

水理計算に基づく大規模河道網の 洪水流出特性に関する研究

Studies on runoff characteristic of the large-scale
channel network by a physical model

山田 正^{*1}・池永 均^{*2}・大原憲明^{*3}・松木浩志^{*3}・志村光一^{*4}

By Tadashi YAMADA, Hitoshi IKENAGA, Noriaki OHARA, Hiroshi
MATUKI and Koichi SHIMURA

1. はじめに

河川の治水計画を行う際、従来合理式、タンクモデル、貯留関数法、等価粗度法のような物理モデルとはいいつつも概念モデルが用いられてきた。しかし近年計算機の進歩及び計算技術の向上により、大規模な河川をより厳密な水理学の基礎方程式に基づいて、シミュレーションすることが可能になりつつある。本研究は水理学の基本式を全面的に用いた一次元不定流解析を行い、日本最大級の大規模河道網である利根川流域全域（流域面積 16840km²）を対象として洪水流出解析を行ったものである。一般に大流域はそこに流入するサブ流域の集合体であると考えられる。ここでは利根川全流域を 52 支川ごとのサブ流域に分割する。次にサブ流域中の各々の山地小流域において流出解析を行い、解析結果を全流域の上流端条件として与え、これを河道の一次元不定流計算を組み合わせる。本解析手法により広大な流域に対して、純然たる物理的アプローチによる分布定数型の流出解析が可能となった。

2. 山地流域における流出解析

2. 1 降雨流出機構のモデル化

図1は山地小流域における降雨流出機構概念図である。流出過程を斜面流と河道流の二段階に分けて扱い、河道流は斜面の表面流および河道内の流れを表現する。二つの流下過程に対し山田ら²⁾が提案する、直接流出は流出寄与域のみからの発生するという仮定の下に、kinematic wave 法から発展させたモデルを用いる。降雨損失は山田ら¹⁾が提案する保水能の理論を用いる。

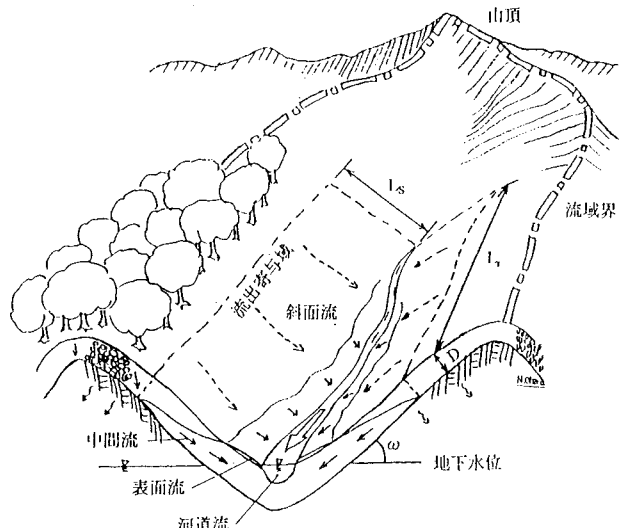


図1 山地小流域における流出機構概念図

2. 2 有効降雨量の算定—保水能の理論

累積降雨量がその土壌特性によって決まるある値に達するまで、雨水は土壌の毛細管力にささえられ保水されたり、窪地に貯留されて直接流出には寄与しない。このときの累積降雨量を保水能と定義する。実際の流域内においては保水能は様々な値をとる。そこで、ある保水能を持つ土壌の流域全体に占める割合を保水能分布と定義する。流域のある部分の保水能を h とし保水能分布を $S(h)$ とすると、保水能分布は(1b)式のように表せる¹⁾。なお、観測値から総降雨量 R と総損失量 $F(R)$ の関係を(2a)式を用いて回帰する。このときの a, b は流域固有の値であり、保水能の分布を表すパラメータとなる。そのときの保水能分布は(2b)式で表される。

$$F(R) = R - \int_0^R (R - h) S(h) dh \quad (1a) \quad S(R) = -\frac{d^2 F}{dR^2} + \left[1 - \frac{dF}{dR} \right]_{R=0} \delta(R) \quad (1b)$$

$$F(R) = a \tanh(bR) \quad (2a) \quad S(R) = (1 - ab) \delta(R) + 2ab^2 \frac{\sinh(bR)}{\cosh^3(bR)} \quad (2b)$$

