浸入の通減と回復に関する実験及びGreen-Ampt式の適用

Experimental Study on the Decreasing and Recovery of Infiltration and the Application of the Green-Ampt Model

黄 介生*・佐藤晃一*・高瀬恵次* (愛媛大学大学院)

Jiesheng HUANG・Koichi SATO・Keiji TAKASE

United Graduate School, Ehime Univ.

In order to apply an infiltration model to determine excess rain-fall in long term runoff analysis or water balance analysis, it is necessary to examine whether the model is suitable to describe not only the decreasing of infiltration capacity due to rainfall but also the recovery due to evapotranspiration. In this study, we used a soil column with impermeable bottom to investigate the change of infiltration capacity for various antecedent evaporation under ponding condition. The observed data showed that the infiltration capacity decreased abruptly when the wetting front reached the bottom. Green-Ampt and Horton's infiltration model were used to fit these experimental data. The results indicated that, in every instance, Green-Ampt equation gives better results than Horton's equation.

Key words: Infiltration capacity, Evaporation, Green-Ampt equation, Initial water content, Horton's equation

長期間流出解析や水収支解析の際に、浸入能モデルを用いて有効降雨を分離するためには、降雨による浸入能の減衰だけでなく、蒸発散による浸入能の回復も考慮されることが望ましい。本研究では、底面を持つ土壌円筒を用いて、湛水条件下での浸入能の減衰と蒸発による浸入能の回復を検討した。その結果、本実験のように底面を持つ土壌円筒では、浸潤前線が下端に到達した時点で、浸入能が急激に低下すること及びそのような不連続的变化を持つ浸入能の減衰と蒸発による回復はGreen-Ampt式を用いて表現できることが明かとなった。

キーワード：浸入能、蒸発量、Green-Ampt式、初期土壌水分量、Horton式

I. まえがき

浸入現象は流域の流出現象における重要なプロセスであり、洪水流出だけでなく、低水流出にも大きな影響を持つことは周知の通りである。洪水解析の際、浸入能曲線により有効降雨を分離する方法は最も有用な方法として確立されたが、長期間にわたって流出解析を行う場合、降雨強度が浸入能より小さい場合の浸入能の変化、蒸発散による浸入能の回復などを考えなければならないことは言うまでもない。そしてこれまで、この問題については、例えば、蒸発散による浸入能の回復に関する石原・石原(1962)や角屋(1966)の研究、初期浸入能以下の一定降雨強

度の下での浸入に関するMein and Larson(1973)などの多くの研究が行われてきたが、まだ幾分研究の余地が残されている。そこで、本研究は小降雨強度及び蒸発散による浸入能の変化についての実験を行い、試験流域の流出解析や水収支解析に適用することを目的としている。本報ではまず、浸入能の減衰と蒸発による浸入能の回復について実験を行い、これらの実験結果を最も適切に表現する浸入能モデルとそのパラメータについて検討した。

浸入能方程式の代表的なものとしてはHorton式、Green-Ampt式、Philip式、Kostiakov式の4つが挙げられるが、大別すると、Green-Ampt式とPhilip式は理論的根拠に基づいて誘導された式で、Horton式

*愛媛大学大学院連合農学 〒780 松山市樽味3-5-7

United Graduate school of Agricultural Sciences, Ehime University, 3-5-7, Tarumi, Matsuyama 780

とKostiakov式は経験式である。これらの式には一長一短あり、Philip式は物理的意味があるが、その応用範囲が狭い。Kostiakov式は簡便で、最も実用性のある式とされているが(宮崎, 1984)、全く物理的意味を持っていない。そのため、この二つの式は水文学では利用されることが少ない。一方、Horton式は物理的意味に乏しいものの、伝統的浸入能方程式として(Moral-Seytoux, 1981)、水文学で最もよく使われている。Green-Ampt式は浸入現象に関する最も古いモデルであり、発表された当初はそのパラメータの物理的意味がはっきりしなかったのが、一旦忘れられたかのようにになったが、1964年のBouwerの研究を契機に、その物理的意味が明確にされて以来、研究が進められ、特に最近では流域レベルへの応用が盛んになされている (James *et al.*, 1992)。このような事情を踏まえて、本研究ではGreen-Ampt式を中心に、実験データを考察することにした。なお、従来よく使われてきたHorton式との比較も行った。

