

斜面崩壊丘陵地における自然降雨下での土壌水分動態の把握

Soil Water Dynamics in a Hilly Soil on a Landslide Site under Natural Precipitation

川本 健^{1*}
Ken Kawamoto¹

¹ 埼玉大学 工学部建設工学科

Department of Civil and Environmental Engineering, Faculty of Engineering, Saitama University

Abstract

Soil water content and water pressure were monitored in a test pit excavated in a forested hilly soil during Dec. 2001 to Nov. 2002. The present monitoring system worked well, and provided us useful information successively on soil water dynamics. Rapid drainage of rainwater occurs not only in a heavy rainfall but also in a small amount of rainfall, suggesting that preferential flow is generated as soon as a rainfall starts. This occurs because a soil matrix is fully saturated with water under the soil moisture condition throughout the monitoring period. Field-measured hydraulic conductivities are larger than those that are laboratory-measured. The reason is explained as follows: that macropores are well connected in macro-scale so that preferential flow paths are easily formed in the field. In a small sample, however, macropores are not fully connected to make preferential flow paths through them.

Key Words: Soil Water Dynamics, Field Monitoring, Macropore, Preferential Flow, and hilly Soil

1. はじめに

1998年の北関東・南東北[1]、1998年の広島県を中心とした西日本[2]など、集中豪雨にともなう表層崩壊型の斜面崩壊が各地で発生している。このような斜面崩壊の予測・防止策を考えるときには、浅層地盤における浸透特性や水分動態の適切な把握が必要となる。さらに、浅層地盤開発後の植生回復のよ

うな自然環境の復元・修復の際にも、浅層地盤の浸透特性の適切な管理・改善は重要な鍵を握る。

樹木や植生が存在する自然浅層地盤では、一般に、有機物の供給と微生物作用による団粒構造の発達、土壌生物活動や植物根の枯死によって形成されるマクロポアの存在など、表層近傍における水移動形態は複雑なものとなる。

* 〒338-8570 さいたま市桜区下大久保255 電話：048-858-3572 FAX：048-858-7374
Email：kawamoto@post.saitama-u.ac.jp

以上を背景に、本研究では、実際に表層崩壊が発生した自然丘陵地を選定し、土壌水分量、サクション、降雨量などを計測し、年間の水分動態の把握を行った。そして、降雨後の排水挙動等の浸透特性や透水性の評価を行った。

2. 現地計測および室内実験

2.1 サイトおよび試料

現地計測システムの設置および試料採取は、福島県西郷村の丘陵斜面にて行った。このサイトでは1998年8月の集中豪雨により大規模な斜面崩壊が生じた[3]。土壌は火山灰を母材とした黒ぼく土壌で、植生はアカマツを中心とした針葉樹林であった。地表から12cmが有機物に富む黒色のA層、12cm以深さが褐色のB層であった。A層ではマクロポアを多数含む団粒構造が発達し、深さ60-90cmのB層ではマクロポアが点在する壁状構造であった。

2.2 現地計測システムおよび実験方法

斜面崩壊時に形成された滑落崖から10m山頂に向

かった地点に現地計測システムを設置した。計測は2001年12月より開始し、土壌水分量・地温は深さ3, 12, 24, 54, 84cm、サクションは深さ3, 12, 54cmで計測した。サイトより不攪乱コア試料(直径5cm, 高さ5cm)を採取して吸引法・加圧法による水分特性曲線、定水位試験による飽和透水試験、圧力制御法およびフラックス制御法による不飽和透水係数の測定を室内にて行った。また、攪乱試料を用いて土粒子密度試験、粒度分析、有機物含有量試験等を行った。

3. 結果および考察

3.1 土壌物理量

Table 1に土壌物理量を示した。土粒子密度はA層がB層よりも小さな値を示したが、両者の粒度分布には大きな違いは見られなかった。有機物含有量は深くなるにつれて小さな値を示し、深さ30cm以深では1%程度の値を示した。飽和透水係数(K_{sat})は、深さ30cmまでは80mm/h以上の大きな値を示したが、それ以深では概ね60-70mm/hであった。

