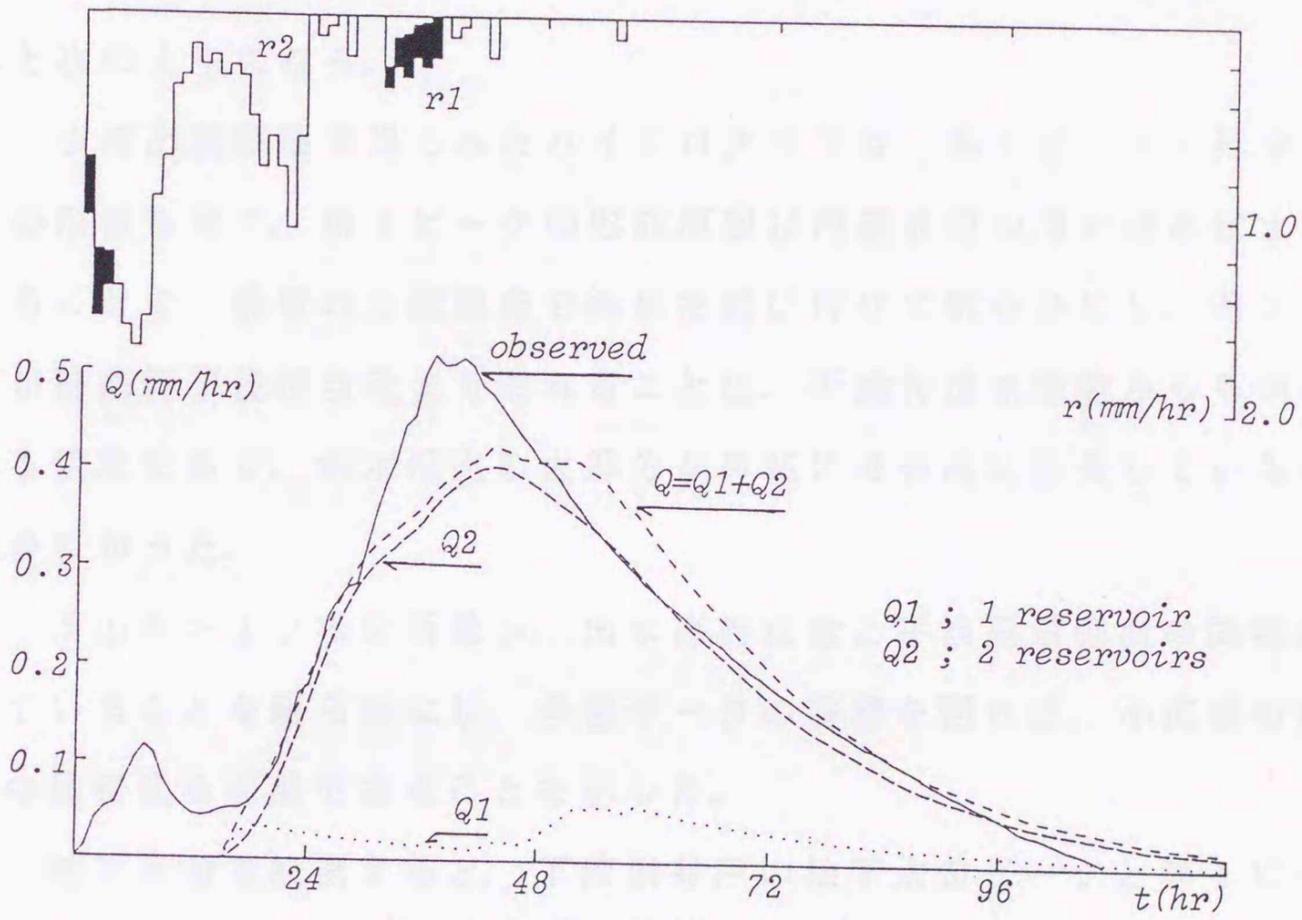


図-5.19 周波数応答法による流出成分分離結果

5. 8 結 語

以上、本章において、各種の観測結果を詳細に分析することによって、小流出試験地の流出特性を明らかにし、第2章、第3章で展開した理論を小流域に適用することによって、流出現象をより良く把握することができた。本章をまとめると次のようになる。

- (1) 小流出試験地で得られたハイドログラフは、第1ピーク・第2ピークの形状を示す。第1ピークの形成原因は河道近辺の厚い透水性土壤にあることを、前章の土質調査の結果を結び付けて明らかにし、第2ピークが降雨終了後相当後まで遅れることは、不飽和透水係数からも納得できる現象であり、洪水流出の大部分が単純に地表流に由来していないことがわかった。
- (2) 流出率および損失雨量が、出水直前流量と平均雨量強度の関数になっていることを明らかにし、今後データの蓄積を図れば、小流域の流出率の総合化も可能であることを示した。
- (3) 地下水位を観測すると、下流側井戸の地下水位ピークと第1ピークは時間的に一致しているが、上流側井戸の地下水位ピークは遅れて出現した。このことは、河道のごく近辺に降った降雨だけが速やかに流れ、しかも降雨が一度地中に浸透していることを示しており、(1)で述べた第1ピークの形成原因を確認することができた。
- (4) 流出の非線形性を非線形流出モデルにより、再現計算を行うことで判断した。また、線形モデルにむだ時間を考慮することによって再現性の向上が見られた。このことから非線形要素として、むだ時間が大きく関与していることが明らかである。
- (5) フミン質濃度を測定することによって、流出成分の分離を行った。この結果、この流域の流出は、全流出量の90%が50cmより深い土中

へ一度浸透してから流出してきたものであることがわかった。また、第1ピークは深さ30 cmから50 cmの層からの流出によって構成されていることもわかった。この結果は、今まで考察を行ってきた流出特性を裏付けるものである。

(6) 第3章で提案した周波数応答法により流出成分の分離を行った。その結果、全流出量の12%が速い流出成分である1段タンクからの流出であり、88%が遅い流出成分である2段タンクからの流出となった。これは、10%が深さ50 cmより上層からの流出、90%が下層からの流出となったフミン質による流出成分の分離結果と一致した。

