

地表流流出解析モデルへの地形要素の導入に関する研究

A Study on Modeling of Surface Runoff Introducing Topographic Factors

神戸大学工学部 正 員 川谷 健 T. Kawatani
神戸大学大学院 学生員 中野啓眞 H. Nakano
フジタ工業 菊田勝之 K. Kikuta

1. 緒言

山地小流域で表面流出成分を流出解析の対象とすると、解析モデルに流域の地形特性を組み込むことが重要であり、これは地形改変による流出特性の変化を予測するうえでも必要と考えられる。

ところで、表面流出が発生し易いのは、斜面表層の土層構造がほぼ同じであれば、土層の常時の飽和度が高く、そのために浸透能が相対的に小さい領域である。土層の飽和度は土中水の長期にわたる流下によって高くなると思われるので、土中水の流下も大局的には最大地表勾配方向であるとすれば、集水面積の大きいところほど常時の飽和度が高いと考えてよいであろう。また、集水面積の大きい場所ほど、降雨中に発生する早い中間流も地表面に浸出し易く、したがって表面流の発生域となり易いと思われる。

このような観点より、本研究では、解析モデルに地形要素を導入する試みとして、まず流域を一定の正方形の単位流域に分割し、地表流は単位流域間を最大地表勾配の方向に流れると仮定して、流路網を構築した。そして単位流域ごとの集水面積をこの流路網にもとづいて算定し、それと地表流の流出率とを関連づけることで、地形が表面流出に及ぼす効果を評価することとした。

2. 解析対象流域と水文資料

解析の対象とする流域を図-1に示す。流域面積は10.5 ha、河道長はおよそ650 m、標高差は62 mである。地質は比較的軟質の砂岩、泥岩、凝灰岩を主とする神戸層群である。植生はアカマツとカン類が主である。

流出量は、矩形セキを設置し、その越流水深を自記水位計で記録して測定した。水位の読み取りは1 mmまで可能である。降雨量は転倒ます式自記雨量計で測定した。雨量計の設定地点は流量測定地点の北およそ200 mにある。雨量計の精度は1パルス0.5 mmであり、10分間雨量の読み取りができる。解析に使用する資料は、1981年から1985年までの5年間にわたって、主として2月から11月の間に測定したものである。

3. 流路網と集水面積

流域を一辺10 mの正方形の単位流域に分割した。この大きさは、単位流域が単一の地形、たとえば谷、斜面あるいは平地を代表するように選定した。また、この分割では単位流域の一辺ができるだけ主谷と平行となるように留意した。単位流域間の地表勾配の算定にあたって、単位流域の標高はその中心の標高で代表するものとする。そして単位流域から流出する表流水は、隣接する単位流域のうち、地表勾配が最大となる流域へのみ流入するものとする。

各单位流域の流出方向（最大地表勾配方向）を結んで得られる流路網を図-2に示す。この流路網を利用して各々の単位流域の集水面積を算定することができる。



図-1 解析対象流域

一定値以上の集水面積を有する単位流域の分布を図-3(1)~(6)に示す。図-3(1)から、主谷が流域のほぼ中央を通り流域を2分すること、大きい集水域を有する単位流域が主谷の上流部および左岸中流部に在ること、図-3(2)と(3)から、集水面積 2000 ~ 4000 m²の支谷が主谷右岸域の中・下流部に(左岸域と比べて)やや多いこと、などがわかる。図-3(4)では、支谷はほぼ直線的であるが、左岸中流域でやや樹枝状であることがわかる。集水面積 800 m²以上の単位流域がほぼ線状に並んでおり、これらが谷を含む単位流域であることが窺える。そこでの流れは実際には河道(谷)内の一次元流であろう。集水面積 200 ~ 400 m²の単位流域の分布(図-3(5)と(6))には面的なひろがりが見られ、したがって、その付近の流れは複数の小さな沢の流れや、山腹斜面上の流れであると思われる。そこでの流れは二次元流であると考えられる。