II. 実験装置と方法

1. 実験装置

実験にはFig. 1に示すような直径20cm、高さ40cmの亚克力円筒に、風乾したマサ土を均一な密度で、35cm深さに詰め込んだものを用いた。円筒は底面を持ち、壁面の底部には浸透水が排出されるように内径5mmの排水チューブを4本付けた。また、空気の流れを防ぐために、内径3mmのパイプを深さ10cm

Fig. 1 Column for infiltration experiments

ごとに1本ずつ埋設した。給水はマリョット装置によった。一連の実験ではこのような供試体を複数個作成し、一つは浸入強度の測定に、残りは初期土壌水分プロファイルの測定に供した。

2. 実験方法

一連の実験は、まず風乾状態(体積含水率0.03前後)から開始した。実験開始直後に、一定量の水を集中給水して湛水させ、その後マリョット・タンクにより定量給水を行った。湛水深は実験中一定に保った。実験を開始して湛水後は、一定の時間間隔でオーバーフロー流量を測り、浸入強度は給水流量とオーバーフロー流量の差として求めた。下方からの排水が始まった後は、排水流量も測定し、浸入強度が排水流量と同じになったら、即ち定常状態になった時点で、実験を終了した。なお、風乾状態の場合には浸潤前線の進行が円筒の外から目視によって確認できるので、浸潤前線深さも同時に測定した。複数の円筒は同じように給水するが、その中の一つだけ浸入能の測定に繰り返し用い、残りは土壌水分プロファイルの測定に供した。

一つの実験終了後、24時間容水量まで排水させて、その後は土壌円筒を自然乾燥させた。毎日土壌円筒の質量を測定し、その質量の減少量より、土壌からの蒸発量を求めた。24時間容水量状態からの積算蒸発量は所定の値(例えば、10mm, 20mm……)に達したら、次の浸入実験を繰り返した。

既往の研究では浸入開始時の土壌水分状態を初期土壌水分量や初期土湿不足量などによって表現するのが一般的である。この場合、土壌水分量の減少(特に24時間容水量状態からの減少)を生ずる直接の原因は主に蒸発散であり、また降雨や蒸発散による浸入能の連続的変化を究明するには、土壌水分量より、蒸発散量で考察した方が合理的と考えられるので、本実験では上述の24時間容水量状態からの積算蒸発量をもって次の浸入の初期土壌水分状態を表すことにした。以下、これを先行蒸発量(antecedent evaporation)と呼ぶ。

このような実験を繰り返して、先行蒸発量と浸入特性との関係を調べた。同様な実験は2組(以下A, Bで表す)を行った。2組の土柱の風乾密度はそれぞれ1.52, 1.56g/cm³である。

III. 実験結果と考察

Fig. 2には、実験Aで得られた浸入能と時間との

Fig. 2 Measured infiltration capacity with different antecedent evaporation (E) (Test A)

関係を示す。この図からわかるように、初期水分状態が風乾状態の時、浸入能が最も大きく、24時間含水量状態の時、最も小さくなっている。また先行蒸発量が小さいほど浸入能が小さくなり、その通減も早くなる傾向にある。なお、浸入能はいずれも実験初期に大きく、時間の経過と共に、だんだん通減していくが、下端からの排水が始まる時点で、急激に低下し、一定値となる。

なお、風乾状態の実験では、下端からの排水が始まる時刻と浸潤前線が下端に到達する時刻はほぼ一致していた。従って、以下ではこの時点を「浸潤前線が下端に達する時刻」と表現する。

以下、このような浸入現象について、Horton式とGreen-Ampt式により考察を加える。

1. Horton式による考察

Horton式は(1)式で与えられる(Horton, 1933)。

$$f(t) = f_c + (f_0 - f_c)e^{-\alpha t} \quad (1)$$

式中、 t は浸入が開始後の時間、 $f(t)$ は時刻 t での浸入能、 f_0 は初期浸入能($t=0$ での浸入能)、 f_c は最終浸入能、 α は通減定数である。