(7) むだ時間を考慮して流出成分の分離を行った結果、流出におけるむだ時間の物理的な意味は、主要な出力である第2ピークが出現し始めるのに要する時間であることが明らかになった。

参考文献（第5章）

- 1) 角屋 睦：流出解析手法（その1）、農業土木学会誌、第47巻、第10号、pp. 72~73、1979
- 2) 山梨光訓：小流域の融雪流出解析、土木学会北海道支部論文報告集、第41号、pp. 205~208、1984
- 3) M.G.Sklash and R.N.Farvolden：The role of groundwater in storm runoff, J.Hydrology, Vol.43, pp.45~65, 1979
- 4) 丹保憲二・亀井翼：自然系、都市系の流出指標としての紫外部吸光度とT O C、水文・水資源学会研究発表会要旨集、pp. 180~181-2、1988
- 5) カークビー：新しい水文学、朝倉書店、1983
- 6) 嵯峨浩・藤間聡・中田朋樹：小流出試験地（室蘭）の流出解析・地下水流動について、土木学会北海道支部論文報告集、第45号、pp. 217~220、1989
- 7) 嵯峨浩・藤間聡・中田朋樹：小流出試験地（室蘭）の流出特性・流出解析、第33回水理講演会論文集、pp. 25~30、1989
- 8) 日野幹雄・長谷部正彦：流出率と湿潤指標としての洪水直前流量、土木学会論文報告集、第328号、pp. 41~46、1982
- 9) 嵯峨浩・藤間聡・中田朋樹：小流出試験地（室蘭）の流出特性・流出解析（その2）、土木学会北海道支部論文報告集、第46号、pp. 333~336、1990
- 10) 洪延芳・山田正・亀井翼・長谷川和義：宮ノ森小試験地の流出特性－E260及びEC発見成分をトレーサーとした解析－、第32回水理講演会論文集、pp. 55~58、1988

1 1) H.Saga : On the separation of components of small experimental
basin, 1990 National Conference on Hydraulic
Engineering, San Dieg, USA, 1990

第6章 降雨の確率変動成分
が流出に与える影響

第6章 降雨の確率変動成分が流出に与える影響

6.1 概説

一般的には、降雨流出系のモデル化にあたって、流出に関与する諸要素の中で重要と思われる要素のみを考慮したり、あるいはこれらの要素を単純化、理想化して取り扱う場合が多い。モデル構築の際には、これらの要素を均一として扱える範囲、すなわちスケールが重要な課題となる。しかし、これらの要素は時間的にも空間的にも変動しており、本来は決定論的というよりも確率論的に取り扱うべき性質のものであろう。このように考えると、必然的に流出量も確率論的に取り扱わねばならない。いま、流出系が微分方程式によって記述されているならば、基礎式は確率微分方程式となる。この基礎式の確率変動項を整理すると、以下のようになる。

- (1) 流出系の強制入力項である降雨量の確率変動成分
- (2) 微係数（流出モデルのパラメーター）の確率変動成分
- (3) 初期条件の確率変動成分
- (4) 境界領域が変動するとき（例えば斜面長）

流出系の駆動源が降雨であることを考えると(1)は当然である。(2)は流域の地形・地質に関係する要素からなっており、(3)は降雨開始時における流域の湿潤度などに関与する項目であり、(4)は実流域を単純化した場合などに関与する。実際には、(1)～(4)の全ての確率変動成分が、流出量の確率変動成分に関与していることになる。

基礎式が線形であれば容易に流出量の確率特性を求めることができるが、一般には流出系は非線形微分方程式で記述される場合が多い。したがって、流出量の確率変動成分には(1)～(4)の各確率変動成分のみならず、その平均値の大きさも関係することになり、容易に解を得ることができない。

いずれにしても、この種の研究は緒についたばかりで、必ずしも確定した方法があるわけでもないが、新井ら¹⁾は(2)の場合について、藤田ら²⁾は(1)の場合について、貯留関数法を用いて考察をしている。また、高棹・椎葉³⁾や藤田ら⁴⁾は、(1)の場合についてkinematic waveモデルを用いて検討している。

このように(1)～(4)の全ての確率変動成分を考慮することは現在の段階では不可能に近いと思われるが、これらの確率変動項の影響を吟味することは非常に重要であると思われる。このような見地から本章では、(1)の場合の降雨の確率変動成分に限定して解析を進める。すなわち、流出系に不規則な外乱が作用したときの確率応答を対象としていることになる。実際には、降雨量の確率変動成分の内容も多様であるが、ここでは、降雨量の確率変動成分として白色雑音を採用し、降雨量の平均・分散が共に一定の場合の流出量の確率応答を解析する。また、工学的には流出量の各種のモーメントが重要であるが、ここでは特に2次モーメントまですなわち、平均・分散を解析的に求める手法について検討する。

6. 2 基礎理論⁵⁾⁶⁾

kinematic waveモデルは、現象の物理性を考慮した流出モデルとして知られ、斜面流出問題に対してよい近似度を与える。一定勾配上のkinematic waveは、次式で与えられる。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r \quad h = \alpha \cdot q^m \quad (6-1)$$

また、式(6-2)で示される r_* 、 x_* 、 q_* 、 h_* 、 t_* の無次元化基準量を用いると、式(6-3)の無次元化された基礎式を得る。

$$r_* = \bar{r}, \quad x_* = \ell, \quad q_* = \bar{r}\ell$$

$$h_* = \alpha \bar{r}^m \ell^m, \quad t_* = \alpha \bar{r}^{m-1} \ell^m \quad (6-2)$$

$$\frac{\partial H}{\partial T} + \frac{\partial Q}{\partial X} = R \quad H = Q^m \quad (6-3)$$

ここに、 t ：時間、 x ：斜面距離、 h ：水深、 q ：流量、 r ：降雨、 m ：定数、 ℓ ：斜面長、 \bar{r} ：平均有効降雨である。なお、大文字はすべて無次元量を示し、以後の解析においてもこの表示に準じる。 m の値はマニング則の場合 $m = 0.6$ 、ダルシー則で $m = 1.0$ となることから、 $(0 < m < 1)$ の範囲をとるものとする。降雨流出系の確率変動項は、前節に示したように4通り考えられるが、本節では、降雨の確率変動成分について検討する。

