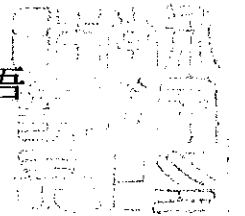


府日学第1983号
平成23年9月1日

国土交通省水管理・国土保全局長
関 克 己 殿

日本学術会議会長
廣渡 清吾



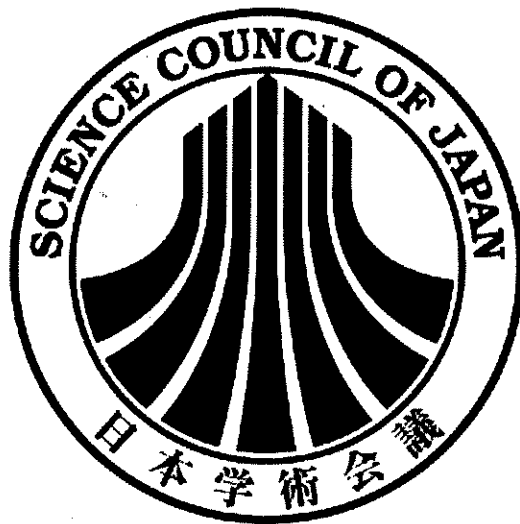
河川流出モデル・基本高水の検証に関する学術的な評価について（回答）

平成23年1月13日付け国河計調第22号で審議依頼のありました標記の件について、別添のとおりとりまとめましたので回答します。

今回の回答を、今後の河川行政に役立てていただくことを念願いたします。

回 答

河川流出モデル・基本高水の検証に関する
学術的な評価



平成23年（2011年）9月1日

日 本 学 術 会 議

この回答は、日本学術会議土木工学・建築学委員会河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会が中心となり審議を行ったものである。

日本学術会議土木工学・建築学委員会 河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会

委員長	小池 俊雄	(連携会員)	東京大学大学院工学系研究科社会基盤工学専攻教授
副委員長	椎葉 充晴	(特任連携会員)	京都大学大学院工学研究科土木システム工学専攻教授
幹事	窪田 順平	(特任連携会員)	大学共同利用機関法人人間文化研究機構総合地球環境学研究所准教授
幹事	立川 康人	(特任連携会員)	京都大学大学院工学研究科社会基盤工学専攻水文・水資源学分野准教授
	池田 駿介	(第三部会員)	東京工業大学名誉教授
	沖 大幹	(連携会員)	東京大学生産技術研究所教授
	小松 利光	(連携会員)	九州大学大学院工学研究院環境都市部門教授
	寶 馨	(連携会員)	京都大学防災研究所教授
	鬼頭 昭雄	(特任連携会員)	気象庁気象研究所 気候研究部長
	田中丸 治哉	(特任連携会員)	神戸大学大学院農学研究科食料共生システム学専攻教授
	谷 誠	(特任連携会員)	京都大学大学院農学研究科森林水文学分野教授
	守田 優	(特任連携会員)	芝浦工業工学部土木工学科大学教授

要 旨

1 作成の背景

平成 23 年 1 月、日本学術会議は、国土交通省河川局長から日本学術会議会長宛に、以下のような内容の「河川流出モデル・基本高水の検証に関する学術的な評価について」と題する依頼を受けた。

河川法においては、長期的な河川整備の方針として、洪水防御に関する計画の基本となる洪水である基本高水等を定めた河川整備基本方針を策定している。しかしながら利根川水系においては、平成 17 年度の河川整備基本方針策定時に飽和雨量などの定数に関して十分な検証が行われていなかったこと等から、国土交通省は自らデータを点検・整理し、現行の流出解析手法の問題点を整理し、新たな河川流出モデルを構築して基本高水を検証することとした。その際には、学術的な観点からの客観的・中立的な評価が重要であることから、国土交通省は、第三者的で独立性の高い学術的な機関日本学術会議に対し、「利根川水系における河川流出モデル・基本高水の設定手法の検証に関する学術的な観点からの評価」を依頼した。

2 審議の経過

国土交通省よりの依頼を受け、日本学術会議では、土木工学・建築学委員会の下に設置されている河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会（以下、「分科会」という。）において検討を行うこととした。分科会は、「既存の河川流出計算モデルの課題整理と新たに構築されているモデルの評価」および「過去の雨量・洪水実績など、計画の前提となっているデータ、及び基本高水等について妥当性の評価」を審議の目的としている。

分科会で審議を開始したものの、利根川水系の現行の基本高水の算定に関して、その背景・経緯の記録が国土交通省に残っておらず、また同省より十分な説明を得ることができず、科学的な追検証の可能性が担保されていないことが判明した。さらに、利根川水系の現行の基本高水の算定に用いられた洪水時のハイドログラフの一部が変更となったが、その理由についても不明であった。このように、現行の計画に用いられた貯留関数モデル（以下、「現行モデル」という。）に関しては科学的な追検証がほとんどできない状態にあることが判明したため、分科会では下記の 3 つの方針を定め、以降、これに基づいて貯留関数法による新たな流出計算モデル（以下、「新モデル」という。）の検証に分科会の審議の焦点を移すこととした。

- 1) 利根川水系で用いられている貯留関数法の位置づけとその詳細を検討し、利用可能なデータを吟味した上で、新モデルの構築における留意事項を国土交通省に提示する。
- 2) この留意事項に沿って国土交通省によって構築された新モデルに対して、分科会が評価軸を設定し、それぞれの軸に沿って新モデルを評価する。
- 3) 京都大学および東京大学が有する 2 つの異なる連続時間分布型モデルを、近年の観測データを用いてそれぞれキャリブレーションした上で、両モデルを用いて、モデ

ルの構造やパラメータを変えないこと、同じモデルで長期の適用が可能であるかどうか検討するとともに、昭和 22 年の洪水流量の推定幅を推定して新モデルの結果と比較する。

なお審議の過程で、国土交通省より現行モデルのプログラムソースコードが提供されたため、分科会では、まず独自にその内容を既往文献と比較して基礎方程式を推定した上で、プログラムの動作確認を行い、新モデルと同等の評価を実施した。

3 結論

分科会では、現行モデルについての十分な情報を得ることは難しかったが、モデルの内容の理解に努め、現行モデルに含まれる問題点を整理し、水収支に着目した有効降雨モデルに基づく貯留関数の新モデルの開発方法を推奨した。次に、新モデル、現行モデルの双方について、分科会自身でプログラムを確認し、動作をチェックし、基礎方程式、数値計算手法について誤りが無いことを確認した。さらに、感度分析やシミュレーション結果の整理により、新モデルの物理的意味合いを検討した。その上で、観測データのない場合や、計画策定へ適用する場合に必要なモデルの頑健性をチェックし、さらにそのような場合に適用したときの不確定性を評価した。これらの評価は、両モデルのみならず、分科会独自のモデルをも使って実施した。その結果、国土交通省の新モデルによって計算された八斗島地点における昭和 22 年の既往最大洪水流量の推定値は、 $21,100\text{m}^3/\text{s}$ の -0.2% ~ $+4.5\%$ の範囲、200 年超過確率洪水流量は $22,200\text{m}^3/\text{s}$ が妥当であると判断する。

4 附帯意見

既往最大洪水流量の推定値は、上流より八斗島地点まで各区間で計算される流量をそれぞれの河道ですべて流しうると仮定した場合の値である。一方、昭和 22 年洪水時に八斗島地点を実際に流れた最大流量は $17,000\text{m}^3/\text{s}$ と推定されている [6]。この両者の差について、分科会では上流での河道貯留（もしくは河道近傍の氾濫）の効果を考えることによって、洪水波形の時間遅れが生じ、ピーク流量が低下する計算事例を示した。既往最大洪水流量の推定値、およびそれに近い値となる 200 年超過確率洪水流量の推定値と、実際に流れたとされる流量の推定値に大きな差があることを改めて確認したことを受けて、これらの推定値を現実の河川計画、管理の上でどのように用いるか、慎重な検討を要請する。

IPCC 第 4 次評価報告書においては、気候変化による大雨の頻度の増加、渇水を受ける地域の拡大、熱帯低気圧(台風)の強度の増大が指摘された。わが国でも 1 時間雨量 50mm や 100mm を越える雨の発生回数の増加が報告され、これらの降雨特性の変化を考慮すると、河川計画において根拠としてきた定常確率過程の前提を再検討する必要がある。一方、近年頻発する局所的集中豪雨(ゲリラ豪雨)に対する国民の関心も高まっており、流域管理、コミュニティ防災等、新たな治水の考え方も提案されているところである。今後起こりうるリスクを徹底的に吟味し、様々な対応策のオプションを用意した上で、新たな河川計画、管理のあり方を検討することを要請する。

今回の検討で日本学術会議は、社会基盤の構築の基本値の一つである基本高水に関して、

確かな情報が広く共有されていない状況が、社会の混乱、合意形成の障害を引き起こすことを認識した。基本高水の算定には、我が国でこれまで多数の流域で適用実績を持っていて信頼性がある貯留関数法を、ある程度、分布型のモデル形式にして利用してきた。しかし、人工衛星やレーダ等の観測体制が充実し、再解析などのモデル出力が利用可能となってきた。さらに、流域内で実際に生じている雨水流出現象の物理機構を捉えてモデル化する方法や、貯留施設や河道整備などの人工的な流水制御の影響を取り入れ、森林や農地、宅地等の土地利用の変化の効果を定量的に評価する分布型・連続時間の流出モデルによるシミュレーション技術、流出計算モデルの共有技術が進展している。このため、これらの学術の近年の成果を効果的に取り込んだ、より合理的な河川計画の手法を確立し、そこから生み出されるより確かな情報を広く共有することによって、合意形成を図るための計画の形成を要請する。

目 次

1	はじめに	1
(1)	作成の背景	1
(2)	審議の経過	1
2	流出解析法のレビューと貯留関数法の位置づけ	3
(1)	流出解析法の目的と分類	3
(2)	貯留関数法の基本構造とその留意点	3
(3)	流出解析法の発展と貯留関数法の位置づけ	4
3	貯留関数法とその適用法	5
(1)	概説	5
(2)	流域平均雨量	5
(3)	有効降雨	5
(4)	貯留関数法の適用方法の違い	6
4	貯留関数法の利根川への適用	7
(1)	貯留関数法の利根川への適用における留意事項	7
①	技術文書の作成	7
②	貯留関数法の適用の方針	7
③	森林の変化による河川流出への影響についての考察	7
(2)	新モデルの提案、観測データの整備と適用	8
(3)	新モデル、現行モデルの検討と評価	9
①	基礎方程式、数値計算手法において誤りがないか	9
②	物理的妥当性を有しているか	10
③	異なる事例にあってもモデルの適用性が担保されているか（頑健性）	15
(4)	総合確率法について	18
5	結論	20
6	附帯意見	21
	<用語の説明>	22
	<参考文献>	23
	<参考資料1> 河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会審議経過	24
	<参考資料2> 国土交通省河川局長からの審議依頼	26
	<参考資料3> 貯留関数法とその適用法	27
	<参考資料4> 利根川源流流域への流出解析モデル適用に関する参考意見	43
	<参考資料5> サブ流域平均雨量データセットの作成と比較検討	66
	<参考資料6> 新モデルによる洪水流出計算の再現に関する報告	116
	<参考資料7> 河道解析用プログラムに基づく検証計算に関する報告	146
	<参考資料8> 現行モデルによる洪水流出計算の再現に関する報告	158
	<参考資料9> 分布型流出モデルを用いた連続計算による流出計算結果の報告	169

<参考資料 10>	水エネルギー収支分布型水循環モデル (WEB-DHM)、長期再解析日本域高解像ダウンスケーリング (JP10)、観測雨量を用いた貯留関数モデルの評価.....	177
<参考資料 11>	無降雨期間を含む出水への対応方法	194
<参考資料 12>	昭和 22 年洪水 (複峰降雨) において浸入能・保留能の回復を考慮すべきか.....	200
<参考資料 13>	氾濫に伴う河道域の拡大がハイドログラフに及ぼす影響の検討ー河道 K (烏川・碓氷川合流点～烏川・鍬川合流点) の事例ー.....	211
<参考資料 14>	有効降雨パラメータの違いによる昭和 22 年洪水ピーク流量の推定幅について.....	219

1 はじめに

(1) 作成の背景

平成 23 年 1 月、日本学術会議は、国土交通省河川局長から日本学術会議会長宛に、「河川流出モデル・基本高水の検証に関する学術的な評価について」と題する依頼を受けた。

自然条件的にも社会的条件においても水害に対して脆弱な国土構造を有している我が国においては、長期的かつ計画的な治水対策は、国土を保全し安全で安心な国民生活の確保のための社会基盤を整備する上で必須であるとされている。このため河川法においては、長期的な河川整備の方針として、洪水防御に関する計画の基本となる洪水である基本高水等を定めた河川整備基本方針を策定している。しかしながら利根川水系においては、平成 17 年度の河川整備基本方針策定時に飽和雨量などの定数に関して十分な検証が行われていなかったこと等から、国土交通省は自らデータを点検・整理し、現行の流出解析手法の問題点を整理して、新たな河川流出モデルを構築し、それを用いて基本高水を検証することとした。

国土交通省河川局長からの依頼では、「検証においては学術的な観点からの評価が重要であり、その際には、客観性と中立性の確保が不可欠である。客観性と中立性を確保するためには、第三者的で独立性の高い学術的な機関に評価を依頼する必要があると考え、国土交通省は、この評価を行う主体として日本学術会議がふさわしいと考え、利根川水系における河川流出モデル・基本高水の設定手法の検証に関する学術的な観点からの評価を依頼したとの主旨が述べられている。

(2) 審議の経過

国土交通省よりの依頼を受け、日本学術会議では、土木工学・建築学委員会の下に設置されている河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会（以下、「分科会」という。）において検討を行うこととした。分科会は、河川水文学、森林水文学、河川工学、気象学分野等の 12 名の専門家から構成されている。分科会では、

- ・ 既存の河川流出計算モデルの課題整理と新たに構築されているモデルの評価
- ・ 過去の雨量・洪水実績など、計画の前提となっているデータ、及び基本高水等について妥当性の評価

を審議の目的としている。

分科会で審議を開始したものの、利根川水系の現行の基本高水の算定に関して、国土交通省にはその背景・経緯の記録が残っておらず、また同省より十分な説明を得ることができず、科学的な追検証の可能性が担保されていないことが判明した。さらに、利根川水系の現行の基本高水の算定に用いられた洪水時のハイドログラフの一部が変更となったが、その理由については不明であった。このように、現行の計画に用いられた貯留関数モデル（以下、「現行モデル」という。）に関しては追検証がほとんどできない状態にあることが判明した。そこで、分科会では下記の方針を定め、以降、この方針に基づいて貯留関数法による新たな流出計算モデル（以下、「新モデル」という。）の検証に分科会の審議の焦点を移すこととした。

- 1) 利根川水系で用いられている貯留関数法の位置づけとその詳細を検討し、利用可能なデータを吟味した上で、新モデルの構築における留意事項を国土交通省に提示する。
- 2) この留意事項に沿って国土交通省によって構築された新モデルに対して、分科会が評価軸を設定し、それぞれの軸に沿って新モデルを評価する。
- 3) 京都大学および東京大学が有する2つの異なる連続時間分布型モデルを、近年の観測データを用いてそれぞれキャリブレーション^{*1}した上で、両モデルを用いて、モデルの構造やパラメータを変えることなく、同じモデルで長期の適用が可能であるかどうか検討するとともに、昭和22年の洪水流量の推定幅を推定して新モデルの結果と比較する。

1)に沿って国土交通省は新モデルを構築した。そこで分科会は、2)に示すように現行モデルに対して評価軸を設定し、それぞれの軸に沿って新モデルを評価した。評価に当たっては、分科会が自ら両モデルのプログラム内容を確認し、動作確認を行った上で、国土交通省が用いた雨量データセットと分科会独自に作成した雨量データセットとを用いてプログラムを実行させ、国土交通省から提出された結果と比較するとともに、論点に対する解を得るための各種感度分析実験を実施した。さらに、3)に従い、分科会メンバーが有する他の河川流出モデルを複数用いて、新モデルと同様の結果が得られるかどうかを確認するとともに、新モデルで用いられているパラメータの物理的意味や洪水流出機構の理解に役立てた。

なお審議の過程で、国土交通省より現行モデルのプログラムソースコードが提供されたため、分科会では、まず独自にその内容を既往文献と比較して基礎方程式を推定した上で、プログラムの動作確認を行い、新モデルと同等の評価を実施した。

本回答は、分科会におけるこれらの検討および結果を取りまとめたものである。

なお、分科会における審議のために国土交通省から流域分割図及び流出モデル図の提示を受けているが、同省より非公開資料の扱いを要請を受けたため日本学術会議では当該会議資料を非公開としている。現時点では、国土交通大臣が当該資料の公開を表明しているが、本回答書においては参考資料として添付していない。

¹ 以降、*のついた文言は<用語の説明>を参照。

2 流出解析法のレビューと貯留関数法の位置づけ

(1) 流出解析法の目的と分類

流出解析の目的は、降水流出過程の物理機構を明らかにして、洪水や渇水を予測すること、流域環境や気候の変化に伴う水循環の変化を予測することにある。具体的には、(i) 流出現象のより深い理解のための解析、(ii) 河川計画や水工構造物の設計のための河川流量の予測、(iii) 実時間での河川流量とくに洪水流量の予測、(iv) 長期の河川流況予測、(v) 環境変化に伴う水循環の変化予測、(vi) 水文*観測が十分でない流域の流況予測などが、その目的としてあげられる。

流出解析には流出モデルが用いられ、これまでに多くのモデルが提案され、使用されてきた。流出モデルをその予測期間からみて分類すると、短期流出モデル（洪水流出モデル）、長期流出モデル（流況予測モデル）に分類される。また、降雨一流出の応答の考え方からみて分類すると、入出力の応答関係から降雨流出の関係式を構成する応答モデル、現象を概念的に捉え降雨流出の関係式を構成する概念モデル、物理的な法則性に基づいた基礎式から降雨流出の関係式を構成する物理モデルの3種類に分類される。さらにモデルの空間的な構成方法からみて分類すると、空間的な広がりを考えない集中型モデルと空間的な分布を考える分布型モデルに分類される。

我が国で慣用されている代表的な流出モデルの一つであるタンクモデルは概念モデルであり、長期間の流況の把握に用いられることが多いが、時に洪水の予測にも用いられる。貯留関数法（詳細は第3章および参考資料3を参照）は代表的な短期流出モデル（洪水流出モデル）であり、降雨流出の初期に雨量損失が多く、その後流出率が大きくなること、流域貯留量*が大きくなると流出量が大きくなるがその貯留量と流出量がループを描くことなど、一つの洪水の時間的な進行の特徴を捉えたモデルである。本手法は、貯留量一流出量関係を運動方程式として、これを連続式と組み合わせた物理モデルであるが、流出域—浸透域の区分など、概念モデルとしての性格も有している。タンクモデルも貯留関数法も集中型のモデルとして提案されたが、近年、それを複数個数、空間的に配置してモデルからの出力を別のモデルへの入力とするという方法も採用されることがあり、その場合は、分布型モデルとも言える。貯留関数法は、個々の出水事象（イベント）ごとに適用されるのが普通であり、このようなモデルはイベントモデルと呼ばれる。それに対して、長期間の連続した流出現象に適用できるモデルは連続時間モデルと呼ばれる。

(2) 貯留関数法の基本構造とその留意点

貯留関数法は、短期流出モデル、集中型モデル、かつイベントモデルである。木村による貯留関数法が有名であるが、木村による方法の他に様々な方法が提案され適用されてきている。木村の貯留関数法[1, 2]では、流域を流出域と浸透域に分け、浸透域では累加雨量が飽和雨量に達するまでは流出が無く、累加雨量が飽和雨量を超えた後は、浸透域からも洪水流出が生じるとされている。これに対して、有効降雨*の決定過程と有効降雨による貯留・流出の機構とを分離し、まず、個々のイベントの降雨系列と流量系

列の観測値から、水収支を合わせるように有効降雨系列を推定し、推定された有効降雨系列から貯留・流出機構によって流量系列が得られるとしてそのパラメータ（媒介変数）を推定する方法が複数開発されている。

イベントが終わった後に流出を解析するいわゆる事後解析においては、まず、観測された降雨系列と流量系列から水収支が合致するように有効降雨系列を推定し、その後で、貯留・流出に関わるパラメータを推定するようにする方が安定してパラメータを推定できる利点があることに留意すべきである。

事後解析と違って、事前に流量系列の観測値が得られていない場合は、イベントに先行する流域の条件に応じて有効降雨を決定するモデルが必要になる。有効降雨決定に、飽和雨量*、一次流出率*、飽和流出率を用いるモデルでは、飽和雨量がイベントに先行する流域の条件によってどのように決定されるか、あるいは飽和雨量の設定がどのようにその後の流出に影響するか、一次流出率や飽和流出率が対象とする流域の地質や流域場の条件に対応して安定して推定できるか、当該流域の水文資料をよく吟味・検討して、適用する必要がある。

(3) 流出解析法の発展と貯留関数法の位置づけ

最近では、流域内に多数配置された降雨観測所のデータやレーダ雨量計データを利用するなどして、流域内の降雨分布がある程度詳細に得られるようになってきていること、流域内の地質分布や植生分布の情報が得られるようになってきていることから、従来のように、流域を一体として貯留関数法を適用するのではなく、河道*網や地形、地質の分類に即して流域を分割して、分割した個々の部分流域、部分河道に貯留関数法を適用することも多くなっている。そうした場合は、全体のモデルとしては、分布型のモデルと考えることもできる。また、貯留量と流出量の間に関係が表現できる関係があることは、代表的な分布型モデルである雨水流法（kinematic wave 法）の基礎式を空間的に積分することによって導くことができるので、水理学的な根拠もあるモデルということができる。治水計画においては、生起頻度が高くない稀にしか起こらないような極端な現象に対する流域の応答を予測する必要があるため、我が国でこれまで多数の流域で適用実績を持っていて信頼性がある貯留関数法を用い、しかも、ある程度、分布型のモデル形式にして利用していくのが現実的であると考えられる。

3 貯留関数法とその適用法

(1) 概説

流域ないし河道を一つの貯水池と考え、貯留量－流出量関係（貯留関数）を運動方程式とし、これを連続式と組み合わせて、流出量を追跡する方法を一般に貯留関数法という。我が国では木村の貯留関数法が広く利用されているが、貯留関数法には、有効降雨の扱い、貯留量－流出量関係の二価性の扱い（遅れ時間の扱い）、流出域・浸透域区分の扱い、パラメータ決定法などにおいて、様々な手法が開発されており、その適用に当たっては、各手法の違いとその意味を明確にする必要がある。また、流出モデルへの入力となる流域平均雨量は、パラメータ推定やハイドログラフ（任意の基準点における時刻（時間軸）と水位または流量との関係をグラフ化したもの）の再現性に大きく影響するので、その算定には十分留意する必要がある。本章では、流域平均雨量、有効降雨の推定法、代表的な貯留関数法として、木村[1, 2]、角屋・永井[3]、Prasad[4]、星・山岡[5]の各方法について概説する（詳細は参考資料3を参照）。

(2) 流域平均雨量

流出解析には対象流域全体に降った面積雨量が必要であるが、これを直接観測することはできない。そこで、等雨量線法、ティーセン法、算術平均法、支配圏法、高度法など、複数地点で観測された地点雨量に基づいて流域平均雨量を推定する手法が提案されている。

(3) 有効降雨

洪水流出解析法の多くは、有効降雨をモデルへの入力、直接流出をモデルからの出力とする。このため、特定出水の有効降雨を算定するためには、観測ハイドログラフから直接流出*と基底流出*を分離しておく必要がある。観測ハイドログラフに基づく直接流出量の分離法には、水平分離法、バーンズ法など複数の方法があるが、最近はハイドログラフ逶減部の折曲点による方法がよく用いられている。これは、出水時のハイドログラフを片対数紙に描き、ピーク発生後の逶減部を折線近似した際の第1折曲点を表面流出の終了時点、第2折曲点を中間流出の終了時点と考えて、ハイドログラフの立ち上がり点と逶減部の第2折曲点を結んだ線を直接流出と基底流出の分離線とする方法である。分離された直接流出量の総和を流域面積で除して流出高に直せば、当該出水の総直接流出高（＝総有効降雨量）が得られる。

観測ハイドログラフが存在しない予測計算では、流域平均雨量から有効降雨を計算するための有効降雨モデルが必要である。観測ハイドログラフが存在する特定出水の計算（事後解析）においても、直接流出量を分離して求めた総有効降雨量に基づいて、各時刻の有効降雨強度を計算するための有効降雨モデルが必要となる。我が国では、有効降雨モデルとして、飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による方法、雨水保留量曲線法がよく用いられている。その他にも、浸入能方程式による方法、 ϕ index 法、カーブナンバー法など様々な方法がある。

最も単純な有効降雨モデルは、一定の流出率による方法であろう。これは、流出率＝総有効降雨量／総流域平均雨量として、各時刻の降雨強度にこの流出率を乗じたものを有効降雨強度とする方法である。しかしながら、この方法で求めた有効降雨で流出計算を行うと、出水前半の計算流量は過大、出水後半の計算流量は過小になることがしばしばある。そこで、飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による方法では、出水期間中の流出率を一定とせず、累加雨量が飽和雨量に達するまでは一次流出率 f_1 を用い、累加雨量が飽和雨量に達した後は飽和流出率 f_s に切り替える。対象流域で観測された総雨量－総直接流出量の関係に折れ線を当てはめれば、直線の勾配から一次流出率 f_1 と飽和流出率 f_s が、折曲点の雨量から飽和雨量が求められる。飽和流出率 f_s が 1.0 となる事例が少なくないが、1.0 とはならない場合もあることに注意すべきである。また、飽和雨量・飽和流出率を設定せずに一次流出率だけで有効降雨を求めた方がよい場合もある。なお、特定出水の計算（事後解析）では、飽和雨量を調節するなどの工夫によって、総雨量－総直接流出量関係における当該出水のプロット点を通過する折れ線を設定する必要がある。これにより、総有効降雨量を観測された総直接流出量に合致させることができる。

(4) 貯留関数法の適用方法の違い

貯留量－流出量関係が二価関数となることに関して、木村は、遅れ時間の概念を導入することでループが解消でき、貯留量－流出量関係を一価関数として扱えることを示した[1, 2]。一方、Prasad[4]や星・山岡[5] は、非定常項を導入することで貯留量－流出量関係の二価性を表現している。

木村の貯留関数法では、対象流域を複数の流域ブロック（サブ流域）と複数の河道ブロックが連結したものとして表現した上で、1つの流域ブロックを流出域と浸透域に分割し、各領域の計算流量を合算して、流域ブロック下流端の計算流量としている点にも特徴があり、その流出域・浸透域の扱いと有効降雨の扱いは一体となっている。ただし、木村の貯留関数法は、パラメータを決定する際のモデル構造（流域を流出域と浸透域に分割せず、平均流入係数で有効降雨を計算）と、実際に流出計算を行う際のモデル構造（流域を流出域と浸透域に分割し、各領域の有効降雨を計算）が一致していない点が難点である。また、流出域・浸透域の扱いと飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による有効降雨の計算は一体となっているため、有効降雨の計算方法について解析者の裁量が入る余地はあまりない。それに対して、角屋・永井の方法では、遅れ時間を導入した木村の貯留関数法の基本概念はそのまま踏襲しつつも、流域ブロック（サブ流域）を流出域と浸透域に分割せず、1つの流域ブロックは一括モデルとして流出計算を行っている[3]。このため、有効降雨の計算には、どのような方法でも適用可能である。

4 貯留関数法の利根川への適用

以上をふまえ、本章では、貯留関数法を利根川に適用するにあたっての留意事項をまず述べたうえで、適用の評価を行う。

(1) 貯留関数法の利根川への適用における留意事項

① 技術文書の作成

社会基盤計画の基礎と位置づけられる基本高水の算定に当たって、河川管理者は算定の背景・経緯について十分な説明と、科学的な追検証の可能性を担保すべきと考える。そのために、河川管理者は基本高水の算定手法を詳述する技術文書を作成し、レビューする体制を構築する必要がある。さらに、観測資料を収集、品質管理、精査、アーカイブするとともに、その経緯を記した文書を整備することが必要である。

② 貯留関数法の適用の方針

貯留関数法の適用による流出モデルの構築に当たっては、以下の方針を採用すべきである。

- ・ 流出モデルの頑健性を確保することを目的として、簡潔なモデル構造と適切な数のパラメータの組み合わせを用いること。
- ・ 十分な観測密度と精度、観測レンジを有する大出水時の観測データを用いてパラメータの推定などキャリブレーション*を行い、さらにキャリブレーションに用いられていないデータを用いて検証を行い、その性能を評価すること。
- ・ 有効降雨モデルの開発に当たっては、各出水の総有効降雨量 (mm) と観測ハイドログラフから求めた総直接流出量 (mm) が合致することを確認し、地質区分を考慮して設定すること。
- ・ パラメータのバラツキによるピーク流量値の変化に関する感度分析を行い、既往最大でかつ観測データが不十分であったカスリーン台風の洪水ピーク流量の推定幅を算定して提示すること。
- ・ サブ流域の水文学的均一性、観測データの利用可能性に留意し、追検討可能な形式にすること。