キーワード：大規模河道網、洪水流出特性、物理モデル、不定流解析

*1 工博 中央大学教授 理工学部土木工学科(〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27 yamada@hyd.civil.chuo-u.ac.jp)

*2 工修 主任 日本工営株式会社 中央研究所 試験研究部 水理研究部(〒102-0083 東京都千代田区麹町 5-4)

*3 中央大学大学院 理工学研究科 土木工学専攻(〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

*4 工修 中央大学技術員 理工学部土木工学科(〒112-8551 東京都文京区春日 1-13-27)

2. 3 山地流出モデルの基礎式の導出

ここでは直接流出の主成分である中間流出を対象に降雨流出機構をモデル化する。幅、勾配、粗度とも一様な斜面における流れに対する kinematic wave 方程式は次式で表される。q:単位幅流量(mm²/s), h:水深(mm), u:有効雨量(mm/hr), n:等価粗度係数, i:斜面勾配

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = u(t) \quad (3a), \quad u(t) = r(t) \int_0^{R(t)} S(h) dh \quad (3b), \quad q = vh \quad (3c), \quad v = \frac{1}{n} i^p h^m \quad (4)$$

流速式として Manning の平均流速公式を一般化した(4)式を(3a)式に代入し q について整理すると(5)式を得る。

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \alpha^{\frac{1}{m+1}} (m+1) q^{\frac{m}{m+1}} \left(u(t) - \frac{\partial q}{\partial x} \right), \quad \alpha = \frac{1}{n} i^p \quad (5)$$

降雨流出が流出寄与域(河道及び河道近傍の湿潤領域)からの斜面流出と考えると、斜面長は地形学上の斜面長に比べ十分短いものと考えられる。このとき(6)式のような近似式の成立が仮定し得る。この下では(5)式は(7)式のように変形できる。ここに q*:流出高(mm/hr), x:斜面長(m)とする。

$$q(x, t) = x q_*(t) \quad (6), \quad \frac{dq_*}{dt} = (m+1) \gamma^{\frac{1}{m+1}} q_*^{\frac{m}{m+1}} (r(t) - q_*), \quad \gamma = \frac{i^p}{nL} \quad (7)$$

(7)式は木村の貯留関数法と同様な式形であり、これにより貯留関数法は本来斜面長が短い場合の山地流域に適用可能なものであり、その物理的な意味を見出すことができた。勾配 i, 斜面長 L, 等価粗度係数 n で表現される γ が流域の降雨流出特性をあらわすパラメータであることが分かった。さらに山地河道の流出遅れに与える影響は極めて小さいことも本研究により明らかになった。(7)式が本研究における斜面からの流出を表す基礎式となる。

2. 4 等価粗度係数の評価

前節で導いた山地流域における流出モデルのパラメータの中で、等価粗度係数 n だけは未だ決定されていない。そこで等価粗度係数と土壌特性との関係を検討する⁴⁾。不飽和領域での土中水の浸透理論は(1)式の Richards の方程式で表される。

$$c \frac{\partial \psi}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left\{ k \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} - \sin \omega \right) \right\} + \frac{\partial}{\partial z} \left\{ k \left(\frac{\partial \psi}{\partial z} + \cos \omega \right) \right\} \quad (8)$$

鈴木ら³⁾によると土層厚に比べて斜面長の大きい斜面では(8)式は右辺第2項と第1項の $\partial \psi / \partial x$ を無視しても流量の逓減曲線はほとんど変化しない。そのため(8)式は z 方向に積分することにより次元化され、次式を得る。

$$D \frac{\partial \theta}{\partial t} = -D \sin \omega \frac{\partial k}{\partial x} - E \cos \omega \quad (9)$$