式(6-3)の確率変動特性を知ろうとするとき、 m が1以外の値をとると Q^m の項の扱いが問題となる。一方、Bras⁷⁾らは、ベキ乗型の確率変数 Q^m において、 Q を正規性の雑音とするとき、式(6-4)の両辺の差の自乗平均を最小とする係数 β 、 γ を式(6-5)のように与えている。

$$Q^m = \beta \bar{Q} + \gamma \tilde{Q}$$

$$Q = \bar{Q} + \tilde{Q} \quad (6-4)$$

$$\beta = \bar{Q}^{m-1} \left\{ 1 + \frac{m(m-1)}{2} V^2 \right\}$$

$$\gamma = m \bar{Q}^{m-1} \left\{ 1 + \frac{(m-1)(m-2)}{2} V^2 \right\} \quad (6-5)$$

$$V = \frac{\sigma_Q}{\bar{Q}} \quad : \text{変動係数}$$

— は平均値、 \sim は平均値からの偏差を表し、期待値演算子を $E(\)$ とすると、降雨および流量の統計値は次のように表されたとする。

$$\begin{aligned} R &= \bar{R} + \tilde{R} & E(\bar{R}) &= \bar{R} & E(\tilde{R}) &= 0 \\ Q &= \bar{Q} + \tilde{Q} & E(\bar{Q}) &= \bar{Q} & E(\tilde{Q}) &= 0 \end{aligned} \quad (6-6)$$

式(6-4)の Q^m を式(6-3)に代入すると式(6-7)を得る。さらに、式(6-7)の期待値をとると式(6-8)、(6-9)が得られる。

$$\frac{\partial(\beta\bar{Q} + \gamma\tilde{Q})}{\partial T} + \frac{\partial(\bar{Q} + \tilde{Q})}{\partial X} = \bar{R} + \tilde{R} \quad (6-7)$$

$$\frac{\partial\beta\bar{Q}}{\partial T} + \frac{\partial\bar{Q}}{\partial X} = \bar{R} \quad (6-8)$$

$$\frac{\partial\gamma\tilde{Q}}{\partial T} + \frac{\partial\tilde{Q}}{\partial X} = \tilde{R} \quad (6-9)$$

式(6-9)の特性曲線は、式(6-10)で表される。式(6-5)に示すように、 γ は \bar{Q} と σ_0 の関数であり、 σ_0 と \tilde{Q} は $\sigma_0^2 = E(\tilde{Q}^2)$ の関数関係にあるので、 γ と \tilde{Q} は完全に独立ではない。いま、 γ と \tilde{Q} の従属性が弱いものとして、式(6-11)を初期条件0のもとに解くと、解は式(6-12)となる。

$$\frac{dT}{\gamma} = dX = \frac{d\tilde{Q}}{\tilde{R} - \tilde{Q} \frac{\partial\gamma}{\partial T}} \quad (6-10)$$

$$\frac{d\tilde{Q}}{dT} + \frac{1}{\gamma} \frac{\partial\gamma}{\partial T} \tilde{Q} = \frac{\tilde{R}}{\gamma} \quad (6-11)$$

$$\tilde{Q} = \frac{1}{\gamma} \int \tilde{R}(\tau) d\tau \quad (6-12)$$

式(6-12)を二乗して期待値をとると分散 σ_0^2 は、式(6-13)で与えられる。

$$\sigma_0^2 = \frac{1}{\gamma^2} \sigma_R^2 T \quad (6-13)$$

式(6-13)は、ハイドログラフ立ち上がり部分に対応した σ_a^2 の解析解である。定常状態の σ_a^2 は、式(6-12)から直接求めることはできないが藤田ら²⁾は式(6-1)を式(6-14)の貯留関数に変換し、式(6-15)の近似式を得ている。

$$\frac{dS}{dT} = R - Q \quad S = \frac{1}{m+1} Q^m \quad (6-14)$$

$$\sigma_a^2 = \left(\frac{0.36}{m} + 0.64 \right) \bar{R}^{1.077} \frac{1-m}{m} m^{0.985} \sigma_R^2 \quad (6-15)$$

6. 3 シミュレーション法

基礎理論の実証と確率応答のより深い理解のためにシミュレーションを行った。その方法は、降雨量 R として特定の確率構造を持つ乱数列を作成し、直接式 (6-3) を解くことにより流量系列 $Q(T)$ を得る。この流量系列を標本関数とし、総数 1000 個の標本関数に関して時刻 T ごとに分散 σ_Q^2 を得た。なお、数値計算の方法は R U H - M i n g ら⁸⁾の方法によった。

降雨は強度 $R = 3, 5$ の矩形降雨の二通り、および $m = 0.5, 0.7, 0.9$ 、降雨の分散 $\sigma_R^2 = 1.1, 1.3, 1.5$ の三通りの組合せとした。ここで、注意すべきことはシミュレーションの分散 σ_{RT}^2 は離散値であり、解析解の分散 σ_R^2 は連続値であるから、次式を考慮する必要がある。

$$\sigma_{RT}^2 = \sigma_R^2 / \Delta T \quad (6-16)$$

したがって、実際にはシミュレーションで与えた分散に ΔT を乗じた値が解析解での値に相当する。また、このことは降雨のサンプリング間隔を小さくすることによって、降雨の分散 σ_R^2 も小さくなることを示している。なお、計算は $\Delta T = 0.05$ 、 $\Delta X = 0.005$ とした。

図-6・1は $\sigma_R^2 = 1.3$ の場合の σ_Q^2 の計算結果である。破線は $R = 5$ を、実線は $R = 3$ を示している。降雨の分散が一定にも関わらず、降雨の平均値によっても σ_Q^2 は増減している。また、当然ながら非線形性が強くなると (m が小さくなると) 増加している。ここで注目すべきことは洪水到達時間直前でピークを有することである。図-6・2は $m = 0.7$ の場合の σ_R^2 の相違による σ_Q^2 を示している。また、 R の増加と σ_R^2 の増加にともなって σ_Q^2 が増加しているのがわかる。この結果から、流量の平均値の洪水到達時間直前が一番流量の確率変動が激しいということが推定される。