③ 森林の変化による河川流出への影響についての考察

森林の変化による河川流出への影響については、小試験流域における観測研究から、下記の知見が得られている。利根川への貯留関数法の適用に当たっては、これらの知見を参照して、長期にわたって同じパラメータの値が適用可能であるかどうかを注意深く検討することが必要である（詳細は参考資料4を参照）。

- ・ 伐採などによって地上植生が減るとただちに蒸発散量が少なくなり、流出量が大きくなるが、土壌変化がないと規模の大きい洪水流出への影響は小さい。
- ・ 森林の保水力は、岩盤上の土壌層全体における雨水の貯留変動によるものであり、

降雨がすべて洪水になるような規模の大きい出水であっても、流出波形を緩やかにする機能は維持され、保水力として評価できる。土壌が樹木の根によって斜面上に保持されており、健全な森林がその保持のために必要だからである。花崗岩のはげ山のように植生がない場合は土壌も存在できず、洪水流出量が非常に大きくなる。

- ・ 里山では、長期にわたる樹木利用と落葉採取によって森林土壌が失われたが、花崗岩以外の地質では、貧弱な植生と下層土壌は残された。これにより、洪水流出量は元の原生林時代に比べて大きくなった。燃料革命以後森林が利用されなくなると、土壌の厚さや保水力が長い年月をかけて原生林の時の状態に移行してゆくと推定されるが、花崗岩のはげ山が緑化された場合に洪水流出量が小さくなることが示されている他は、保水力回復を検出するには至っていない。
- ・ 流域条件の変化には、土壌回復のように洪水を小さくする要因もあるが、大きくする要因もある。例えば、森林を開発して宅地など他の土地利用に変換すると、土壌の保水力は低下し、洪水は非常に大きくなる。また、森林伐採後の鹿害による森林再生困難などがあると保水力低下につながる。したがって、森林管理のあり方によって流出モデルのパラメータが変化する可能性も十分ある。

(2) 新モデルの提案、観測データの整備と適用

現行モデルに対して、前述の「② 貯留関数法の適用の方針」に沿って、国土交通省より新モデルが構築され、その方法を記述する文書が提出された。現行モデルと比較して、新モデルは以下の特徴を有する。

- ・ 新モデルの開発に当たって、雨量データの精査が行われた。まず、時間雨量観測点の少ない昭和 22、23、24 年に洪水については、観測日雨量と観測時間雨量とを組み合わせることによって、時間雨量観測密度を増加させた。また時間観測箇所が特に少ない昭和 22 年については、等雨量線図や観測所の時間分布で代表できる区域（影響区域）を設定することによってより適切な時間雨量データを推定して、流出モデルの適用の際に用いる降雨データの質、量を向上させた。
- ・ 地質区分と降雨観測データの利用可能性を考慮して対象流域を 4 つの中流域²に区分して、近年の 15 出水の総雨量 (mm) と総直接流出量 (mm) を用いて、第四紀火山岩類の流域では一次流出率のみ、それ以外は一次流出率、飽和流出率、飽和雨量からなる有効降雨モデルが開発された。
- ・ 貯留量－直接流出高の関係図を用いてモデルパラメータ T_i 、 K 、 P が推定された。
- ・ サブ流域を流出域、浸透域に分けることなく、一つの貯留関数で流出計算を行い、観測ハイドログラフにおけるピーク流量と洪水低減部にて計算値が適合するように K 、 P が調整された。
- ・ 新モデルでのサブ流域区分は公開とされた。

² 4 つの中流域とは、奥利根流域、吾妻川流域、鳥川流域、神流川流域を指す。

なお国土交通省より、昭和 33、34 年の洪水時のハイドログラフが、実績流量の精査の結果変更となったことが報告され、その理由については不明であると報告された。分科会ではその影響の大きさに鑑み、第一に変更理由が不明であるのは河川管理者として不適切であるとした上で、この変更理由を明らかにする努力を続けるとともに、今後の観測データ管理においては、データ精査の履歴が分かるよう、文書等で記録する体制を構築することを要請する。

(3) 新モデル、現行モデルの検討と評価

分科会では、新モデル、現行モデルを検証、評価するに当たって、以下の 5 つの評価軸を設定した。

- ・ 学術的な先端性を有しているか
- ・ 実用技術としての成熟度・利用実績があるか
- ・ 基礎方程式、数値計算手法において誤りがないか
- ・ 物理的妥当性を有しているか
- ・ 異なる事例にあってもモデルの適用性が担保されているか（頑健性）

上記 5 つの評価軸のうち、最初の 2 点、学術的先端性と成熟度・利用実績については、「第 2 章 流出解析法のレビューと貯留関数法の位置づけ」にて論じている。本節では、以下の 3 点についての検証、評価結果を論ずる。

① 基礎方程式、数値計算手法において誤りがないか

ア 雨量データの検証

分科会で独自に時間降雨分布データを計算し、新モデル、現行モデルのそれぞれのサブ流域雨量と比較した。その際、分科会によるサブ流域平均降水量を真値としたときの、新モデル、現行モデルの 2 乗平均平方根誤差 (RMSE) を用いて検証した。その結果、時間雨量観測地点の多い昭和 57 年、平成 10 年の洪水時では、新モデル、現行モデルともに各サブ流域の RMSE の平均は 2.0mm 以下で、分科会の手法の結果とほぼ一致していることが示された。時間雨量の観測地点数が極端に少ない昭和 22 年の洪水では、差が大きなサブ流域も見られたが、新モデル、現行モデルともに各サブ流域の RMSE の平均は 6.0mm 以下であった。また、昭和 33、34 年の洪水でも、差が大きなサブ流域も見られたが、新モデル、現行モデルともに各サブ流域の RMSE の平均は 4.0mm 以下であった。以上により、洪水量算定に用いられた雨量に、誤りがないことを確認した。なお、昭和 33、34 年の洪水各サブ流域の RMSE の平均が、昭和 57 年、平成 10 年のそれより大きい理由は、分科会では観測時間雨量データのみを使用しているのに対して、新モデルでは日雨量観測値を時間雨量に変換して、観測点数を増やしていることに起因しているとした。なお、現行モデルについては算定手法が不明であるため、違いの考察はできなかった（詳細は参考資料 5 を参照）。

イ 新モデルの検証

分科会が独自に、新モデルの基礎方程式、プログラムソースコードを確認した上で、国土技術研究センターシステム上に実装された新モデルを用いて、動作確認を行い、昭和 33、34、57 年および平成 10 年洪水ピーク流量を計算し、国土交通省による新モデルを用いた算定値と比較した。その結果、八斗島³における洪水ピーク流量での違いは $-0.7\sim+1.5\%$ であった。また神戸大学が有する貯留関数モデルを用いて、昭和 57 年および平成 10 年洪水ピーク流量を計算し、国土交通省による新モデルを用いた算定値と比較した結果、八斗島における洪水ピーク流量での違いはそれぞれ -0.6% 、 -0.8% であった。以上により、新モデルは基礎方程式、数値計算手法において誤りがないことを確認した（詳細は参考資料 6、7 を参照）。

ウ 現行モデルの検証

分科会が独自に、CommonMP* 上に実装された現行モデルのプログラムソースコードより基礎方程式を読み取り、動作確認を行い、昭和 33、34、57 年および平成 10 年洪水ピーク流量を計算して、国土交通省による現行モデルを用いた算定値と比較した。その結果、八斗島における洪水ピーク流量での違いは $+0.3\sim+1.3\%$ であった。以上により現行モデルは、基礎方程式、数値計算手法において誤りがないことを確認した（詳細は参考資料 8 を参照）。

② 物理的妥当性を有しているか

ア 飽和雨量と流出率

新モデルは、事後解析にあつては総有効降雨量 (mm) と観測ハイドログラフから求めた総直接流出量 (mm) が合致することが担保されている方法であると評価した。また地質によっては、飽和雨量、飽和流出率を設定せずに一次流出率だけを用いた方が妥当な場合や、飽和雨量より大きな降雨について、飽和流出率が 1.0 より小さくなる場合もありうると判断した。

イ 飽和雨量の感度分析

新モデルを用いて、昭和 33、34、57 年および平成 10 年洪水事例に対して、飽和雨量を変化させた感度分析を行い、その結果を図 1、表 1 に示す。洪水ピーク流量に対する飽和雨量の感度は、ハリエトグラフ（降雨の時間分布特性。図の上部に「谷」の形で現れたグラフを指す。右軸の降雨強度に相当。）が先鋭な場合（図 1 a、d）では大きい、比較的幅広のハリエトグラフの場合（図 1 b、c）には小さいことが示された。後者の場合は、飽和雨量の違いはハイドログラフ（図の下部から上部にかけて「山」の形で現れたグラフを指す。左軸の流量に相当。）の立ち上がり部に顕著に現れた。昭

³ 「八斗島」は利根川の治水計画の規模を定める地点（計画基準点）。

和 22 年の洪水事例に対しては、新モデル、現行モデル双方を用いて同様の感度分析を行い、その結果を図 2、表 2 に示す。この場合は、比較的幅広のハイトグラフの場合に相当し、飽和雨量の違いはハイドログラフの立ち上がり部に顕著に現れ、洪水ピーク流量の違いには強く現れないことが確認された（詳細は参考資料 6、8 を参照）。

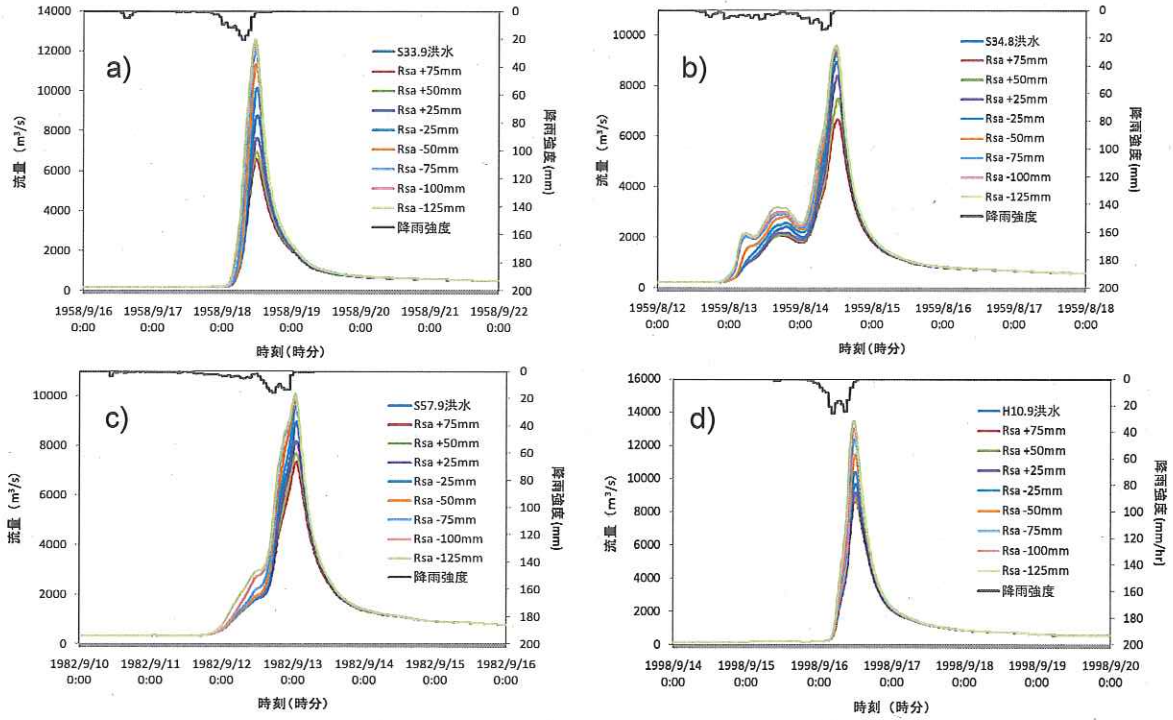


図 1 飽和雨量の値 (Rsa) が、a) 昭和 33 年、b) 昭和 34 年、c) 昭和 57 年、d) 平成 10 年の各洪水の八斗島地点での計算結果に与える影響

表 1 : 飽和雨量の値が各洪水のピーク流量推定値に与える影響

飽和雨量 (mm)	基準ピーク流量との違い			
	昭和 33 年	昭和 34 年	昭和 57 年	平成 10 年
基準値				
+75mm	-25.1 %	-24.4 %	-18.3 %	- 9.7 %
+50mm	-21.1 %	-14.8 %	-14.4 %	- 8.2 %
+25mm	-13.0 %	-4.6 %	- 8.8 %	- 5.3 %
-25mm	+15.5 %	+5.1 %	+ 6.8 %	+ 7.3 %
-50mm	+29.1 %	+7.2 %	+10.4 %	+17.9 %
-75mm	+37.2 %	+8.4 %	+11.8 %	+27.8 %
-100mm	+41.4 %	+9.0 %	+12.2 %	+34.7 %
-125mm	+42.6 %	+9.2 %	+12.3 %	+39.3 %

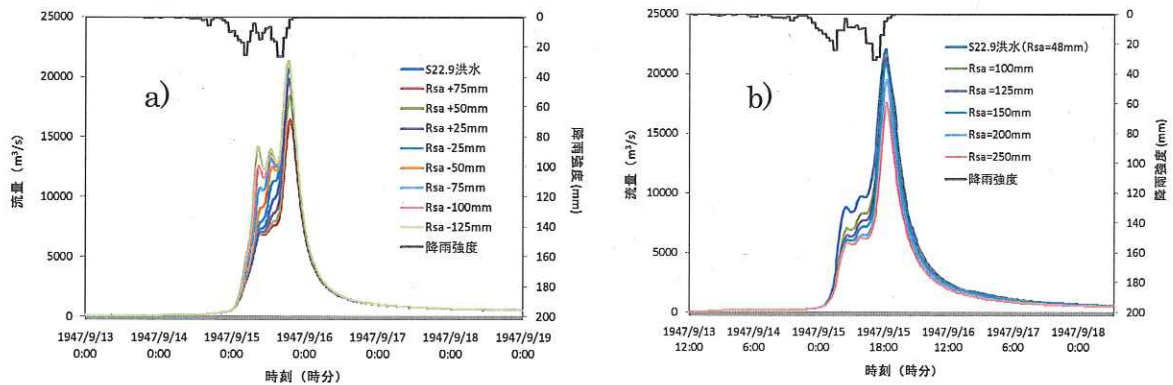


図2 a)新モデルと b)現行モデルにおいて、飽和雨量の値 (Rsa) が昭和 22 年洪水の八斗島地点での計算結果に与える影響

表 2 : 飽和雨量の値が昭和 22 年 9 月洪水のピーク流量推定値に与える影響

a)新モデル		b)現行モデル	
基準値	—	基準値 (48mm)	—
-125mm	+ 3.6 %	100mm	- 2.1 %
-75mm	+ 3.2 %	125mm	- 3.3 %
-25mm	+ 1.9 %	150mm	- 5.2 %
+25mm	- 3.8 %	200mm	-11.6 %
+75mm	-20.2 %	250mm	-20.4 %

ウ 飽和雨量と流域の状態量

まず、近年の観測データを用いてキャリブレーションされた京都大学が有する連続時間分布型モデルによるシミュレーション結果と現行モデルで算定された飽和雨量を比較した。その結果、図3に示すように京都大学のモデルで計算された洪水直前の流域平均貯留高と飽和雨量には明確な関係は示されなかった。一方、同様に東京大学が有する連続時間分布型モデルによって得られる洪水直前のサブ流域平均表層土壌水分と新モデルで算定された飽和雨量とを比較した結果の抜粋を図4に示す。降雨前の土壌水分が高いほど飽和雨量が小さくなるという右下がりの傾向を読み取ることができ、水収支に基づいて算定された飽和雨量が、流域の乾湿状態をある程度示すパラメータであるということが示されている。ただし、図4のサブ流域抽出例のNo. 1、12にあるように昭和 33、34 年については左下方に固まっている事例もあった。考えられる一つの理由は、新モデルと東大モデルでの昭和 33、34 年のサブ流域雨量の算定手法の違いということである（詳細は参考資料 9、10 を参照）。

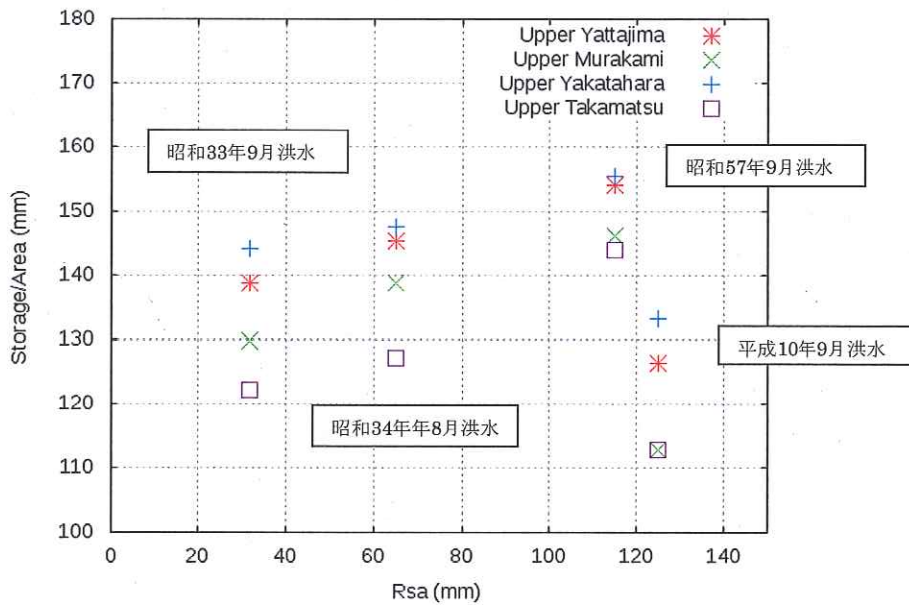


図3 分布型流出モデルから得られる流八斗島上流域での域平均貯留高（縦軸）と現行モデルでの飽和雨量（Rsa、横軸）との対応関係

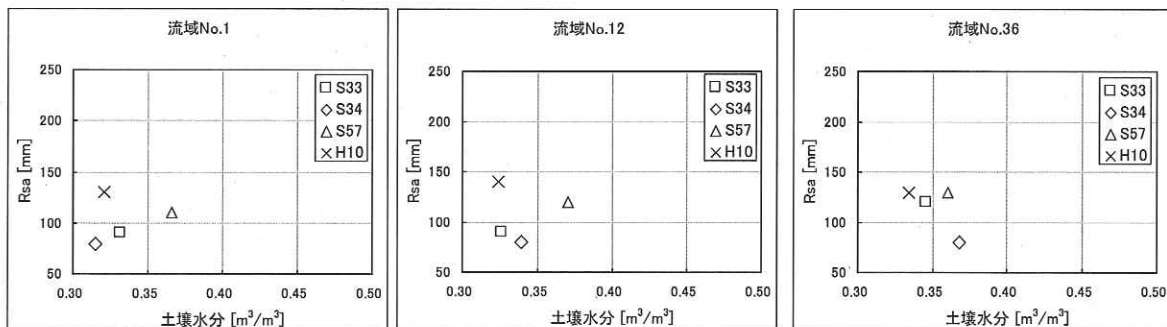


図4 洪水直前のサブ流域平均表層土壌水分量（横軸）と飽和雨量（Rsa、縦軸）のサブ流域の抽出例（詳細は参考資料10を参照）

エ 無降雨期間を含む出水における浸入能、保留能の回復

神戸大学が有する長短期流出両用モデルと、東京大学が有する連続時間分布型モデルを用いて、昭和22年の事例を対象に、一連の洪水において無降雨期間が存在した場合、浸入能、保留能の回復に影響するか否かを検討した。前者では、図5に示すように、39のサブ流域のそれぞれの浸入能を1本の曲線で示している。降雨前半の第一ピークと降雨後半の第二ピークの間（3600分頃）には、流域平均雨量では無降雨や微降雨の継続は認められず、どのサブ流域においても浸入能の回復は生じていない。この結果を見る限り、同洪水で降雨ピーク間の浸入能の回復に対する特別な対処が必要と

は言い難いと判断された。後者では、図6に示すように、新生代第四紀火山岩類が支配的なサブ流域では表層土壌水分が変化し、浸入能、保留能の回復は認められるが、その他のサブ流域では表層土壌水分は飽和に達し、無降雨期間に対応する変化は認められず、浸入能、保留能の回復は見込めないことが示された。新モデルでは、新生代第四紀火山岩類が支配的なサブ流域では飽和雨量を設定しておらず、それ以外のサブ流域では事後解析の水収支計算から飽和雨量を設定している。したがって、新モデルで提案されている有効降雨モデルが本事例に適応可能であることが示された。また、浸入能、保留能の回復が見込める場合の対応方法についても、既存の知見を整理して示した。詳細は参考資料10、11、12を参照）。

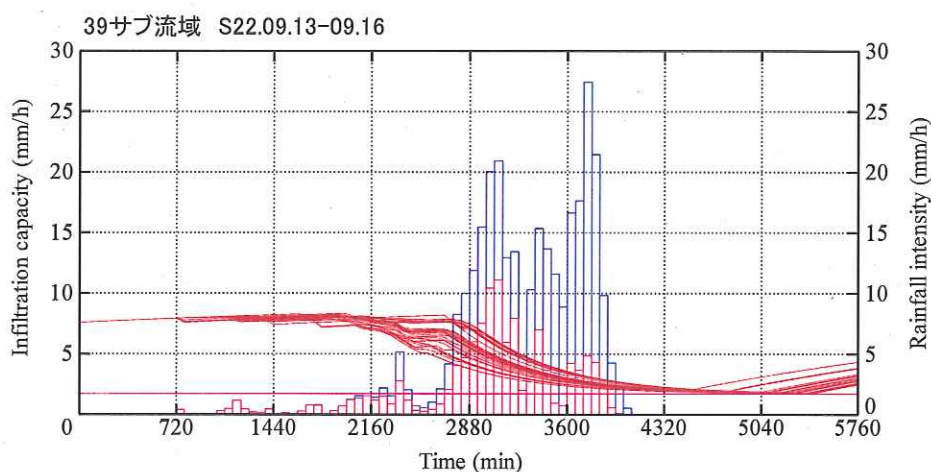


図5 長短期流出両用モデルで算定された昭和22年9月洪水における浸入能（縦軸）の時間的変化

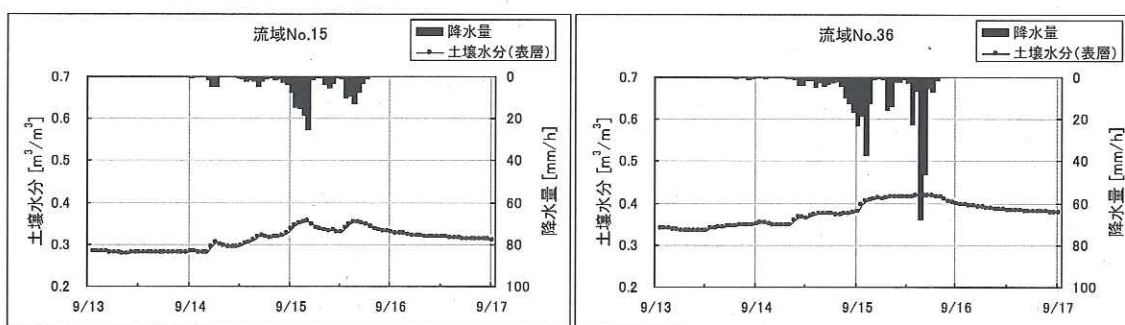


図6 降雨の時間変動と東大モデルで計算されたサブ流域平均表層土壌水分量の時間変化。新生代第四紀火山岩類(左)とそれ以外の地質(右)の例。詳細は参考資料10を参照。

オ 河道域の拡大と河道貯留

神戸大学が有する貯留関数モデルを用いて、昭和 22 年の洪水事例について、データの利用が可能な一部河道について、河道域の拡大と河道貯留が洪水ピーク流量に与える影響を分析した。図 7、表 3 に示すように、ある河道 (K) での河道域の拡大と河道貯留によって洪水ピーク流量が低下し、時間遅れが発生するために、別河道 (M) と合流後の岩鼻地点の洪水ピーク流量が低下し、その結果八斗島地点の流量も低下することが示された。この感度分析結果より、昭和 22 年の洪水では、大規模氾濫とまではいかななくても、河道域の拡大と河道貯留によって、八斗島での実績流量が計算洪水流量より低くなることが示唆された（詳細は参考資料 13 を参照）。

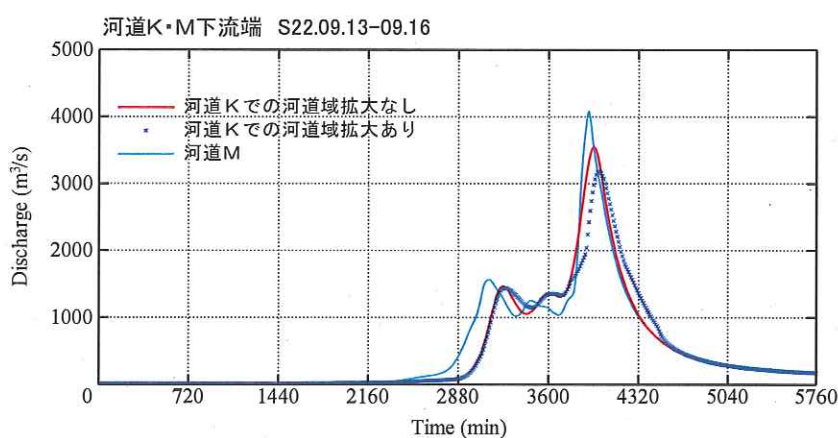


図 7 河道 K の下流端流量（縦軸）に対する河道域拡大の影響（ピークの遅れと低下が認められる）

表 3 各地点の計算ピーク流量

河道の扱い	河道 K 下流端 (m ³ /s)	岩鼻地点 (m ³ /s)	八斗島地点 (m ³ /s)
河道域の拡大なし	3549	7442	21092
河道域の拡大あり	3193	6602	20494
ピーク流量の変化	-356	-840	-598

③ 異なる事例にあってもモデルの適用性が担保されているか（頑健性）

ア モデルパラメータの感度分析とモデルの適用性

近年 15 洪水によって求められた新モデルのパラメータの中で、貯留関数を表す 2 つのパラメータ K 、 P については、対象洪水期間中最大流量となる場合の値を設定することによって、昭和 33、34 年洪水の再現性が良いことが国土交通省によって示された。分科会では、モデルパラメータの感度分析を行い、 K 、 P ともにその値の違いが計算流

量に与える影響は大きいことを示し、こうした大きな変化がある中で、モデルパラメータの同定に用いなかった昭和 33 年洪水、昭和 34 年洪水に適用した場合の再現結果がよいということは、新モデルの頑健性を示すものと判断する。ただし、 $10,000\text{m}^3/\text{s}$ 程度のチェックのみでは、昭和 22 年の $20,000\text{m}^3/\text{s}$ 程度の洪水に対して適用可能かどうかの確認はできていないことを付記する（詳細は参考資料 6 を参照）。

イ 他モデルによる長期の適用可能性の検討

近年の観測データを用いてキャリブレーションされた京都大学および東京大学が有する 2 つの異なる連続時間分布型モデルを、モデルパラメータを変化させることなく観測データのある昭和 33、34 年、57 年、平成 10 年の 6 月 1 日より 10 月 31 日まで連続的に適用し、その再現性を検討した。両モデルによる各年の洪水ピーク付近の再現性をそれぞれ図 8、9 に示す。両モデルともに適合性は良好で、観測値とシミュレーション結果との間で経時的な変化は見られなかった。なお、東大モデルでは森林植生層が洪水ピーク流量に与える影響の感度分析を行ったが、森林植生層のパラメータを大きく変えても洪水ピーク流量への影響は 2% 程度にとどまることが示された。以上より、少なくとも昭和 33 年頃より現在に至るまで、当該流域ではモデルパラメータを変化させることなく、同じモデルの適用が可能であることが示された（詳細は参考資料 9、10 を参照）。

