

浸透を考慮した阿武隈川流域の流出解析

Runoff Analysis of the Abukuma River Basin Considering Infiltration

八代 義信*・真野 明**

By Yoshinobu YASHIRO and Akira MANO

As the first step to evaluate sediment transport in the Abukuma River basin, a rainfall-runoff model has been developed to reproduce runoff phenomena of the basin. This model considers not only overland flow but also infiltration, throughflow and exfiltration to approach practical phenomena on the hillslope. A runoff computation of throughflow is practiced utilizing continuous equation and Darcy's law changing some parameters. The computed hydrographs with or without throughflow are compared with observed data, and the validity of this model and the effects of throughflow on the hydrograph are examined.

Keywords: *throughflow, infiltration, runoff analysis*

1. はじめに

強降雨による出水あるいは雪解け出水による流れが地表層の土砂を削り取るにより土砂の移動が始まり、それらの土砂のうち河口から海へと流出するものは、海岸地形の変化の要因になる。本研究は、一級河川である阿武隈川流域(流域面積5400km²)をとりあげ、河口から海に流送される土砂量と粒径分布を評価できるようにする前段階として、流域の降雨流出現象を精度よく再現することを目的としている。

著者らは流域の最も単純なモデル化として、擬河道網を用い地表流のみを考慮した kinematic wave モデルを作成したが、上流域や支川の精度が良くなかった。今回は、実際の現象により近づけ精度を上げることを目的として、地表流に加え山地斜面で支配的な降雨浸透や側方浸透流を考慮した流出モデルを作成して実際の出水に適用し、観測値との比較から妥当性を検討した。

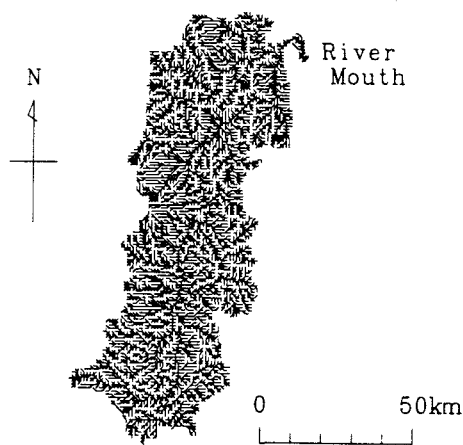


図-1: 擬河道網

*学生会員 東北大学大学院工学研究科
(〒980-77 仙台市青葉区荒巻字青葉)

**正会員 工博 東北大学工学研究科助教授

2. 擬河道網の作成

水を流下させる水路は、流域内で順次連結していき流域最下流で一本となり樹枝上の一つの流路網を形成する。本研究では、流路網として、国土数値情報の流域界位置データ (ks273), 標高データ (ks110), 流路位置データ (ks272) を利用したメッシュサイズが $1\text{km} \times 1\text{km}$ の擬河道網を作成した (図-1)。

雨水の流れにはいわゆる斜面流と河道流とがあるため、擬河道網の落水線一本一本を斜面と河道に分類する必要がある。ここでは、張ら^[1]に習い位数により分類をおこなうことにした。ここでの位数は流入のないメッシュを1位とし、合流のない場合下流方向に一つのメッシュを通過するごとに1ずつ位数が増加し、合流点となるメッシュの位数は流入前の位数の最大値に1を加えたものとなる。国土数値情報の流路位置データによる実河道網との対応から、位数がある一定値未満を斜面、それ以上を河道と分類することとする。この位数のしきい値を $R_{\min}$ とする。

3. 降雨分布の推定

分布型流出モデルで流出解析をおこなう際には、流域のあらゆる地点での降雨量が入力データとして必要となる。したがって、限られた観測所の観測値からそれ以外の地点の降雨量を推定しなければならない。この降雨分布の推定法として風間^[2]に習い距離重み平均法を用い、各メッシュの降雨量を次式によって補間した。

$$P_i = \frac{\sum_{k=1}^n a_{ik} z_k}{\sum_{k=1}^n a_{ik}}, \quad a_{ik} = \frac{1}{d_{ik}^p} \quad (1)$$