窪田³⁾らにならいダルシーの法則を不飽和領域に拡張したものを用いて、単位幅流量 q に関して式変形すると(10)式を得る。

$$D^{\frac{\beta-1}{\beta}} w k_s^{-\frac{1}{\beta}} \sin \omega^{-\frac{1}{\beta}} \frac{\partial q^{\frac{1}{\beta}}}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = -E \cos \omega \quad (10)$$

一方、(3a)式に(4)式を代入すると次式ようになる。

$$n^{\frac{1}{m+1}} i^{\frac{p}{m+1}} \frac{\partial}{\partial t} q^{\frac{1}{m+1}} + \frac{\partial q}{\partial x} = u(t) \quad (11)$$

(10)式と(11)式は同じ現象を異なる視点から見た等価な式であるので、両式を比較することにより次式が得られる。(図2)

$$\beta = m+1 \quad (12a), \quad n = \frac{D^{\beta-1} w^{\beta}}{k_s} \quad (12b)$$

ここで特筆すべきことは従来実測に合うように決定されてきた等価粗度係数 n が土壌特性から表現されているということである。

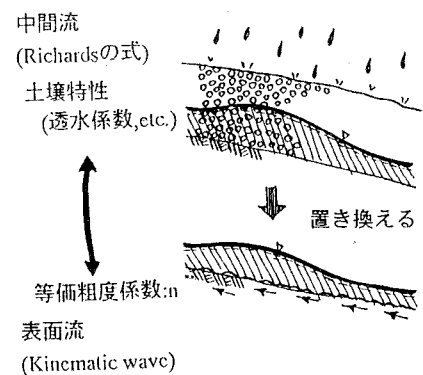


図2 等価粗度係数の概念図

2. 5 山地流域における降雨流出の再現計算モデル

2. 5. 1 対象流域の特性

長野県佐久にある中央大学春日試験地(以下試験地と呼ぶ)を対象に、本研究で提案する山地流域からの流出

モデルの実用性を検証した。表1は試験地の地形、地質諸量である。試験地の地表はほぼ唐松と杉からなる森林で覆われている。土壌は火山岩の風化堆積物と黒く土からなり、比較的厚い堆積層からなる。直接流出の主成分である中間流が発生すると考えられる表層土層厚(A層)は、現地におけるボーリングの結果から約30cmであった。またその土質は砂混じり粘土であることから有効間隙率 w および飽和透水係数 K_s を $w=0.35, K_s=0.006(\text{cm/s})$ と推定した。以上の土壌特性より式(12)を用いて等価粗度係数を算定した。斜面長 L_s は降雨の特性によって変化すると考えられることから、キャリブレーションを通じて決定した。

表1 地形特性を表す各パラメータの数値

	記号	数 値	備 考
斜面等価粗度	斜面長	L_s 5, 15, 30 (m)	地形図より
	斜面勾配	i_s 0.3	
	表層土層厚	D 30 (cm)	ボーリング調査より
	有効間隙率	w 0.35	
河道流	飽和透水係数	K_s 0.006 (cm/s)	河床形状測定結果より
	河道長	L_r 915 (m)	
	河床勾配	i_r 0.04	
	河床粗度	n_r 0.056	

※透水性の減少を表す無次元パラメータ $\beta=5$ とした。

2. 5. 2 本解析結果と実測値との比較

本モデルは現段階では特に直接流出の再現計算を目的としており、そのため地下水流出成分を分離する必要がある。直接流出成分はピークを形成した後 exponential 勾配で減衰するものと仮定して分離を行った。

図3と図4は中降雨時と小降雨時の計算結果を表したものである。斜面長 L_s に $L_s=5, 15, 30(\text{m})$ を採用した結果、総降雨量が大きい場合(中降雨)、少ない場合(小降雨)ともに計算値は観測値をよく再現している。地形パラメータに実測の値を用いることにより、キャリブレーションにあまり手間取らずに良好な精度が得られたということは、このモデルの実用性と合理性を表していると考えられる。