最終浸入能 f_c は最終的に安定した浸入能であるが、

本研究の場合は浸潤前線が下端に達した時点で、浸入能曲線は不連続になるので、 f_c には次の二つの値を選び計算を行った。一つは定常状態になった時の浸入能を f_c に採用した(以下Case 1と呼ぶ)。もう一つは浸潤前線が下端に達する直前の浸入能を f_c とした。この時の浸入能はまだ安定していないという問題点があるが、浸潤前線が下端に達するまでの浸入現象だけを表現するという趣旨で、一応計算を行ってみた(以下Case 2と呼ぶ)。 f_0 と α はいずれの場合にも浸潤前線が下端に達するまでの実測浸入能データから、回帰式で求めた。Case 1とCase 2について求めたパラメータをそれぞれTable 1とTable 2に示す。また、実験Aの実測値とHorton式による計算値の比較をそれぞれFig. 3(a), (b)に示す。

ここで、計算値と実測値の平均相対誤差並びにその相関係数によりHorton式の適合性について考察してみる。

平均相対誤差は式(2)により計算する。

$$e_r = \frac{1}{N} \sum \frac{|f_p - f_m|}{f_m} \quad (2)$$

式中、 e_r は平均相対誤差、 N はデータ数、 f_p は浸入能計算値(mm/hr)、 f_m は浸入能実測値(mm/hr)である。

Case 1とCase 2について、各実験の平均相対誤差及び相関係数はそれぞれTable 1とTable 2に示す。

Case 1の場合はTable 1からわかるように、平均相対誤差は10%を超えるものが多い。相関係数はほとんど0.9以上と高いが、Fig. 3(a),(b)からわかるように、浸入初期には過小、浸入中期には過大となる傾向にある。Case 2の場合はTable 2に示すように、平均相対誤差は全体的に小さくなったが、実験A4のように非常に大きいものもある。また、この場合の平均相対誤差や相関係数は全て浸潤前線が下端に達するまでの実験結果に対するもので、不連続点の後の部分は表現できない。

以上のことから、Horton式では本実験のような不連続的な浸入現象を表現できず、なお f_0 及び α と先行蒸発量との間に特定の関係が認められないことから、蒸発散による浸入能の回復を表現することも難しいと考えられる。

2. Green-Ampt式による考察

Green-Ampt式は(3)式のようなものである(Green and Ampt, 1911)。

$$f = K \frac{H_0 - H_t + L_t}{L_t} \quad (3)$$

Table 1 Parameters of Horton's eq. and error evaluation for Case 1

Antecedent Evapora- tion (mm)	Horton's Parameters			Test No.	Average Relative Error e_r	Correlation Coefficient R
	f_c mm/hr	f_0 mm/hr	α min^{-1}			
--	27.07	127.32	0.0225	A1	0.11	0.92
22.2	27.07	243.35	0.1773	A3	0.18	0.87
20.7	27.07	200.67	0.1507	A5	0.13	0.90
9.9	27.07	98.09	0.1089	A4	0.03	0.97
--	11.66	73.35	0.0127	B1	0.12	0.92
61.3	6.50	64.44	0.0271	B3	0.18	0.87
56.6	6.50	39.10	0.0162	B4	0.13	0.87

- * 1) f_c is assumed as the infiltration rate when it has been constant;
 2) The initial soil moisture condition of A1 Test and B1 Test are air dry.

Table 2 Parameters of Horton's eq. and error evaluation for Case 2

Antecedent Evapora- tion (mm)	Horton's Parameters			Test No.	Average Relative Error e_r	Correlation Coefficient R
	f_c mm/hr	f_0 mm/hr	α min^{-1}			
--	42.50	124.26	0.0317	A1	0.07	0.95
22.2	42.50	148.48	0.1828	A3	0.08	0.87
20.7	42.50	158.52	0.1654	A5	0.09	0.90
9.9	42.50	173000	1.0873	A4	0.71	0.72
--	16.70	122.67	0.0236	B1	0.21	0.97
61.3	13.90	79.73	0.0511	B3	0.09	0.94
56.6	9.00	40.35	0.0213	B4	0.09	0.90

- * 1) f_c is assumed as the infiltration rate just before it dropped down;
 2) The initial soil moisture condition of A1 Test and B1 Test are air dry.