流域を集水面積の階層別に分割し、各階層ごとの流域面積が全流域面積に占める割合を図-4に示す。二次元流の場合と考えられる集水面積 100 ~ 400 m²の領域は全流域面積の約 65 % を占め、一方、水路(谷)内の一次元流であると考えられる領域(集水面積 800 m²以上)は 20 % 弱である。

いまここで、集水面積が a (m²) 以上である領域が全流域に占める割合 $R(a)$ で表すことにする。すなわち、

$$R(a) = A_a / A \quad (1)$$

ここに、 A_a は単位流域の集水面積が a (m²) 以上の領域の面積であり、 A は全流域面積である。図-5に集水面積 a (m²) と $R(a)$ の関係を示す。

緒言で述べたように、大きい集水面積をもつ

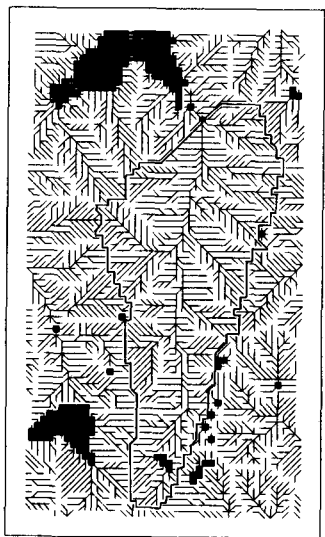


図-2 流路網

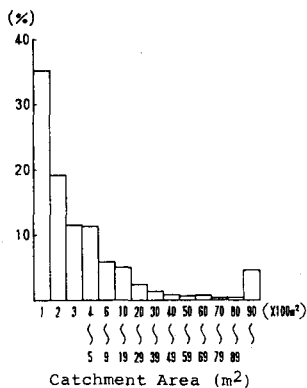


図-4 集水面積による流域の分割
(各流域が全流域面積に占る割合)

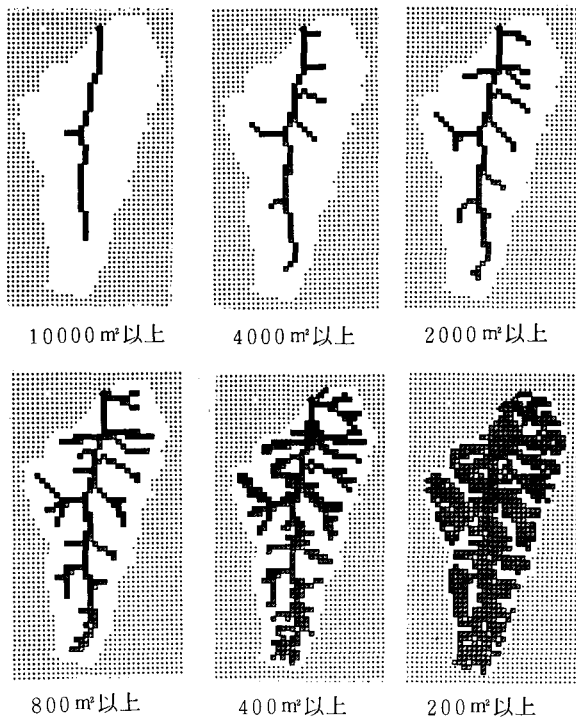


図-3 一定値以上の集水面積を有する単位流域の分布

単位流域ほど地表流の発生域になり易いとすれば、式(1)で定義した $R(a)$ は地表流の流出量(あるいは流出率)と高い相関関係を有すると考えられ、したがって流出解析モデルに地形特性を導入するうえで重要なパラメータであると考えられる。

4. 解析モデル

解析には、前節の考え方にもとづいてパラメータ $R(a)$ を導入することとし、流出発生域変動モデルを設定する。そのために地表流の流出機構について次のように仮定する。

