

(68) キネマティックウェーブ法における降雨パターンの影響について

京都大学農学部(院) 谷 誠

花崗岩山地小流域である桐生試験地¹⁾において、キネマティックウェーブ法によって直接流出の解析を試みた。この解析にあたり、降雨パターンの違いが適切にハイドログラフに現われるかどうかに注意し、パターンの異なる3個の雨を対象に選んだ。図-1に累加雨量曲線を示す。雨Aは約30分の間に38mmが降っていて、その総流出率は10%である。雨Bと雨Cは、降雨継続時間が長く、総雨量で相似しているが、降雨強度がCはBより大きい。総流出率はBが18%，Cが24%となっている。

計算方法について次に説明する。降雨については、桐生が6haの小流域であることを考慮して、10分間の値を使用した。また、小流域での河道におけるハイドログラフの変型は小さいとされている²⁾ので、流域の平均斜面で流出計算を行い、これによって流域下流端流量を求めた。有効降雨の算定については、流出計算内部でこれを決定することにした。すなわち、雨水は表層に到達すると、表層水深に比例して下層へ浸透する。連続の式は、

$$g \partial h / \partial t + \partial q / \partial x = r - \alpha g h$$

(g : 間隙率, h : 水深, q : 単位幅流量, r : 雨量, α : 浸透をあらわす係数) なお, $q = K I h$
(K : 透水係数, I : 地表面勾配)

これより、表層流の消失過程においては、 $q = q_0 e^{-\alpha t}$ となって、 α は、表層流の減衰率となる。そこで、減衰勾配によって α を決定することができる。従来より、この値は流域に固有の定数であるとされており³⁾、ここでも雨により一定であるとした。ところで、雨Aにおいては総雨量、総流出率が小さいのにかかわらず、急激なピークが現われてあり、表層の流出計算ではピークが再現できない結果となった。そこで、マニング型流出計算を行う不浸透部分を考え、この面積率を雨Aの総流出率より小さい範囲であるとして試算により決定した。さらに、雨Cのピークが雨Bより大きい点を表層流の計算で適格に再現するのに無理があったため、表層が飽和した場合についてマニング型の表面流計算を行った。表面流発生地点は刻々変化するので、斜面長を等分した小区間において表面流発生の有無を調べつつ計算を進めた。不浸透部分では初期損失がないとしたが、表層流、表面流の計算を行う部分においては、雨毎にこれを決定した。試算の結果、雨Aで25mm、Bで40mm、Cで25mmを初期損失とした。地形量とパラメータ値を表-1に示す。

計算結果として得られたハイドログラフは観測流量を充分に再現している(図-2~4)。雨Aは不浸透部の流出のウェートが大きい。雨Bにおいて、ハイドログラフの立ち上りでは不浸透部の流出が相対的に大きく、ピーク付近では表層流のウェートが大きい。観測流量にみられる「肩」の部分は、計算においてこれら2つの流出成分の交替によって表現されている。雨Cの観測流量のピークは、表面流が発生することによって再現されている。

以上のように、降雨パターンの相違によって出現する観測ハイドログラフの特性を流出各成分の違いによって検討することができた。モデル上のこのような流出特性が現実の流出経路及び流出現象とどのように関連するかは今後の問題である。

文 献

- 1) 福ら: 花崗岩山地の2つの小流域について、京大演習林報告43, 1972
- 2) 石原、高棹: 洪水流出過程の変換系について、京大防災研年報7, 1964
- 3) 石原、高棹: 中間流出現象とそれが流出過程におよぼす影響について、土木学会論文集79, 1962

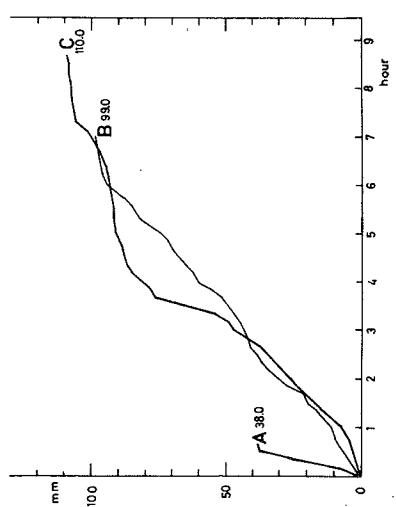
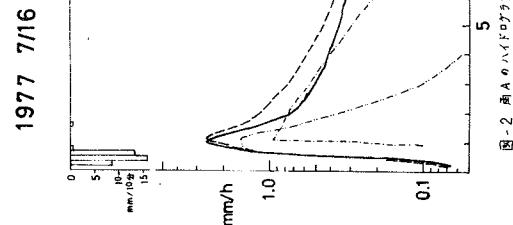


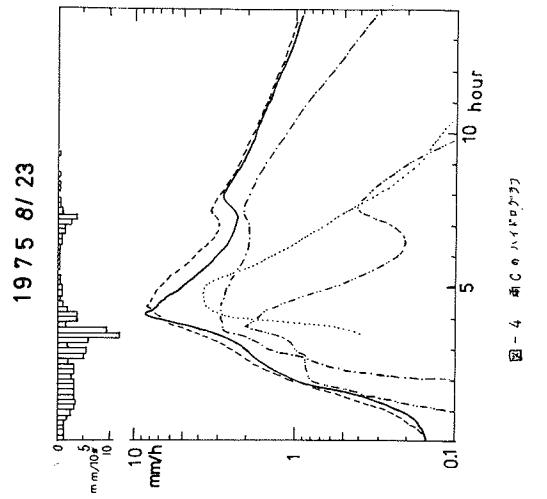
図-1 累加雨量曲線



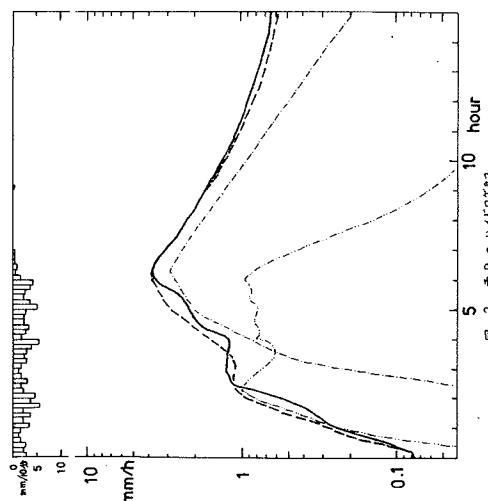
1977 7/16

表-1 ハラメータ表	
ハラメータ	値
河 道 率	73.6 m
地 表 面 可 配 率	0.3
不 滲 透 部 面 積 率	5 %
不 滲 透 部 等 価 粗 度	3.7 m ^{1/4} /sec
表 層 厚	7 cm
表 層 水 供 給 率	0.3 cm/sec
減 漉 率 (透水性材料)	9×10^5 sec ⁻¹
表 層 间 蔓 率	5.0 %
表 層 等 価 粗 度	3.7 m ^{1/4} /sec

図2~4における風速
— 風速流量
— 不 滲 透 部
— 等 価 粗 度
— 表 層 厚



1975 8/23



1975 7/4

図-3 地Cのハイドログラフ
図-4 地Cのハイドログラフ