Fig. 3 Comparison of computed (by Horton's eq.) and measured infiltration capacity (Test A)
 (a) f_c is assumed as the permeability of soil; (b) f_c is assumed as the infiltration rate just before it is dropped down.

式中, f は浸入能, K は伝達帯の透水係数, H_0 は表面湛水深, H_t は浸潤前線に働く負の圧力水頭, L_t は地表から浸潤前線までの深さである。

また, (3)式は直接時間の関数になっていないので, 浸入能 f と時間の関係を表すためには, 積算浸入量

$F = \int_0^t f(x) dx = (\theta_s - \theta_i) L_t(t)$ と仮定して得られる次式が必要である。

$$L_t(t) = \frac{Kt}{(\theta_s - \theta_i)} + (H_0 - H_t) + \ln \left[1 + \frac{L_t(t)}{(H_0 - H_t)} \right] \quad (4)$$

式中, t は浸入が開始後の時間, θ_s は伝達帯の含水率, θ_i は初期含水率である。

このように計算した $L_t(t)$ を(3)式に代入すれば, 時間 t に対応する浸入能 $f(t)$ が求められる。

Green-Ampt式を使う時, まず決めなければならないパラメータは θ_s , θ_i , K 及び H_t の4つである。次にこれらのパラメータについて検討してみる。

1) パラメータ

a. θ_s

θ_s は浸潤前線より上の伝達帯の含水率であるが, 伝達帯の水分状態は一般的に完全飽和ではなく, 残留空気のある見かけ上の飽和状態となるのが普通である。Chong *et al* (1982)の研究によると, 自然状態ではこの θ_s の値がおおよそ間隙率の85%とされている。本実験では定常浸入になった時の土壤円筒の質量を測定し, その質量から θ_s を計算した。各実験の θ_s 及び対応する飽和度はTable 3に示す。飽和度の値が85%よりやや少ないが, 概ねChongらの結果に類似している。

b. θ_i

Table 3 Water content θ_s and the degree of saturation $S(=\theta_s/n)$

Test	θ_s	Porosity n	S
A	0.388	0.460	0.843
B	0.365	0.447	0.817

* 1) θ_s of A Test is calibrated;

2) θ_s of B Test is the value under air dry condition.

初期含水率 θ_i は先行蒸発量により影響され, また, 深さにより変わる。蒸発による浸入能の回復はこの初期含水率を通じて表される。この問題に関して, 後でまた議論することにする。

本報では, まず全土層の平均含水率で浸入能の計

算を行い, さらに全土層を5 cmごとに分けて, 層ごとの初期含水率の分布を考慮して, 浸入能の計算も行った。実験Aの初期土壤水分プロファイルを図4に示す。

c. K

K は伝達帯の透水係数であるが, 上述のように伝達帯の水分状態は一般的には見かけの飽和状態である。Bouwer (1966)の研究によると, この透水係数(以下, 見かけの飽和透水係数と呼ぶ)はおおよそ飽和透水係数の半分ぐらいである。本実験で用いた一つの土壤円筒について, 下端から吸水飽和することによって飽和透水係数 K_s を求め, 浸入実験で得られた K と比較すると, 次のようになる。

飽和透水係数: $K_s = 42.63$ mm/hr

見かけの透水係数: $K = 24.1$ mm/hr ($= 0.565 K_s$)