- a) 集水面積が大きい領域ほど流出寄与域になり易い。
- b) 一降雨による流出継続中、地表流の流出寄与域は伸縮せず一定である。
- c) 上記の流出寄与域に降った雨はすべて地表流となる。
- d) 流出寄与域外の降雨は地表流にならない。

これらの仮定のもとでは、流出寄与域の面積を a_s 、地表流の流出率 f_s で表わすと

$$R(a_s) = f_s \quad (2)$$

の関係が成り立つ。そして地表流のハイドログラフは、式(2)に基づいて設定される流出寄与域に限って、以下に述べる方法で単位流域ごとの流入・流出量を算定して求めるものとする。

単位流域における地表流の平均水深が時刻 t に $H(t)$ であり、時刻 $t + \Delta t$ に $H(t + \Delta t)$ になったとすると、連続の式から

$$H(t + \Delta t) = \{ Q_{in}(t) - Q_{out}(t) \} \Delta t / a_u + r(t) \Delta t + H(t) \quad (3)$$

の関係が成り立つ。ここに a_u は単位流域の面積(100 m^2)、 $r(t)$ は時刻 t での降雨強度、 $Q_{in}(t)$ は隣接する単位流域からの流入量の和、 $Q_{out}(t)$ は当該単位流域からの流出量である。流出は最大地表勾配の一方のみである。流入・流出量 $[Q(t)]$ はマニング則にもとづいて

$$Q(t) = \{ H^{2/3} I^{1/2} S \Delta t \} / N \quad (4)$$

によって算定する。ここに、 N は等価粗度係数、 I は隣接する単位流域の標高から算出した地表勾配である。また、 S は通水断面積であり、 $S = H(t) \Gamma$ (ここに Γ は単位流域の辺長で、 $\Gamma = 10 \text{ m}$)とする。

以上の計算で、時間間隔 Δt は $\Delta t \leq \Gamma / V_{max}$ を満たすように選定する。ここに、 V_{max} はマニング則によって算定される最大流速である。

5. 地表流の流出率 f_s と等価粗度係数 N の算定

ここでは上述の解析手法にもとづいて、流出寄与域の大きさ・形状とその等価粗度との関係を把握する。そのために、降雨および流出量の観測資料を利用して

- a) 地表流の流出率 f_s を算定する。
- b) $R(a_s) = f_s$ として、流出寄与域を特定する。

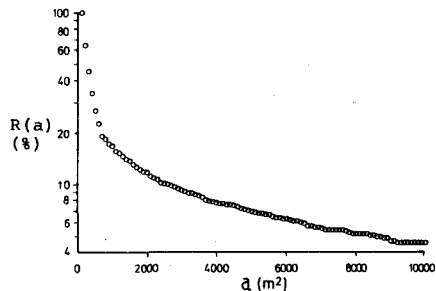


図-5 式(1)で定義されるパラメータ $R(a)$ と集水面積 a との関係

c) 地表流のハイドログラフを試行によって再現することで、最適（すなわち再現性の最も高いとき）の等価粗度係数 N を決定する。
 という一連の作業をすすめる。

5.1 表面流出成分の分離

上記の解析作業において、地表流の流出率 f_s の算定方法、すなわち表面流出成分の分離方法が重要である。本研究では、直接流出成分の分離には、まず先行降雨による流出成分をその減水曲線を延長して取り除く。つぎに、解析対象流域が小流域であることを念頭におき、また分離法が単純となるように配慮して、ピーク流量発生後 12 時間までの流出量は表面流出成分であるとし、その後はすべて中間・地下水流成分であるとする。図-6 (1)~(5)に、解析の対象としたハイドログラフと、表面流出成分の分離の例を示す。

なお、流出率 f_s に関しては次の点に留意する必要がある。すなわち、本解析モデルでは、流出率は流出寄与域を特定するためにまず必要なパラメータである。 f_s は、実測ハイドログラフを再現するときには算定できるが、流出予測のときには予め与えられる値ではない。したがって、本解析モデルを流出予測に用いるためには、 f_s を降雨特性や流域の乾燥状況などから推定する必要がある。以下では、この点についても併せて検討する。