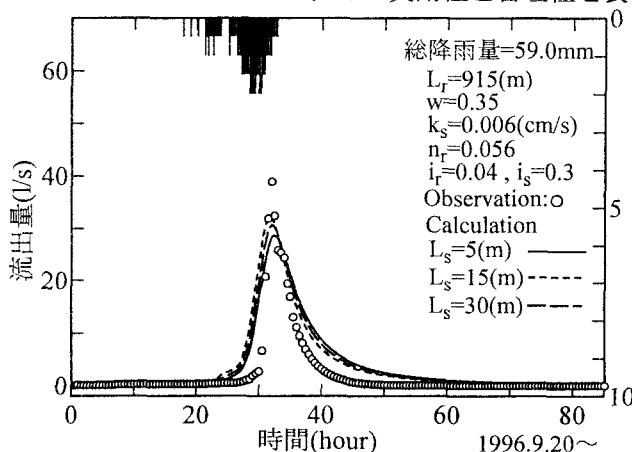


図3 流出計算結果(大降雨時)

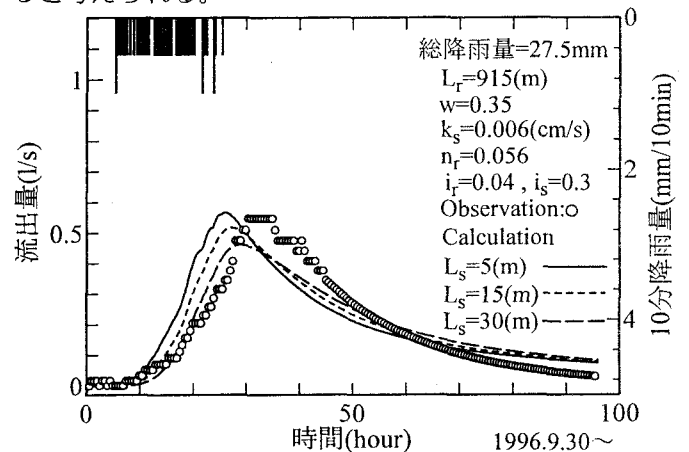


図4 流出計算結果(小降雨時)

3. 河道部の不定流計算

3. 1 不定流計算の計算手法

河道部の流況再現計算には不定流の基本式であるサン・ヴナンの式を用いた。図5のように水位計算点と流量計算点を交互に配置する、スタッガート法で差分化している。式(13)と式(14)は不定流計算の基礎式であり、それぞれ連続式および運動量保存式を示している。これらの式を差分化して図6で示す陰解法6点アボットスキームによって解いている。

$$\frac{\partial A}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = q \quad (13)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial \left(\alpha \frac{Q^2}{A} \right)}{\partial x} + gA \frac{\partial h}{\partial x} + \frac{n^2 g Q |Q|}{AR^{4/3}} = 0 \quad (14)$$

3. 2 不定流解析の計算条件

図7は計算に用いた河道網の図であり、建設省関

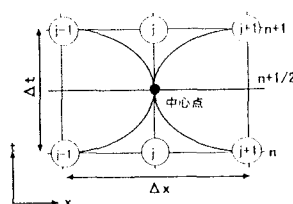


図6 一次元不定流計算に用いられる6点アボットスキーム

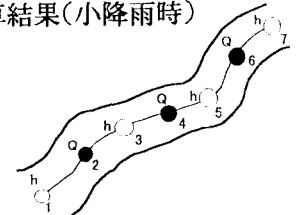


図5 河道のモデリング

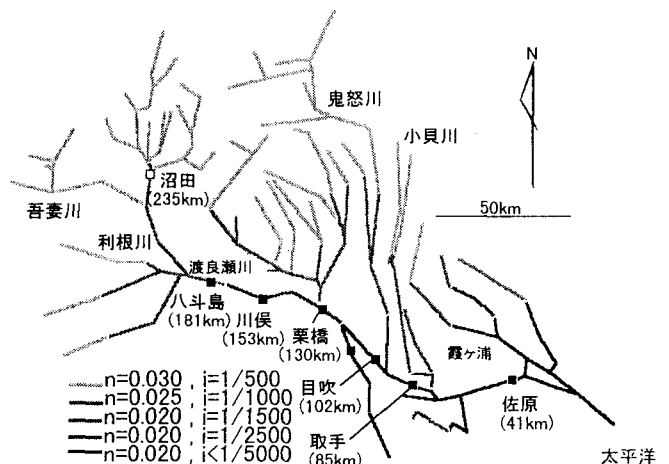


図7 各河道に配置した河床勾配と基準粗度係数

◆:上流端 流量の時系列
▲:下流端 潮位変動
□:流量観測地点

Figure 1 consists of two vertically stacked line graphs sharing a common x-axis representing time in hours from 0 to 48.