ここで、 P_i は求めるメッシュ点 i での降雨量、 n は対象観測所数、 a_{ik} は点 i と観測所 k との距離による重み係数、 z_k は観測所 k の観測降雨量、 d_{ik} は点 i から観測所 k までの距離を表す。

これは、各メッシュから観測所までの距離に応じた重みにより観測降雨量を加重平均したものをそのメッシュでの降雨量として補間する方法である。対象観測所数、距離の指数はそれぞれ $n=4$, $p=2$ とした。なお、推定に際して阿武隈川流域内および流域付近に存在する気象庁アメダス観測所、建設省および東北電力の雨量観測所のうち推定に有効であると思われる55箇所の観測所の観測値を利用した。

4. 側方浸透流擬河道モデル

著者らは以前、流域の最も単純なモデル化として、擬河道網を用い河道断面形を指数関数形と仮定して河道特性を考慮した地表流のみの kinematic wave モデルを作成した^[3]。このモデルでは、降雨量に流域平均流出率をかけた有効降雨により斜面でも降雨の初期から地表流を考慮している。しかし、実際は山地斜面への降雨のほとんどは地中に浸透して斜面下方への流れとなり地表流はほとんど発生せず、その土壌中の斜面下方への流れが洪水ピークの形成に重要な働きを果たしていることが知られている^[4]。したがって、この実現象にできる限り近づけるために直接流出は中間流と地表流からなるとし、斜面では中間流・地表流両方を考慮し、河道では地表流のみを考慮する。

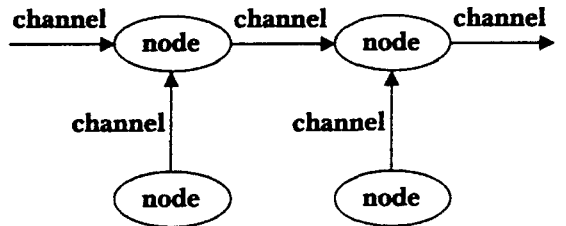
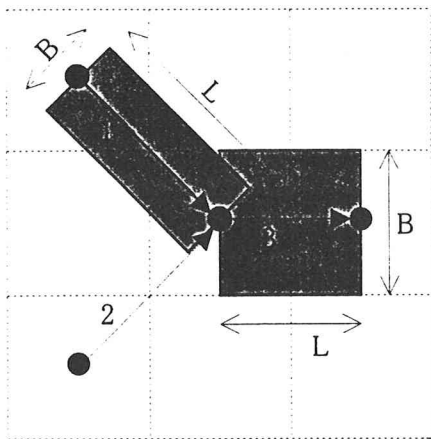


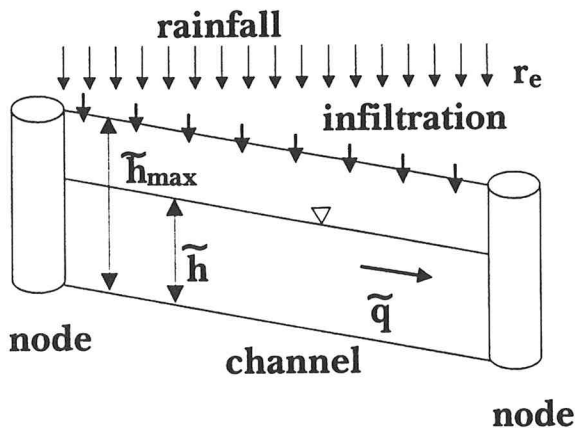
図-2: 擬河道網の構造1(全体)

擬河道網は河道・斜面ともに図-2のような node と channel の連結からなっている。したがって、2つの node 間の斜面は図-3のような $L \times B = 1\text{km}^2$ となるような距離 L と水路幅 B をもった矩形幅広断面水路と考える。 1km^2 は1メッシュの面積と同じである。流域の全ての斜面が図-4のような一定の厚さの透水性の様な浸透層に覆われていると仮定する。地表流と側方浸透流の連続の式は、次式のようになる^[5]。

$$\frac{\partial h}{\partial t} + \frac{\partial q}{\partial x} = r_e - f \quad (2)$$