5.2 流出率と等価粗度がハイドログラフに与える影響

解析作業に先立って、 f_s と N が変ればハイドログラフがどのように変るかを調べた。図-7(a)は、等価粗度係数を $10 \text{ (s/m}^{1/3}\text{)}$ に固定し、流出率すなわち流出寄与域を変えた場合の結果である。流出寄与域が大きいほど、当然ピーク流量も総流出量も大きくなるが、ピーク流量の出現時間にほとんど差は見られない。図-7(b)は流出寄与域を固定して、等価粗度を変えた場合である。等価粗度係数が大きくなると、ピーク流量が増え、その出現時間が早くなる。この場合、総流出量は同じになるので、ピーク流量が大きいほど流出の継続時間は短くなる。

この結果から、実測ハイドログラフの再現だけが目的であれば、まず等価粗度を試行的に変えて実測のハイドログラフの形に近くなるようにし、つぎに流出率を変えて流量（とくにピーク流量）を合せればよいことがわかる。しかし、このやり方は、実測ハイドログラフの再現に適用できても、流出予測には使えないことに注意しなければならない。

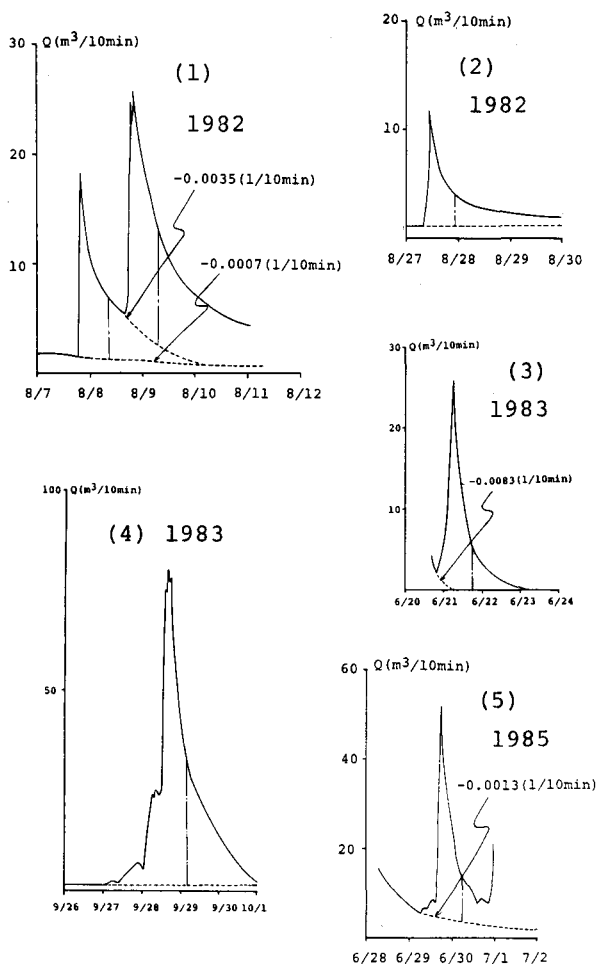


図-6 表面流出成分の分離の例

以上の試算および予備的计算から、等価粗度係数の最小値は約 $N = 2 (S/m^{1/3})$ であり、これに対応する最大流速はおよそ $V_{max} = 3 \text{ m/min}$ となる。したがって以下の解析では、 $\Delta t = 2 \text{ min}$ と設定する。

5.3 地表流ハイドログラフの再現による等価粗度の算定

式(2)にしたがって $R(a_s) = f_s$ とし、流出寄与域を設定する。そして、式(3)と式(4)に基づいて実測ハイドログラフを最もよく再現できるように粗度係数 N を試行によって決定する。ハイドログラフの再現結果の例を図-8(1)~(6)に示す。各図には、等価粗度係数とパラメータ $R(a_s)$ の値が示してある。