The top graph plots "流出高 (mm/hr)" (outflow height) on the y-axis, ranging from 0 to 8. It contains three curves representing different peak flow times:

- ピーク流量発生時間1hr** (Peak flow time 1hr): A dashed line that rises sharply to a peak of approximately 8 mm/hr at about 2 hours, then decays rapidly.
- ピーク流量発生時間4hr** (Peak flow time 4hr): A solid line that rises to a peak of approximately 4 mm/hr at about 4 hours, then decays more gradually.
- ピーク流量発生時間11hr** (Peak flow time 11hr): A solid line that rises to a peak of approximately 2 mm/hr at about 11 hours, then decays slowly.

The bottom graph plots "潮位 (m)" (tide level) on the y-axis, ranging from 0 to 2. It contains two curves representing tidal oscillations:

- 東京湾(芝浦)** (Tokyo Bay, Shiba): A solid line showing oscillations between approximately 0.8 m and 1.5 m.
- 太平洋(鹿島)** (Pacific Ocean, Kasima): A solid line showing oscillations between approximately 0.5 m and 1.2 m.

表2 河道において全断面にわたり
一定の割合で増加させた粗度係数

表3 計算条件

河道における設定粗度の違いが本川ハイドログラフに与える影響を見るため、標準ケースの場合と標準の河床粗度を表 2 のように全川にわたり 20%, 40%, 60% 増加させた場合の各観測地点でのピーク流量・水深を比較検討

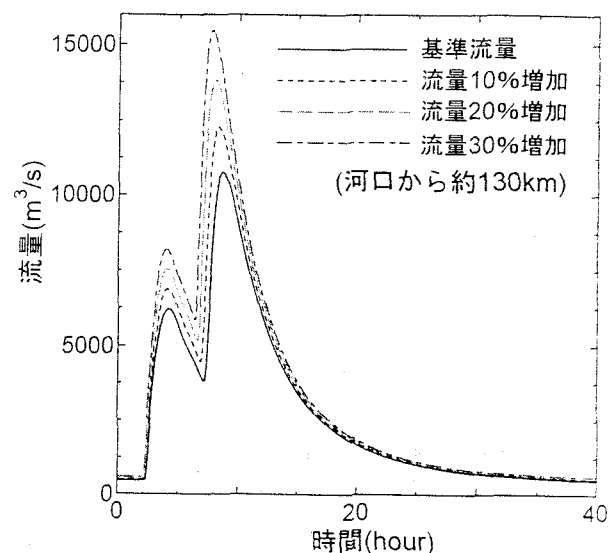


図11 栗橋における流量ハイドログラフ

した。一方、山地流域の流出解析結果の精度によって支配される上流端の流入流量に対しても同様の感度分析を行い、上流端の境界条件の差異が下流の計算結果にどのような影響を及ぼすかを調べた。

3. 3 不定流解析の計算結果

3. 3. 1 流入流量に対する下流の流量・水位の感度分析

図 10,11 は栗橋(河口から 130km)と八斗島(河口から 181km)における標準ケースと上流端の流入流量を割増したときのハイドログラフを比較したものである。二地点のハイドログラフの形を比較すると、八斗島に比べ栗橋のものは顕著な二つのピークを有しているのが分かる。一方、図 12 は利根川流域における河口を基準とする各支川の持つ流域面積の分布を示すものである(集中面積図)。図 12 に注目すると八斗島より上流側については集中面積の分