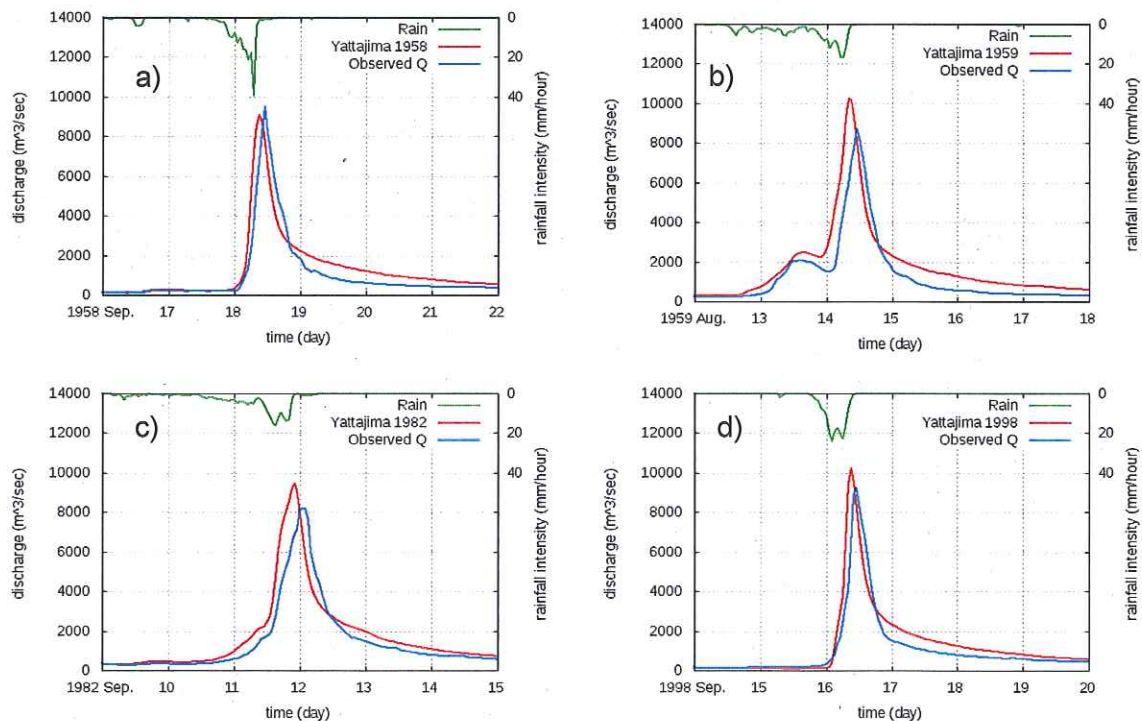


図 8 京大モデルによる a) 昭和 33 年、b) 昭和 34 年、c) 昭和 57 年、d) 平成 10 年の洪水再現計算（縦軸は八斗島地点での河川流量 m^3/s ）

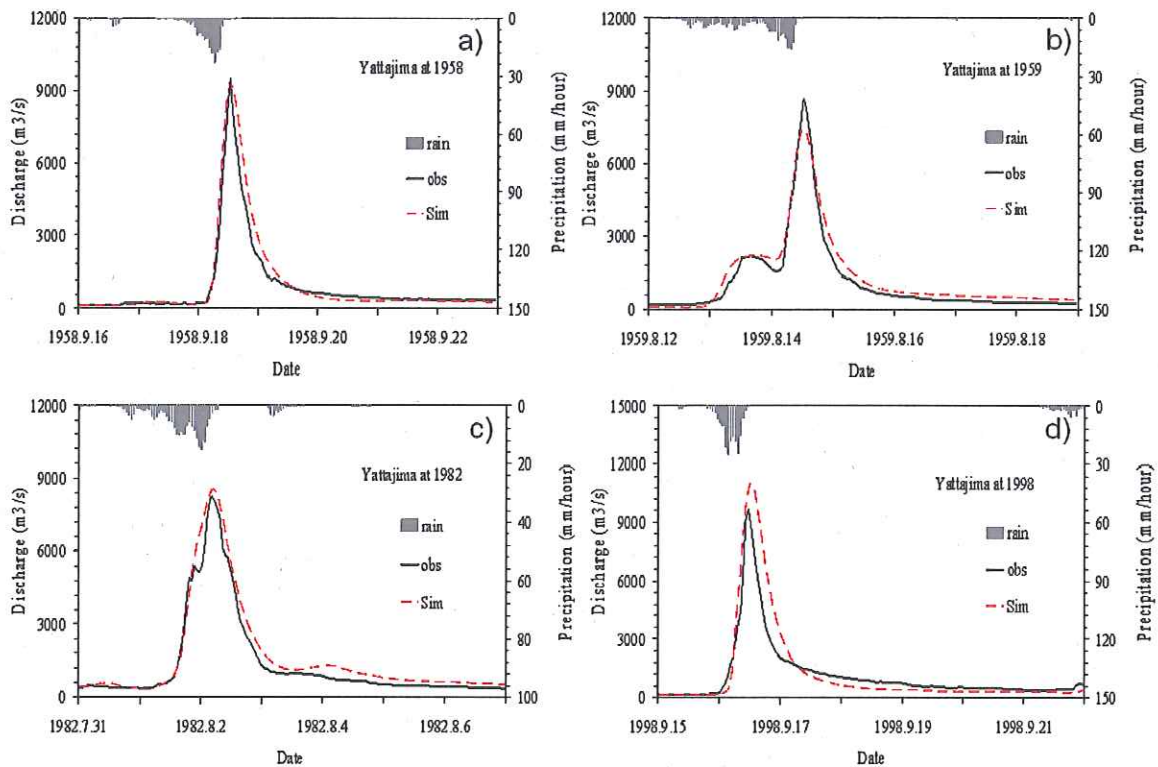


図9 東大モデルによる a)昭和33年、b)昭和34年、c)昭和57年、d)平成10年の洪水再現計算（縦軸は八斗島地点での河川流量(m³/s)）

ウ 昭和22年の洪水流量の推定幅

既往最大と考えられる昭和22年の洪水では、観測流量データがないために、新モデルの適用に当たって不確実性を有する。貯留関数パラメータについてはその頑健性が示され、基底流量についてはその感度が極めて低いことが確かめられたので、初期損失雨量と飽和雨量の影響を調べた。図10では、初期損失雨量については近年15洪水で求められた値の平均値を用いて、飽和雨量については平均値から変化させた値(横軸)を用いて、昭和22年洪水ピーク流量を推定した結果を赤線で表している。それに対して、昭和33、34、57、平成10年の各洪水ごとに求められる初期損失雨量と飽和雨量の値それぞれを用いて、昭和22年の洪水ピーク流量を求めた結果を、緑線、青線、ピンク線、黒線で表現している。近年15洪水で求められた両者の平均値を用いて推定した値とこれら4洪水の算定結果の差を、図10の黄色の幅で示す。その結果、推定値の幅は-0.3%~+2.8%となった。

さらに、京都大学、東京大学のモデルを用いて、昭和33年、34年、57年、平成10年の各ケースを初期条件として、昭和22年の洪水事例の降雨を入力したところ、その推定値の幅はそれぞれ20,908~23,462 m³/s、20,450~21,955 m³/sであった(詳細は参考資料9、10、14を参照)。

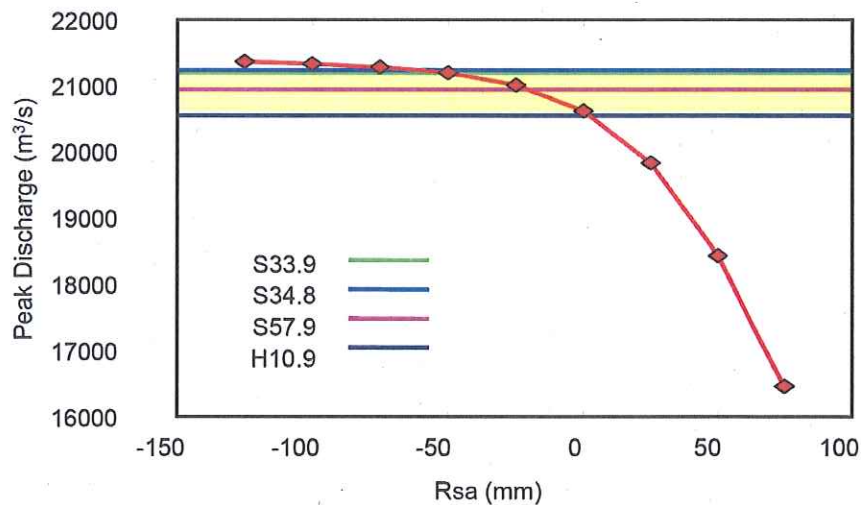


図10 飽和雨量(Rsa)の違いによる昭和22年9月洪水の推定幅
(縦軸は八斗島地点での洪水ピーク流量(m³/s))

エ 洪水時の森林の保水力と流出モデルパラメータの経年変化

流出モデル解析では、解析対象とした期間内に、いずれのモデルにおいてもパラメータ値の経年変化は検出されなかった。戦後から現在まで、利根川の里山ではおおむね森林の蓄積は増加し、保水力が増加する方向に進んでいると考えられる。しかし、洪水ピークにかかわる流出場である土壌層全体の厚さが増加するにはより長期の年月が必要であり、森林を他の土地利用に変化させてきた経過や河道改修などが洪水に影響した可能性もあり、パラメータ値の経年変化としては現れなかったものと考えられる。しかしながら、人工林の間伐遅れや伐採跡地の植林放棄などの森林管理のあり方によっては、流出モデルのパラメータ値が今後変化する可能性も十分あることに留意する必要がある(詳細は、参考資料4を参照)。

(4) 総合確率法について

基本高水の算定法の一手法として提案されている総合確率法は、河川計画で対象とする期間総降雨量(利根川流域の場合は3日雨量)から、ハイエトグラフの多様性を考慮して、計画超過確率(利根川流域の場合は1/200)に対応する洪水ピーク流量(これを200年超過確率洪水流量とよぶ)を算定する手法として妥当と判断する。

総合確率法では、各洪水ピーク流量に対して、様々な降雨波形に対応してその洪水ピーク流量を生じる降雨総量の超過確率(すなわちその降雨波形を条件として与えたときの洪水ピーク流量の条件付き超過確率)を算定して、その超過確率と降雨波形の生起確率との積を求め、すべての降雨波形にわたって加算して、洪水ピーク流量の超過確率を求めている。各降雨波形に対応して、洪水ピーク流量の確率的変動を与える主要因は降

雨規模そのものであって、初期損失量と飽和雨量の変化による変動の影響は相対的に小さくなる。したがって、個々の降雨波形に対して、洪水ピーク流量の超過確率を算定するときには、降雨の規模以外の諸量の不確かさによる推定幅は考えないこととする。

基本高水の算定には、確率降雨から流出モデルを用いて得られる値、総合確率法による算定値、流量データの確率から得られる値、既往洪水の解析による推定値などを総合的に検討し、決定のプロセスと理由の妥当性が広く理解されるよう要請する。

5 結論

本分科会では、現行モデルについての十分な情報を得ることは難しかったが、モデルの内容の理解に努め、現行モデルに含まれる問題点を整理し、水収支に着目した有効降雨モデルに基づく貯留関数の新モデルの開発方法を推奨した。次に、新モデル、現行モデルの双方について、分科会自身でプログラムを確認し、動作をチェックし、基礎方程式、数値計算手法について誤りがないことを確認した。さらに、感度分析やシミュレーション結果の整理により、新モデルの物理的意味合いを検討した。その上で、観測データのない場合や、計画策定へ適用する場合に必要なモデルの頑健性をチェックし、さらにそのような場合に適用したときの不確定性を評価した。これらの評価は、両モデルのみならず、分科会独自のモデルをも使って実施した。その結果、国土交通省の新モデルによって計算された八斗島地点における昭和 22 年の既往最大洪水流量の推定値は、 $21,100\text{m}^3/\text{s}$ の -0.2% ～ $+4.5\%$ の範囲、200 年超過確率洪水流量は $22,200\text{m}^3/\text{s}$ が妥当であると判断する。

6 附帯意見

既往最大洪水流量の推定値は、上流より八斗島地点まで各区間で計算される流量をそれぞれの河道ですべて流しうると仮定した場合の値である。一方、昭和22年洪水時に八斗島地点を実際に流れた最大流量は17,000 m³/sと推定されている[6]。この両者の差について、分科会では上流での河道貯留（もしくは河道近傍の氾濫）の効果を考えることによって、洪水波形の時間遅れが生じ、ピーク流量が低下する計算事例を示した。既往最大洪水流量の推定値、およびそれに近い値となる200年超過確率洪水流量の推定値と、実際に流れたとされる流量の推定値に大きな差があることを改めて確認したことを受けて、これらの推定値を現実の河川計画、管理の上でどのように用いるか、慎重な検討を要請する。

IPCC 第4次評価報告書[7]においては、気候変化による大雨の頻度の増加、渇水を受ける地域の拡大、熱帯低気圧（台風）の強度の増大が指摘された。わが国でも1時間雨量が50mmや100mmを越える雨の発生回数の増加が報告され、これらの降雨特性の変化を考慮すると、河川計画において根拠としてきた定常確率過程の前提を再検討する必要がある。一方、近年頻発する局所的集中豪雨（ゲリラ豪雨）に対する国民の関心も高まっており、流域管理、コミュニティ防災等、新たな治水の考え方も提案されているところである。今後起こりうるリスクを徹底的に吟味し、様々な対応策のオプションを用意した上で、新たな河川計画、管理のあり方を検討することを要請する。

今回の検討で日本学術会議は、社会基盤の構築の基本値の一つである基本高水に関して、確かな情報が広く共有されていない状況が、社会の混乱、合意形成の障害を引き起こすことを認識した。基本高水の算定には、我が国でこれまで多数の流域で適用実績を持っていて信頼性がある貯留関数法を、ある程度、分布型のモデル形式にして利用してきた。しかし、人工衛星やレーダ等の観測体制が充実し、再解析などのモデル出力が利用可能となってきたこと、さらに、流域内で実際に生じている雨水流出現象の物理機構を捉えてモデル化する方法や、貯留施設や河道整備などの人工的な流水制御の影響を取り入れ、森林や農地、宅地等の土地利用の変化の効果を定量的に評価しうる分布型・連続時間の流出モデルによるシミュレーション技術、流出計算モデルの共有技術が進展している。このため、これらの学術の近年の成果を効果的に取り込んだ、より合理的な河川計画の手法を確立し、そこから生み出されるより確かな情報を広く共有することによって、合意形成を図るための計画の形成を要請する。

<用語の説明>

キャリブレーション：流出モデルの出力である河川流量と、降雨などの流出モデルへの入力との関係を決定付ける作業。

水文：地球上の水の循環の過程における諸現象。具体的には降水や流出現象などを指す。また、このような水文を取り扱う科学を水文学とよぶ。

流域貯留量：河川流域の地表面や土壌、地下水帯に、一定期間存在する水の量。

有効降雨：降雨－流出応答の中で、直接流出に相当する降雨を有効降雨という。

飽和雨量と一次流出率：一般に、有効降雨は累加雨量がある値を超えるまで1より小さく、それを超えると有効降雨と累加雨量のそれぞれの増加分はほぼ近い値となる。有効降雨をモデル化するに当たって、この境界の累加雨量を飽和雨量とよび、飽和雨量に達するまでの流出率を一次流出率とよぶ。詳細は資料1を参照。

河道：河の中で水の通路となるところ。

直接流出：河道に直接降る雨や、地中に浸透せずに地表面を流れる水(表面流出)、いったん地中に浸透した後に再び地表面に早く出て地表面を流れる水(早い中間流出)など、降雨後速やかに河道に到達する流出。

基底流出：いったん地中に浸透した後にゆっくり地表面に出て地表面を流れる水(遅い中間流出)や地下水帯から流出など、降雨後ゆっくり河道に到達する流出。

CommonMP：水理・水文・生態などの複合現象を解析するために、異なった機能を持つ要素モデルを一体的に協調・稼働させるためのプラットフォームの名称。

<参考文献>

- [1] 木村俊晃、貯留関数法による洪水流出追跡法、建設省土木研究所、1961.
- [2] 木村俊晃、貯留関数法、河鍋書店、1975.
- [3] 角屋 睦・永井明博、流出解析手法（その 10）—4、貯留法—貯留関数法による洪水流出解析—、農業土木学会誌、第 48 卷 10 号、pp. 43-50、1980.
- [4] Prasad, R., A nonlinear hydrologic system response model, Proc. ASCE, Vol. 93, No. HY4, pp. 201-221, 1967.
- [5] 星 清・山岡 勲、雨水流法と貯留関数法の相互関係、第 26 回水理講演会論文集、pp. 273-278、1982.
- [6] 国土交通省河川局、利根川水系河川整備基本方針、2006 年 2 月.
- [7] 気候変動に関する政府間パネル (International Panel on Climate Change: IPCC)、第 4 次評価報告書、2007 年 11 月.

<参考資料1> 河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会審議経過

平成23年1月19日(水) 第1回分科会(13:00~15:00)

- ・ 役員の決定(委員長、副委員長、幹事)
- ・ 参考人(国土交通省)から審議依頼の趣旨説明、利根川水系の基本高水の概要と検証の進め方に関する説明。質疑応答。

平成23年2月18日(金) 第2回分科会(10:00~12:30)

- ・ 今後の審議の進め方、ヒアリングの実施方針について議論。
- ・ 利根川水系の基本高水算定手法に関して参考人(国土交通省)と質疑応答。

平成23年3月28日(月) 第3回分科会(15:00~17:00)

- ・ 利根川水系の基本高水算定手法(新手法)に関する詳しい質疑。

平成23年3月29日(火) 第4回分科会(15:00~18:00)

- ・ 基本高水の決定に重要な流出解析法、既存データの取扱いに詳しい専門家、利根川の洪水に詳しい専門家などからヒアリングと質疑応答。

平成23年4月1日(金) 第5回分科会(15:00~17:00)

- ・ 報告書取りまとめの方向性について議論。

平成23年4月26日(火) 第6回分科会(9:00~12:00)

- ・ 国土交通省から基本高水算定手法(新手法)の検証に必要な情報が提示。
- ・ 論点の整理について議論

平成23年5月11日(水) 第7回分科会(14:00~17:00)

- ・ 論点の整理について議論
- ・ 委員による検証・評価結果について議論。

平成23年6月1日(水) 第8回分科会(15:00~18:00)

- ・ 基本高水算定手法(新手法)の検証結果の議論。
- ・ 委員による他手法による検証結果の報告の議論。
- ・ 報告書の骨子について議論。

平成23年6月8日(水) 第9回分科会(15:00~17:00)

- ・ 委員による他手法による検証結果の報告の議論。
- ・ 報告書の骨子について議論。

平成 23 年 6 月 13 日（月） 第 10 回分科会（10:00-12:00）

- ・ 森林の保水力及び報告書の骨子について議論。

平成 23 年 6 月 20 日（月） 第 11 回分科会（17:00-19:00）

- ・ 総合確率法、報告書の骨子及び報告書について議論。

平成 23 年 7 月 4 日（月）～平成 23 年 8 月 22 日（月）

- ・ 回答（案）の取りまとめおよび審議

平成 23 年 9 月 1 日（木）

- ・ 第 133 回日本学術会議幹事会において回答「河川流出モデル・基本高水の検証に関する学術的な評価」を承認

<参考資料2> 国土交通省河川局長からの審議依頼

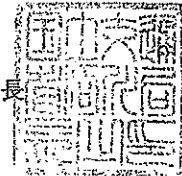


国河計調第 22 号

平成 23 年 1 月 13 日

日本学術会議会長 様

国土交通省河川局長



河川流出モデル・基本高水の検証に関する学術的な評価について（依頼）

自然的・社会的条件から水害に対して脆弱な国土構造を有する我が国においては、古くから治水対策を行うことにより、我が国の発展を支える社会経済活動の基盤を整備してきました。今後も持続的に国土を保全し、安全で安心な国民生活の確保を図るためには、長期的な視点で計画的な治水対策を行う必要があります。そのため、河川法においては、長期的な河川整備の方針として、洪水防御に関する計画の基本となる洪水である基本高水等を定めた河川整備基本方針を策定することとしています。基本高水を設定する方法としては、種々の方法がありますが、一般的には、観測された雨量データや流量データを分析し、流域の特性に応じて流出計算モデルを構築し、それを用いて算出された結果等を総合的に検討して決定しています。

現在、計画の前提となるデータについては、ダム事業の検証の中で詳細に点検を行っているところですが、利根川水系においては、平成 17 年度の河川整備基本方針策定時に飽和雨量などの定数に関して十分な検証が行われていなかったこと等から、データを点検した上で、現行の流出計算モデルの問題点を整理し、蓄積されてきたデータや知見を踏まえて新たな流出計算モデルを構築し、これを用いた基本高水の検証を行うこととしています。

これらは国土交通省が自ら行うものですが、その際には、学術的な観点からの評価をいただくことが重要であり、評価をいただく上では、客観性と中立性の確保が不可欠であると考えています。客観性と中立性を確保するためには、第三者的で独立性の高い学術的な機関に評価を依頼する必要があると考えており、国土交通省は、この評価を行う主体として日本学術会議がふさわしいと考え、貴会議に依頼することとしました。

つきましては、利根川水系における河川流出モデル・基本高水の設定手法の検証に関する学術的な観点からの評価について、貴会議におかれましてはよろしくご審議の上、ご意見をくださるよう、お願い申し上げます。なお、審議に当たっては、透明性の確保に最大限努めていただくとともに、河川流出モデル・基本高水に関して知見を有する研究者等から広く意見を聴く措置を講じていただきますように、あわせてお願い申し上げます。

<参考資料3> 貯留関数法とその適用法

1 概説

流域ないし河道を一つの貯水池と考え、貯留量－流出量関係（貯留関数）を運動方程式とし、これを連続式と組み合わせて、流出量を追跡する方法を一般に貯留関数法という。我が国では木村（1961, 1975）の貯留関数法が広く利用されているが、貯留関数法には、有効降雨の扱い、貯留量－流出量関係の二価性の扱い（遅れ時間の扱い）、流出域・浸透域区分の扱い、パラメータ決定法などにおいて、様々な手法が開発されており、その適用に当たっては、各手法の違いとその意味を明確にする必要がある。

また、流出モデルへの入力となる流域平均雨量は、パラメータ推定やハイドログラフの再現性に大きく影響するので、その算定には十分留意する必要がある。

本章では、流域平均雨量、有効降雨の推定法について述べた後、代表的な貯留関数法として、木村の方法、角屋・永井の方法、星・山岡の方法について説明する。さらに、流域平均雨量の推定法に関する参考資料として、山岳部を含むダム流域における流域平均降水量の推定事例を、有効降雨の推定法に関する参考資料として、総雨量－総直接流出量関係の観測事例を紹介する。

2 流域平均雨量

年間を通した水文解析を行う際には、降雨量と降雪量を合わせた降水量を用いるが、融雪洪水を除く洪水流出解析では降雨のみを取り扱う。以下では、原則として降水を降雨、降水量を雨量と表記する。さて、流出解析には対象流域全体に降った面積雨量が必要であるが、これを直接観測することはできない。そこで、複数地点で観測された地点雨量に基づいて、以下の方法で流域平均雨量を推定する。

等雨量線法：流域内外の雨量観測値に基づいて等雨量線を描く。隣接する2本の等雨量線に挟まれる流域内の面積を A_i 、その領域の面積雨量（隣接する等雨量線の値の平均）を P_i として、次式によって流域平均雨量 P_m を求める。

$$P_m = \frac{\sum_{i=1}^n P_i A_i}{\sum_{i=1}^n A_i} \quad (1)$$

ここで、 n は領域数である。観測点が多数配置されており、等雨量線を精度良く描くことができれば最良の方法と言えるが、等雨量線の作図には経験を要する。

ティーセン法：流域内の観測点及び流域に隣接する観測点を結ぶ三角網を作り、各辺の垂直二等分線を引くと、それぞれ1つの観測点を内部に含む多数の多角形が描ける（図-1参照）。ある多角形について流域内の面積を A_i 、その領域に含まれる観測点の雨量を P_i として、(1)式で流域平均雨量 P_m を求める。個人差が生じないことから広く用いられているが、観測点が偏りなく配置されている必要がある。

算術平均法：流域内に N 個の観測点があるとき、 N 個の地点雨量の算術平均値を流域平均雨量とする方法である。

支配圏法：ある一つの観測点で代表させることのできる区域（支配圏）を地形、傾斜、気象条件などを考慮して定める方法。

高度法：流域を標高に基づいていくつかの地帯に分割し、各地帯に含まれる観測点の雨量に基づいて地帯別の面積雨量を定め、これを地帯別面積で加重平均して流域平均雨量を求める方法。山岳部を含む流域では、概して標高が高いほど降水量が多くなる傾向が見られるが、そのような傾向が顕著な場合に適

する方法である（補足資料1を参照のこと）。

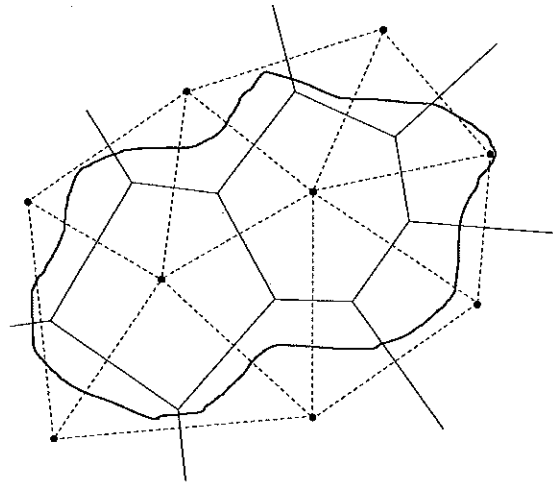


図-1 ティーセン法（点：雨量観測点，点線：三角網，実線：垂直二等分線）

3 有効降雨

(1) 直接流出量の分離

タンクモデルのように有効降雨の計算がモデルに内蔵されている手法を除けば、貯留関数法を始めとする洪水流出解析法の多くは、有効降雨をモデルへの入力、直接流出をモデルからの出力とする。このため、特定出水の有効降雨を算定するためには、観測ハイドログラフから直接流出と基底流出を分離しておく必要がある。

観測ハイドログラフに基づく直接流出量の分離法には、水平分離法、バーンズ法など複数の方法があるが、最近ではハイドログラフ逓減部の折曲点による方法がよく用いられている。これは、出水時のハイドログラフを片対数紙に描き、ピーク発生後の逓減部を折線近似した際の第1折曲点を表面流出の終了時点、第2折曲点を中間流出の終了時点と考えると、ハイドログラフの立ち上がり点と逓減部の第2折曲点を結んだ線を直接流出と基底流出の分離線とする方法である。分離された直接流出量の総和を流域面積で除して流出高に直せば、当該出水の総直接流出高（＝総有効降雨量）が得られる。

(2) 有効降雨モデル

観測ハイドログラフが存在しない予測計算では、流域平均雨量から有効降雨を計算するための有効降雨モデルが必要である。観測ハイドログラフが存在する特定出水の計算（事後解析）においても、直接流出量を分離して求めた総有効降雨量に基づいて、各時刻の有効降雨強度を計算するための有効降雨モデルが必要となる。我が国では、有効降雨モデルとして、飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による方法、雨水保留量曲線法がよく用いられている。その他にも、浸入能方程式による方法、 ϕ index 法、カーブナンバー法など様々な方法がある。

飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による方法：最も単純な有効降雨モデルは、一定の流出率による方法であろう。これは、流出率＝総有効降雨量／総流域平均雨量として、各時刻の降雨強度にこの流出率を乗じたものを有効降雨強度とする方法である。しかしながら、この方法で求めた有効降雨で流出計算を行うと、出水前半の計算流量は過大、出水後半の計算流量は過小になることがしばしばある。そこで、

飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による方法では、出水期間中の流出率を一定とせず、累加雨量が飽和雨量に達するまでは一次流出率 f_1 を用い、累加雨量が飽和雨量に達した後は飽和流出率 f_s に切り替える。有効降雨強度 r_e は、次式で求められる。

$$r_e = f_1 r \quad 0 \leq \sum r < R_{sa} \quad (2-1)$$

$$= f_s r \quad R_{sa} \leq \sum r \quad (2-2)$$

ここに、 r_e ：有効降雨強度 (mm/h)， r ：観測された流域平均降雨強度 (mm/h)， R_{sa} ：飽和雨量 (mm)。

対象流域で観測された総雨量－総直接流出量関係に折れ線を当てはめれば、直線の勾配から一次流出率 f_1 と飽和流出率 f_s が、折曲点の雨量から飽和雨量が求められる。図-2 に土器川（香川県）と遠賀川（福岡県）で観測された総雨量－総直接流出量関係に、平均的な乾湿状態を表す折れ線を挿入した事例を示す（補足資料 2 から抜粋）。土器川では $R_{sa} = 200\text{mm}$ 、 $f_1 = 0.72$ 、 $f_s = 1.0$ 、遠賀川では $R_{sa} = 270\text{mm}$ 、 $f_1 = 0.28$ 、 $f_s = 0.65$ となっている。土器川のように飽和流出率 f_s が 1.0 となる事例が少なくないが、遠賀川のように 1.0 とはならない場合もあることに注意すべきである。また、飽和雨量・飽和流出率を設定せずに一次流出率だけで有効降雨を求めた方がよい場合もある。

なお、特定出水の計算（事後解析）では、飽和雨量を調節するなどの工夫によって、総雨量－総直接流出量関係における当該出水のプロット点を通過する折れ線を設定する必要がある。これにより、総有効降雨量を観測された総直接流出量に合致させることができる。