図－ 3: 擬河道網の構造 2(斜面)



図－ 4: 斜面の浸透層

$$\lambda \frac{\partial \tilde{h}}{\partial t} + \frac{\partial \tilde{q}}{\partial x} = f \quad (3)$$

ここで、 h は地表流の水深、 q は単位幅地表流量、 $\tilde{h}$ は浸透層の水深、 $\tilde{q}$ は単位幅側方浸透流量、 r_e は有効降雨、 f は浸透速度、 λ は浸透層の有効空隙率、 t は時間、 x は流下方向の距離を表している。地表流量は地表流の連続の式(式(2))と次に示す Manning 則より、側方浸透流量は側方浸透流の連続の式(式(3))と次に示す Darcy 則より各時間各場所において求められる[5]。

$$\text{< Manning則 >} \quad Q = \frac{1}{n} A h^{\frac{2}{3}} I^{\frac{1}{2}} \quad (4)$$

$$\text{< Darcy則 >} \quad \tilde{q} = k I \tilde{h} \quad (5)$$

ここで、 Q は地表流量、 A は流水断面積、 n は Manning の粗度係数、 k は浸透層の透水係数、 I は河道勾配または斜面勾配を表している。図－ 4 の浸透層が不飽和であるとき、降雨強度が浸透速度より小さければ浸透し、降雨強度が浸透速度を上回れば地表流が発生する。ここで、浸透層に浸透した降雨は時間遅れなしに飽和帯に達して流下するものと仮定すると、式(2)において多くの場合 $r_e < f$ となるので、降雨はすぐさま浸透し、側方浸透流となって斜面下方に流下することになる。斜面の浸透層中の水深が浸透層厚に達したとき、つまり浸透層が飽和したときに側方浸透流の地表への浸出が起きやすくなる。この浸出は、channel と channel の間の node で起こりうるが、包括的な場合として図－ 3 のような斜面の 2 つの channel が斜面の 1 つの channel に合流する場合を考える。ただし、これ以降、 Q は地表流の流量、 $\tilde{Q}$ は側方浸透流の流量、 $\tilde{Q}_{\max}$ は浸透層の最大流量を表し、1, 2, 3 の斜面を表す添字はそれぞれ 1, 2, 3 とする。

図－ 3 の 1 と 2 が合流して流れ込む 3 の浸透層で流すことのできる最大流量は

$$\tilde{Q}_{3\max} = k I_3 \tilde{h}_{\max} B_3 \quad (6)$$

であり、 $\tilde{Q}_3$ は $\tilde{Q}_{3\max}$ を超えることはできない。したがって、 $\tilde{Q}_1 + \tilde{Q}_2 > \tilde{Q}_{3\max}$ のとき余剰な流量

$$\Delta \tilde{Q}_3 = \tilde{Q}_1 + \tilde{Q}_2 - \tilde{Q}_{3\max} \quad (7)$$

が地表に浸出し、3 での地表流量 Q_3 および側方浸透流量 $\tilde{Q}_3$ は次のようになる。

$$Q_3 = Q_1 + Q_2 + \Delta \tilde{Q}_3 \quad (8)$$

$$\tilde{Q}_3 = \tilde{Q}_{3\max} \quad (9)$$

合流がなく、飽和状態の斜面が合流することなしに node を境に勾配が緩くなるかあるいは水路幅が狭まるときに側方浸透流の地表への浸出が考えられるが、 $Q_2 = 0$ 、 $\tilde{Q}_2 = 0$ とすれば上記と同様に扱うことができる。

表 1: モデルの各パラメータの値

計算 case	流れの状態	流出率	浸透速度 $f(\text{cm/hr})$	透水係数 $k(\text{cm/sec})$	位数のしきい値 $R_{\min}$	有効空隙率 λ	浸透層厚 $\bar{h}_{\max}(\text{m})$
case1	地表流のみ	0.38	—	—	4	—	—
case2	地表流+側方浸透流	0.9	10	5.0	4	0.2	1.0
case3	地表流+側方浸透流	0.9	10	0.5	4	0.2	1.0
case4	地表流+側方浸透流	0.9	10	5.0	5	0.2	1.0