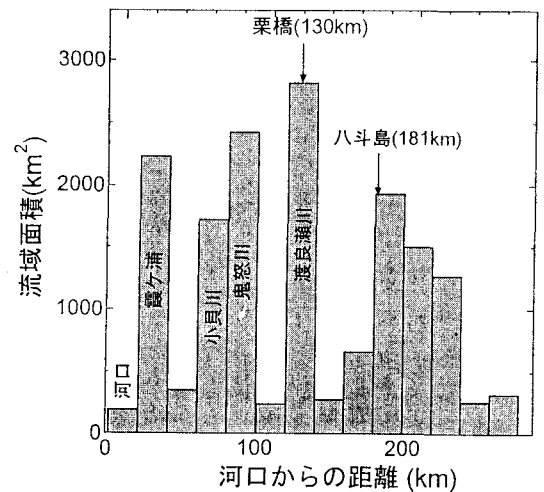


図12 利根川本川における集中面積図

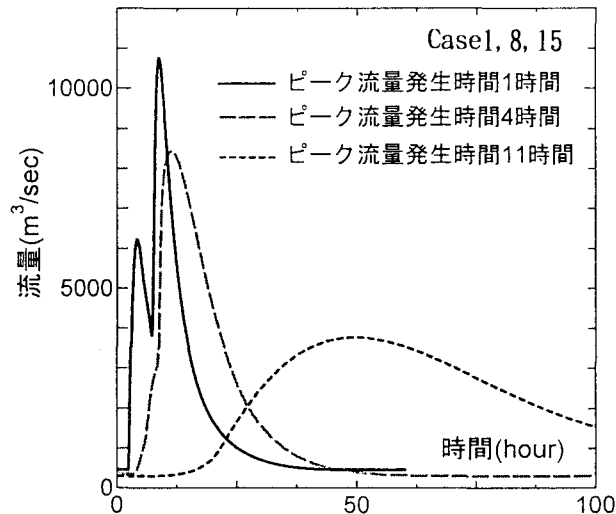


図13 上流端に与えた流量のピーク発生時間の違いによるハイドログラフの比較

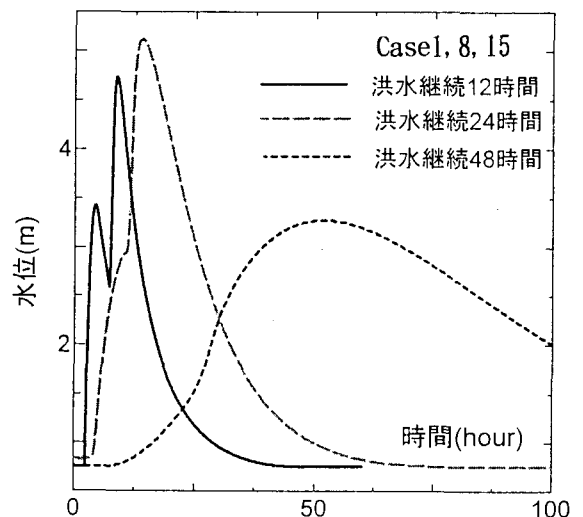


図14 上流端に与えた流量のピーク発生時間の違いによる水位ハイドログラフの比較

布形状は一つのピークを持つが、栗橋より上流では集中面積の分布が大きく二つのピークを持っていることがわかる。以上のことからハイドログラフの形状は流域面積がある程度大きくなると集中面積の分布形に似てくることが分かる⁵⁾。一つ目のピークは栗橋のすぐ上流で合流する大支川(渡良瀬川,流域面積=2621.4km²)の洪水波によるものであり、つづく二つ目のピークは利根川本川の洪水波によるものと考えられる。しかしいつでも集中面積図とハイドログラフの形状が一致する訳ではない。図 13 は同じ栗橋におけるピーク発生時間 T が異なる場合の流量ハイドログラフを比較したものである。ピーク発生時間 $T=1$ (時間)の時は二つのピークを持つが、 $T=4$ (時間)の場合は二つのピークは重なり合い、ハイドログラフはひとつのピークを持つようになる。また図 14 はそのときの水位ハイドログラフであるが、この場合は $T=4$ (時間)のピーク水深は二つのピークが重ね合わさったため、 $T=1$ (時間)のピーク水深を上回っていることがわかる。このように上流端のハイドログラフの形状により、下流のハイドログラフは様々な形状をとる。このような現象を捉えるためには、支川からの横流入を合理的に表現する、大規模な河道網を用いた解析が必要であると考えられる。