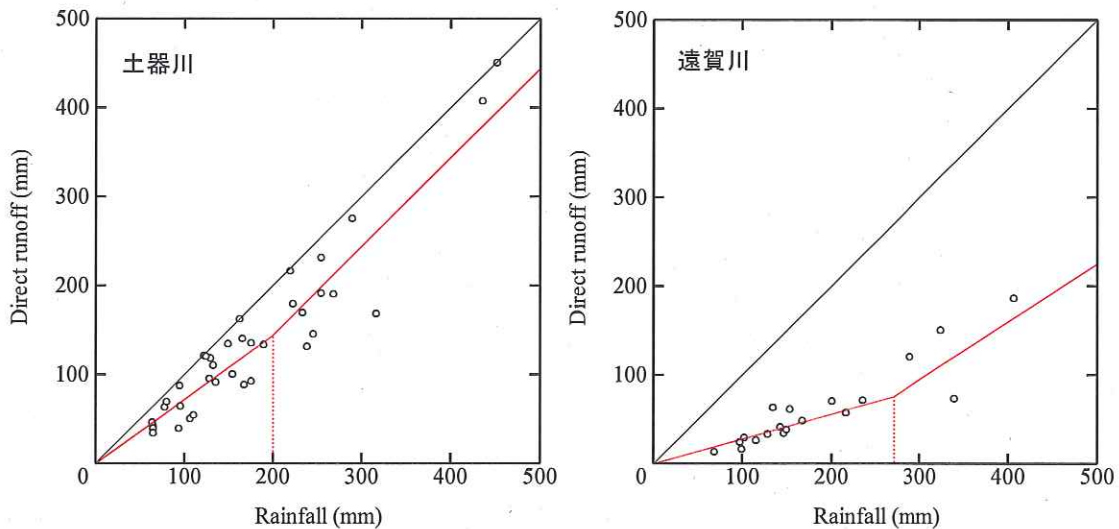


図-2 総雨量－総直接流出量関係（土器川・遠賀川の事例）

雨水保留量曲線法：一降雨の総雨量から総直接流出量を差し引いたものを雨水保留量という。この雨水保留量を求めて総雨量－雨水保留量関係をグラフにプロットした後、プロットされた点群の上方を包絡する曲線を描いて、これを乾燥状態での雨水保留量を表す標準曲線とする。特定出水の計算（事後解析）では、標準曲線に形状が類似していて、当該出水のプロット点を通過する曲線を設定し、この曲線に基づいて各時刻の有効降雨強度を計算する。図-3 に土器川と遠賀川で観測された総雨量－雨水保留量関係とそれを包絡する標準曲線を例示する。例えば、遠賀川において、プロット点 A の出水に対する有効降雨を計算するには、点線で表したような曲線を利用すればよい。

(3) 乾湿状態を表す指標

図-2, 図-3 によると, 総雨量がほぼ同じであっても総直接流出量, 雨水保留量は出水ごとにかなり異なることが分かる. このような出水ごとの違いには, 降雨波形の影響もあるが, 出水直前の乾湿状態

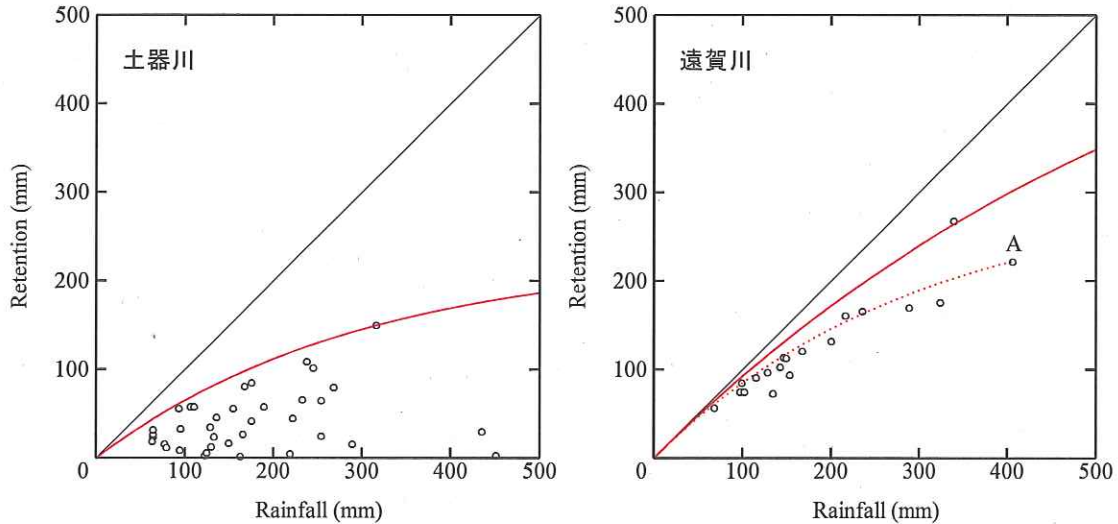


図-3 雨水保留量曲線 (土器川・遠賀川の事例)

の影響が大きい. 流域の乾湿状態を表す指標には, 前期無降雨日数, 先行降雨指数 (API), 初期流量などがある. 前期無降雨日数は, 当該出水前の無降雨日数であり, この日数が長いほど乾燥, 短いほど湿潤である. 先行降雨指数 (API) は, 当該出水前 20~30 日間の日雨量に対して, 出水直近の降雨に大きい重みを, 出水から離れた降雨に小さい重みを乗じて加重和を求めたもので, 降雨履歴を考慮した指標である. この指数は, 小さいほど乾燥, 大きいほど湿潤である. 一方, 初期流量は, 出水直前における基底流量の大きさに基づいて乾湿状態を表すもので, 洪水直前流量ともいう. 初期流量は, 小さいほど乾燥, 大きいほど湿潤である. これらの指標を利用して, 総雨量-総直接流出量関係 (流出率) や総雨量-雨水保留量関係に対する乾湿の影響を説明しようとした検討事例は多い.

4 貯留関数法

(1) 代表的な貯留関数法

流域ないし河道を一つの貯水池と考え, 貯留量-流出量関係 (貯留関数) を運動方程式とし, これを連続式と組み合わせて, 流出量を追跡する方法を一般に貯留関数法という. 貯留関数には複数の提案があり, 以下の 3 モデルが代表的である (土木学会, 1989).

$$\text{木村のモデル (1961)} \quad s = kq^p \quad (3)$$

$$\text{Prasad のモデル (1967)} \quad s = k_1 q^{p_1} + k_2 dq/dt \quad (4)$$

$$\text{星・山岡のモデル (1982)} \quad s = k_1 q^{p_1} + k_2 dq^{p_2}/dt \quad (5)$$

ここに, s : 流域の貯留量, q : 直接流出量, k, k_1, k_2, p, p_1, p_2 : パラメータ, t : 時間.

観測データに基づいて, 流域の貯留量 s と直接流出量 q の関係をグラフにプロットすると, 図-4 のように, 直接流出量の上昇部と下降部でループを描き, 貯留量-流出量関係が二価関数となることが多

い。木村は、遅れ時間の概念を導入することでループが解消でき、貯留量-流出量関係を一価関数として扱えることを示した。一方、Prasad のモデルと星・山岡のモデルでは、非定常項を導入することで貯留量-流出量関係の二価性を表現している。

(2) 木村の貯留関数法

木村 (1961, 1975) の貯留関数法は、上述のように、遅れ時間の概念を導入している点に最大の特徴

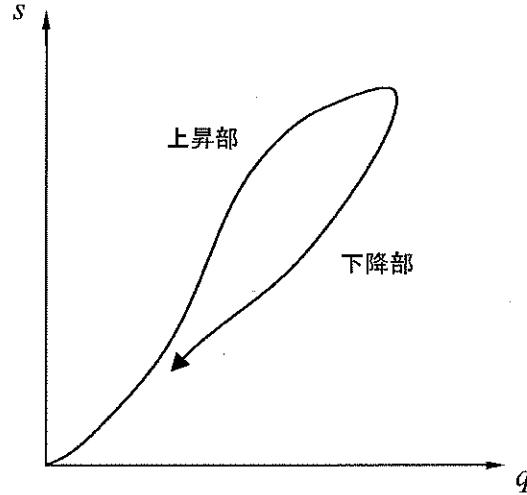


図-4 貯留量-流出量関係

がある。対象流域を複数の流域ブロック (サブ流域) と複数の河道ブロックが連結したものと表現した上で、1つの流域ブロックを流出域と浸透域に分割し、各領域の計算流量を合算して、流域ブロック下流端の計算流量としている点にも特徴があり、その流出域・浸透域の扱いと有効降雨の扱いは一体となっている。以下、流域・河道ブロックの基礎式とパラメータ決定法について説明する。

流域ブロック：流域ブロック (サブ流域) の基礎式は、次の通りである。

$$s_t = kq_t^p, \quad ds_t/dt = r_e - q_t \tag{6}$$

ここに、 s_t : みかけの貯留量 (mm), q_t : 遅れ時間 T_l (h) を考慮した直接流出量 (mm/h). $q_t(t) = q(t + T_l)$ で、 q が求めるべき直接流出量. r_e : 有効降雨強度 (mm/h), t : 時間 (h), k, p, T_l : パラメータ。

(6)式は、面積率 f_1 の流出域と面積率 $f_s - f_1$ の浸透域にそれぞれ適用され、流出域と浸透域の有効降雨強度 r_e は、それぞれ次式で求められる。 f_1 は一次流出率、 f_s は飽和流出率で、大抵は $f_s \cong 1$ とする。

$$\text{流出域} \quad r_e = r \tag{7-1}$$

$$\text{浸透域} \quad r_e = 0 \quad 0 \leq \sum r < R_{sa} \tag{7-2}$$

$$= r \quad R_{sa} \leq \sum r \tag{7-3}$$

ここに、 r : 観測された流域平均降雨強度 (mm/h), R_{sa} : 飽和雨量 (mm)。

流域ブロック (サブ流域) 末端の計算流量は、流出域及び浸透域における計算直接流出量に基づいて次式で求められる。

$$Q_{cat} = \frac{1}{3.6} \cdot f_1 \cdot A \cdot q_r + \frac{1}{3.6} \cdot (f_s - f_1) \cdot A \cdot q_t + Q_b \tag{8}$$

ここに、 Q_{cat} : 流域ブロック (サブ流域) 末端の計算流量 (m^3/s), q_r : 流出域の計算直接流出量 (mm/h), q_t : 浸透域の計算直接流出量 (mm/h), A : 流域面積 (km^2), Q_b : 基底流量 (m^3/s)。

流域ブロックのパラメータは、有効降雨に関わるパラメータ R_{sa}, f_1, f_s と流出計算に関わるパラメータ k, p, T_l であるが、木村の貯留関数法では、当初、流域を流出域と浸透域に分割せずにパラメータ k, p, T_l を決定した後、実際の流出計算に際しては、パラメータ R_{sa}, f_1, f_s を決定して、流出域と浸透域に分割した上述の計算を実施するという手順が一般的である。

パラメータ k, p, T_l は、次の手順で決定できる (図-5 参照, 土木学会, 1985)。

- ① T_l を仮定する (最初は $T_l = 0$ とおく)。
- ② 観測ハイドログラフから基底流量を差し引いて、直接流出量のハイドログラフ (q) を得る。
- ③ 直接流出量のハイドログラフ q を負の時間方向へ T_l だけ平行移動させたものを q_l とする。
- ④ 流量 q_c (ピーク流出量の 1~2 割) を設定し、ハイドログラフ q_l について増水期に流量が q_c となる時刻を t_1 、減水期に流量が q_c となる時刻を t_2 とする。
- ⑤ 次式より平均流入係数 f を計算する。

$$f = \int_{t_1}^{t_2} q_l dt / \int_{t_1}^{t_2} r dt \quad (9)$$

- ⑥ 次式より $s_l(t)$ を計算する。ここで $s_l(t_1) = 0$ とする。

$$s_l(t) - s_l(t_1) = \int_{t_1}^t f \cdot r dt - \int_{t_1}^t q_l dt \quad (10)$$

- ⑦ 両対数紙の横軸に $q_l(t)$ 、縦軸に $s_l(t)$ をプロットして、直接流出量-貯留量関係を描く (図-4)。図-4 のように、直接流出量-貯留量関係が時計回りのループを描くときは T_l を大きくし、反時計回りのときは T_l を小さくして、ループが小さくなるまで①~⑦の手順を繰り返す。
- ⑧ T_l を変えてもループが小さくならないことが分かれば、そのときの T_l を遅れ時間とし、直接流出量-貯留量関係図の勾配から p を、 $q_l = 1$ のときの s_l から k を決定する。

以上の手順でパラメータ k, p, T_l を決定した後、パラメータ R_{sa}, f_1, f_s を決定する。これらの決定には① f_1 を仮定して R_{sa} を計算する方法、② 累加曲線 ($f_1 = 1, R_{sa} = 0$ としたときの累加計算流出高と累加観測流出高の関係) による方法、③ 過去の洪水の総雨量-総直接流出量関係図から推定する方法がある (建設省水文研究会, 1975)。

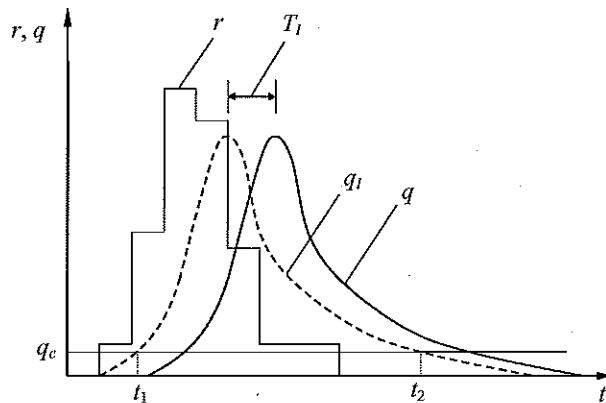


図-5 雨量及び直接流出量の観測データに基づく貯留量計算

河道ブロック：河道ブロックでは、上流側の流域ブロックないし河道ブロックからの流出量、残流域ブ

ロックからの流出量を河道ブロックへの流入量として、河道流の追跡計算を行う。その際、河道貯留量（河道内に貯留された流水の体積）と河道ブロック末端からの流出量の間貯留関数を当てはめる。不定流の貯留関数として導出された基礎式は、次式の通りである（木村, 1975; 建設省水文研究会, 1975）。

$$S_t = KQ_t^p - T_{lc}Q_t, \quad dS_t/dt = I - Q_t \quad (11)$$

ここに、 S_t : みかけの貯留量 (m^3)、 Q_t : 遅れ時間 T_{lc} (s) を考慮した流出量 (m^3/s)、 $Q_t(t) = Q(t + T_{lc})$ で、 Q が求めるべき河道ブロック末端の流出量、 I : 河道ブロックへの流入量 (m^3/s)、 t : 時間 (s)、 K, P, T_{lc} : 河道ブロックのパラメータ。

ただし、 S_t (m^3) の代わりに、これを 3600 で除したものをを用いて、 S_t ($(\text{m}^3/\text{s}) \cdot \text{h}$) と表記することもある。このとき、時間 t と遅れ時間 T_{lc} の単位は (h) であり、パラメータ K は、 S_t (m^3) としたときの K 値を 3600 で除したものになる（土木学会, 1988）。

河道ブロックの貯留関数（運動方程式）は、簡便のため $S_t = KQ_t^p$ とすることも多い。なお、(11)式に示した貯留関数では、 Q_t が非常に大きいとき、 Q_t の増加に伴って S_t が減少することがある。これは Q_t の増加に伴って遅れ時間 T_{lc} を小さくすべきところ、これを一定にしたことによる矛盾で、この式に適用限界を付けるか、 K, P を決め直した上で $S_t = KQ_t^p$ を適用する（建設省水文研究会, 1975）。

パラメータ K, P, T_{lc} は次の手順で求める。まず、等流計算ないし不等流計算によって、いくつかの流量に対する貯留量を計算する。次いで、遅れ時間 T_{lc} を仮定して、両対数紙に先の流量—貯留量関係をプロットすれば、勾配と $Q_t = 1$ のときの S_t から P, K が決まる。なお、貯留関数に $S_t = KQ_t^p - T_{lc}Q_t$ を採用するときは、流量—貯留量関係図の横軸を Q_t 、縦軸を $S_t + T_{lc}Q_t$ とする。次いで、流入量と流出量の観測データに基づいて、遅れ時間 T_{lc} を仮定した上で、両対数紙に流量—貯留量関係をプロットし、流量—貯留量関係がほぼ一価の関係を示すときの遅れ時間を採用する（土木学会, 1988）。定流の貯留関数と洪水流の貯留関数の関係に基づいて、遅れ時間 T_{lc} を推定する方法も提示されている（木村, 1975）。

数値計算法：流域ブロックの(6)式、河道ブロックの(11)式ともに、連続式左辺の貯留量に運動方程式の右辺を代入すれば、流量に関する常微分方程式が得られる。そこで、数値計算においては、常微分方程式の数値解法であるルンゲ・クッタ法や修正オイラー法などを適用する。また、常微分方程式を差分化した後、ニュートン・ラフソン法などの反復近似計算法を適用して解く方法もある。

パラメータの総合化：先に述べた通り、流域・河道のパラメータは、雨量・流量の観測データに基づいて流域ごとに決定すべきであるが、観測データが得られない場合も多い。そこで、木村 (1975) は、全国 10 数流域の解析に基づき、山地河川流域に対する総合貯留関数として、次式を提示している。

$$s_t = 40.3q_t^{0.5} \quad (12)$$

さらに、木村 (1975) は、流域の遅れ時間 T_l について、次式を提示している。

$$T_l = 0.0470L - 0.56 \quad (L > 11.9 \text{ km}), \quad T_l = 0 \quad (L \leq 11.9 \text{ km}) \quad (13)$$

ここに、 T_l : 遅れ時間 (h)、 L : 流路延長（流出地点から流路に沿って流域内最遠点までの距離, km）。

また、河道の遅れ時間 T_{lc} については、次のような経験式がある（建設省水文研究会, 1975）。

$$T_{lc} = (7.36 \times 10^{-4}) \times L \cdot I^{-0.5} \quad (14)$$

ここに、 T_{lc} : 河道の遅れ時間 (h)、 L : 河道区間延長 (km)、 I : 河道平均勾配。

その他、流域のパラメータ k, p を流域平均勾配の関数とし、 T_l を流路延長の関数として表した利根川経験式、 $p = 1/3$ として k を流路延長、流域平均勾配、流域粗度の関数としたリザーブ法がある（国土技術研究センター, 2001）。

(3) 角屋・永井の適用法

木村の貯留関数法は、パラメータ k, p, T_l を決定する際のモデル構造（流域分割せず、平均流入係数で有効降雨を計算）と、実際に流出計算を行う際のモデル構造（流域を流出域と浸透域に分割し、(7)式で各領域の有効降雨を計算）が一致していない点が難点である。また、流出域・浸透域の扱いと飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による有効降雨の計算は一体となっているため、有効降雨の計算方法について解析者の裁量が入る余地はあまりない。それに対して、角屋・永井（1980）の方法では、遅れ時間を導入した木村の貯留関数法の基本概念はそのまま踏襲しつつも、流域ブロック（サブ流域）を流出域と浸透域に分割せず、1つの流域ブロックは一括モデルとして流出計算を行っている。このため、有効降雨の計算には、どのような方法でも適用可能である。ただし、流出モデルそのものは木村の貯留関数法であることに変わりはないので、以下では、角屋・永井の適用法と呼称することにする。

流域ブロック：流域ブロック（サブ流域）の基礎式は、木村の貯留関数法の(6)式と同じであるが、角屋・永井の適用法では、いずれかの方法であらかじめ有効降雨を計算しておき、これを入力データとする。流域ブロックは、流出域と浸透域には分割しない。飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による方法で有効降雨を推定する場合は(2)式を用いればよい。永井ら（1982）、杉山・角屋（1988a）は、有効降雨の推定誤差がパラメータ同定に関与することを避けるためには、観測流出量の総和と計算流出量の総和を一致させることが必須であるとして、雨水保留量曲線法を使用している。流域ブロック（サブ流域）末端の計算流量 Q_{cat} (m^3/s) は、計算直接流出量 q (mm/h) に基づいて次式で求められる。

$$Q_{cat} = \frac{1}{3.6} \cdot A \cdot q + Q_b \quad (15)$$

ここに、 A ：流域面積 (km^2)、 Q_b ：基底流量 (m^3/s)。

パラメータ k, p, T_l は、木村の方法で述べた貯留量-流出量関係図に基づく方法で決定できるが、有効降雨はあらかじめ計算しておくので、平均流入係数の計算は不要である。永井ら（1982）、杉山・角屋（1988a）は、基準化 Powell 法（SP 法）などの非線形最適化手法を用いて、計算ハイドログラフが観測ハイドログラフによく適合するときのパラメータ k, p, T_l を同定している。

河道ブロック：河道ブロックの基礎式は、次式としている（変数の意味は(11)式と同じ）。

$$S_i = KQ_i^P, \quad dS_i/dt = I - Q_i \quad (16)$$

パラメータ K, P は、河道の平均断面に対して数種の水深を想定し、Manning 式で求めた流出量と貯留量の関係を両対数紙にプロットして、それに当てはめた直線から決定する（角屋・永井，1980）。一方、遅れ時間 T_{lc} は、流入量のピーク値 I_p の伝播速度から決まるものとして、次のように求める（永井ら，1982；杉山ら，1988b）。まず、ピーク流入量の伝播時間 t_w は次式で表される。

$$t_w = L \cdot K \cdot P / I_p^{1-P} \quad (17)$$

ここに、 L ：対象ブロックの河道長。

この t_w に基づいて、次式で T_{lc} を推定する。

$$T_{lc} = t_w - t_0 \quad (t_w > t_0), \quad T_{lc} = 0 \quad (t_w < t_0) \quad (18)$$

ここに、 t_0 ：河道ブロックの上流端ピーク流量発生時刻と下流端ピーク流量発生時刻の時間差。

数値計算法：木村の貯留関数法と同様である。

パラメータの総合化：永井ら（1982）は、貯留関数法と表面流モデルの相互関係及び最適定数と流域水文地形量の関係に基づいて、次のような山地河川流域の定数推定式を提案している。

$$p=0.6, k=5.5A^{0.14}, T_1=0.95A^{0.14}r_e^{-0.4} \quad (19)$$

ここに、 A :流域面積 (km^2), r_e :ピーク流量 q_p (m^3/s) の有効降雨強度換算値 (mm/h), $r_e=3.6q_p/A$.

さらに、杉山ら (1988b) は、永井らのデータに開発地・市街地のデータを追加して同様の検討を行い、土地利用形態を考慮した定数推定式として、次式を提案している。

$$p=0.6, k=\beta A^{0.14}, T_1=\gamma A^{0.14}r_e^{-0.4} \quad (20)$$

ここに、自然山地・丘陵林地で $\beta=5, \gamma=1$, 開発域・半市街地で $\beta=1, \gamma=1$, 市街地で $\beta=0.5, \gamma=0.5$.

(4) 星・山岡の貯留関数法

星・山岡 (1982) は、貯留関数法と表面流モデルの相互関係に基づいて、貯留量-流出量関係の二価性を表現するのに適切な構造式を検討し、新たな貯留関数法を提示している。

流域ブロック: 流域ブロック (サブ流域) の基礎式は、次の通りである。なお、流域ブロック (サブ流域) 末端の計算流量 Q_{out} (m^3/s) は、次式で得た直接流出量 q (mm/h) から (15) 式で求められる。

$$s=k_1q^{p_1}+k_2d(q^{p_2})/dt, ds/dt=r_e-q \quad (21)$$

ここに、 s :貯留量 (mm), r_e :有効降雨強度 (mm/h), t :時間 (h), k_1, k_2, p_1, p_2 :流域パラメータ。

星らは、流域平均降雨強度に一定の流出率 f を乗じて、有効降雨強度を計算しているが、最近では損失項を含む貯留関数法 (馬場ら, 1999) や地下水流出成分を表す2段階目タンクへの浸透を考慮した貯留関数法 (馬場ら, 2001) も提示している。流域パラメータ k_1, k_2, p_1, p_2 は、ニュートン法などの非線形最適化手法を用いて、計算ハイドログラフが観測ハイドログラフによく適合するように決定されるが、後で示す(24)式を用いて、パラメータを f_c, f の2個に集約する方法が提案されている。

河道ブロック: 河道ブロックでも貯留量-流出量関係の二価性を表現した次の基礎式が用いられる。

$$S=k_3Q^{p_3}+k_4d(Q^{p_4})/dt, dS/dt=I-Q \quad (22)$$

ここに、 S :貯留量 (m^3), Q :流出量 (m^3/s), I :河道ブロックへの流入量 (m^3/s), t :時間 (s), k_3, k_4, p_3, p_4 :河道パラメータ。河道パラメータについては、雨水流法の河道定数と降雨波形に基づいてこれらを定める近似式が提示されている (北海道河川防災研究センター・研究所, 2009)。

数値計算法: (21)式を解く際には、次のような変数変換を行い、 $X=(x_1, x_2)$ についての微分方程式を線形化手法で解く。

$$x_1=q^{p_2}, x_2=d(q^{p_2})/dt \quad (23)$$

パラメータの総合化: 星・村上 (1987) は、貯留関数法と表面流モデルの相互関係に基づいて、次式を提案している。

$$k_1=2.823f_cA^{0.24}, k_2=0.2835k_1^2\bar{r}_e^{-0.2648}, p_1=0.6, p_2=0.4648 \quad (24)$$

ここに、 f_c :流域平均粗度で、 $f_c=(n/\sqrt{i})^{0.6}$, n :等価粗度 ($\text{s}/\text{m}^{1/3}$), i :平均斜面勾配, A :流域面積 (km^2), \bar{r}_e :平均有効降雨強度 (mm/h)。

引用文献

- 馬場仁志・星 清・橋本識秀 (1999): 損失機構を組み合わせた貯留関数モデルの総合化, 水工学論文集, 第43巻, pp.1085-1090
- 馬場仁志・星 清・藤田睦博 (2001): 蒸発散および浸透を組み合わせた二段貯留関数型流出モデルの開発, 水文・水資源学会誌, Vol.14, No.5, pp.364-375
- 土木学会 (1985); 水理公式集 (昭和60年版)

- 土木学会 (1988) : 水理公式集例題集 (昭和 60 年版)
- 土木学会 (1989) : 第 13 編 水文学・気象学, 土木工学ハンドブック (第 4 版), 技報堂出版
- 北海道河川防災研究センター・研究所 (2009) : 「複合流域系洪水予測システム理論」解説書
- 星 清・山岡 勲 (1982) : 雨水流法と貯留関数法の相互関係, 第 26 回水理講演会論文集, pp.273-278
- 星 清・村上泰啓 (1987) : 小流域における総合貯留関数法の開発, 第 31 回水理講演会論文集, pp.107-112
- 角屋 睦・永井明博 (1980) : 流出解析手法 (その 10) -4. 貯留法一貯留関数法による洪水流出解析一, 農業土木学会誌, 第 48 巻 10 号, pp.43-50
- 建設省水文研究会 (編) (1975) : 流出計算例題集 2, (社) 全日本建設技術協会
- 木村俊晃 (1961) : 貯留関数法による洪水流出追跡法, 建設省土木研究所
- 木村俊晃 (1975) : 貯留関数法, 河鍋書店
- 国土技術研究センター (2001) : 参考資料 流出解析システム (Ver2.3) の解析手法について
- 永井明博・角屋 睦・杉山博信・鈴木克英 (1982) : 貯留関数法の総合化, 京都大学防災研究所年報, 第 25 号 B-2, pp.207-220
- Prasad, R. (1967): A nonlinear hydrologic system response model, Proc. ASCE, Vol.93, No.HY4, pp.201-221
- 杉山博信・角屋 睦 (1988a) : 貯留関数モデル定数に関する一考察, 農業土木学会論文集, 第 133 号, pp.11-18
- 杉山博信・角屋 睦・永井明博 (1988b) : 総合貯留関数モデルに関する研究, 農業土木学会論文集, 第 134 号, pp.69-75
- 補足資料 1 山岳部を含むダム流域における流域平均降水量の扱いについて
- 補足資料 2 総雨量と総直接流出量の観測事例について

補足資料1 山岳部を含むダム流域における流域平均降水量の扱いについて

山岳部を含むダム流域では、降水量の空間的な変動が激しく、流域平均降水量の把握が難しい場合がある。ここでは、降水量が標高によって大きく変化する奈良県紀ノ川上流の大迫ダム流域において、流域平均降水量を推定した事例（角屋・田中丸，1995）を紹介する。

大迫ダム流域（図-1）は、奈良県紀ノ川上流、吉野川最上流部に位置しており、地形は高峻な褶曲山地で、流域面積は114.8km²である。流域の標高は、ダム地点のほぼ400mから大普賢岳山頂の1780mまで大きく変化し、平均標高は860mである。ダムの本格運用が開始された1974年から1984年までは、ダム（標高400m）、栃谷（430m）、筏場（430m）、大台ヶ原（1520m）にロボットテレメータ方式の4雨量観測所が配置されており、1985年には流域北側に北股雨量観測所が新設された。大台ヶ原は、我が国最大級の豪雨地帯として知られている。

表-1は、1974～1985年の12年間について、ダム、栃谷、筏場、大台ヶ原の年降水量と年間ダム流入量を示したものである。これによると、ダム、栃谷、筏場の下流側3地点の年降水量は、標高1520mに位置する大台ヶ原のそれに比べて著しく少なく、いずれも年間ダム流入量よりも小さい。このような状況にもかかわらず、大台ヶ原は冬期降雪のため毎年約5ヶ月間欠測となり、流域平均降水量の把握をさらに難しくしている。

当初、一降水ごとの流域平均降水量の推定には、算術平均法やティーセン法が検討されたが、水収支の点で過小推定になることが多く、不都合と判断された。そこで、雨量特性を種々吟味の結果（要点後述）、次の方法（高度法）が採用された。