この結果を見ると, 概ね上述の研究と一致していることがわかる。

d. H_t

H_t は浸潤前線に働く吸引圧であり, 直接測ることはできないので, その決定はGreen-Ampt式を使用

Fig. 4 Initial water content profiles

する際に最も難しい問題でもある。1911年この式が提案された後、 H_t は長い間経験定数として扱われてきた。1964年Bouwerが初めてその物理的意味を説明し、土壤の透水係数(K)～毛管圧力水頭(H)曲線から H_t を求める方法を提案して以来、その決め方について、数多くの研究が行われてきた。簡単にまとめてみると、 K ～ H 曲線或いは K ～ θ (土壤水分量)曲線を利用して求めるものと土性或いは土壤間隙率、粘土分と砂分の含量に基づいて統計的に求めるものとの大別される。これらの方法はいずれもかなりの手間がかかり、簡単に得られない。そこで、本実験では底面を持つ円筒を使っていることを利用して、次のような方法で H_t を決定した。すなわち、浸入能曲線が不連続になる時刻を浸潤前線の下端に達する時間と仮定すると、浸潤前線が下端に達するまでの H_t は式(4)から逆算できる。つまり、(4)式を次の(5)式に変形して計算する。

$$H_t = H_0 - \frac{L(\theta_s - \theta_i) - t_r K}{(\theta_s - \theta_i) \ln(1 + L/(H_0 - H_t))} \quad (5)$$

式中、 t_r : 浸潤前線が下端に達する時間、 L : 土層厚さ

もちろん、このようにして得られた H_t が物理的にどのような意味を持つのかについて検討する必要があるが、後述の計算結果(Table 4とTable 5)と従来の知見などから、おおそ妥当なものと考えられる。

さらに、浸潤前線が下端に達した時点で、 $H_t = 0$ とすると、次節で述べるように、本研究のような不連続的浸入現象をうまく表現することができる。

2) 計算結果の考察

まず実測の K 、 θ_s 、 θ_i と(5)式で計算した H_t から浸入能を計算した。パラメータの値及び誤差評価はTable 4に示す。また実験Aの浸入能計算結果をFig. 5(a)に示す。計算値と実測値の相関分析結果はFig. 6

Table 5 Error evaluation for the Case in which H_t is the average value of those in Table 4

Test No.	H_t (cm)	e_r	R
A1	-26.22	0.05	0.99
A3	-26.22	0.04	0.98
A4	-26.22	0.02	0.98
A5	-26.22	0.10	0.91
B1	-35.75	0.06	0.99
B3	-41.68	0.26	0.98
B4	-41.68	0.24	0.95

に示す。

Fig. 5(a) と Fig. 3を比較すればわかるように、Green-Ampt式の適合性がHorton式よりはるかに高いことは一目瞭然である。特に、浸潤前線が下端に達した時点で、 H_t を0にすることにより、その不連続的現象をうまく表現できたといえる。

一方、Table 4に示すように、実験Aの平均相対誤差の大部分は5%以下であるのに対して、実験Bの場合は風乾状態(B1)以外で平均相対誤差が比較的に大きい。また、B3、B4の透水係数は風乾状態よりかなり小さくなり、見かけの飽和含水率 θ_s も減少した。これはかなり乾燥させることにより、土壤構造が変わったためと考えられる。今回は土壤構造が変化しないことを前提にGreen-Ampt式の適用を考察するので、この点についての検討は今後の課題としたい。

ところで、 H_t は θ_i により変わると考えられるが、実用上はChongら(1982)など今までの研究によると、 θ_i が24時間容水量より小さい場合、ほぼ一定であるとみなしてよいと言われている。そこで、次に H_t を一定にして適合性を検討した。 H_t の値は各回の平均値をとることにした。なお、実験Bの場合はB3、B4の

Table 4 Parameters of Green-Ampt eq. and error evaluation

Test No.	E (mm)	θ_i	θ_s	K (mm/hr)	t_r (min)	H_t (cm)	e_r	R
A1	--	0.029	0.388	27.07	98.0	-25.38	0.04	0.99
A3	22.2	0.319	0.388	27.07	18.0	-27.50	0.03	1.00
A4	9.9	0.342	0.388	27.07	13.5	-21.68	0.02	0.99
A5	20.7	0.319	0.388	27.07	16.0	-30.31	0.08	0.94
B1	--	0.034	0.365	11.66	173.0	-35.75	0.06	0.99
B3	61.3	0.196	0.350	6.50	114.0	-51.49	0.12	0.98
B4	56.6	0.182	0.350	6.50	170.0	-31.87	0.16	0.97

* 1) t_r is the time at which wetting front reached the bottom;

2) The initial soil moisture condition of A1 Test and B1 Test are air dry.