図-6・3は流量の分散 σ_Q^2 の解析解とシミュレーションの結果を比較したものである。計算条件は $R = 5$ 、 $\sigma_R^2 = 1.5$ 、 $\Delta T = 0.01$ 、 $\Delta X = 0$ 。

0.01である。立ち上がり部分は非常によく一致している。また、解析解は平均値の洪水到達時間で止めているが、シミュレーションのピーク値よりも過大になっている。定常状態の σ_q^2 は、式(6-15)で示される解析解が若干大きめになっている。

図-6・5は実際の降雨波形を想定して、図-6・4に示すように矩形降雨に三角形降雨をのせた場合の分散を計算したものであり、 m が小さくなると、 σ_q^2 が増加している。また、矩形降雨と同様に洪水到達時間近傍でピークを有し、その後減少している。この降雨の平均強度は4であり、分散のピークの値は矩形降雨の場合の $R=3$ と $R=5$ の中間の値をとっており、その形状もよく似ている。したがって、矩形降雨の確率変動特性であっても、実用上十分に適用し得ることを示している。実際の流出を想定して、流域面積 2 km^2 ($2\text{ km} \times 1\text{ km}$)、流出寄与斜面長 $l=100\text{ m}$ 、 $m=0.6$ 、 $\alpha=5.077$ とする。降雨量に式(6-17)で定義される $\varepsilon\%$ の誤差があり、 ε が生起し得る誤差の平均値として取り扱おうと降雨の分散は、式(6-18)で示される。

$$\varepsilon = \frac{r - \bar{r}}{\bar{r}} = \frac{\tilde{r}}{\bar{r}} \quad (6-17)$$

$$\sigma_r^2 = \varepsilon^2 \bar{r}^2 \quad (6-18)$$

この誤差が流出におよぼす影響を調べるために、式(6-15)を有次元化し σ_q を流量の偏差とすると次式で表される。

$$\sigma_q = 2\varepsilon \bar{r} l B \sqrt{\frac{0.36}{m} + 0.64} \quad (6-19)$$

ここに、 B : 河道長である。いま、 $\varepsilon=10\%$ 、 $\bar{r}=30\text{ mm/hr}$ の場合は、 $\sigma_q=0.371\text{ m}^3/\text{sec}$ となる。図-6・6はこのデータを用いたシミュレーションの結果と式(6-19)を比較したものであり、実用上十分な精度で一致している。なお、この場合、合理式によるピーク流量は $3.3\text{ m}^3/\text{sec}$ であり、その比率は約11%となる。