- ① 表-2のように、流域を標高別に4地帯に分割し、第1地帯降水量には下流側3地点（ダム、栃谷、筏場）の観測値の算術平均値を、第3、4地帯の降水量には、大台ヶ原の値をそのまま採用する。
- ② 第2地帯の降水量は、第1地帯の1.3倍とする。
- ③ 大台ヶ原が欠測のとき、第3、4地帯の降水量は、第1地帯の1.8倍とする。
- ④ 全流域の平均降水量は、各地帯の面積をウエイトとした加重平均値とする。

上述の方法では、次のような実態が考慮されている。

- i) 大台ヶ原の降水量を面積比の小さい第4地帯に限定すると、水収支の点で降水量不足となるが、第3地帯も含めると、水収支は均衡する。
- ii) 第2地帯には雨量観測所がないが、水収支の検討の結果、第1地帯の1.3倍と推定された。
- iii) 1974～1983年の10年間において、4地点とも降雨が観測されている日の降雨量を調べると、下流側3地点の値に大きな差はなく、その算術平均値に対する大台ヶ原の降雨量の平均比率は1.8倍となった。

ここで、年間水収支の検討には、Hamon法による蒸発散量を用いている。この結果、流域平均の年降水量は1731～3705mmとなり、12年間の平均で2770mmと見積もられた。なお、冬期については、菅原の方法で地帯別に積雪量・融雪量を推定する。

上述の方法で推定した流域平均降水量を用いて、長短期流出両用モデルによる連続時間解析を実施した結果についても簡単に述べる。1974～1975年（2年間）の資料を用いてパラメータ及び初期水深を最適同定した後、1976～1985年（10年間）の資料を用いて検証計算を行ったところ、日流出高の相対誤差は12年間の平均で17.2%と小さく、水収支についても妥当な結果が得られた。さらに、観測流量100m³/s

以上 (=比流量約 $1\text{m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ 以上) で評価した 34 出水時の平均相対誤差は 23.3%となり、長期・短期ともにハイドログラフの再現性は良好と判断された。

大迫ダムでは、これらの成果に基づいて構築された実時間洪水予測システム (長短期流出両用モデルに拡張カルマンフィルタによる状態修正法を導入したもの) が 1986 年から実用に供され、継続的に使用されている。ただし、流域平均降水量の推定については、第 1 地帯の平均降水量の計算に北股雨量観測所のデータが追加された他、洪水ハイドログラフの再現性をさらに向上させることを目的として、様々な改良が検討されてきている (永井ら, 2003)。

流域平均降水量の推定は、流出解析において重要なポイントの一つであるが、とかく安易に取り扱われがちである。本稿の事例は、大台ヶ原という我が国有数の豪雨地帯を擁した流域という点でかなり特異なケースではあるが、山岳部を含み降水量の空間的な変動が激しい流域において、流域平均降水量を推定する方法の一例として紹介した。

引用文献

- 角屋 睦・田中丸治哉 (1995) : 長短期流出両用モデルによる実時間洪水予測, 農業土木学会論文集, 第 177 号, pp.31-41
- 永井明博・田中丸治哉・角屋 睦 (2003) : ダム管理の水文学—河川流域の洪水予測を中心として—, 森北出版

表-1 各雨量観測所における年降水量と年間ダム流入量 (mm 単位)

年	ダム	栃谷	筏場	大台ヶ原	ダム流入量
1974	2363 (1)	2450 (32)	2605 (0)	3896 (134)	2662 (0)
1975	2449 (0)	2894 (0)	2688 (0)	4143 (133)	2951 (0)
1976	1944 (23)	2087 (0)	1179 (99)	3200 (154)	2289 (0)
1977	1262 (1)	1533 (0)	1405 (17)	2587 (154)	1872 (0)
1978	1041 (0)	1556 (0)	1177 (0)	1620 (149)	1319 (0)
1979	1554 (0)	2651 (0)	2105 (0)	3252 (146)	2204 (0)
1980	2044 (0)	1952 (8)	2501 (0)	2882 (150)	2237 (0)
1981	1611 (6)	1760 (0)	1597 (0)	2548 (146)	1796 (0)
1982	2518 (0)	2871 (4)	2823 (3)	3864 (153)	3146 (0)
1983	1893 (0)	1839 (0)	1878 (0)	2451 (126)	1929 (0)
1984	1490 (0)	1669 (0)	1597 (0)	2397 (147)	1753 (0)
1985	1861 (0)	1974 (0)	1851 (0)	2665 (139)	2102 (3)
合計	22025 (31)	25236 (44)	23406 (119)	35505 (1731)	26261 (3)

注) 括弧内の数字は欠測日数

表-2 流域の地帯分割

地帯	標高 (m)		面積率 (%)	雨量観測所 (標高)
	範囲	平均		
1	400~700	550	26	ダム (400), 栃谷 (430), 筏場 (430)
2	700~1000	850	45	
3	1000~1300	1150	25	
4	1300~1780	1450	4	大台ヶ原 (1520)

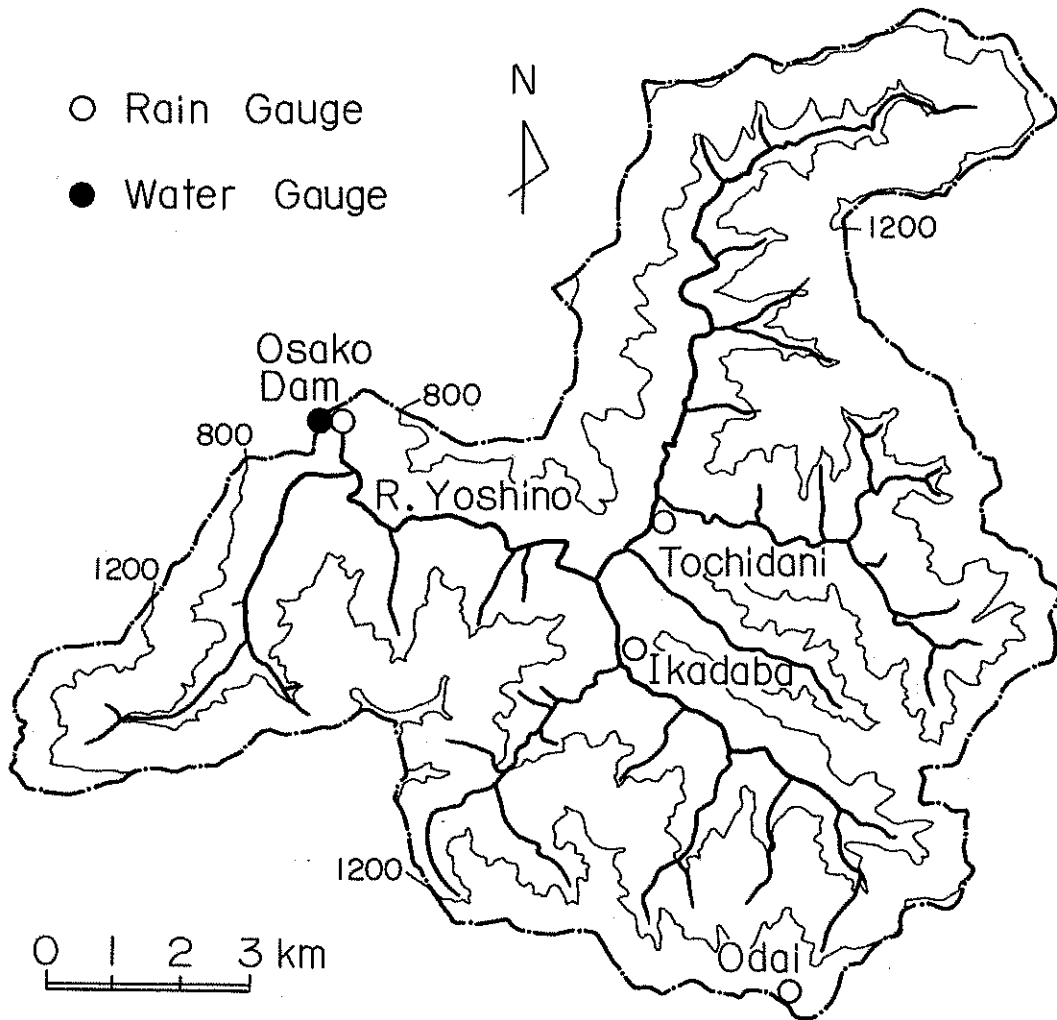


図-1 大迫ダム流域の概要

補足資料2 総雨量と総直接流出量の観測事例について

分科会は、国土交通省に対して総雨量ー直接流出量データの提供を要請した。具体的には、利根川に限らず、地質が一樣で上流にダムがなく、流域内に複数の雨量観測所（特に標高の高いところの雨量観測所）がある流域について、6～10月に観測された出水時（中小洪水から大洪水）の総雨量と総直接流出量の提供を求めた。これに対して、国土交通省からは、主として西日本の8河川流域で観測された総雨量ー直接流出量データが提供された。

ここでは、提供されたデータに基づいて総雨量ー総直接流出量関係図を作成し、飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による有効降雨モデル（折れ線グラフ）を挿入した結果を提示して、総雨量と総直接流出量の観測事例とする。

表-1に流域の所在（水系、河川、流量観測所、都道府県）と流域面積を示す。流域面積は、最小で42km²（遠賀川）、最大で97km²（砂川）であり、いずれも100km²以下の中小流域である。提供された総雨量は、砂川・芦田川・印賀川・遠賀川では2地点、浅川・鈴鹿川では3地点、土器川では4地点、重信川では5地点の雨量観測所のデータから求められたもので、対象出水の個数は、最少で6出水（浅川・印賀川）、最多で44出水（砂川）である。

図-1に各流域の総雨量ー総直接流出量関係をプロットした結果を示す。これらの図には、45°線とともに、飽和雨量・一次流出率・飽和流出率による有効降雨モデル（折れ線グラフ）を当てはめた結果も示している。この折れ線グラフは、プロットされた点群の中間付近を通過するもので、平均的な乾湿状態に対応しており、以下の手順で作図した。まず、飽和雨量 R_{sa} を目分量で定めた後、総雨量が飽和雨量以下となる出水の流出率の平均値を取って、一次流出率 f_1 とした。浅川と芦田川には、一次流出率で表される直線のみを挿入し、飽和雨量を設定していない。これら2河川以外で、総雨量が飽和雨量を上回る出水に対しては、飽和流出率 f_s を1とした直線を当てはめたが、遠賀川では $f_s = 0.65$ とした。遠賀川では $f_1 = 0.28$ で全般に流出率が小さく、飽和雨量も270mmと大きい。

表-2には、各流域の主な地質（最も面積占有率が高い地質区分）と、一次流出率 f_1 、飽和雨量 R_{sa} 、飽和流出率 f_s の値を示す。一次流出率 f_1 は0.28～0.72、飽和雨量は150～270mmとなった。地質が堆積岩類（和泉層群：礫岩・砂岩・泥岩）に分類される土器川と重信川は、いずれも一次流出率 f_1 が大きめで透水性が小さい。一方、花崗岩類に分類される流域には、飽和雨量を設定していない芦田川、全般に流出率が小さい遠賀川のような良透水性の流域に加えて、一次流出率が大きく飽和雨量が小さい鈴鹿川と印賀川が含まれており、一概に良透水性とは言えない。

この適用結果は、地質を指標として有効降雨パラメータを総合化することが必ずしも容易ではないことを示している。さらに多くのデータを収集し、地質ごとに総雨量ー総直接流出量関係を整理することで、有効降雨パラメータの総合化を進展させる必要があるが、観測流量データが存在する流域については、そのデータに基づいて有効降雨モデルのパラメータを決定することが強く推奨される。

さらに、図-1から明らかのように、同じ総雨量であっても、総直接流出量は出水ごとにかなりばらつく。このばらつきには、降雨波形も影響を及ぼすが、出水直前の乾湿状態によるところが大きい。このため、少なくとも事後解析においては、飽和雨量などを調節することで、有効降雨モデルで計算される総有効降雨量を総直接流出量の観測値に合致させることが肝要である。総有効降雨量を総直接流出量の観測値に合致させれば、有効降雨の推定誤差が流出モデル（貯留関数法であれば K , P , T_f ）のパラメ

一タ決定に及ぼす影響を最小限にとどめることができる。

表-1 流域の所在と流域面積

水系名	河川名	流量観測所名	都道府県	流域面積 (km ²)
多摩川	浅川	浅川橋	東京都	90
鈴鹿川	鈴鹿川	亀山	三重県	92
旭川	砂川	瀬戸	岡山県	97
芦田川	芦田川	矢多田川	広島県	59
日野川	印賀川	大宮	鳥取県	43
土器川	土器川	常包橋	香川県	90
重信川	重信川	山之内	愛媛県	55
遠賀川	遠賀川	大隅	福岡県	42

表-2 流域の地質と有効降雨モデルのパラメータ

河川名	主な地質	f_1	R_{sa} (mm)	f_s
浅川	堆積岩類 (中生代)	0.60	—	—
鈴鹿川	花崗岩類	0.61	150.0	1.0
砂川	花崗岩類	0.47	200.0	1.0
芦田川	花崗岩類	0.65	—	—
印賀川	花崗岩類	0.64	170.0	1.0
土器川	堆積岩類 (和泉層群)	0.72	200.0	1.0
重信川	堆積岩類 (和泉層群)	0.71	200.0	1.0
遠賀川	花崗岩類	0.28	270.0	0.65

注 1) 主な地層は、対象流域内で最も面積占有率が高い地質区分を示す。

注 2) 有効降雨モデルのパラメータは、平均的な乾湿状態に対応するものである。

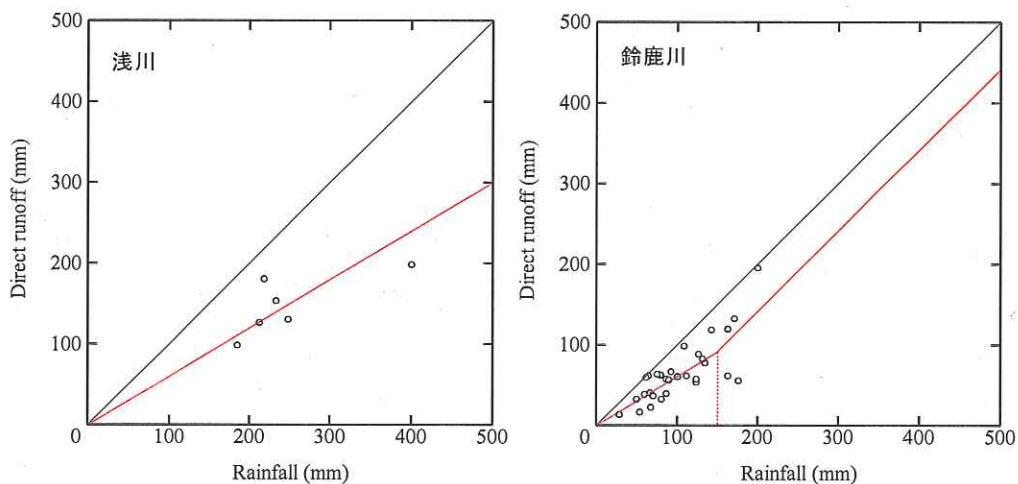


図-1 総雨量—総直接流出量関係

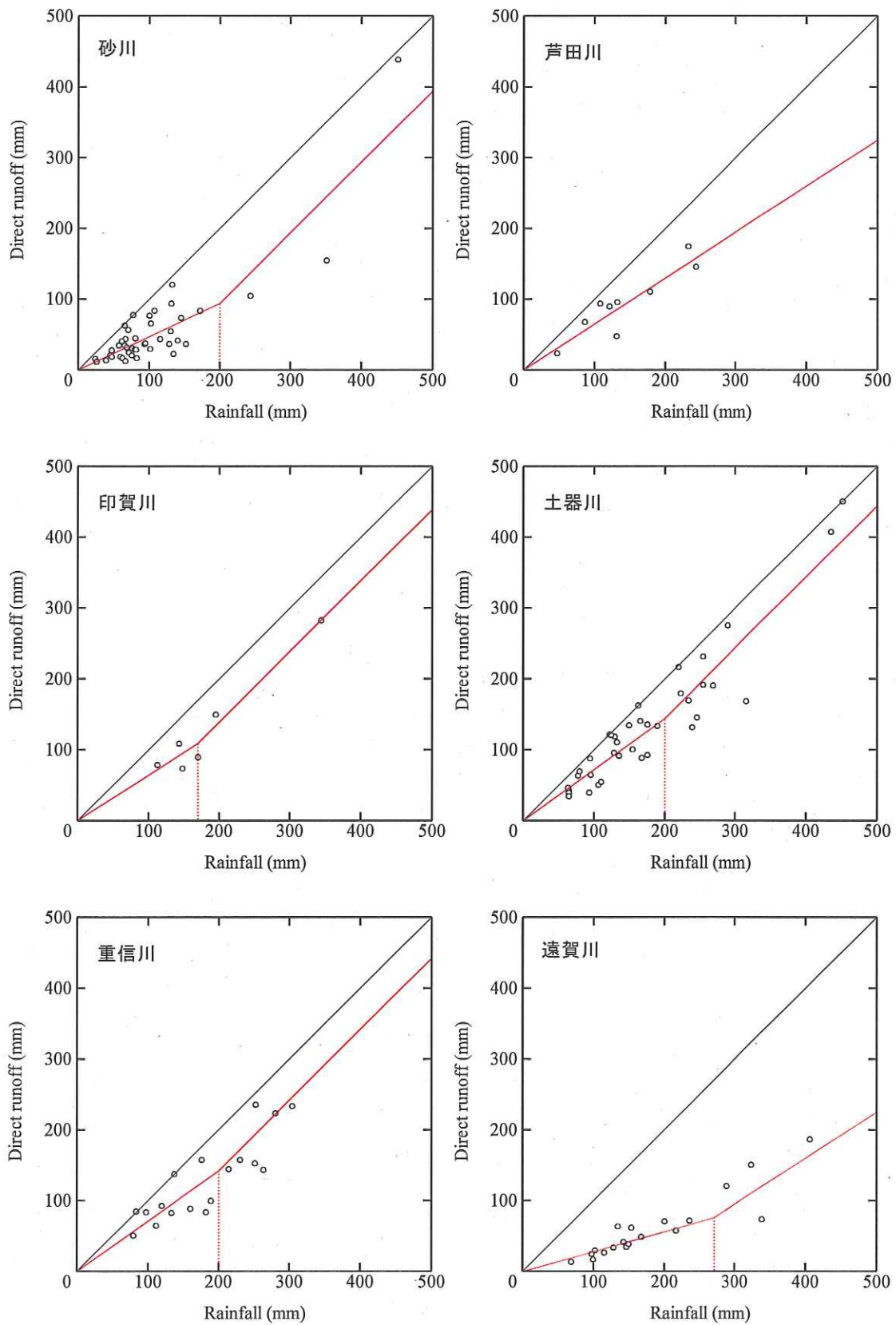


図-1 総雨量一総直接流出量関係 (続き)

<参考資料4> 利根川源流流域への流出解析モデル適用に関する参考意見

1. はじめに

流域の植生や土壌が、自然に、あるいは、人為によって変化した場合に、流出が変化するのかどうか、変化するとすれば、どの程度、どのように変化するかは、水文学の大きな課題である。本分科会においても、1947年のカスリーン台風で利根川が氾濫した時期と現在の森林状態の差が、同じ降雨に対する洪水の大きさに影響を及ぼしているのではないかが議論対象となっている。洪水予測を流出モデルで行う上で、同じパラメータで良いかどうかにかかわるからである。さて、1947年当時の山地は、長年にわたる薪炭や肥料や材木など生活全般にわたる森林伐採利用に加えて、戦争の荒廃影響があつて、はげ山、伐採跡地、草地状態、疎林状態が広がり、ほとんどの山地が成長した森林におおわれた現在とは比べものにならない植生荒廃状態であった(太田ら, 2009)。水文学では、こうした流域条件のさまざまな違いが流出に及ぼす影響を、流出機構の変化として整理一般化して、その変化をモデル化することによって、今後起こり得る変化を予測することができるように研究を進めている。しかし、モデルで予測しても、それが本当にそうなるのかは、検証してみなければわからない。比較的検証しやすいものの例としては、森林伐採が挙げられ、伐採を実際に行うことで検証する試験研究が森林水文学の長年の課題となってきた(Bosch and Hewlett, 1982; 小松ら, 2007)。これに比べて、土壌変化や基岩構造の変化などは実際に行うことが容易でなく、研究進展が遅れている(Tani et al., 2011)。本分科会では、戦後60年程度の放置によって森林を構成する樹木が成長した場合に、洪水流出がどのように変化するかが課題になっているわけだが、結論から言うと、この原因による流出変化を正確に検証した研究はない。八斗島上流の利根川流域では、戦後、森林植生の変化だけではなく、都市開発、ゴルフ場開発、耕地整理や灌漑排水改良、休耕田増加など、様々な土地利用変化が為されてきた。これらの流域条件の変化のそれぞれが流出に及ぼす影響を評価することは、いずれも解明された水準には達しておらず、最も流域面積におけるウェイトが大きい山地森林地帯ではあるが、森林変化の影響を水文学から明確に説明できるまでには至っていない。しかし、山地における森林変化の流出影響に関するこれまでの研究結果に基づいて推定できる点は必ずしも少ないわけではない。そこで、本資料では、この目的に沿って森林水文学のこれまでの研究結果を概観し、どの程度のことが推定できるかを解説した。そこで、本資料では、この目的に沿って森林水文学のこれまでの研究結果を概観し、どの程度のことが推定できるかを解説した。

2. 水流出メカニズムにとその変化に関する基本的知見

ここではまず、山地流域における水流出のメカニズムについて概観し、流域条件の植生や土壌の変化がどのように流出に影響するのかを考える準備をする(谷, 2007 参照)。

a. 蒸発散と土壌構造の流出における役割

降雨があると、雨水は植物群落の葉や枝に付着し、一部はそのまま蒸発する(遮断蒸発という)。残りの水は地表面に落下し、地表面を斜面方向に流れるか地中に浸透する。地中は土壌から基盤岩へ向かって深くなるほど一般に間隙が小さくなり、透水性が小さくなるので、鉛直方向に浸透しながら斜面方向へ流れの向きが変わる。植物は光合成を行うため葉の気孔を開き、二酸化炭素を取り入れると同時に水を蒸発させる(蒸散という)。日本の森林では、年間の遮断蒸発量と蒸散量の割合はほぼ同じか蒸散量が

やや大きい程度である (Suzuki, 1980). 蒸発散量が大きいほど雨水のうち流出にまわる量は小さくなる。従って、森林を伐採すると蒸発散量が小さくなり流出量が増加し、その後森林が回復すると蒸発散量が増加し流出量が減少する。なぜなら、森林は背が高く伐採跡地などに比べて蒸発させやすい空気力学的構造を持つので遮断蒸発が大きくなり、根を深く伸ばしているのも夏の渇水期にも蒸散量が減りにくい (鈴木, 1992 ; Tanaka et al., 2003). 両方の効果が蒸発散量全体を大きくするのである。よって、出水に注目すると、森林と伐採跡地を比べたとき前者で流出量が大きい傾向が出水期間の洪水総量や洪水ピークにまで及ぶのか、すなわち総洪水量やピーク流出量を増加させるかどうかという点が課題となる。

すでに述べたように、地表面から土壌を経て基盤岩へ鉛直方向へ水が向かうどこかの場所で斜面方向へ流れ出すが、その過程で貯留量の時間変動が大きいほど、流出の時間変動が緩やかになる (谷, 2011). 地表面では雨水は速く流れるので貯留変動は小さいし、花崗岩地質で基岩が厚く風化しているような場合は貯留量変動が大きくて流出の変動が緩やかになる。また、第4紀火山岩類では火山灰が厚く堆積して、さらに大きな貯留量変動があって流出量が安定している (虫明, 1981). こうした地下における水の流れ方が貯留変動を決め、流出の時間変動が変化しやすいか安定しているかを決めているのである。しかしながら、洪水から渇水までの流出全体をあたかもひとつのタンクとして表現することには無理があり、流域は複数の流出システムによってできていると考えなければならない。気候が湿潤多雨で地形が急峻な自然条件を持つ日本においては、降雨によって河川流出量はほぼただちに急増しピークに達した後減少するが、降雨がない日が続いても流出が長く継続する。したがって、流域には少なくとも前者・洪水流に対する流出場と後者・基底流に対する流出システムが別に存在するのである。地表面流は前者に、風化基盤岩を流れる地下水流は後者に主として貢献するであろうが、土壌や土壌と基盤岩との間などにはパイプ状の水みちができたりしており、どこの部分が洪水流に、どこの部分が基底流にと、空間的に必ずしも明瞭に区別できるわけではない。しかし、場所はどこなのかが明確でなくても、洪水に注目した場合、洪水流出システムを考えることは流出特性とその変化を解析する場合必要なことである。そこで、まず、雨水の洪水流出システムへの配分 (洪水流出に配分された降雨を有効降雨と呼ぶ) が植生や土壌など流域条件の変化によって変わるかどうかという課題を立てることができる。次に、洪水流出システム内部での有効降雨の時間変動の流出時間変動への波形変換が、植生や土壌条件によってどのように影響を受けるのかという課題が立てられる (谷, 2011). 洪水流出システムを流域の流出システム全体から内部システムとして区別することにより、それへの雨水配分、その中での波形変換という2つの課題が設定され、それぞれへ、人間の森林利用によって変化する植生や土壌条件がどの程度影響するのかを検討できるようになるのである。

以上をまとめてみよう。森林の蒸発散量は他の植生に比べて大きく、流出量を減らす傾向がある。また、地下の土壌や基盤岩は流出量の時間変動に影響するが、地下の流出メカニズムによって洪水流と基底流が区別される。そこで、森林変化が洪水に及ぼす影響は評価するには、洪水を流す洪水流出システムへの雨水の配分、有効降雨波形の流出波形への変換の2つを検討対象として、両者への影響を考える必要がある。地質で代表される基盤岩の構造の違いは流出に大きな影響を与えるが (志水, 1980), 人間の森林利用によって変化しないとみなしてよく、分科会で問題としている流出モデルパラメータの時間的な変化に関係することはない。植生条件と土壌条件が上記2つの検討対象を表すパラメータに及ぼす影響を考えれば良いことを確認しておきたい。

b. 洪水流出システムへの森林変化の影響

洪水流出システムへの雨水の配分、そのシステムの中での有効降雨波形の流出波形への変換のそれぞれに対して、森林利用・管理がどのような影響を及ぼすかが問題になる。まず、植生変化は蒸発散量を明確に変化させるから、これは雨水のうち流出にまわる量を変化させるので、洪水流出システムへの雨水配分も同じ方向に変化させる。例えば、森林伐採は蒸発散減少によって洪水流出システムへの雨水配分を増加させて、洪水流出を大きくすることにつながる。しかし、洪水流出システムの中での水の流れを速くしたり遅くしたりして貯留量の時間変動を左右するような変化は、蒸発散量の変化からはまず起こらない。流出システム内部の流出メカニズムに物理的な変化があつて初めてもたらされるからである。土壌の変化があつた場合として典型的な事例は、風化基盤岩が裸出している風化花崗岩山地のはげ山斜面に階段を切り、客土して植栽する山腹緑化工事を行った場合である(福寫, 1987)。こうした場合は、土壌によって地表面流が地下水流に変化させられるため、洪水流出システムである土壌中でゆっくり水が流れて貯留変動が大きくなり、洪水ピークが劇的に減少する。その後の森林の発達によって、さらに土壌は厚くなる方向に発達し、洪水ピークはさらに減少の方向に変化して行く。福寫(1987)、窪田ら(1992)は、はげ山緑化後の洪水を流出モデルで比較し、その傾向を見いだしている。また、雨水の洪水システムへの配分が土壌の厚さによって変化するかどうかについては、鉛直浸透させる過程で強い降雨強度を均す効果によって風化基盤岩への浸透量を増やすというシミュレーション結果が得られている(小杉, 2007)。以上のことから明らかなように、森林伐採のような地上植生の変化による蒸発散量の影響と土壌の物理的変化の洪水流出に及ぼす影響の違いを区別して、森林の影響を考えてゆかなければならない。ただし、森林伐採時に伐木搬出のためにキャタピラ車両が走行し、土壌の間隙構造を破壊するようなことがあつた場合は、森林伐採にともなう洪水流出システムの変化をもたらすことがある(Malmer, 1992)。森林伐採が蒸発散量の減少のみをもたらすのであることを述べているわけではないことに留意いただきたい。

c. 日本における森林変化の経緯

分科会では、戦後数十年間における森林成長の影響が問題となっている。そこで、戦後数十年の期間の森林変化を概観してみよう。戦後復興は木材需要を著しく高め、原生林に近い状態であつたブナ林など奥山天然林にまで伐採が拡大し、その跡地へのスギヒノキ人工林の植栽が行われた。その状況は1960年頃まで続いたが、60年代の木材自由化と燃料革命によって、奥山への伐採のさらなる拡大が回避され、かつ、里山を日常生活に利用する必要がなくなって、人工林や里山二次林ともに放置状態となって成長を続けることになった。高度経済成長期に必要な莫大な量の木材供給は東南アジア熱帯雨林やシベリア針葉樹林の伐採輸入で賄われ、生活や農業は化石燃料に依存することになったため、現在では、花粉症問題や人工林間伐遅れによる土壌浸食問題を抱えているとはいえ、フィリピンやインドネシアの森林と土壌の荒廃と裏腹に、日本の里山・奥山の森林は成長を続けることができたのである。