Fig. 5 Comparison of computed (by Green-Ampt eq.) and measured infiltration capacity (Test A)

(a) H_f is calculated by eq. (5); (b) H_f is the average value calculated in (a); (c) θ_i varied with depth and H_f is the same as (b); (d) θ_i is estimated by eq. (7) and H_f is the same as (b).

Fig. 6 Correlation between computed (by Green-Ampt eq.) and measured infiltration Capacity (Test A)

土壌構造が風乾状態(B1)の場合と変わったと考えられるので、B3, B4はその H_t の平均をとって、B1はそのまま(5)式から計算された H_t で計算した。Fig. 5(b)に実験Aに対する計算値を、Table 5に平均相対誤差と相関係数を示す。Table 5からわかるように、実験Aの平均相対誤差はほんの少し大きくなるか、ほとんど変わらないのに対して、実験Bの場合はかなり大きくなった。その原因としては、前にも述べたように、おそらく土壌構造の変化などによるものと考えられる。

なお、上の計算では θ_i を全土層で一定値(平均値)にして計算した。しかし、実際の θ_i は深さにより変わるので、Fig. 4の初期土壌水分プロファイルを基に、深さ5 cmごとに θ_i をとって、浸入能の計算を行った。計算した浸入能と実測浸入能の平均相対誤差及び相関係数はTable 6に、両者の比較をFig. 5(c)に示す。Table 5と比較してみると、平均相対誤差がやや大きくなったものもあれば、やや小さくなったものもあり、本実験の場合、 θ_i の深さに伴う変化を考えなくてもよさそうである。

3) 蒸発と浸入能の回復

Green-Ampt式の場合、初期含水率は一つのパラメータになっているので、蒸発による浸入能の回復はこのパラメータの変化により表される。上ではいくつかの先行蒸発量に対する浸入能の変化をGreen

-Ampt式で考察した。その結果、かなり高い適合性が示された。

ところで、蒸発散による初期土壌水分量の変化は実験では実測可能であるが、現地での流出解析や水収支解析では、土壌水分の変化を測るのは非常に困難である。従って、初期土壌水分量を蒸発散量の関数として表すことが望ましい。そうすれば、手に入れることの容易な蒸発散量データから初期土壌水分量を直接計算できるし、降雨と蒸発散による浸入能の連続的変化の計算も可能になる。

初期土壌水分量は深さにより変化するのが一般的であり、しかもそのプロファイルは蒸発散強度や土質などの要因により違うので、蒸発散量の一義的関数として表すことは困難である。しかし、前述のように、初期含水率の深さ方向での変化が緩やかな場合、その変化を無視して、土層全体の平均初期含水率で計算してもよい。このような場合、土層全体の平均初期含水率と蒸発散量との関係は次の(7)式で表される。

$$\bar{\theta}_i = \theta_{ic} - 0.1E/L \quad (7)$$

式中、 θ_{ic} は24時間容水量(cm^3/cm^3)、 E は前回の浸入が終了した翌日からの積算蒸発散量(mm)、 L は土層の深さ(cm)。

24時間容水量は土性や土壌構造など多くの要因に影響されるので、それを決めるのは簡単なことではないが、ここでは何回かの実験結果の平均値をとった。実験Aについて(7)式から計算した平均初期含水率をTable 7に示す。更に、この平均初期含水率を用いて計算した浸入能と実測値の比較はFig. 5(d)に、その誤差評価をTable 7に示す。Table 5と比較すればわかるように、誤差はやや大きくなるが、やはり高い精度が得られたと言える。

IV. まとめ

本報告では、長期間にわたる流出解析や水収支解

Table 6 Error evaluation for the Case in which θ_i varied with depth

Test No.	H_t (cm)	e_r	R
A1	-26.22	0.05	0.99
A3	-26.22	0.06	0.95
A4	-26.22	0.07	0.61
A5	-26.22	0.11	0.93
B1	-35.75	0.06	0.99
B3	-41.68	0.25	0.99
B4	-41.68	0.24	0.98