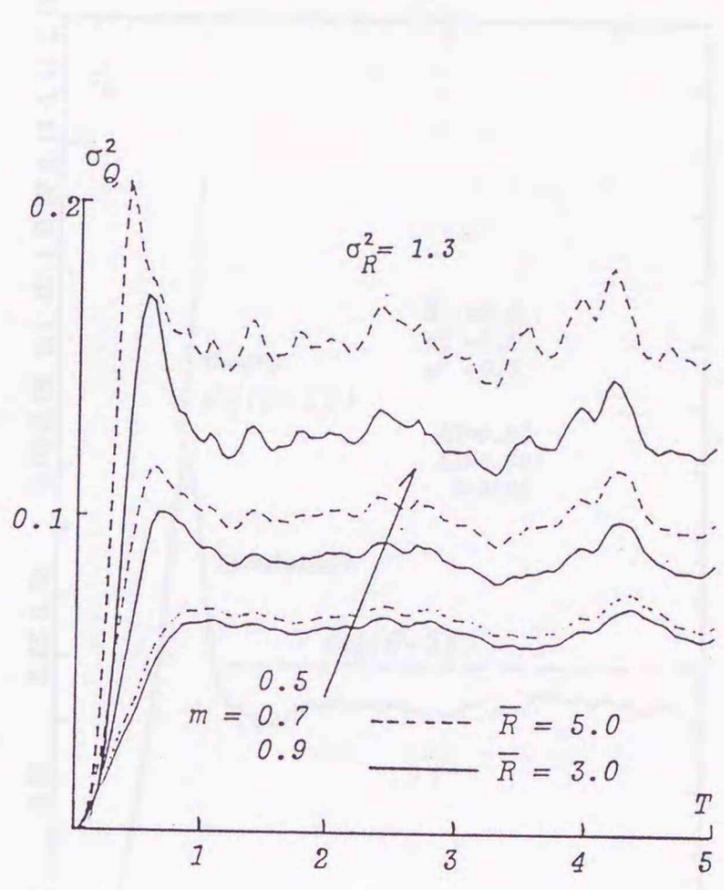


図 - 6 · 1 m と \bar{R} の違いによる σ_Q^2

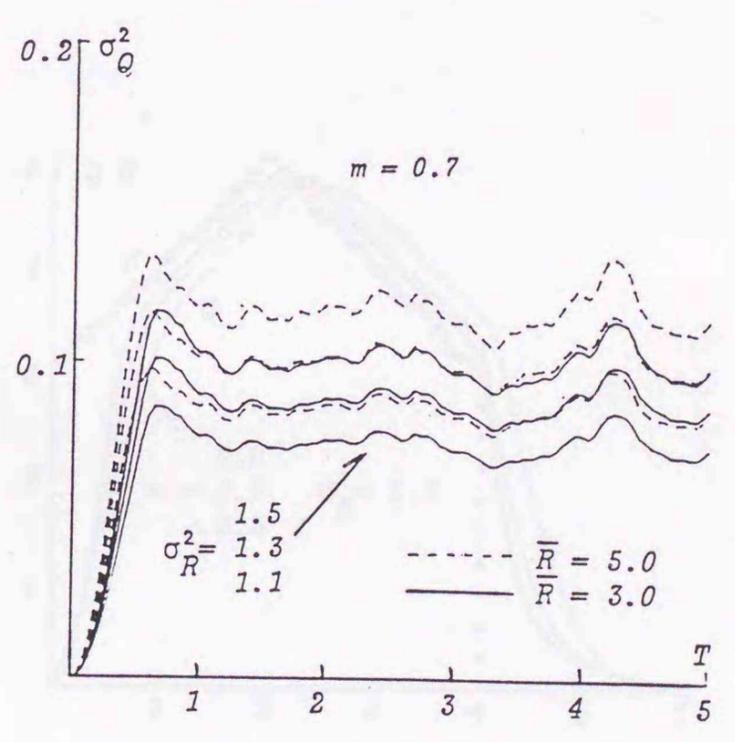


図 - 6 · 2 σ_R^2 と \bar{R} の違いによる σ_Q^2

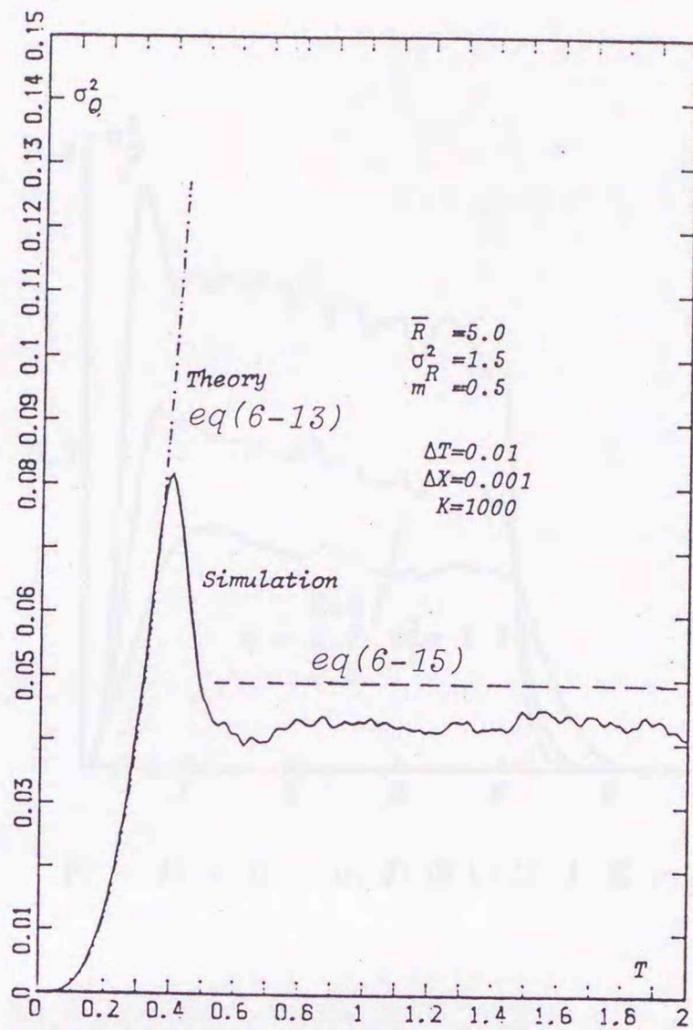


図 - 6・3 シミュレーション
の結果と解析解の比較

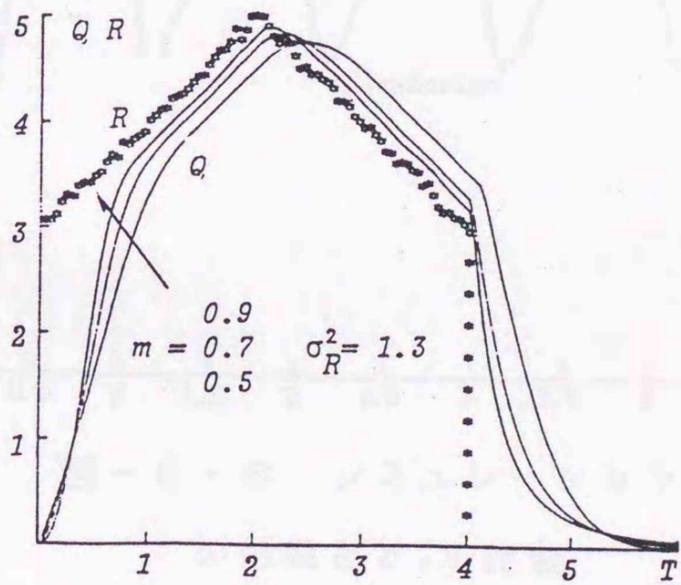


図 - 6・4 実際の降雨波形を
想定したハイエト・ハイドログラフ

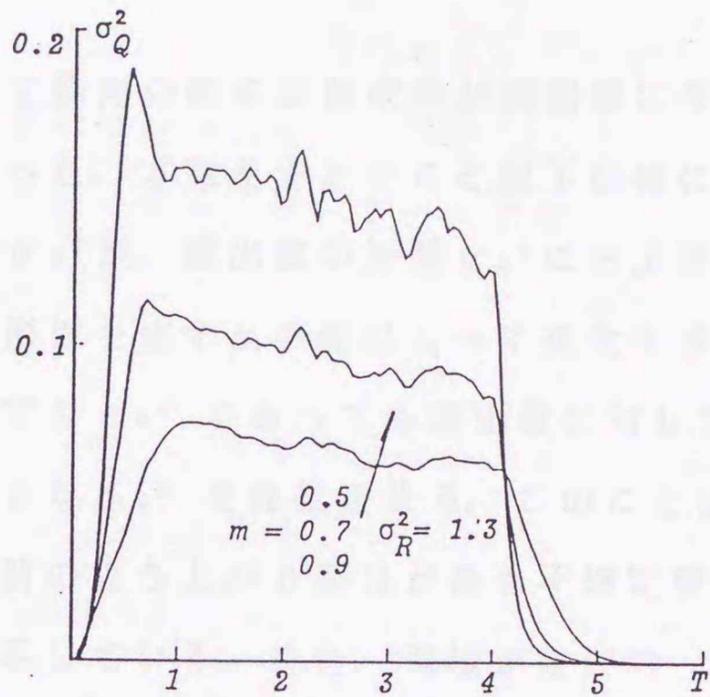


図 - 6・5 m の違いによる σ_q^2

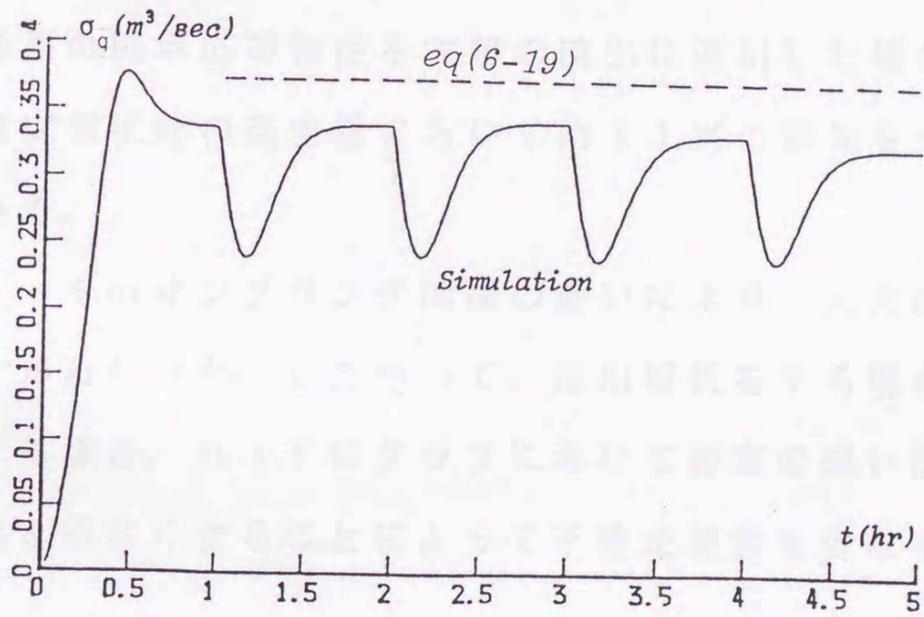


図 - 6・6 シミュレーション
の結果と σ_q の比較

6. 4 結 語

以上、本章において降雨の確率変動成分が流出量に与える影響について、その定式化と考察を行った。本章をまとめると以下の様になる。

- (1) 降雨の分散 σ_R^2 が、流出量の分散 σ_Q^2 におよぼす影響は、平均降雨強度および非線形性を表す m の値によって変化することを明らかにした。
- (2) 時間的に一定な σ_R^2 であっても流出量に対して、洪水到達時間直前において最も大きな σ_Q^2 を発生させる。このことは、実際のハイドログラフ・ピーク直前の立ち上がり部分が最も不確定要素の発現しやすい部分であることを示している。また、雨域がほぼ均一と思われる流域面積が 100 km^2 程度の流域でも降雨のパターンによって解析が困難な出水があることを示している。
- (3) 矩形降雨の確率応答は、実際の降雨波形の場合でも十分実用に適用し得ることを、シミュレーションによって確認した。
- (4) 矩形降雨の確率応答特性を実際の流出に適用した場合、降雨の 10% の誤差は定常状態の流出量において約 11% の誤差を生じることが明らかになった。
- (5) 降雨データのサンプリング間隔の違いにより、入力分散 σ_R^2 が変化することがわかった。したがって、流出解析をする場合、あるいは流出予測をする場合、ハイドログラフにおいて精度の悪い部分は、降雨データの間隔を小さくすることによって不確定要素を少なくすることができる。

参考文献（第6章）

- 1) 新井邦夫・丸井信雄：流出予測の不確定性－総合貯留関数法を例に－、
第35回年次学術講演会概要集Ⅱ、pp. 175～176、1980
- 2) 藤田睦博・山岡勳・羽山芳則：貯留関数法における確率応答に関する研究、
土木学会北海道支部論文報告集、第37号、
pp. 231～236、1980
- 3) 高棹琢馬・椎葉充晴：状態空間法による流出予測、京都大学防災研究所年
報、第23号、B-2、pp. 221～226、1980
- 4) M.Fujita, T.Michiguchi and I.Yamaoka : Stochastic response in a