さて、こうした森林成長が蒸発散量を増加させたことはまず間違いがない(小松ら, 2007)が、一方、土壌を変化させたかどうかは慎重に考えてゆかなければならない。人間による数百年を超える木材・落葉落枝の生活利用で土壌が完全になくなったはげ山まで生じた事実経過を考えると、人間の利用のなかつた原生林時代には、土壌が厚く存在したことは確かである。長年の森林利用によっても花崗岩以外の地質でははげ山は生じていないが、土壌が原生林時代と同じ厚さで同じ構造を維持し続けていて、植生

だけが貧弱になったと考えることには大きな無理がある（徳地ら，2010）．花崗岩地帯以外でも，1947年当時の山地の土壌は原生林時代に比べて変化し，うすくなっていたことは確かであろう．したがって，その後の森林の不利用放置によって，原生林時代の土壌への回復が洪水に影響を及ぼす程度の大きさとなったかどうかの問題になるとみてよい．以下では，小流域での観測結果に基づいて，森林変化が洪水流出特性にどのような影響を与えたか，具体的定量的な検討を試みる．

d. 森林影響評価の方針

以上の考察から，森林が洪水を緩和する機能，いわゆる「保水力」が日本においてどのように変化してきたかを考えるとき，定性的な変化は図1のように示されるであろう．要点は次のようである．森林と土壌は人間の利用によって変化し，花崗岩の里山では，風化基岩が裸出し土壌がまったく斜面上に残らないはげ山まで至った．花崗岩以外の地質の里山では，アカマツやコナラ，あるいは草地状態になり，土壌と植生がなくなるところまでは至らなかったが，土壌はやせ，植生は貧弱になっていた．こうした変化の著しい里山に比べて奥山では利用は少なく，森林・土壌の変化は原生林状態からの変化が少なかった．戦後復興のために森林伐採が奥山にも及んだのであるが，燃料革命と木材輸入の両方が森林伐採利用を強く抑制し，森林成長が進行し，それによって，里山では土壌回復が始まり，保水力回復期に入ったといえよう．しかし，里山・奥山を通じた人工林の間伐遅れによる地表面植生の消滅による土壌浸食，伐採跡地の鹿害などの成林困難なども徐々に目立ち初め，保水力を低下させる要因も生じている．



図1 流域の土地・森林利用が保水力に及ぼす影響の変遷

森林のゴルフ場、スキー場、宅地への開発転換もあり、これは明確な保水力低下原因になった。

そこで、森林水文学の対象である小流域試験地における、次のような研究結果を整理して、洪水に対する森林影響を検討することができる。ひとつは、森林の伐採による変化であって、森林水文学で伝統的に行われてきた伐採試験の前後の洪水流を調べることで検討する。また、森林を長期にわたり利用せずに放置して広葉樹林が成長してきた場合の洪水に対する影響を検討する。利根川流域の森林利用経歴の異なる典型的な奥山・里山でチェックすれば良いのであるが、試験結果に限られるので、利根川流域の多雪奥山で、部分的な伐採があった場合についてここでは検討する。次に、利根川流域の南部に比較的少雨の里山が広がっているため、地質が中生代層である瀬戸内にあつて、長く森林が放置成長してきた里山での洪水変化を検討する。

これらの変化は、短時間データが得られない制約もあつて洪水総量に関する評価であるので、土壌がかかわる洪水流出メカニズムの変化を通じて洪水ピークに及ぼす影響について、改めて考察を加えた。広大な利根川流域の山地森林地帯で、平均的な保水力が戦後の森林変化にともなう増加したのか低下したのか、変わらないのかが問われている。その影響評価の方法としては、洪水流出を同じパラメータで再現した場合の計算結果と比べ、経年的に流出観測値が増減したことをもって推定する方法、土壌内部の洪水流の流出メカニズムと土壌の発達速度とから、推定する方法が考えられる。前者の方法は、参考資料9、10にて検討されているので、本稿では後者について考えることにしたい。

3. 利根川源流奥山流域における森林変化の洪水流出に及ぼす影響

まず、利根川源流部の多雪奥山における森林変化の洪水流出について調べてみよう。

a. 流域概要

奥利根源流域にある森林総合研究所の宝川森林理水試験地本流域 (19.06km^2) は、脊梁山脈の標高1945m 地点を水源とする利根川源流山岳地帯にあつて、地質は花崗岩類と第三紀火山岩類である。観測開始時点(1937年)の植生は、無立木地(23%)、1934~38年伐採跡地(15.5%)の他はブナ主体の天然林であった。伐採は、その後1961~78年にも 4.77km^2 (25%)で行われており、その跡地 1.53km^2 (8.0%)ではスギ(一部分カラマツ)の植栽が行われている。

解析に用いたデータは、1938年から90年までの宝川本流域下流端の量水水路地点の基地降水量と流出量の公表値(農林省林業試験場, 1961; 宝川試験地・防災部理水第1研究室, 1979; 藤枝・志水, 1994: 森林理水試験地データベース <http://www2.ffpri.affrc.go.jp/labs/fwdb/main.htm>)である。ただし、このような小流域であっても流域内の降雨空間分布の影響が大きいため、長期間の流出特性変化を論じるためには、流域平均降雨量の推定が必要である。これには、詳細な流域内雨量と積雪量分布調査のある1947~55年のデータを解析したTani(1996)の結果を参考にした。これによると、年平均降水量は、基地が2094mmで流域平均が3152mm、4~11月のほぼ雨と考えられる降水量は、基地が1419mmで流域平均が1831mmであった。ここでは、洪水量を推定するため、4~11月の平均比である、1.29を用いて出水期間中の降雨量を推定した。この比は出水毎に異なることは言うまでもないが、気象条件の空間分布を表すこの比が1938~90年間で傾向的な経年変化を持つとは考えにくいので一定の値を採用することにした。

b. 雪の影響のない夏秋の流出量の経年変動

宝川本流流域では、冬季の積雪が融けて3月から流出量が増加し、5月頃にピークになり、7月から8月にかけて低下してゆく変化がほぼ毎年見られる。7月までの出水は、融雪による基底流の長期変化の上に洪水ハイドログラフが乗った形になる。ここでは、融雪影響の少なくなる7月頃から11月初め頃までの出水における降雨量と洪水流出高の関係を調べる。それに先立ち、吉野・菊谷(1984)が行った解析にその後(1978~90年)のデータを追加して、8~10月の総降雨量と総流出高の経年変化を調べておきたい。洪水を分離する前の基底流を含む流出特性を確認したいためである。この期間には、先に述べたように、1934年から38年にかけて15.5%の伐採が、また、1961~78年に25%の伐採と跡地8.0%へのスギ(一部分カラマツ)の植栽が行われている。また、降雨・降雪・気温などの気象条件経年変化の影響も考えられ、これについてまずチェックした。図2上段に気温経年変化を示す。なお、8~10月の宝川基地露場(本流下流端)での3ヶ月平均気温データは、1978年まで吉野・菊谷(1984)のものが使えるが、その後は入手できなかったため、気象庁の新潟気象台のデータとの比較を行い利用した。すなわち、宝川の1969~78年間は4.9℃低い値で平行的に動いていた(図2上段)ので、1979~90年はその値を新潟の値から減じて推定した。なお、前橋気象台のデータも経年変化が宝川とほぼ平行である(図2上段)ので、高温低温の相対的な変化はほぼ推定できていると判断している。

流出量の長期変動を見るため、吉野・菊谷(1984)に倣い、図2に、8~10月の3ヶ月の基地露場降雨量と宝川本流流出高のダブルマスカーブを描いた。これは横軸と縦軸に両者の積算値をプロットしたもので、降水量増加の程度に比べて流出量の増加程度が平均よりも大きい期間には急勾配になるようになって、長期的にみた変動傾向が検出できる。1938年から90年までで、流量値が異常と判断された1983年を除く52年間の平均をとると、流出量は降水量の0.881倍になる。そこで、その直線を引いてみると、1938年から1948年頃まではほぼ平均的であるが、1962年までは平均値よりも流出高が小さく、1975年頃までは再び平均的で、1975年以降は平均よりも流出量が大きいように見える。

また図2には、気温の変化(上段)の他に、中段に、8~10月の降水量と流出高、年間総流出高、4~7月の流出量、毎月の最低日流出量から推定した融雪水量の経年変化を示す。また、下段には、宝川気温、8~10月の降水量、流出高、年間総流出高、4~7月の流出高、毎月の最低日流出量から推定した融雪量の水高の偏差積算曲線(Cumulative anomalies curve)(Lozowski, 1989; Ding, 2007)を示す。ここで、推定融雪量水高は、3月から8月までの月間最低日流出高をそれぞれその月の15日の融雪による基底流出の値と見なして、直線をつなぎ、3月15日から8月15日までの基底流出高を台形の面積の公式によって推定した。この値は、その期間の降雨によって短期間に変動する流出成分を除いたものなので、降雨があるとその流出とともに融雪水量も増える可能性もあって、融雪量を少なめに評価することは否めないが、各年の融雪量経年変化比較の目安にはなると考えた。また、偏差積算曲線は、期間の年数を n 、その期間の変数 x の平均値を \bar{x} とし、平均値からの偏差を最初から i 年目まで次式で積算して表示するものである。

$$f_i = \sum_{k=1}^i (x_k - \bar{x}) \quad (1)$$

f_i をつないだ折れ線グラフは、 n 年間の平均値 \bar{x} よりも大きい(高い)ときに右上がり、小さい(低い)ときに右下がりになる。年々変動で凹凸はあっても、平均よりも大きい(高い)傾向が続いた場合は、

折れ線は上昇傾向となり、ほぼ平均に近い傾向が続けば水平に、小さい(低い)傾向は下降傾向になる。つまり、図2下段にみるように勾配によってトレンドを認識することができる。なお、図では、最大偏差に対する比で表現している。

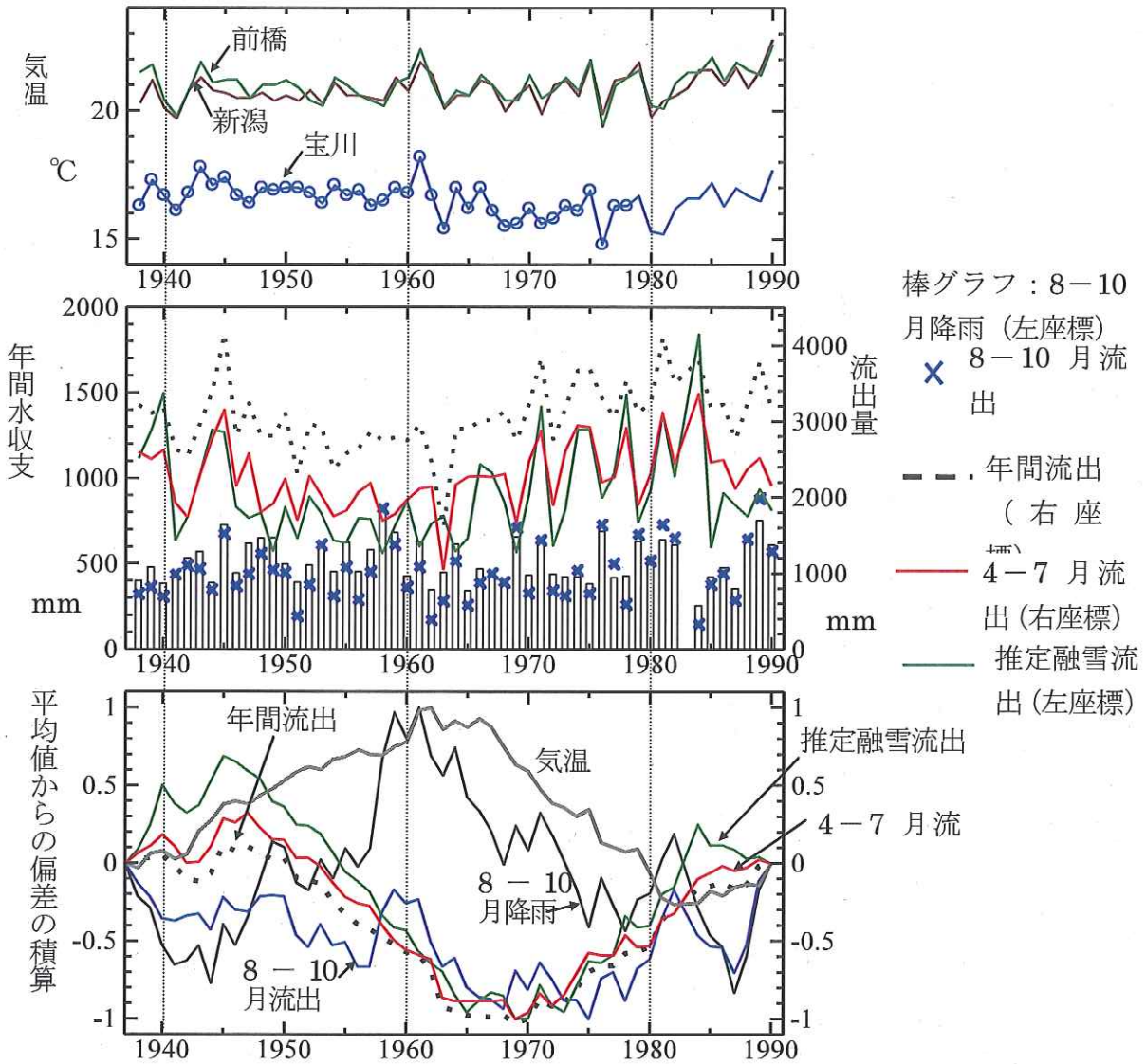


図2 宝川本流における8~10月の気温の経年変化(上段), 8~10月の降雨量, 流出量, 年間流出量, 4~7月の流出量, 推定融雪流出量の経年変化(中段), これらの偏差積算曲線(下端)

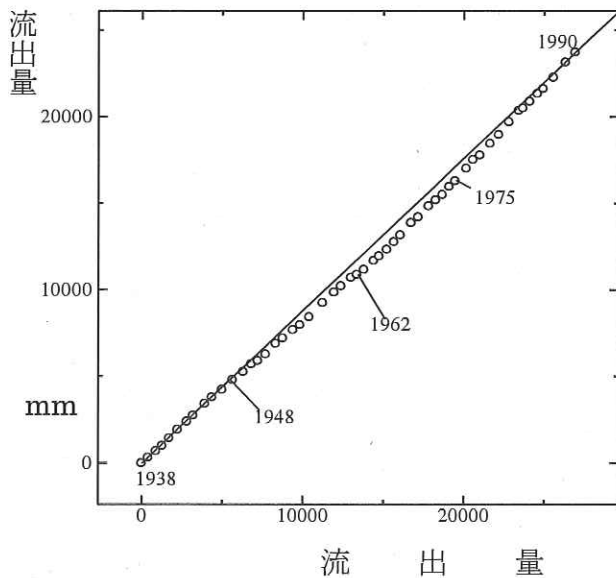


図3 宝川本流の8~10月の降水量と流出量のダブルマスカーブ

直線は原点(0,0)を通り 1938~90年積算の平均0.881を勾配とするもの

図2から、気温には、トレンドがあり、1943年から61年までは高温傾向、1967年から81年までは低温傾向、1985年頃以降はやや高温傾向が見られる。これは全国的な傾向とほぼ一致する（近藤純正ホームページ）。また、年間総流出高、3～7月流出高、推定融雪量の水高にはほぼ似たようなトレンドが見られ、1946年から1963年までは平均より小さく、1970年から84年までは平均より大きい。他方、8～10月の流出高と降水量については、両者の関係は図3のダブルマスカーブと同じ積算情報の表示であるが、それぞれの平均からの大小関係が合わせて示されることになる。すなわち、1948年まではほぼ平行的に増減しているのであるが、以後1962年までは降水量が平均的であるのに流出は少なく偏差積算曲線は離れてゆく。1968年までは両者とも平均より小さい形で、それより1972年までは平均並みで、両者平行的に変化している。その後1990年へ向けて両曲線の幅が狭まり、流出量が平均よりも大きくなっていく。

吉野・菊谷（1984）は、森林伐採が8～10月の流出量増加にもたらす影響を、気温と蒸発散の正の相関をも考慮しながら慎重に解析していて、次のような結論を述べている。1934～38年の伐採の影響が残る1938～47年の流出高は、その後樹木成長の盛んと考えられた1948～61年に比べやや大きかった。また伐採の影響が残る1962～78年は、1948～61年に比べて流出高がより明瞭に大きかった。しかし、伐採後の期間平均降水量は100mm程度もその前よりも少なく、期間平均気温が0.8℃低かったため、蒸発散量が伐採による植生の影響の差だけではないかもしれない可能性があるとしている。気温が低ければ蒸散量は小さい（Irmak et al., 2006）であろうし、降雨量が小さい場合に遮断蒸発量も小さくなる（Komatsu et al., 2007）相殺効果がかかわって、森林伐採がなくても蒸発散量が小さくなる結果、降雨量が小さい場合に流出高が小さくなりやすい可能性があるからである。

これに加えて、植生成長が盛んと考えられた1948～61年の期間には融雪量の水高が少なく、これも流域内の融雪終了蒸散開始時期を早くするように作用する可能性も考えられる。1965年頃からは、融雪量水高が大きく8～10月が低温傾向なので、蒸発散量を小さくする。吉野・菊谷（1984）が対比した1948～61年と1962～78年とでは、後者の蒸発散量が小さい要因が、森林伐採以外にも確かに多いこと

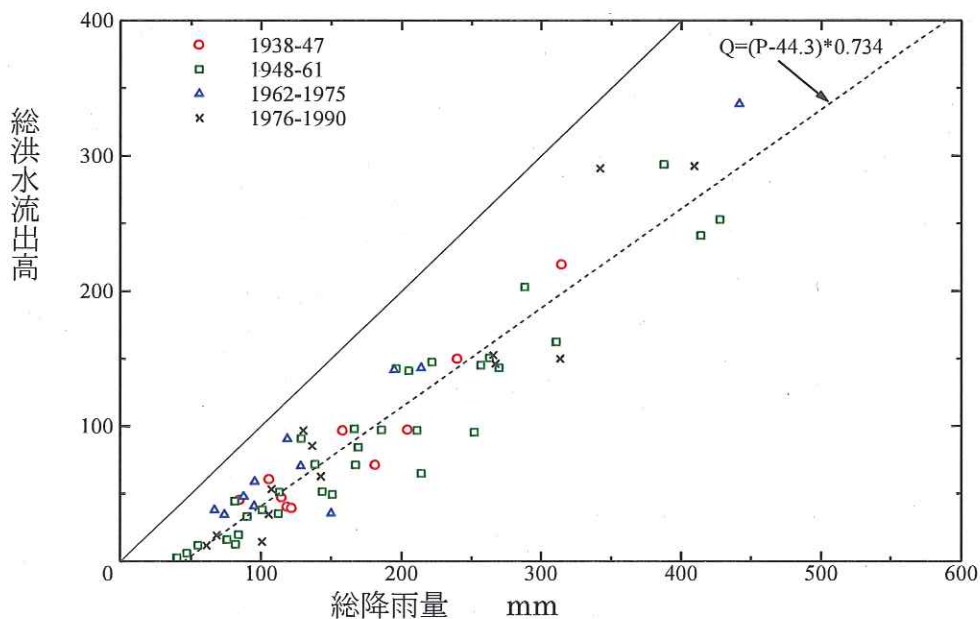


図4 宝川本流の1938～90年の出水における総降雨量と総洪水流出高の関係

になる。しかし、彼らが解析に用いた期間以降の1979～90年も合わせて見ると、1981年までは低温が続くがその後はやや高温、降水量・融雪量水高は変動が大きい均せば平均的であることなどからみて、蒸発散量が小さいことに関わる植生以外の要因は乏しい。にもかかわらず、8～10月の流出量はダブルマスカーブ（図3）から見ても平均よりもやや大きい傾向が1975年くらいから続いていて、蒸発散量が少なく流出高が大きいとすることができる。したがって、1962～78年の伐採による蒸発散量減少の影響は1990年頃まで残っていると考えられる。以上の検討から分かることは、流域の25%程度の森林伐採が流出に及ぼす影響は、確かに検出されるとはいえ、気温や降水（雪と雨）などの気象条件の変動と比して特に際だつものものではないということである。

c. 洪水流出システムへの雨水配分の経年変化

次に、出水毎における洪水流出システムへの雨水の配分の経年変化を検討する。融雪の影響が小さくなっている7月から11月までの出水を取り出し、その出水期間の総降雨量と総洪水流出高の関係を図4に示した。1938～47年、48～61年、62～75、76～90年で記号を変えている。総降雨量は先に述べたように、流域平均値と基地雨量の比の1947～55年における平均値1.29を用いているので、個別出水における推定誤差が大きいと考えられる。傾向としてみると、48～62年は総流出高が小さく、62～75、76～90は大きい傾向があるようにもみえる。これはおそらく、48～62年が森林成長による蒸発散量が大きい時期に洪水流出高も小さく、62年以降の部分伐採の影響で蒸発散量が小さい時期に洪水流出高も大きくなる傾向があったという推定につながる。しかし、流域平均降雨量の推定誤差などを考えると、明確な変化があるとまではいえないであろう。

d. 奥山の森林変化の洪水への影響

多雪奥山における森林変化は、ブナなどの天然林が伐採され、その跡地に広葉樹二次林が成長するか、あるいは植栽されたスギ・ヒノキ人工林とが成長するかという経過がたどられたとみられる。ここでは、蒸発散量が森林伐採により減少し、森林成長により増加する経過があった。つまり、戦争直後において森林が荒廃していたわけではなく、戦後復興期の伐採・拡大造林期を経て、その後に森林成長が進んだ。宝川本流域では、伐採面積割合が小さく、蒸発散量減少の洪水量増加への影響は検出されなかった。洪水ピークへの変化がどうであったかは確認されていないが、奥山では森林利用が乏しかったため、戦争直後から現在に至るまで、森林が人工林化したことはあっても、荒廃した森林が成長したという傾向はなく、土壌を発達させることもなかったと推定される。

4. 少雨地帯里山流域における森林変化の洪水流出に及ぼす影響

a. 流域概要

利根川流域には数百年にわたり持続的に森林が生活・農業に利用されてきた里山も多いが、植生の流出影響を長期に観測してきた試験地はない。そこで、1937年から一貫して高精度の水文観測が継続されている森林総合研究所関西支所の竜ノ口山森林理水試験地北谷流域における流出変化を解析する。ここでは、1943年にそれまでのアカマツ林が虫害で全滅し、47年までに伐採された後、2011年現在に至るまで放置されている。60年放置という非常に貴重なデータである。この流域は岡山市近郊にあって年降

水量は 1220mm で温暖少雨気候にあるが、群馬県の降水量は前橋で 1249mm などと比較的少雨であるので、参考になると考える。

北谷は、流域面積が 17.3ha で古生層を主体とし石英斑岩が一部貫く丘陵山地にあり、粘土質の透水性の小さい土壤に覆われている。すでに、1937～2005 年の日単位の降水量と流量がデータベース化されて公表されている（森林総合研究所：森林理水試験地データベース

<http://www2.ffpri.affrc.go.jp/labs/fwdb/main.htm>）。このデータは、農林省林業試験場（1961）、関西支場防災研究室・岡山試験地（1979）、防災研究室・岡山試験地（1981）、後藤ら（2005）、玉井ら（2008）でも公表されたものである。1947 年のアカマツ伐採後の植生は、尾根に裸地などがあつたが、徐々に植生が回復し、後藤ら（2006）の植生調査では、ほぼ全域が樹高 10～15m 程度のコナラを主とし、カスミザクラ、ヤマザクラなどの落葉樹や、ヒサカキ、ネズミサシ、ソヨゴ、クロガネモチなどの常緑樹を交えた落葉樹主体の広葉樹林になっている。

b. 年間蒸発散量の経年変化

竜ノ口山北谷の 1937 年から 2005 年までの年間水収支を図 5 に示す。下段は年降水量と年損失量（年降水量から年流出高を差し引いたもの）を示し、中段は竜ノ口山と津山気象台の年平均気温を示した。上段は、竜ノ口山の気温が推定できている期間（1959 年から 2005 年まで）の平均値を使って計算した、年平均気温、年降水量、年損失量の偏差積算曲線（Cumulative anomalies curve）（Lozowski, 1989; Ding, 2007）である。すでに説明したように、この曲線は勾配が右上がりの時にその年の値が平均値よりも大きい（高い）ことを表す。年降水量と年損失量については、1958 年以前は、上記の期間の平均値を用い、その平均値からの偏差を時間を逆向きに積算して表示した。年損失量には明確なトレンドがあり、アカマツ林であった 1937～43 年は平均的、マツ枯れ伐採後の 1958 年頃までは明確に小さく、1959～66 年は平均的、1967～86 年頃までは平均よりもやや小さく、それ以降は明確に大きい。年平均気温は、1959 年から 64 年までは平均的だが、65 年から 81 年頃までは低く、89 年までは平均的、それ以降は高い。59 年以降、長期変動傾向は年損失量と年平均気温とがおおむね良く対応している。

年々の降水量の大きな変動に応じて年頭と年末の貯留量の変動し、年降水量から年流出量を差し引いて求められた年損失量はそのまま年蒸発散量にはならないが、年末において基底流出高が相等しい 2 点を探して数年間の平均をとると、その期間の年平均損失量から年平均蒸発散量が推定できる。その値をその期間の年平均気温に対してプロットすると図 6 のようになり、明確な正の相関関係が得られる。高温によって蒸発散量が大きくなるが、1992～2001 年は以前に比べてとりわけ大きな蒸発散量であったことがわかる。図 5 に戻ると、1958 年以前の竜ノ口山の気温データが得られていないが、津山を参考にすると、1944 年から 57 年までは 1965 から 81 年と同じ程度で低い傾向がある。しかし、年損失量のトレンドは前者の期間が後者の期間よりも小さいので、前者の期間は伐採によって後者の期間よりも蒸発散量が低いと推定できる。伐採跡地から森林が成長してくるとともに蒸発散量が増えたと考えて良いが、1980 年代後半からはいわゆる温暖化傾向が目立ってきて、森林変化と気温上昇の相乗効果によって蒸発散量が増加しているのであろう。

c. 洪水流出システムへの雨水配分の経年変化

図 7 は、1937～43 年、44～50 年、60～66 年、80～86 年、99～2005 年の流況曲線を描いたもので

ある。流況曲線は、毎年の日流出高を大きいものから小さいものまで並べ直したもので、ここでは、それぞれの7年間において、順位 n 番目について7個の平均値を求め、プロットしたものである。伐採後の44~50年の流出高が他の期間よりも大きく、99~2005年の流出高が他の期間よりも小さいことが明らかである。

図8に、出水毎における洪水流出システムへの雨水の配分の経年変化を示す。総降雨量が100mm以下のプロットでは、伐採後の44~50年に洪水流出が他の期間よりも大きい傾向があるが、少なくとも総降雨量が200mmを超えるような大きな出水では明確な差は見られない。

また、洪水流出システムを担う土壌における降雨波形の流出波形への変換については、短時間の雨量流量データが入手できないので、明らかではない。里山一般で考えると、戦争直後は強い森林利用があつて荒廃状態であつたが、その量的な評価については定かではないとしても、その後の森林成長とともに土壌が回復してくる方向に変化するとみて良いだろう。問題は洪水ピークへの影響の大きさであり、これについての流出メカニズムに基づく考察を、次節で行う。

5. 森林利用が土壌の変化をともなう場合の流出変化

すでに説明したように、花崗岩のはげ山の例は言うまでもなく、その他の地質であっても、数百年にわたるさまざまな生活資材を森林に依存してきた結果として、雨水の流出と貯留に深く関わる土壌に変化が生じたとみなされる。しかし、そのような長年の土壌変化を調べることは、2つの試験流域の一方の森林伐採を実行してその影響を調べるのと比べると、実際に試験してみることが困難である。しかし、花崗岩の場合は、はげ山の斜面とそれを緑化した斜面の比較研究がなされており、洪水流出高が後者で劇的に小さくなることがよく知られているし(福寫, 1977)、緑化後の年数によって洪水流出が小さくなる解析も行われている(福寫, 1987)。最近になると、土壌条件の異なる4つの花崗岩の小流域と3つの中生層堆積岩の小流域の流出量を比較して、流出量がどのように異なるかを比較した研究が行われている(Tani et al., 2011)。ここでは、この研究を紹介して、土壌変化の影響検討の参考としたい。

a. 試験小流域と解析手法

この研究では、滋賀県にある花崗岩の田上山地においては、植生のほとんどないはげ山であるRC(0.18ha)、はげ山緑化45年ほど経過しても生育の良くない状態のJA(2.88ha)、はげ山緑化後80~100年経過して主にヒノキ人工林でおおわれているKI(5.99ha)、寺院の境内にあつて森林が保護され、成熟林として維持されてきたF2(1.9ha)が比較対象とされた。また、堆積岩については、田上山に隣接する滋賀県信楽山地のスギヒノキ人工林の2流域、SB(1.06ha)とSC(4.71ha)と、離れているが、粘土質土壌でおおわれ、その上の森林土壌が薄い特徴を持つKT(17.2ha)が比較された。この研究でKTと呼ばれた流域は竜ノ口山北谷のことであつて、すでに、第4章の長期流出変動の解析に用いられた。

b. 土壌変化が洪水流システムへの雨水配分と降雨波形の流出波形への変換とに及ぼす影響の評価

Tani et al. (2011)では、まず、一年間の流出を単純に比較しても、これらの流域のうち、花崗岩で土壌を欠いているRCは洪水流ピークが尖っていること、堆積岩で森林土壌の薄いKTは基底流出高がきわめて小さいこと、土壌のある流域相互では、花崗岩の流域は堆積岩の流域よりも基底流出高が大きく流況が安定していることが示された。