図-9に、パラメータ $R(a_s)$ の値(すなわち流出率)と等価粗度係数の関係を示す。この結果では、流出寄与域が大きいほど等価粗度係数が大きいという傾向が見られる。これは、流出寄与域が大きくなると、それに占める山腹斜面の割合が大きくなり、流出過程で二次元流の領域が増えるためと考えられる。さらに、山腹斜面上の植生も流出寄与域の平均的な粗度を大きくしている原因と思われる。

5.4 流出率の推定

流出予測にこの解析モデルを用いるときには、本章のはじめに述べたとおり、流出率 f_s を、入力となる降雨の特性や流域の土湿条件などから決定する必要がある。そこで、ここでは流出率を総降雨量 $R_T(\text{mm})$ 、最大降雨強度 $r_m(\text{mm/h})$ 、降雨継続時間 $T_r(\text{hr})$ および先行降雨指数 $A_p(\text{mm})$ の4因子から算定することとし、そのために線形多変量解析を行った。先行降雨指数は $A_p = p_0 + k^1 p_1 + k^2 p_2 + \dots + k^n p_n$ で定義され、ここに p_0 は流出開始前1日間の降雨量、 n はそれから遡った日数、 k は通減定数である。この解析では $n = 20$ 、 $k = 0.88$ とした。流出率および上記4因子の値を表-1に示す。

解析の結果得られた重回帰式は

$$f_s = 0.1179 - 0.001 \times R_T - 0.0118 \times r_m + 0.0064 \times T_r + 0.0032 \times A_p \quad (5)$$

である。上式による計算値と実測値とを比較したのが図-10であり、この結果から流出率の算定に式(5)を採用できると考えられる。

6. 結論

本研究では、山地小流域における地表流を対象として、集水面積の大きいところほど流出寄与域になりやすいという前提のもとに、流出率と流出寄与域とを関連づけることによって、流出解析モデルに流域の地形特性を導入することを試みた。その結果、(1)流出寄与域が大きくなるほど、その等価粗度係数も大きくなり、両者はほぼ線形関係にあること、(2)流出寄与域を特定するために必要な流出率 f_s は、入力となる降雨の特性(すなわち総降雨量、最大降雨強度、降雨継続時間)および流域の土湿条件を反映する先行降雨指数から推定することが可能であること、が明らかになった。