non-linear runoff system, Proc. of the third international
symposium on stochastic hydraulics, Tokyo, Japan, 1980
- 5) 嵯峨 浩：降雨流出系の確率応答に関する研究、土木学会北海道支部論文
報告集、第45号、pp. 227～230、1989
- 6) 岸 力他21名：昭和63年度北海道中西部（留萌・空知地域）の豪雨災
害調査、文部省科学研究費突発災害調査研究成果、pp.
46～49、1989
- 7) Bras and Georgakakos : Real time non-linear filtering techniques
in streamflow forecasting, a stastical linearization approach,
Proc. of the third international symposium on stochastic
hydraulics, pp.95～105, Tokyo, Japan, 1980
- 8) RUH-Ming, Daryl and Michael : Nonlinear kinematic wave approxiation
for water routing, Water Resouces Reserch, Vol.11, No.2
, pp.245～252, 1975

第7章 結 論

自動制御理論では、むだ時間は非常に重要な概念で、工業プロセスではこのむだ時間が必ず存在するといっても過言ではなく、遅れとむだ時間を厳密に区別し、これらを詳細に検討している。本研究は、自動制御理論において発展した周波数応答法を、降雨-流出系に適用し、むだ時間を考慮した流出モデルの開発および流出成分の分離手法へと発展させたものである。これらの手法は、周波数領域で展開されるため、その物理的意味が曖昧な場合も少なくない。したがって、本研究では流出の物理的機構を解明することを目的としつつ、山腹斜面に小流出試験地を設置し、実際の流出現象を直接目で見てあるいは種々の観測によって、これらの手法の結果と対比することによって、その物理的意味の考察を行った。また、一般に我々が入手する降雨データは、実際には流域内で強度分布を有しているのに、平均雨量強度で流出を議論したり、流量データは水位から換算したものであることが多い。したがって、本研究で提示した手法を実流域で得られている実測資料に適用するに当たって勘案すべき事項についても検討した。特に、降雨データに変動成分を含んでいる場合に、出力に及ぼす影響について明らかにしている。第2章では、周波数応答法による遅延要素を考慮した流出解析手法について定式化と考察を行った。第3章では、周波数応答法による流出成分の分離手法を示し考察を行った。第4章では、小流出試験地の流域特性である内部構造について調査した結果を示した。第5章では、第4章で得た知見を基に、また解析的に流出特性について考察した。第6章では、降雨の確率変動成分が流出量に及ぼす影響について解析的に評価した。以下、各章ごとに本研究で得られた成果を述べる。