図 15 と図 16 は流入流量の割増率とそれぞれピーク水位とピーク流量の増加率との関係を示したものである。これらの図は上流端での境界条件であるハイドログラフに誤差が生じた場合、ピーク流量にその効果は大きく現れ、逆にピーク水位には比較的その効果は少なく現れることがわかる。またピーク流量の増加率は上流部では小さいが、中流へ向かうほど大きくなり、そして河口に近づくとき再び小さくなっている。このことは洪水波が非線形な挙動を示す事例である。

3. 3. 2 河床粗度に対する下流の流量と水位の感度分析

図 17,18 は河床粗度の割増率と各観測地点でのピーク流量およびピーク水深の増加率を表している。図 17 より河床粗度を大きくするとピーク流量は減少し、下流側へ行くほど河床粗度の割増によるピーク流量の変化が大きいことがわかる。図 18 から逆にピーク水深は上流側のほうが河床粗度の増加の効果が大きく現れている。つまり、河床粗度の変化の影響は、水深ハイドログラフに関しては上流側に主に作用し、流量ハイドログラフに関しては下流側に主に作用する。また図 17,18 を比べると、その変化量はピーク流量の増加率に

比べピーク水深の増加率のほうが大きい。これより河床粗度を变化させた影響は流量よりも水深に大きく現れるがわかる。

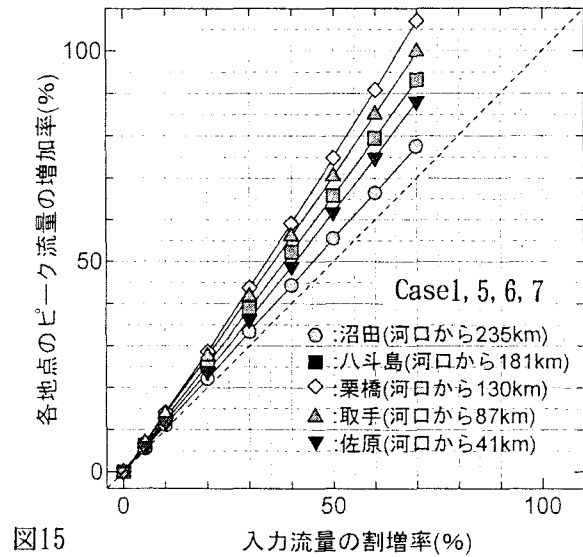


図15 上流端の入力流量に対する流量の感度分析結果

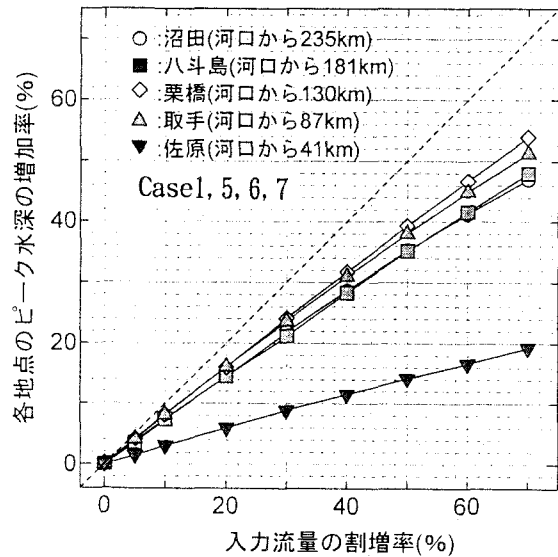


図16 上流端の入力流量に対する水深の感度分析結果

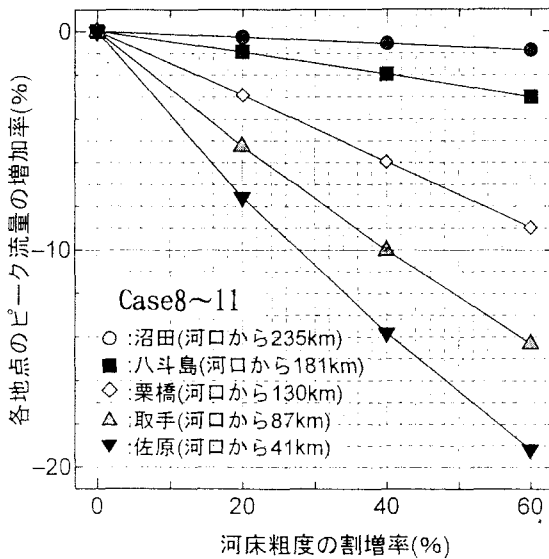


図17 河床粗度に対する流量の感度分析結果

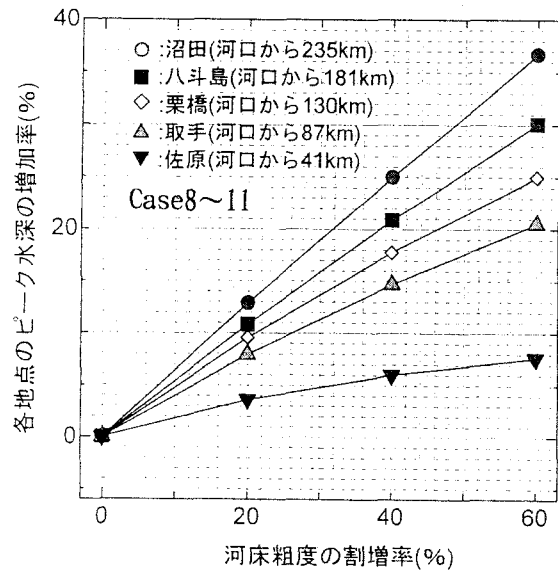


図18 河床粗度に対する水深の感度分析結果

4. まとめ