さらに進んで、同じ降雨条件での詳細な比較を行うため、各試験流域の長期流出変動を流出モデル (HYCYMODEL: 福嶋・鈴木, 1986) で再現し、SCEUA でパラメータを最適化し、そのパラメータを使った解析が行われた。すべての流域で良好な再現が為されたので、パラメータが確定し流出特性の流域間比較が可能となった。ここでは、洪水流システムへの雨水配分と降雨波形の流出波形への変換とを独立に比較できるような工夫が為されている。すなわち、図9に示す HYCYMODEL において、降雨のうち洪水流出システム (タンク 3) へ配分される割合はタンク 2 の水深とともに増加するようになっている。水深が増加すると基底流出高を決めるタンク 4 への浸透量も増加するので、仮に同じ強度の降雨を長く続けると、洪水流出への配分量と基底流タンクへの浸透量が降雨強度と等しくなり、そのとき、タンク 2 の水深は増加しなくなって定常状態に達する。この時点での洪水流出システムへの配分強度の入力降雨強度に対する比を図 10 下段に示した。降雨強度が大きいほど配分比は大きくなるが、同じ強度でも、流域によって洪水流出システムへの配分が大きいものや小さいものがある。同じ降雨に対して比較的洪水流に多く雨水を配分するかどうかの比較ができるわけである。堆積岩の流域は花崗岩よりも洪水配分割合が大きいことがわかり、その地質グループの中で、土壌のない RC や森林土壌の薄い KT は他の流域よりやや大きい。しかし、花崗岩のグループで森林生育不良の JA, 人工林の KI, 成熟林の F2 では、相互の差はほとんどない。これに対して、福嶋 (1987) や窪田ら (1992) は、花崗岩山地における別の期間のデータによって、HYCYMODEL のタンク 2 のパラメータが徐々に変化し、洪水への雨水の配分割合を小さくするような土壌のゆっくりした発達を推定している。はげ山緑化直後の劇的な保水力の増大は明らかであるが、その後の発達は長期間かけてゆっくり進行するとみることができる。

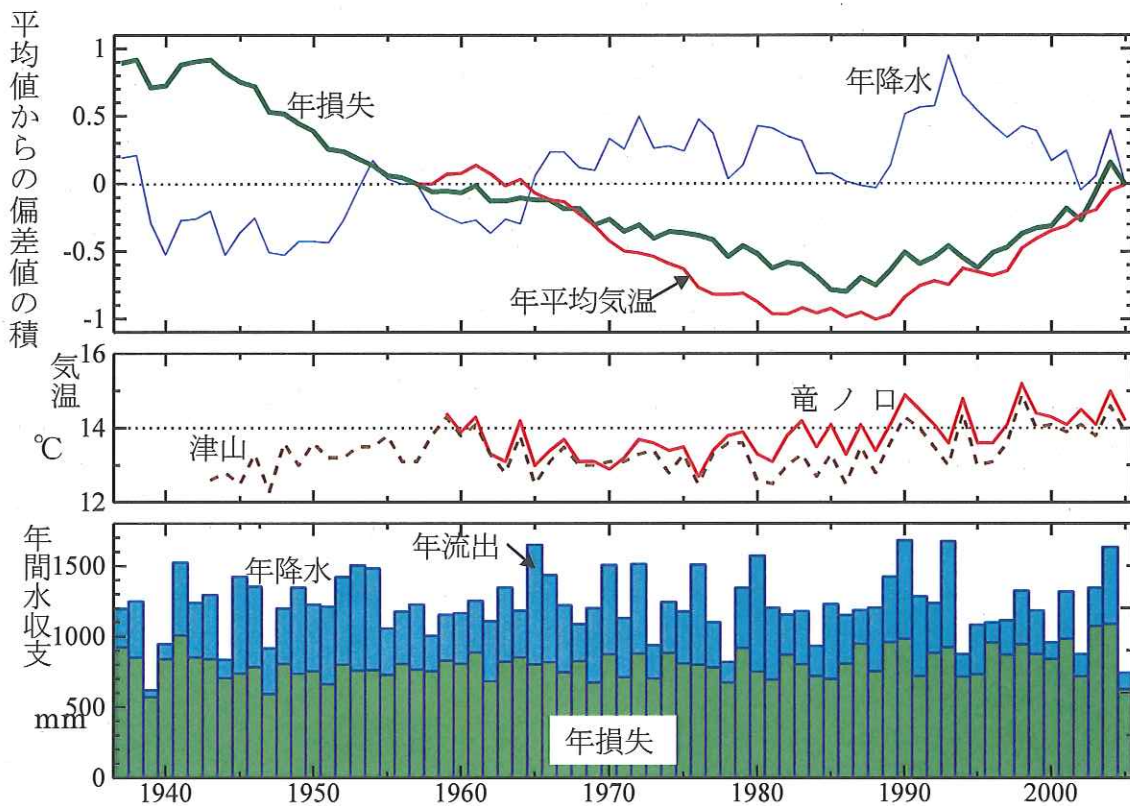


図5 竜ノ口山北谷における年間水収支 (下段), 年平均気温 (中段), 偏差積算曲線 (上段)

偏差積算曲線は、最大偏差に対する割合で表示

次に、洪水流出システムにおける降雨波形の流出波形への変換について調べる。これは、各流域毎の洪水流出を特徴づけるタンク3の貯留関数、すなわち貯留量と流出量の関係パラメータによって決まるが、わかりやすいように、 20mmh^{-1} の流出強度から出発して降雨なしで減衰させるハイドログラフを示し、相互に比較することにした。図10上段の結果を見ると、まず花崗岩でははげ山のRCが極端に急減すること、堆積岩では土壌の薄いKTがSB, SCより急減すること、花崗岩のはげ山以外のJA, KI, F2は大差がなく、いずれも、堆積岩のSB, SCよりも急減する傾向があることがわかる。土壌がないか森林土壌が薄い場合に波形変換は遅れが小さくピークが急になる傾向があることが示唆される。

以上のことから、洪水流出システムへの雨水配分も、洪水流出システムでの波形変換も、地質の影響を受けるが、土壌の影響も見られること、花崗岩の場合、未熟な砂質土壌と成熟林の森林土壌での差はほとんど検出されず、土壌のないはげ山と土壌のある森林との差が波形変換において大きく現れることが明らかにされた。また、はげ山に至ることがない堆積岩流域においても、KTのように森林土壌の薄い粘土質土壌しかない場合には、洪水流出システムへの雨水配分が大きくなり、そのシステムでの波形変換も遅れが小さくてピークが大きくなる傾向が現れることも明らかにされた。このことから、数百年にわたる森林利用が森林土壌を減少させたり喪失させたりすることが十分考えられ、そうしたときに洪水流出総量やピークは大きくなると推定することができる。蒸発散を通じた森林変化の影響が洪水流出に検出されなかったという、第3章、第4章の結果にかかわらず、森林の取り扱いが蒸発散のみに限定されるのではなく、土壌変化を通じて洪水に影響することが考えられるのである。

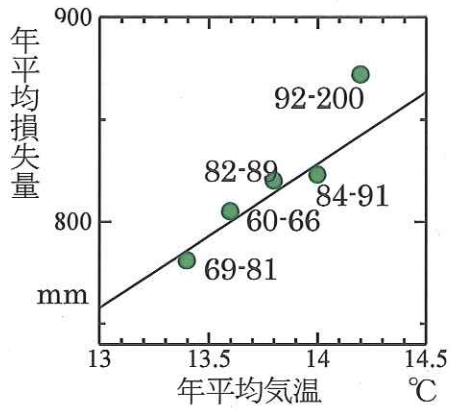


図6 竜ノ口山北谷における年末基底流出高が相等しい期間における年平均損失量の年平均気温に対する関係

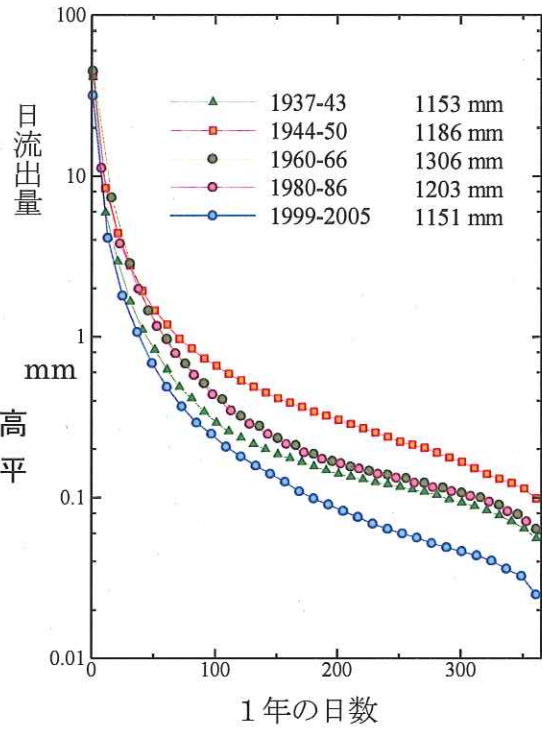
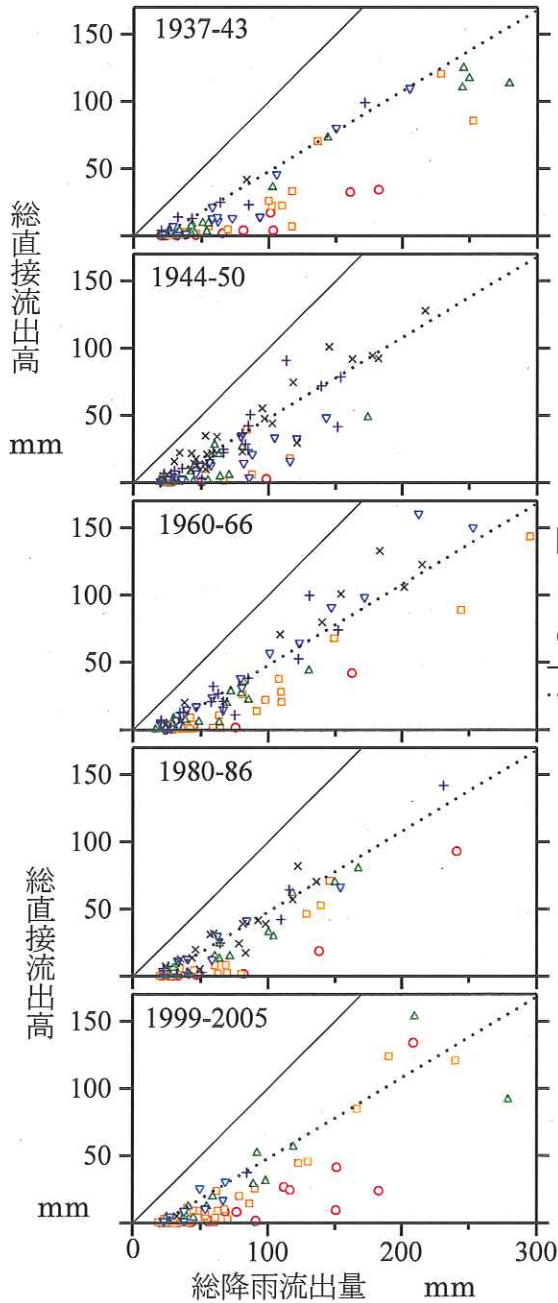


図7 竜ノ口山北谷の流況曲線
図中の数字は平均期間とその期間の年平均降水量を示す



図中の直線は、総降雨量(R)と総直接流出高(DQ)の下記の関係を表す

— $DQ=R$
 $DQ=(R-20)*0.6$

- $<0.05 \text{ mm h}^{-1}$
- <0.1
- △ <0.15
- ▽ <0.2
- +
- × >0.3

図8 竜ノ口山北谷の出水における5つの期間毎の総降雨量と総洪水流出高の関係 図中の記号区分は洪水前の流出量による

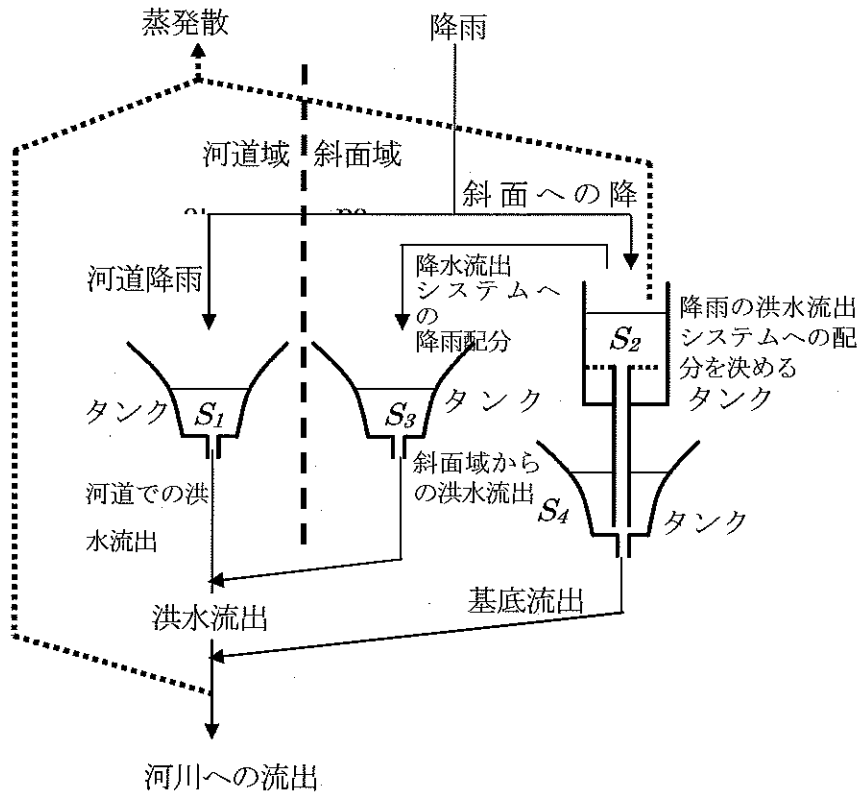
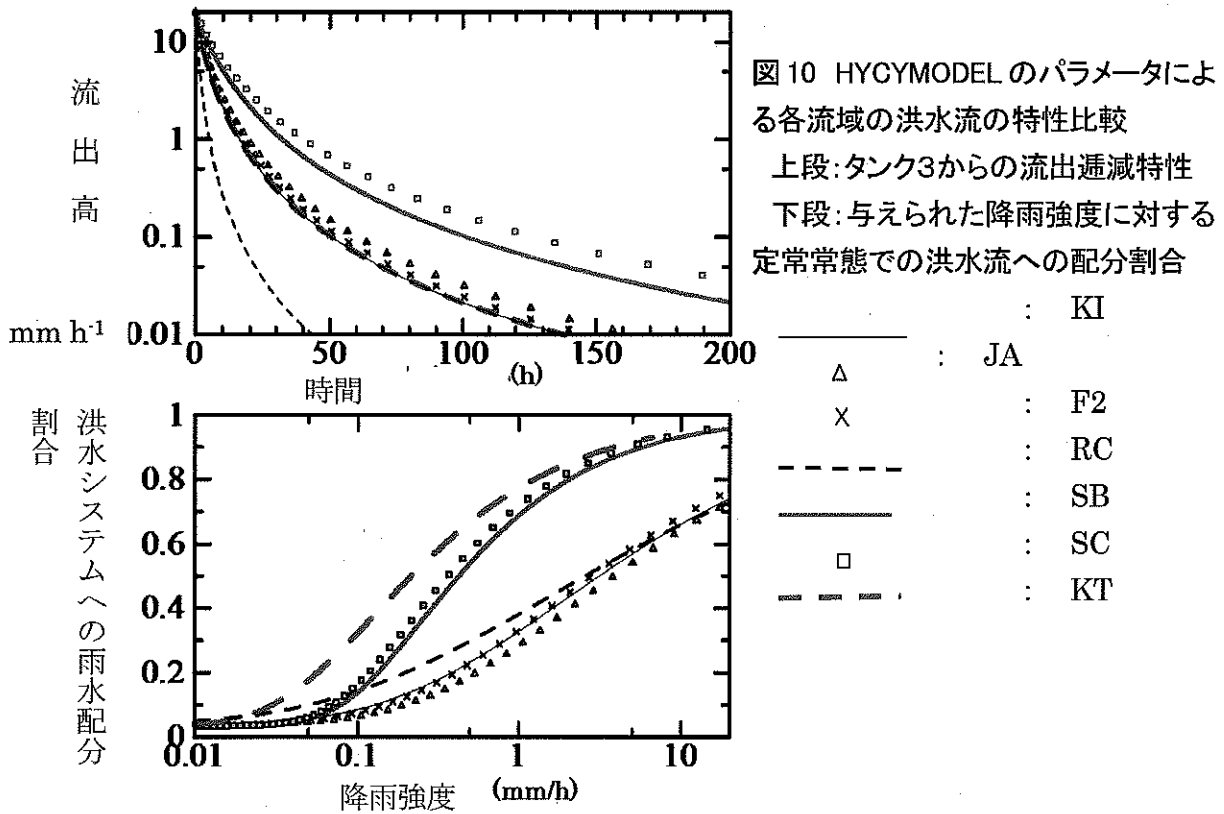


図9 HYCYMODELの説明図



c. 土壌発達の経過年数

以上の考察から、森林土壌が発達したり、逆にそれが失われた場合には、雨水の貯留機能が変化し、洪水流出量を変化させることが理解できる。問題は土壌の発達にかかわる年数をどのように考えるかである。図11は、Shimokawa (1984) が鹿児島県北西部の花崗岩山地、紫尾山での山崩れの分布から推定した土壌の厚さの発達を示したものである。山崩れによって風化基盤岩上に裸地が形成されると、周辺から供給された土壌と基盤岩が風化して生成された土粒子が草や早生樹種の根によって固定されて浸食を免れ、徐々に発達して厚さを増してゆく。100年ほどで50cm程度の厚さになり、厚さの発達速度はだんだん緩やかになる。急傾斜ほど限界厚さが小さく(逢坂・塚本, 1987)、いずれまた崩壊するが、樹木の根により数百年程度は斜面上に土壌が維持される。一方、同じ花崗岩山地でも、人間の樹木伐採や落葉落枝採取によってはげ山になってしまう場合は、局所的な山崩れと異なり、ひと山全体が裸地となる。土粒子の風化生成はあっても周辺から土壌や植物の種が供給されず、一部の緩傾斜の部分を除いて、その年の内に降雨時に浸食され、裸地が維持され土壌発達が始まらない。したがって、はげ山において土壌が発達するためには、土壌が浸食されないように、人為的に緩傾斜部分を造り浸食保護材を付加しなければならず、斜面上に階段を切り、客土して芝や藁・苗木を植える緑化工事を行う必要がある。したがって、裸地から出発し、土壌が雨水の流れを遅くして一時貯留させて洪水ピークを小さく遅らせる過程を考えると、はげ山緑化工事の場合には一気に土壌の厚さを獲得することになる。緑化工事を行った区画からは図10に示すように降雨波形の洪水波形への変換が劇的に緩やかになるのである。しかし、山崩れ跡地の場合、裸地から出発して数十年かけて土壌が厚くなってゆくことになるが(図11)、ひと山で山崩れの発生場所は一部に限られている。すでに土壌とその上の植生が存在している場所では、図11からも示唆されるように、その厚さが増加する速度はさらに遅い。このことからみて、KTのように森林土壌が薄くても粘土質の土壌があってそこに森林が成立しているような場合には、洪水流出を変化させるほどの土壌発達が数十年で生じるとは考えにくい。

利根川に戻って、数十年で樹木個体は大きく成長するから、戦後1960年頃まで人間利用の盛んであった草地や疎林状態になっていた里山が、伐採や落葉落枝採取がなくなって半世紀程度で立派な森林に

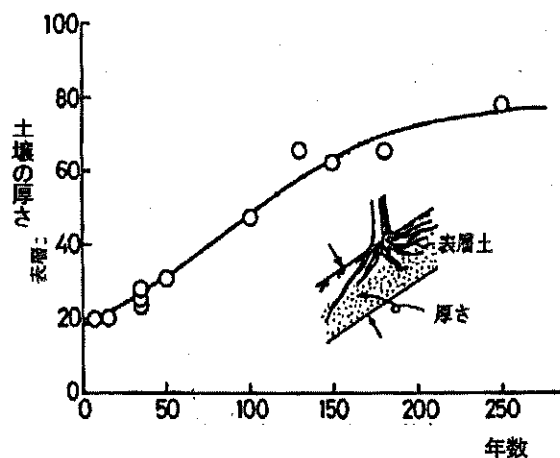


図11 崩壊後年数による土壌発達
Shimokawa,(1984)を一部改変

なるのはもっともなことである。利根川八斗島上流域にも花崗岩類地質の山地は存在する(虫明, 1981)が、奥利根源流などの奥山に限られ、はげ山になっていたとわけではない。戦後の時期ですら貧弱になっていたとはいえ植生と土壌がなくなってしまっていたところは少ないと推測される。したがって、その後、森林が成長し、土壌も発達して厚くなる方向には進んでいると推定されるが、その発達速度は樹木個体の成長速度に比べてはるかに遅い。土壌が洪水を大きく変えることは確かであるにもかかわらず、戦後の森林放置によって、洪水流出を劇的に小さくするほどの土壌発達があったと考えることはできないのである。

戦後の時期には、日本中の山地では、原生林と比べて森林土壌は薄くなっていて貯留効果は低下していたであろう。しかし、土壌発達に長い年月がかかるという考察は、現在でも、太古の原生林であった頃の土壌にはとうてい戻っていないことを説明するものでもある。土壌をこうした太古の状態まですぐに戻すことはとうていできないが、逆に、もっと薄くなる方向に森林を荒廃させることは起こり得ることである。森林の他の用途への転換、伐採後のシカなどの食害による森林再生困難などが当面考えられる。森林放置による成長は土壌を発達させ、時間が長くかかるとはいえ、洪水を小さくする要因ではある。しかし、流域は明らかに森林地帯ばかりではなく、農地や都市が含まれることは忘れてはならない。森林や農地の都市化は、下流の洪水を大きくする要因になることは、小流域の研究から明らかになっている(角屋・岡, 1971; 立川ら, 2008)。しかし、利根川流域のような大きな流域で、流域条件のさまざまな変化が洪水にどのような影響を与えるかについては、実は今後の研究が必要なのである。

6. 土壌の保水力の根拠とその時間変化に関する流出メカニズムからの総合的考察

日本は山地斜面が急峻であり、とてつもない大雨が時々襲う。急斜面上に存在する森林は崩壊の危機にさらされ、実際部分的に時々山崩れが起きる。崩れた跡は基岩が裸出するが、まわりの森林から土壌が供給され、草や早生樹であるマツなどがそのわずかな土壌にかじりついて根を張ってゆく。徐々に土壌と植生が回復してきて、まわりと区別が付きにくいところまで森林が育ち土壌が厚くなってゆく。こういう土壌発達の数百年から数千年の時間スケールにおいて、地表面付近の団粒構造を持つ森林土壌とその下の比較的間隙の小さい下層土壌、さらには土壌の発達とともに水の集まりやすい地形のところにはパイプ状の水みちなどができる。雨水はこの土壌システム全体を通り、土壌に貯留されていた水を押し出しながら進み、それが洪水として現れる。必然的に遅れが生じ、緩やかな洪水を産み出す原因になっている(Tani, 1997)。

洪水流は雨水によって押し出された土壌水で大半が占められ、土壌層全体が洪水流出システムとなる(Anderson et al. 1997)。その土壌は数百年かけて樹木の根系によって支えられて発達する。したがって、保水力の根拠となるのは森林土壌と下層土壌の全体の貯留変動であって、その土壌層全体が急斜面上に浸食されずにとどまって徐々に発達できるのは森林を構成する植生の生命力の発現としての根系のはたらきがあるからである。土壌の保水力を緑のダムと称することができるのはそのためなのである。

「利根川水系河川整備基本方針の概要」(分科会第1回資料)の中で国交省は、相俣ダム流域における総降雨量と総洪水流出高の関係を示し、「降り始めからの降雨量が50~100mm程度で森林土壌が飽和し、以降は降雨がほとんど流出するようになる」と述べ連続降雨量がいわゆる飽和雨量を超えた場合に土壌の「保水機能」がなくなるような説明をしている。治水対策で問題になるようなカスリーン台風級の大出水において、こうした土壌の保水機能が限界に達するような指摘とみられる。しかし、降雨の洪

水流出システムへの配分は地質によって異なっており、中生層堆積岩では、ある程度の降り続いた後はたしかにこうした特徴が現れやすいが、谷・窪田（2011）の図8に示すように、第四紀火山岩類はもとより、花崗岩類、第三紀火山岩類でも飽和雨量に達しにくい。また、「飽和雨量」とはこの限界に達する境界を意味するが、飽和雨量に達してからも、有効降雨波形の流出波形への変換には洪水流出システムの流れが速いか遅いかは、洪水ピークを大きく変動させる（谷，2011）。このことは、図10においてRCやKTのピークがそれぞれの地質で土壤のより厚い流域に比べて大きくなることから説明したとおりであって、洪水流出システムへの雨水配分が100%であったとしても、波形変換に関して土壤貯留変動に基づく保水力の役割は維持されるのである。

このように、樹木の根で支える土壤層全体の発揮する緑のダム機能は一般に信じられている以上に大きなものであって、規模の大きな出水であっても維持される。しかしながら、ここでは、数十年の森林成長にともなってその機能が大きくなってきたかということが問題になる。たしかに、戦争直後の里山は数百年程度にわたって落葉が採取された結果で貧弱なマツや草しかない状況が広く見られた。現在は、広葉樹林にせよスギヒノキ人工林にせよ森林が成長していて、地表面は落葉におおわれている。人工林では間伐遅れで土壤の一部を浸食で失い、保水力の増減は微妙であったかもしれないが、少なくともコナラなどの広葉樹林では団粒構造が発達してきたのではないかと考えられる。ところが、同じ小流域で数十年前と現在とで確かに保水力が向上したという結果を得る調査は容易ではない。地質条件が同じで土壤条件の異なる場合には、図10に示したように、花崗岩のはげ山(RC)と緑化したヒノキ林(KI)、あるいは、中生層で森林土壤の存在するSCと非常にうすいKTのように比較することで、保水力がまったく異なることは示すことができる。また、福嶋(1987)は、花崗岩の緑化年代の異なる小流域間で、緑化年代が古いほど洪水流出システムへの雨水配分が小さくなる傾向を指摘している。このように、類似した場所で洪水特性を比較することで、土壤発達の効果を推定するほかはないのである。同じ場所でも変化したことを確認するのは非常に難しいと言える。メカニズム的には、土壤の保水力を増加させるためには、降雨時に土壤の含水率を増加させ、無降雨時に低下させる変動幅が大きくなる必要があり、大間隙を持つ土壤の厚さを増やすことが必要である（小杉，1999；Tani，2008）。落葉落枝が表面に増えるようなことが流れを緩やかにして保水力を高めるのではなく、森林土壤と下層土壤全体での降雨時と無降雨時の貯留量変動量が増加しなければならないのである。数十年でもこの増加は進行するであろうが、同じ場所で明らかに保水力増加を検出できるという研究成果が得られにくいのは、その微妙な増加の検出が難しいからと考えられる。

森林の保水力は、何世代もの樹木が数百年以上かかって造りあげる土壤層内部の大きな貯留変動によって、降雨に対する流出応答が遅れることに基づいている。そのため、長年の里山利用で劣化してきたこの土壤層を再生するには樹木個体を一世代として数えて何世代も要する。地上植生が見違えるほど成長し、地面が落葉におおわれたからただちに保水力が回復したと言うほどには、生態系とそこでの水循環は単純なものではないのである。

森林水文学は、気候変動や地殻変動という非生物的な自然に対して森林生態系が立ち向かい、かつ順応しながら勢力を伸ばし、結果的に土壤を厚く発達させることで人間社会が多大な洪水緩和の恩恵を受ける因果関係を深く認識し、こうして発現する保水力の科学的な定量評価に努力している。にもかかわらず、数十年の森林成長で保水力が大きく増加したという、広く一般的にみられる見解に対して、観測研究に基づいて、それがいくらくらいかを定量的実証的評価には至っていない。しかし、戦争直後から

現在まで森林の利用や施業が為されずに一貫して高精度の観測が維持されてきた小流域試験地は国内に存在する。竜の口山北谷もそのひとつである。図8に示す洪水流出システムへの降雨配分に関しては、森林成長による蒸発散増加の影響が小出水には変化が現れたが、総降雨量 200mm 以上の大出水では変化が検出されなかった。ところが、これは洪水総量を検討したのみで、洪水流出システムである土壌層に配分された有効降雨波形の洪水流出波形への変換は検討されていない。それには1時間より短い単位での降雨・流出量データの詳細な解析が必要である。波形変換特性が数十年かかって何らかの変化を示すものかどうか、こうした発想による研究取り組みは、はげ山緑化の効果に対するもの(福罵, 1987; 窪田ら, 1992) 以外は、乏しかった。今後は、こうした点に対する社会の関心の高さを森林水文学としては真摯に受け止め、定量的検出の努力を行うようにしたいと考えるものである。

7 おわりに

本稿では、戦後から最近までに植生や土壌などの流域条件が変化した場合に、洪水流出が変化するかどうかを検討してきた。その結果をまとめる。

まず、森林伐採などのように植生が減少した場合には、蒸発散量を減少させ、流出量を増加させて洪水流出システムへの雨水の配分も大きくするが、大出水の総洪水量への影響は検出されなかった。また、数百年わたる森林の伐採や落葉落枝採取によって 1960 年以前は原生林時代に比べて土壌が薄くなっており、その後の土壌の保水力回復が検討された。花崗岩のはげ山の場合は緑化によっては洪水ピークが直ちに劇的に小さくなるが、下層土壌と貧弱な森林が残っていた場合には、森林成長で土壌が洪水ピークを小さくする方向に変化するとしても、その大きさは流出機構から見て微妙なものと推定された。

利根川流域のような山地と平地をともに含むような大きな流域では、森林変化以外にもさまざまな土地利用改変が行われてきており、保水力の観点からみたととき、これを大きくする要因と小さくする要因があり、洪水計算に用いられるモデルパラメータがどのように変化したかを推定することは難しい。流域の中があまりにも多様で複雑不均質な要因に満ちているのからである。さまざまな流域条件のうち、地質だけは統計的に流出に及ぼす影響が検出される(志水, 1980)。しかし、この要因は時間的に変化しない。本稿で取りあげた山地森林地帯での植生や土壌の大出水への影響について言えば、蒸発散量変化は流出に明確に影響するが洪水ピークへの影響は小さい。また、5、6章で考察したように、土壌の影響は確かに大出水の洪水ピークに影響する可能性があるが、数十年の放置での土壌発達はずかしくみ込まれる。長期小流域観測研究において今後確認してゆく必要はあるが、第6章における総合的な考察から、治水上問題となるような大出水を対象として、流出モデルのパラメータへ与えるような影響はないものと判断する。ただし、土壌層の保水力そのものは非常に大きく、かつ樹木の根によって支えられているところから、森林管理のあり方が土壌層に影響を及ぼす場合、流出モデルのパラメータを変化させる可能性が十分あることが指摘された。

引用文献

Anderson, S.P., Dietrich, W.E., Montgomery, D.R., Torres, R., Conrad, M.E., Loague, K., 1997: Subsurface flow paths in a steep, unchanneled catchment. *Water Resources Research* 33,

2637-2653.