第2章では、むだ時間の概念と特性を明らかにするとともに、むだ時間を無理なく導入できる周波数応答法で、タンク時定数とむだ時間を同定する手法を

示し、流出解析モデルを提示した。この手法を多くの出水例に適用した結果、同一流域であってもタンク時定数とむだ時間が変動した。この変動特性を検討することで、これら二つの要素と流域面積、および降雨開始時の降雨強度との関連を明らかにし、今後、このモデルの総合化の可能性を示した。また、本手法の適用範囲はピーク流量時の比流量が $1 \text{ (m}^3/\text{sec/km}^2)$ 以下の流出であることを明らかにした。同じ出水を本手法の1段タンクと2段タンクモデルで再現できた。このことから、高次の遅れ系を見かけのむだ時間と低次の遅れ系で近似できることが明らかになった。本手法のモデルパラメーターは、周波数領域で同定されるが、減水曲線から求めたモデルパラメーターと比較することで本手法の妥当性を確認できた。さらに、2次遅れ系にむだ時間を考慮することで、普遍性のモデルを構築できることを明らかにした。

第3章では、日野らの降雨の非線形分離則に立脚して、周波数応答法による流出成分の分離手法を提示するとともに、基礎理論の実証のためシミュレーションを行い、成分分離の可能性を確認した。本手法によって得られる単位図は周波数領域から機械的に変換したものであり、その物理的意味は不明であるが、本手法と手法を異にするエントロピー法との比較により、その物理的意味を明らかにした。

第4章では、山腹斜面に設置された小流出試験地の流域の踏査結果および内部構造の調査結果を報告している。この結果、小流出試験地は帯水層が非常に厚く、保水性が高いことが明らかになった。また、土中水の挙動を議論する場合に必要な土壌水分特性曲線、不飽和透水係数の測定結果についても述べている。

流域の物理的な特性を示すパラメーターを含む *k i n e m a t i c w a v e* 式を貯留関数に変換し、これを基礎式としてシミュレーションを行い非線形性が増加する場合の流出特性の変動を明らかにした。また、周波数応答特性が

どの様に変化するのかも明らかにしている。

これらの知見は、次章における流出特性の考察に重要な示唆を与えるものである。

第5章では、降雨流出現象を”率”と”量”の見方である流出率と損失雨量で捉えると、いずれも出水直前流量と平均雨量強度に大きく影響されることが明らかになり、小流域における流出率の総合化も可能であることを示した。ハイドログラフの典型的なパターンである第1ピーク、第2ピークの形成原因について考察を行った。第1ピークは河道近辺の厚い透水性土壌にあることを前章の調査結果を結び付けて明らかにし、第2ピークが降雨終了後相当後まで遅れることは、洪水流出の大部分が単純に地表流に由来していないということを明らかにした。これらピークの形成原因を多方面から検討した。すなわち地下水位観測の結果、河道に近い井戸の水位が、河道から遠い井戸よりも早くピークが出現し、これらの形成原因を裏付ける結果を得た。また、フミン質をトレーサーとして流出成分の分離を行った。その結果、第1ピークは深さ30cm～50cmの層からの流出によって構成され、第2ピークは深さ50cmより深い層からの流出によって構成されていることが明らかになった。これは前述の結果と一致するものである。また、第3章で提示した方法により流出成分の分離を行い、これらの結果と比較を行った。この結果、この手法による1段タンクからの流出は深さ50cmより浅い層からの流出、2段タンクからの流出は深さ50cmより深い層からの流出と一致することが明らかになった。むだ時間を対比して考察した結果、むだ時間は主要な出力である第2ピークが出現し始めるまでの時間であることがわかり、流出現象における物理的意味を明らかにすることができた。

第6章では、降雨の分散が流出量の分散におよぼす影響を検討し、平均降雨強度および流出の非線形性によって流出量の分散が変化することを明らかにし

た。また、時間的に一定な降雨の分散であっても、ハイドログラフピーク直前の立ち上がり部分が、最も不確定要素の発現しやすい部分であることが明らかになった。さらに、降雨の誤差が流出量に与える誤差を定量的に把握するとともに、流出解析をする場合あるいは流出予測をする場合、ハイドログラフにおいて精度の悪い部分は、降雨データの間隔を小さく与えることによって、不確定要素を少なくすることを明らかにした。

以上、本研究は流出現象にむだ時間という新しい概念を導入するとともに、流出成分の分離手法を示し、小流出試験地の水文観測結果と補完し合って、提示した手法の物理的意味や流出の物理機構を明らかにした。しかし、小流域から大流域に至る全ての流出現象を把握することは、現在の段階では水文学における永遠の課題であろう。本研究では、これら空間的なスケールの橋わたしを解明することが今後の大きな課題であろうし、時間的あるいは数学的解析スケールなど、他のスケール間の関連を明らかにすることが、今後、本研究が進むべき道と考えられる。