また、斜面の channel が河道の channel に流れ込むときにも浸出が起こる。これは、図-3の1, 2が斜面, 3が河道であるとみなし、河道では地表流しか扱っていないので $\bar{Q}_{3\max} = 0$ とすれば上記と同じように扱うことができ、河道に連結する斜面の側方浸透流を全て河道の地表流に加えることができる。

5. 計算結果および考察

1994年9月28日からの台風26号にともなう出水(計算時間は9月28日15:00~10月3日24:00)に対して適用した。計算結果は、地表流のみを考慮した場合と地表流・側方浸透流両者を考慮した場合とを比較し、また斜面と河道を分類する位数のしきい値と透水係数を変化させその影響を考察する。

地表流のみを考慮するものを case1 とし、地表流・側方浸透流両者を考慮したものを case2, case3, case4 とする。それぞれの各パラメータの値は表1に示し、最下流の岩沼(河口から約8km)、中流の福島(約72km)・本宮(約118km)、最上流の白河(約191km)、支川・白石川(合流点は河口から約15km)の船岡大橋(合流点から約4km)各観測所(図-5)における解析結果を図-6~図-8に示す。ただし、どの case でも Manning の粗度係数は河道で0.035、斜面で0.185とした。

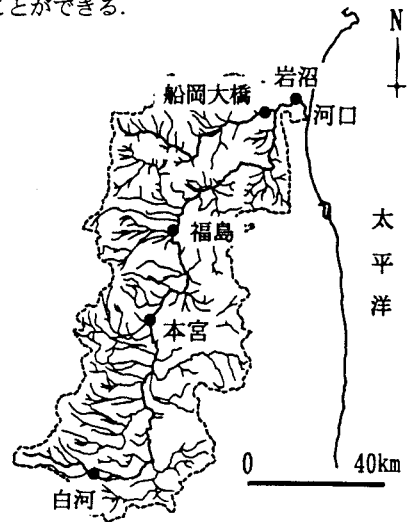


図-5: 観測所の位置

図-6では、観測、case1, case2 を比較し、浸透を考慮しない場合とする場合の違いを考察する。case1 は、下流・中流域では比較的観測と対応しているが、不十分な点としては波形が少しやせている点や2つめの小さなピークの再現性が悪い点、本宮の波形の立ち上がり部分が盛り上がっている点などがあげられる。上流の白河では早い時間帯から波形が立ち上がり、ピークが早くかつ非常に大きくなっている。白石川の船岡大橋ではピーク時間はほぼ一致しているものの流量の大きさが非常に小さくなっている。これに対し case2 では、下流・中流域で case1 に比べて2つめの小さなピークがはっきりと再現されている。これは2つめのピークを形成する降雨が出水後半で斜面の浸透層の水深が大きくて地表流が発生しやすく、そこへ case1 のときに比べて大きな流出率をかけた有効降雨が加わったためと考えられる。本宮の波形の立ち上がり部分が緩やかになり観測に近いが、初期の降雨の浸透による影響だと思われる。しかし、下流中流域で波形が少しやせている点が変わらなかったが、河道のモデルが case1, 2 と同じであるためだと思われる。また、上流や白石川での傾向もほとんど変わらなかった。図中の降雨は観測所の集水域の平均降雨量であるが、白河ではピーク時には20mm/hr 近い強降雨となっていて、これに対する観測波形の応答までにはかなり時間があるのに対して計算波形は直後に応答し、逆に白石川では降雨量がピークで10mm/hr 以下にもかかわらず観測の応答が早くなっている。これは、降雨分布の推定の際に降雨の局地性がうまく再現されていないか、あるいは降雨後の流出波形の応答時間を決定づけるような斜面特性が今回変化させたパラメータ以外に上流域にあることが原因となっていると推測される。