- Bosch, J.M., Hewlett, J.D., 1982: A review of catchment experiments to determine the effect of vegetation changes on water yield and evapotranspiration. *Journal of Hydrology* 55: 3-23.
- 防災研究室・岡山試験地, 1981: 竜の口山量水試験地報告, 林業試験場関西支場年報 22, pp.56-69.
- Ding YJ, Ye BS, Han TD, Shen YP, Liu SY. 2007. Regional difference of annual precipitation and discharge variation over west China during the last 50 years. *Science in China Series D: Earth Sciences* 50: 936-945.
- 後藤義明・玉井幸治・深山貴文・小南裕志・細田育広, 2006: 竜の口山森林理水試験地における広葉樹二次林の階層構造に及ぼす攪乱の影響, 森林総合研究所報告 400, pp.215-225.
- 後藤義明・玉井幸治・小南裕志・深山貴文, 2005: 竜の口山森林理水試験地観測報告 (1981年1月～2000年12月), 森林総合研究所研究報告 4, 87-133.
- 藤枝基久・志水俊夫, 1994: 宝川森林理水試験地観測報告一本流・初沢試験流域一 (1978年1月～1990年12月), 森林総合研究所研究報告 368, 207-245.
- 福嶋義宏, 1977: 田上山地の裸地斜面と植栽斜面の雨水流出解析, 日本林学会論文集 88.
- 福嶋義宏, 1987: 花崗岩山地における山腹植栽の流出に与える影響, 水利科学 177, 17-34.
- 福嶋義宏・鈴木雅一, 1986: 山地流域を対象とした水循環モデルの提示と桐生流域の10年連続日・時間記録への適用, 京都大学演習林報告 57, 62-185.
- Irmak S., Payero JO, Martin DL, Irmak A, Howell TA. 2006. Sensitivity Analyses and Sensitivity Coefficients of Standardized Daily ASCE-Penman-Monteith Equation. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering* 132: 564-578.
- 角屋睦・岡太郎, 1971: 市街地域の雨水流出特性, 京大防災研年報 14B, 143-155.
- 関西支場防災研究室・岡山試験地, 1979: 竜ノ口山森林理水試験地観測報告 (1959年1月～1977年12月), 林業試験場研究報告 308, 133-195.
- 国土交通省, 2011: 利根川水系河川整備基本方針の概要, 日本学術会議河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会 (第21期・第1回配布資料)
- Komatsu H, Tanaka N, Kume T. 2007. Do coniferous forests evaporate more water than broad-leaved forest in Japan? *Journal of Hydrology* 336: 361-375.
- 小松光・久米朋宣・大槻恭一 2007: 流域水収支データの現代的意義 ー森林蒸発散を考えるためにー, 日本林学会誌 89, 346-359.
- 近藤純正ホームページ: 研究の指針 (K45. 気温観測の補正と正しい地球温暖化量), <http://www.asahi-net.or.jp/~rk7j-kndu/kenkyu/ke45.html>.
- 小杉賢一朗, 1999: 森林土壌の雨水貯留能を評価するための新たな指標の検討. 日本林学会誌 81, 226-235.
- 小杉賢一朗, 2007: 森林の水源涵養機能に土層と透水性基岩が果たす役割の評価, 水文・水資源学会誌 20, 201-213.
- 窪田順平・新谷壮明・塚本良則, 1992: 植生回復にともなう蒸発散量の変化, 水文・水資源画家期 1992年研究発表会要旨集, 200-203.
- Lozowski EP, Charlton RB, Nguyen CD, Wilson JD. 1989. The use of cumulative monthly

- temperature anomalies in the analysis of local interannual climate variability. *Journal of Climate* 2: 1059-1068.
- Malmer, A. 1992. Water yield changes after clear-felling tropical rainforest and establishment of forest plantation in Sabah. Malaysia', *J. Hydrol.*, 134, 77-94.
- 農林省林業試験場, 1961: 森林理水試験地観測報告 (日降水量・日流出量), 農林省林業試験場, 225pp.
- 虫明功臣, 1981: 利根川水源山地の水資源特性, *アーバンクボタ* 19, 46-51.
- 逢坂興宏・塚本良則, 1987: 自然斜面土層の厚さについて, *緑化工技術* 12(3), 1-6.
- 太田猛彦・奥敬一・小椋純一, 2009: 全国植樹祭 60 周年記念写真集 — かつて, 日本の山にはこんな姿もあった —, 国土緑化推進機構, 51pp.
- 志水俊夫, 1980: 山地流域における湧水量と表層地質・傾斜・植生との関係. *林業試験場研究報告* 310, 109-128.
- Shimokawa, E., 1984: A natural recovery process of vegetation on landslide scars and landslide periodicity in forested drainage basins. *Proceeding of Symposium on Effects of Forest Land Use on Erosion and Slope Stability*, East-West Center, University of Hawaii, Honolulu, 99-107.
- Suzuki M. 1980. Evapotranspiration from a small catchment in hilly mountains (I) Seasonal variations in evapotranspiration, rainfall interception and transpiration. *Journal of Japanese Forestry Society* 62: 46-53.
- 鈴木雅一, 1985: 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定, *日本林学会誌* 67, pp.115-125.
- 鈴木雅一, 1992: 森林蒸発散の理論, 塚本良則編: *森林水文学*, 文永堂出版, 54-77.
- 立川康人・江崎俊介・椎葉充晴・市川温, 2009: 2008 年 7 月都賀川増水における局地的大雨の頻度解析・流出解析と事故防止に向けた技術的課題について. *京大防災研年報* 52B, 1-8.
- 宝川試験地・防災部理水第 1 研究室 (吉野昭一・河野良治・菊谷昭雄・志水俊夫), 1979: 宝川森林理水試験地観測報告, 本流・初沢試験流域, (1959 年 1 月~1977 年 12 月), *林業試験場研究報告*, 302, 97-154.
- 玉井幸治・後藤義明・小南裕志・深山貴文・細田育広, 2008: 竜ノ口山森林理水試験地観測報告 (2001 年 1 月~2005 年 12 月), *森林総合研究所研究報告* 7(3), pp.125-138.
- Tanaka K, Takizawa H, Tanaka N, Kosaka I, Yoshifuji N, Chatchai T, Sirithanya P, Suzuki M, Nipon T. 2003. Transpiration peak over a hill evergreen forest in northern Thailand in the late dry season: Assessing the seasonal change in evapotranspiration using a multilayer model. *Journal of Geophysical Research* 108, DOI: 10.1029/2002JD003028.
- 谷誠, 2007: 水の循環における森林の役割. 太田誠一編: *森林の再発見* 133-183, 京大出版.
- 谷誠, 2011: 山地流域における自然貯留の洪水緩和機能に関する方法論的考察, *水利科学* 318, 151-173.
- Tani M, 1996: An approach to annual water balance for small mountainous catchments with wide spatial distributions of rainfall and snow water equivalent, *Journal of Hydrology* 183, 205-225.
- Tani, M., 1997: Runoff generation processes estimated from hydrological observations on a steep forested hillslope with a thin soil layer. *Journal of Hydrology* 200, 84-109.
- Tani, M., 2008: Analysis of runoff-storage relationships to evaluate the runoff-buffering potential of

a sloping permeable domain. *Journal of Hydrology* 360, 132-146.

Tani M, Fujimoto M, Katsuyama M, Kojima N, Hosoda I, Kosugi K, Kosugi Y, Nakamura S. 2011.

Predicting the dependencies of rainfall-runoff responses on human forest disturbances with soil loss based on the runoff mechanisms in granitic and sedimentary-rock mountains. *Hydrological Processes*, in press.

谷誠・窪田順平, 2011: 利根川源流流域への流出解析モデル適用に関する参考意見, 一 第一部 有効降雨分離と波形変換解析について 一, 日本学術会議河川流出モデル・基本高水評価検討等分科会 (第21期・第8回配布資料)

徳地直子・臼井伸章・上田実希・福島慶太郎, 2010: 里山の植生変化と物質循環 一竹林拡大に関する天王山における事例, *水利科学* 54, pp.90-103.

吉野昭一・菊谷昭雄, 1984: 高海拔流域における森林伐採と暖候期間の流出量変化 I 宝川試験地の本流流域について一宝川森林治水試験第4回報告一, *林業試験場研究報告* 331, 127-145.

<参考資料5> サブ流域平均雨量データセットの作成と比較検討

新モデルおよび現行モデルによるサブ流域分割に基づくサブ流域平均雨量は、両モデル構築のための基本量である。そこで国土交通省とは独立の方法で、サブ流域平均雨量を算出し、比較検討することとする。また、降水量観測点数の違いが流出計算に及ぼす影響を比較するために、昭和22年に利用可能な時間雨量観測点のうち欠測の少ない15地点のみ(同地点のデータがない場合はもっとも近い時間データ地点)を用いたサブ流域平均雨量も作成した。

(1) 国土交通省の手法

- 新モデルについては国土交通省からの資料参照。
- 現行モデルについての方法論は国土交通省から十分な説明が得られず不明。

(2) 分科会手法

- 1) サブ流域分割情報：新モデルについては国土交通省から提供されたサブ流域 GIS ファイルを用いた。現行モデルについては、現在利用できる現行モデルの紙ベースでのサブ流域分割図を用いて、サブ流域界をデジタル化した上で、GISを用いてサブ流域ポリゴンを作成した。精度については、現行モデルの結果を新モデルのサブ流域界に重ね合わせて、その一致度を確認した。
- 2) 昭和33年、34年、57年、平成10年の各年の洪水に関しては、流域を覆う500mサイズの各グリッドからもっとも近い地点の観測時間雨量データを当該グリッドに割り当てた(Full)。昭和22年については、利用できる時間雨量データが限られているために、国土交通省から提供された日雨量観測データを、最近隣の時間雨量パターンを用いて時間分解して、できるだけ多くの地点時間雨量データを作成した。その上で、流域を覆う500mサイズの各グリッドからもっとも近い地点時間雨量データを当該グリッドに割り当てた(Full)。
- 3) 昭和22年に利用可能な時間雨量観測点のうち欠測の少ない15地点のみ(同地点のデータがない場合はもっとも近い時間データ地点)を用いて、昭和22年、33年、34年、57年、平成10年の各年の洪水に関して、流域を覆う500mサイズの各グリッドからもっとも近い地点時間雨量データを当該グリッドに割り当てた(Limited)。
- 4) 2)の全データを用いた場合と3)の限られたデータを用いた場合について、それぞれ各年洪水のグリッドデータと1)の新モデル、現行モデルのサブ流域データを重ね合わせ、それぞれのサブ流域平均雨量を作成した。

国土交通省の手法によるサブ流域平均降水量と、分科会による Full、Limited を、新モデル、現行モデルにおいて比較した結果を図1(新モデル)、図2(現行モデル)に示す。また分科会によるサブ流域平均降水量 Full を真値としたときの、国土交通省による手法と、分科会による Limited の2乗平方根平均誤差を表1(新モデル)、表2(現行モデル)にそれぞれ示す。時間雨量観測地点の多い平成10年、昭和57年では新モデル、現行モデルともに、国土交通省と分科会の手法の結果はほぼ一致しているが、時間雨量の観測値が少ない昭和22年、33年、34年では差が大きなサブ流域も見られる。一方、Limited は Full に対して5洪水を通して大きな差を有しており、流域内の降水量分布の把握と、これらの雨量推定の差が、どの程度流出量計算に影響を与えるかの検討が必要である。

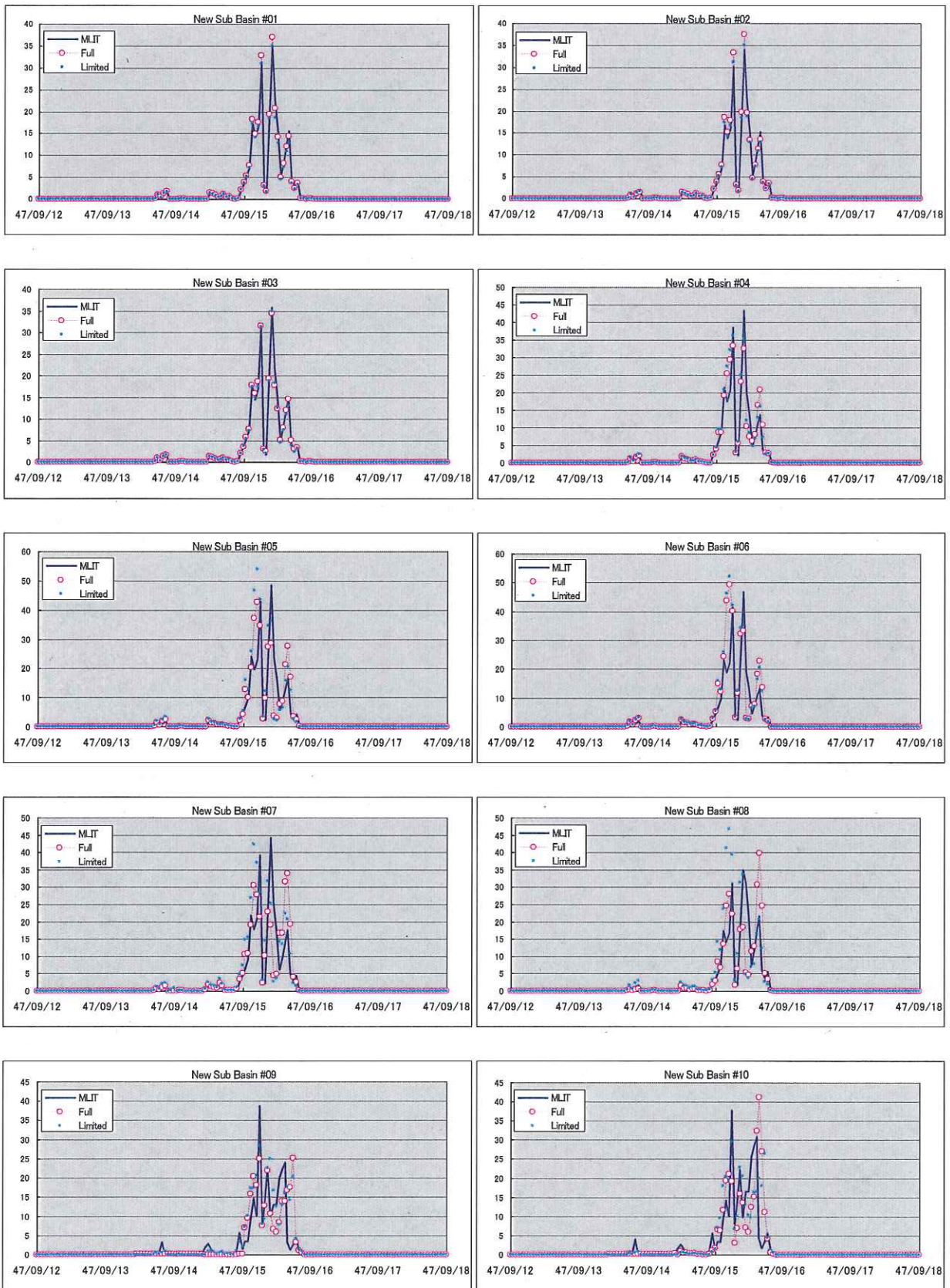


図 1a 新モデルサブ流域平均雨量 (昭和 22 年洪水)

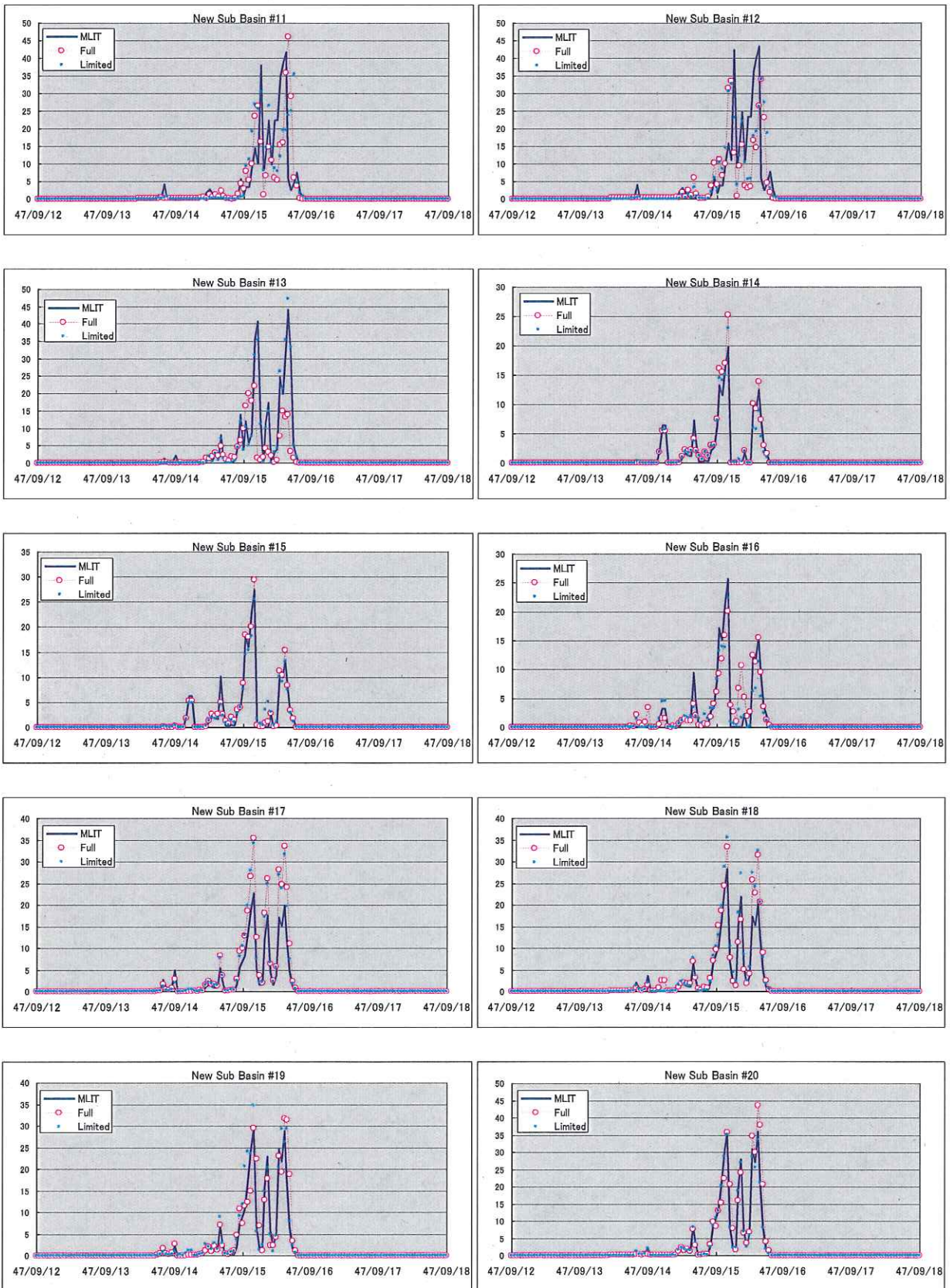


図1a 新モデルサブ流域平均雨量 (昭和22年洪水)

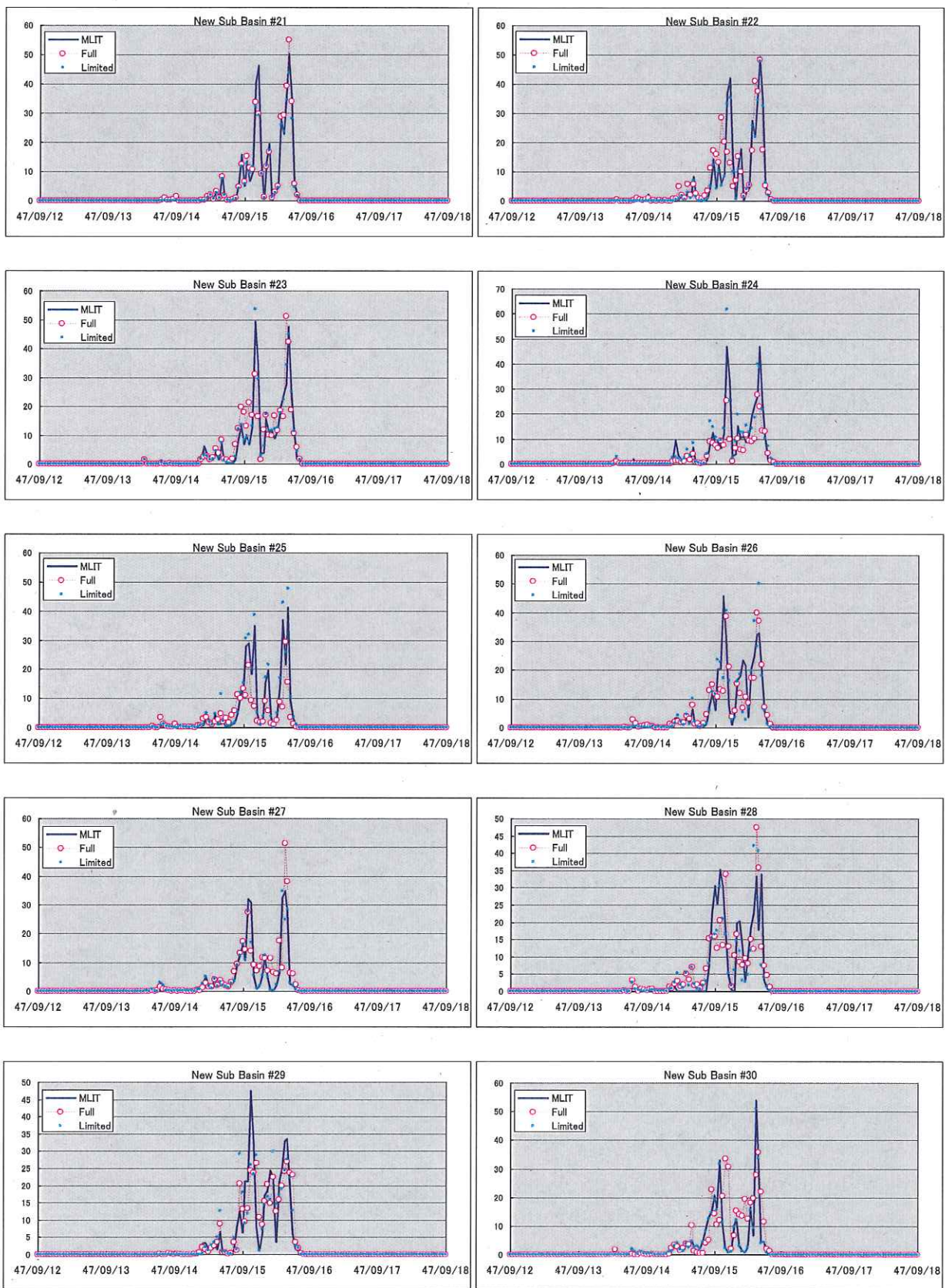


図 1a 新モデルサブ流域平均雨量 (昭和 22 年洪水)

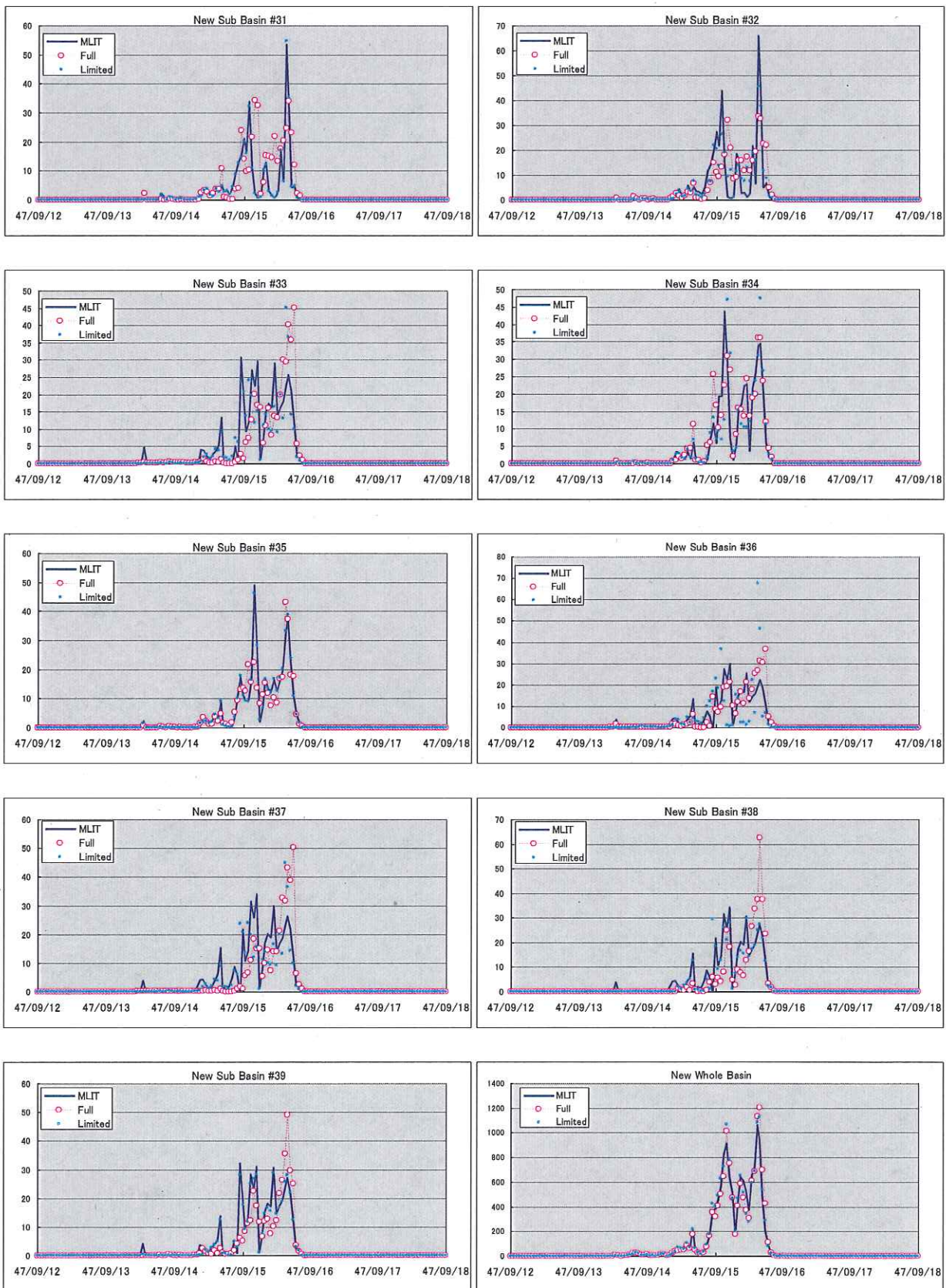


図 1a 新モデルサブ流域平均雨量 (昭和 22 年洪水)