したがって、対象流域において、観測資料から流出率(すなわち流出寄与域)とその等価粗度係数の関係

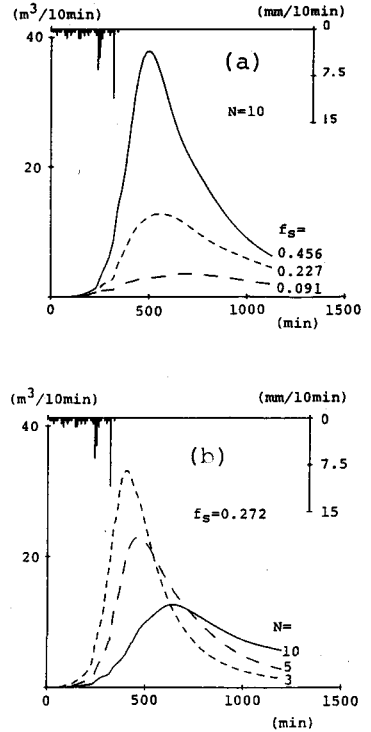
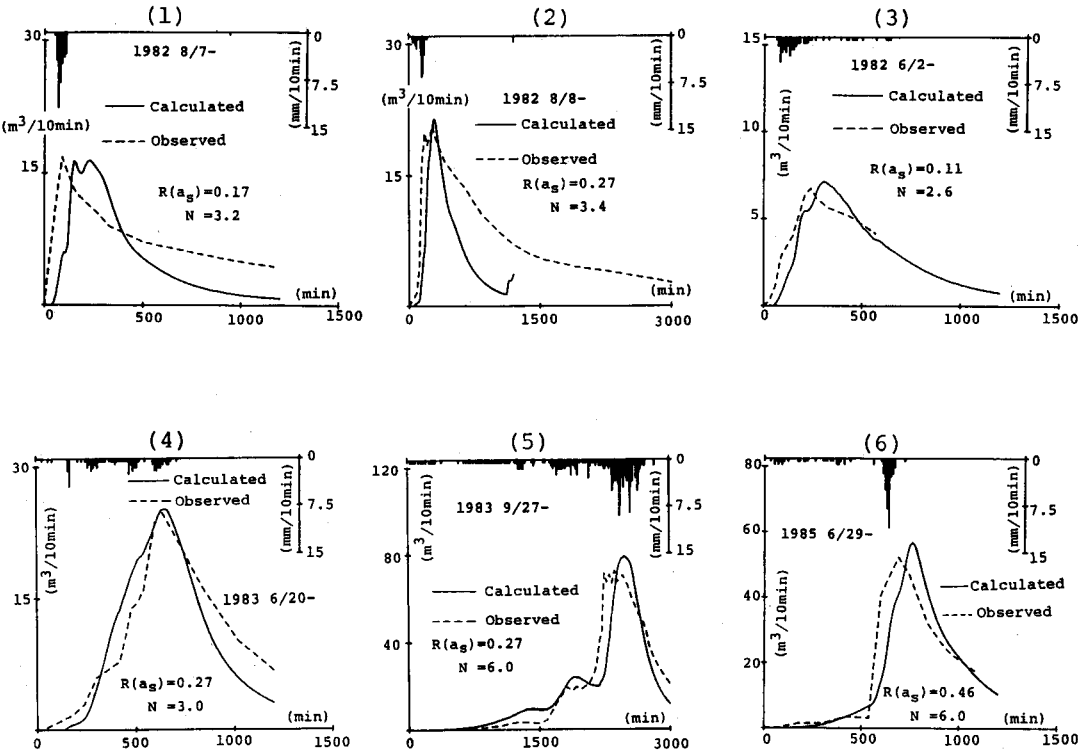


図-7 等価粗度係数 N および流出率 f_s の違いによるハイドログラフの違い

を求めておけば、入力する降雨の特性および先行降雨指数から算定した流出率を与えることで、流出予測にも本解析モデルが適用できる。



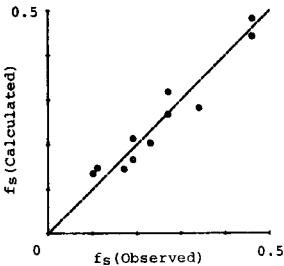
図－8 地表流ハイドログラフの再現例と、等価粗度係数Nおよびパラメータ $R(a_s)$

表－1

地表流の流出率 f_s 、総降雨量 R_T (mm)、
最大降雨強度 r_m (mm/hr)、降雨継続
時間 T_r (hr)、先行降雨指数 A_p (mm)

	f_s	R_T	r_m	T_r	A_p
1981 2/23～	0.19	27.5	1.5	9	10.6
1982 6/2 ～	0.11	36.0	4.0	10	10.4
1982 6/3 ～	0.34	31.0	2.0	9	49.2
1982 8/7 ～	0.17	38.5	12.0	2	59.4
1982 8/27～	0.10	38.0	6.5	2	36.0
1983 6/20～	0.27	47.5	4.5	10	72.3
1983 9/27～	0.27	203.5	9.0	45	50.6
1984 5/1 ～	0.19	39.0	3.0	18	16.3
1984 7/29～	0.23	33.5	11.0	6	64.3
1985 6/25～	0.46	83.5	3.5	21	96.1
1985 6/29～	0.46	50.5	11.0	11	145.6

図－9 流出寄与域の広さ
(即ち $R(a_s)$)とその等価
粗度係数Nとの関係



図－10 地表流の流出率の
式(5)による算定値
と実測値の比較