Table 1. 土壌物理量

層	深さ (cm)	土粒子密度 (g/cm ³)	乾燥密度 (g/cm ³)	K_{sat} (mm/h)	粒度 (%)				有機物含有量 (%)
					礫	砂	シルト	粘土	
A	5	2.41	0.54	120	0.5	31.4	47.2	20.9	22.3
	10	2.46	0.53	80	0.5	36.1	52.9	10.5	11.0
B	(12)								
	15	2.50	0.54	113	0.3	37.9	51.0	10.8	6.9
	20	2.54	0.57	116	0.8	43.0	36.6	19.6	5.6
	25	2.57	0.57	99	1.2	41.7	44.0	13.1	1.9
	30	2.65	0.59	52	1.0	48.7	41.1	9.2	0.7
	35	2.69	0.52	60	0.2	48.9	42.0	8.9	0.8
	40	2.71	0.54	64	0.4	58.7	31.5	9.4	0.5
	50	2.69	0.57	67	0.5	48.1	38.0	13.4	0.1
	60	2.73	0.59	64	0.9	49.2	41.1	8.8	1.5
	70	2.69	0.57	61	0.1	60.0	30.1	9.8	1.1
	80	2.70	0.62	77	0.1	41.8	47.6	10.5	1.1
90	2.69	0.60	70	0.6	34.5	52.6	12.3	1.5	

3.2 年間の水分動態

Fig. 1 に現地計測データの一部を示した。降雨にともない、各種センサーは迅速に反応し、土壌体積含水率 θ の増加、サクシヨンの低下が見られる。図中の dH/dz は、深さ3-12cm間および12-54cm間で算出した動水勾配である。

2001年12月から2002年11月までの年間計測データを用いて θ とサクシヨンの関係を得て、Fig. 2に示した。同図には不攪乱コア試料より得られた水分特性曲線の結果も示した。年間を通してサクシオンは、A層で100-500cm、B層で50-200cmの範囲で変化した。これに対応する土壌水分量の変化は、両層とも2.0-5.5%と非常に小さかった。また、A層、

B層ともに計測データは不攪乱コア試料よりもやや下側に位置した。

3.3 降雨後の排水挙動

降雨 R が、表層流を生じずに土壌内を鉛直下方のみに浸透すると仮定した場合、水収支より排水強度 D は以下の関係式で求まる。

$$D = R - ET - \Delta S = R - ET - \int_z \theta(t_2) dz + \int_z \theta(t_1) dz \quad (1)$$

ここで、 ET は蒸発散、 ΔS は貯留で単位時間($t_2 - t_1$)あたりの θ の変化量 (Fig. 1) より求まる。降雨前後における D の変化を $z=12, 24, 54, 84$ cmの4深さで算出し、Fig. 3に示した。ただし、蒸発散量 ET は鈴木