本研究では物理モデルに基づく山地流域の流出モデルと不定流解析を組み合わせることにより、全流域を通してすべて水理学の基礎式を基にした洪水予測システムが可能となることを示し、以下の知見を得た。

- 1) 基礎式(7式)中の γ が流域の流出特性をあらわすパラメータであることが分かった。流出特性は勾配 i 、斜面長 L 、表層土層厚 D 、飽和透水係数 K_s 、有効間隙率 w 、透水性の減少の程度をあらわす無次元パラメータ β および保水能分布を決定するパラメータ a, b によって支配される。
- 2) 山地流域の流出解析において、地形パラメータに実測の値を用いることにより、計算値と観測値と良好な一致を示した。これにより本山地流出モデルの妥当性が確認された。
- 3) 上流端の流入ハイドログラフの形状によっては、支川の分布特性によってその下流でのハイドログラフの形状は変化する。流入ハイドログラフのピーク発生時間が小さいと本川のハイドログラフは複雑な形状となる。本研究で用いた流出解析手法は、流域の特性を十分表現できる精度の高いものであることが分かった。
- 4) 上流端の流入流量を増加させた場合、ピーク流量の増加率はピーク水深の増加率よりも大きくなる。

謝辞: 本研究では不定流計算にデンマーク水理研究所が開発した、水理計算ソフト MIKE11 を提供していただきこれを用いている。また、本研究を遂行するにあたり(財)河川情報センターの研究助成を受けた。ここに記して謝意を表す。

参考文献: 1) 山田正, 山崎幸二: 第 27 回水理講演会論文集, 1983. 2) 島田啓一, 山田正, 藤田睦博: 第 33 回水理講演会論文集, 1989. 3) 塚本義則: 森林水文学, 文永堂出版, pp108-119, 192-193, 1992. 4) 大原憲明, 池永均, 山田正, 尾崎宏, 内島邦秀: 第 52 回年次学術講演会講演概要集第 2 部, 1997. 5) 水文・水資源学会編: 水文・水資源ハンドブック, 朝倉書店, 1997.