■ 集水域の平均降雨量
 — 観測値
 — case1
 — case2
 — case3
 — case4

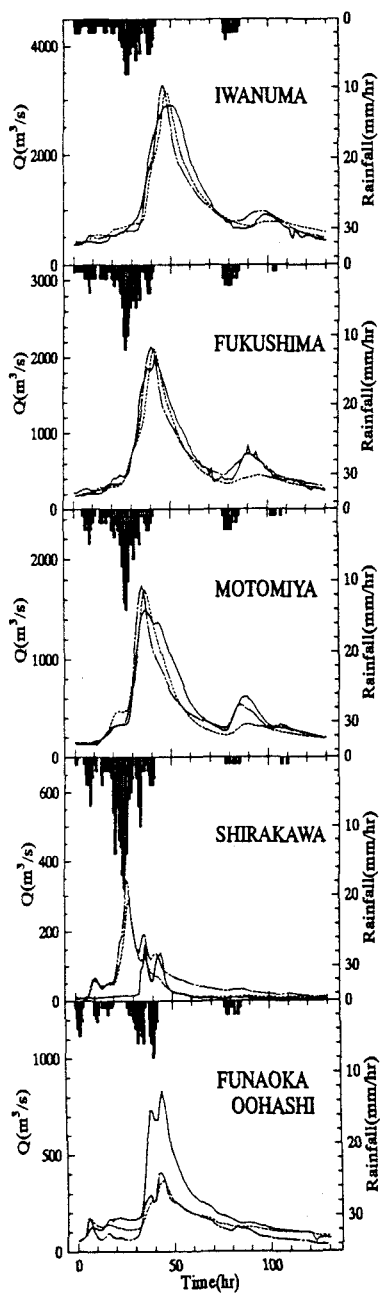


図- 5: 計算結果: case1, case2

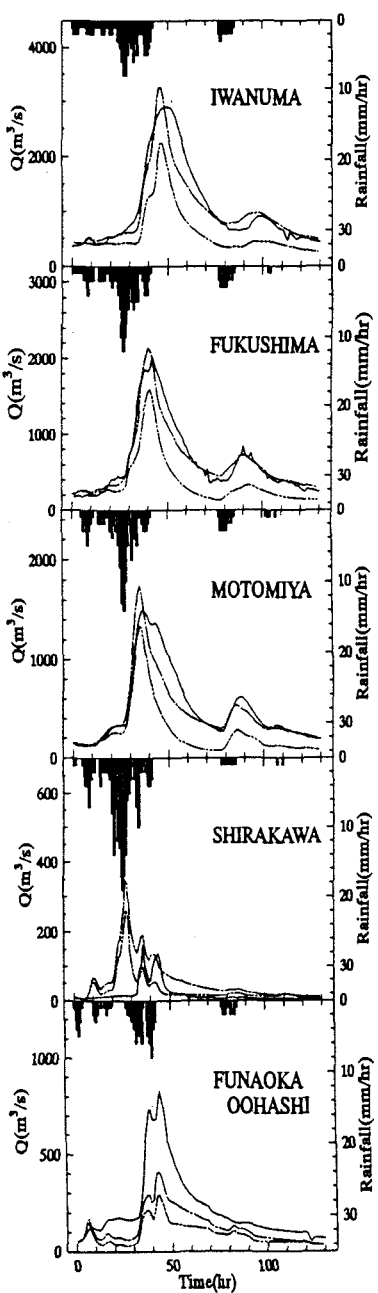


図- 6: 計算結果: case2, case3

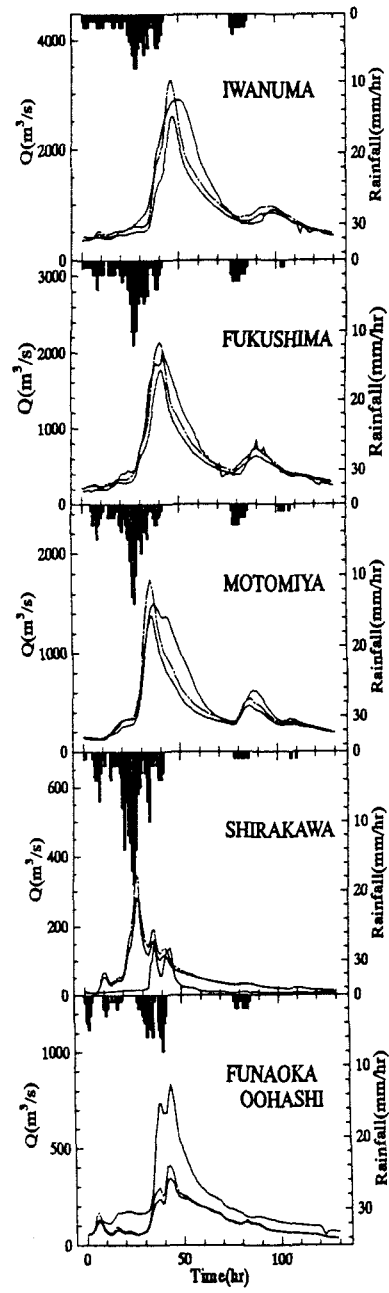


図- 7: 計算結果: case2, case4

図－7では、case2 と case3 を比較し、透水性が異なる場合の流出の違いを考察する。case3 は、case2 に比べて立ち上がり前の流量が小さくなり立ち上がり始めの時間も遅く、またピーク後の減衰が早く小さい流量に落ち着く。下流になるほど2つめのピークがはっきりしなくなっている。これは、case3 は透水係数が case2 の10分の1と小さく、浸透層に浸透した降雨が非常にゆっくりと斜面下方に流下している影響で、浸透層に浸透した降雨が河道に達するまでに時間がかかるためと考えられる。

図－8では、case2 と case4 を比較し、斜面の流域全体に占める割合の違いが流出に与える影響を考察する。case4 は case2 よりも河道と斜面を分類する位数のしきい値が大きく斜面の割合が大きい。したがって、case2 に比べて河道に直接降って地表流になる降雨が少なく、斜面の浸透層に一度浸透する降雨が多くなり、その分流出時間が遅くなって全体的に波形が小さくなると考えられる。