謝 辭

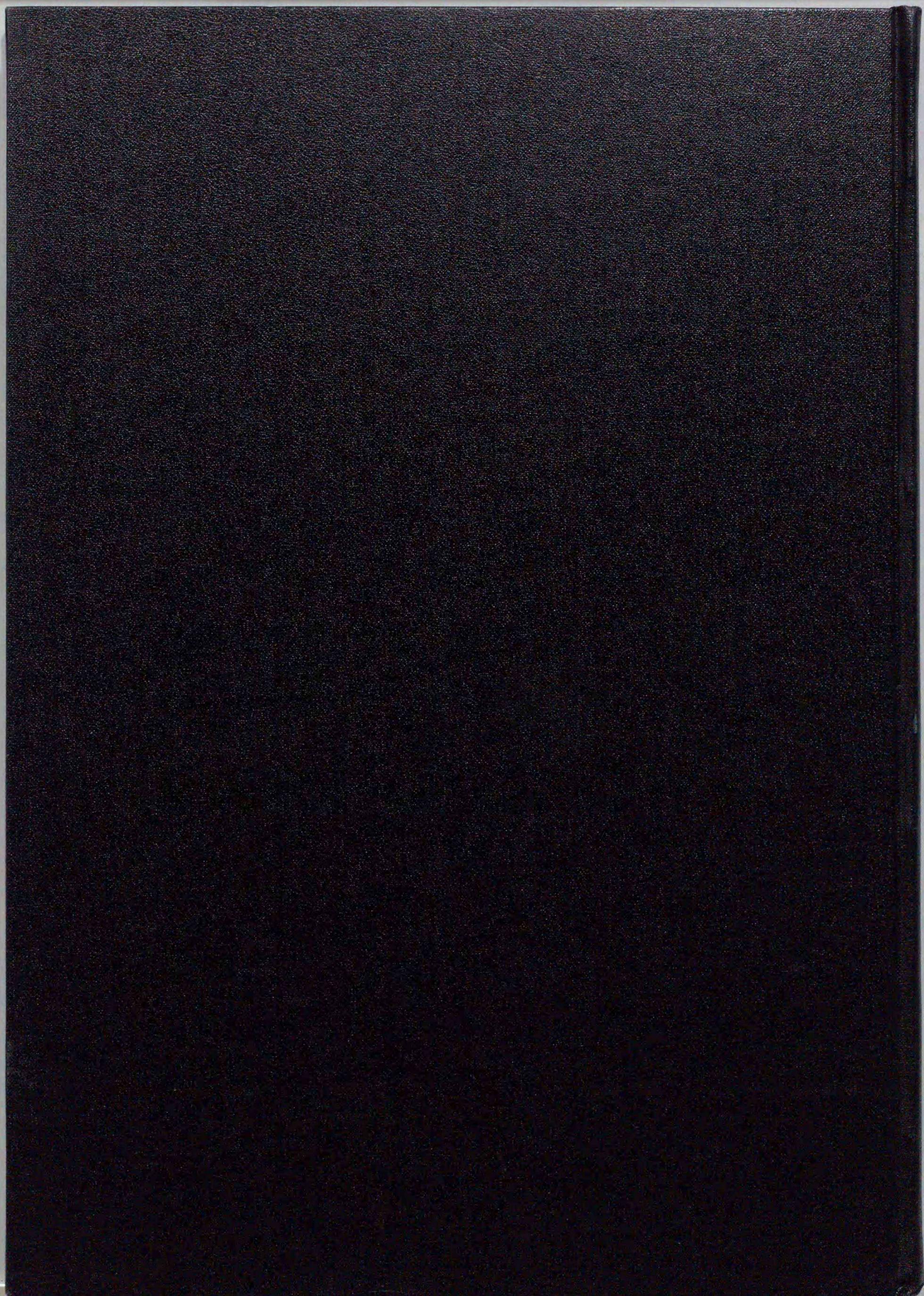
謝 辞

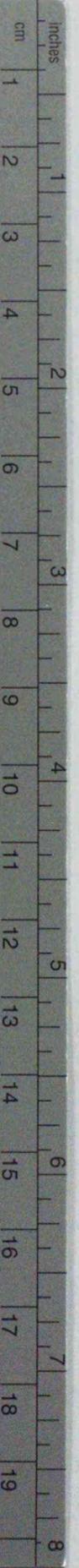
本研究を遂行するにあたって終始変わらぬ御指導と御鞭撻を賜ると共に、北海道大学大学院在学中から公私にわたり、一方ならぬ御指導を賜りました北海道大学工学部土木工学科教授・藤田睦博先生に深く感謝し、心より御礼申し上げます。

本研究は、筆者が昭和57年10月に苫小牧工業高等専門学校土木工学科に勤務してから約8年間研究した結果である。この間、室蘭工業大学土木工学科助教授・藤間聡先生には本研究に対して有用な示唆と激励を戴きました。また、北海道大学工学部土木工学科助教授・山田正先生には常に適切な水文学の御教授を戴きました。ここに、両先生の御指導に対して謹んで感謝の意を表します。また、苫小牧工業高等専門学校土木工学科教授・秋野隆英先生には多くの御助言を戴きました。厚く御礼申し上げます。

さらに、本研究に対して貴重なコメントを戴きました北海道大学工学部土木工学科教授・板倉忠興先生、佐伯浩先生、ならびに低温科学研究所教授・小林大二先生に対しても心から感謝の意を表します。

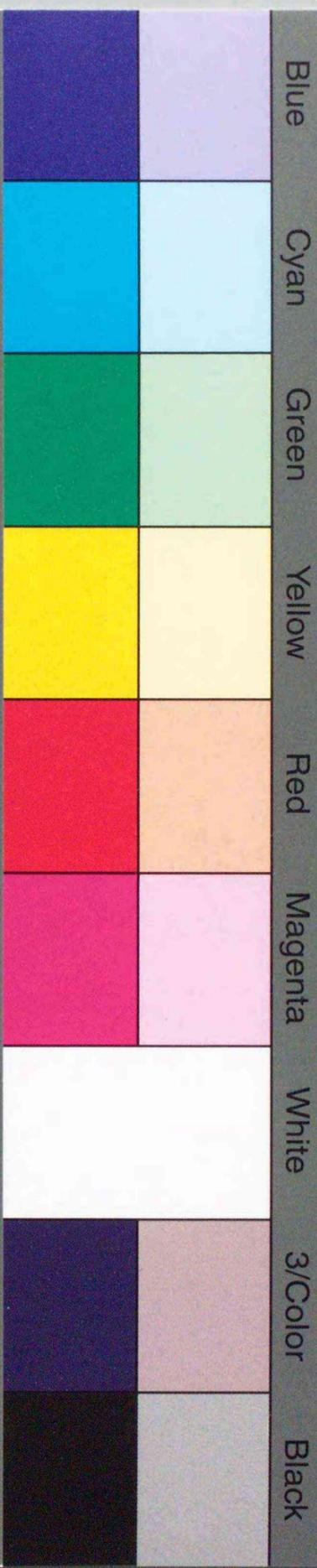
最後に、北海道大学工学部土木工学科防災工学講座ならびに苫小牧工業高等専門学校土木工学科の皆様からは常に暖かい御協力を戴いたことにも感謝の意を表し御礼申し上げます。





Kodak Color Control Patches

© Kodak, 2007 TM: Kodak



Kodak Gray Scale



© Kodak, 2007 TM: Kodak

A 1 2 3 4 5 6 **M** 8 9 10 11 12 13 14 15 **B** 17 18 19