Table 7 Error evaluation for the Case in which θ_s is computed by Eq. (7)

Test No.	θ_s	H_f (cm)	e_r	R
A3	0.312	-26.22	0.05	0.98
A4	0.347	-26.22	0.03	0.93
A5	0.316	-26.22	0.11	0.90

析への適用を目的として、浸入能の減衰と回復についての実験を行い、その一連の変化をHorton式とGreen-Ampt式で考察した。その結果、次のようなことが明らかになった。

1) 本実験のように、有限な深さの土層中への不連続的な浸入現象について、Horton式では表現できないのに対して、Green-Ampt式では浸潤前線が下端に達した時点で H_f の変化を考慮することで、非常にうまく表現できた。

2) Green-Ampt式を使う場合、そのパラメータの決め方は重要なことである。浸潤前線に働く吸引圧 H_f について、本研究では浸入現象の不連続性を利用して、Green-Ampt式から逆算する方法を提案した。これは一つ便利な方法だと言える。

3) 得られた H_f を用いて計算された浸入能曲線と実測値はよく一致したが、この H_f と初期土壌水分量との間には特定の関係が認められず、土壌構造の変化が無い場合、 H_f を一定として計算した浸入能もかなりの精度が得られた。

4) 蒸発散による浸入能の回復について、Horton式では十分に説明できないのに対して、Green-Ampt式では初期土壌水分量を通じて表すことができる。本実験のように、初期土壌水分量の深さ方向での変化が緩やかな場合、先行蒸発量から土層の平均初期土壌水分量を求め、それより計算した浸入能も高い精度が得られた。

以上まとめて見ると、Green-Ampt式はかなり高い適合性が示された。このことは水収支がかなり重要視される流出解析にとってはたいへん好ましいことである。したがって、Green-Ampt式の流出解析への適用は非常に期待される。

なお、本実験は最初から湛水状態で行った。実際の浸入現象では降雨強度の変化により湛水したりしなかったりすることが多いので、降雨強度が浸入能より小さい場合、また任意パターンの降雨の場合についても調べる必要がある。さらに流出解析に適用するために、流域レベルのパラメータの決め方につ

いても検討しなければならない。これらについては今後の課題として検討してみたい。

引用文献

- 1) Bouwer, H. (1964): Unsaturated flow in ground-water hydraulics, J. Hydraul. Div. ASCE, **90** (HY5), pp. 121-144
- 2) Bouwer, H. (1966): Rapid field measurement of air entry value and hydraulic conductivity of soil as significant parameters in flow system analysis, Water Resour. Res., **2**, pp. 729-738
- 3) Chong, S.K., R.E. Green, and L.R. Ahuja (1982): Infiltration prediction based on estimation of Green-Ampt wetting front pressure head from measurements of soil water redistribution, Soil Sci. Soc. Am. J., **46**, pp. 235-239.
- 4) Green, W.H. and G.A. Ampt (1911): Studies on Soil Physics-Part I. The flow of air and water through soils, J. Agr. Sci., **4**, pp. 1-24
- 5) Horton, R.E. (1933): The role of infiltration in the hydrologic cycle, Trans. AGU, **14**, pp. 446-460
- 6) 石原藤次郎・石原安雄(1962): 出水解析に関する最近の進歩, 京大防災研究所年報, **5B**, pp. 33-58
- 7) James, W.P., J. Warinner and M. Reedy (1992): Application of the Green-Ampt infiltration equation to watershed modeling, Water Resour. Bul., **28** (3), pp. 623-635
- 8) 角屋 睦(1966): 山地小流域河川の低水解析(1), 京大防災研究所年報, **9**, pp. 593-599
- 9) Mein, R.G. and C.L. Larson (1973): Modeling infiltration during a steady rain, Water Resour. Res., **9**, pp. 384-394
- 10) 宮崎 毅(1984): 浸潤方程式, 土壌の物理性, **50**, pp. 56-62
- 11) Moral-Seytoux, H.J. (1981): Application of infiltration theory for the determination of excess rainfall hyetograph, Water Resour. Bul., **17**, pp. 1012-1022

(1993年12月22日受付, 1994年6月22日受理)