図－7の case2 と case3、図－8の case2 と case4 の比較のように側方浸透流の流量を支配するパラメータを変化させると、観測所における河道流の流量や流出波形が大きく変化したことから、浸透層への降雨の浸透によって生じた側方浸透流が、直接流出の主要な成分であり、流出波形に大きな影響を与えることが明らかになった。

6. まとめ

側方浸透流を考慮することにより、出水の立ち上がりや主出水後の降雨に対する応答など観測値をよく説明できるようになった。

斜面透水層の透水係数や流域における斜面の占める割合を変化させて流出計算結果を比較することにより、側方浸透流が直接流出の重要な成分であり流出波形に大きな影響を与えることが明らかになった。

なお、モデルの精度をさらに上げるために、山地斜面の地表的な土壌・地質・植生などの特性を考慮していく必要がある。

謝辞

本研究をおこなうにあたり、建設省東北地方建設局仙台工事事務所・福島工事事務所・セヶ宿ダム管理所、福島県土木部、東北電力株式会社より貴重な資料を提供していただいた。また、東北大学大学院澤本正樹教授からは貴重な御意見をいただき、文部省からは特定研究経費の補助を受けた。ここに記して感謝の意を表する。

参考文献

- [1] 張 旭紅・首藤伸夫・石川忠晴：国土数値情報を用いる流出および濁質発生量の解析，水工学論文集第36巻，pp.665-670，1992.
- [2] 風間 聡：中規模流域における水循環に関する研究，東北大学博士学位論文，p.129，1995.
- [3] 八代義信・真野 明：河道特性を考慮した阿武隈川流域の流出解析，土木学会第51回年次学術講演会講演概要集，pp704-705，1996.
- [4] 日野幹雄・砂田憲吾・太田猛彦・渡辺邦夫：洪水の数値予報，森北出版，p.252，1989.
- [5] 土木学会編：水理公式集 昭和46年版，p.616.