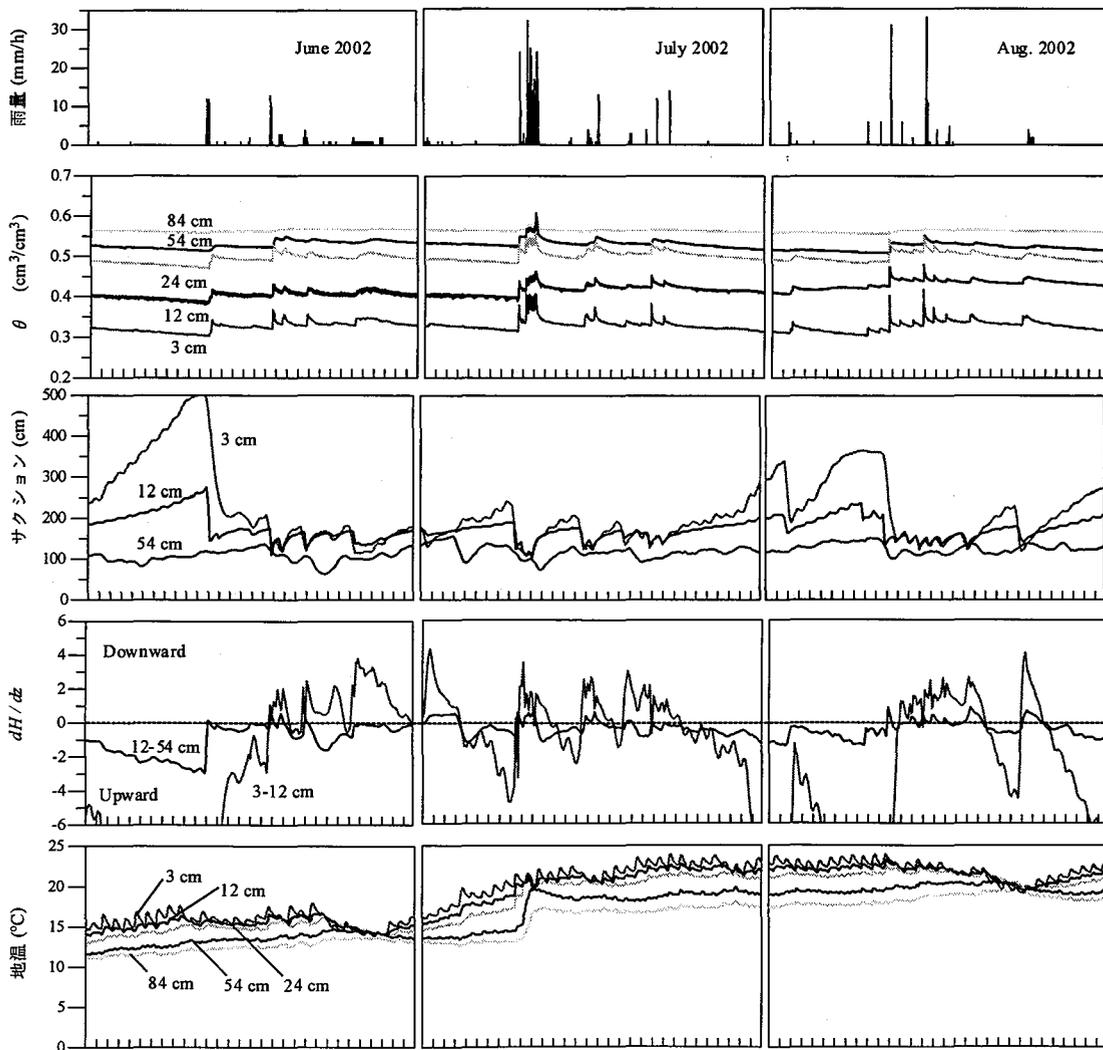


Fig. 1 現地計測データ (2002年6月-2002年8月)

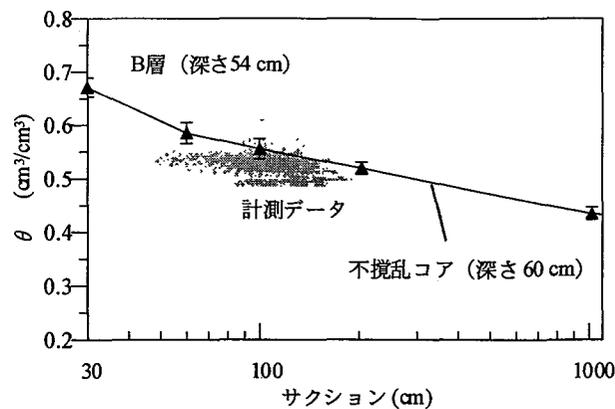
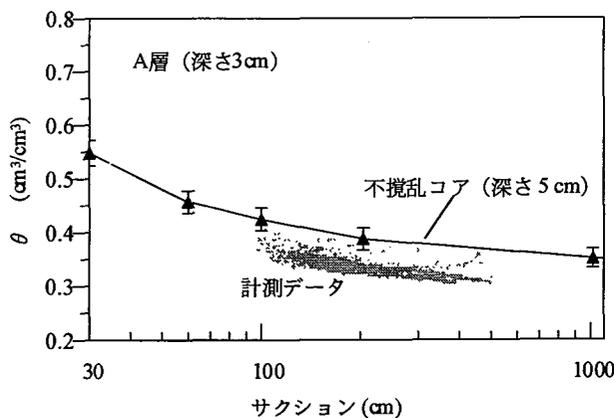


Fig. 2 体積含水率 θ とサクシジョンの関係

(1985, [4])、風間ら(1996, [5])の結果にもとづき見積もった。

先行雨量 313mm の場合を見ると、排水強度 D の時間変化の深さによる違いはほとんどなく、特に、深さ 12cm と 24cm では降雨強度の時間変化とほぼ同じであった。このことから、降雨は深さ 84cm までの土層を、貯留 (水分量増加) することなく速やかに下方へ移動したと言える。また、先行雨量が 6mm と小さい場合も、排水強度 D の時間変化の深さによる違いはほとんどなく、降雨は貯留することなく速やかに下方へ移動した。

3.4 原位置と室内実験による透水性の評価

現地計測データにダルシー則を適用すると、排水強度 D と動水勾配 dH/dz より、原位置における不飽和透水係数 K_{fa} が以下の式により求まる。

$$K_{fa} = D / (dH / dz) \quad (2)$$

Fig. 4 に K_{fa} と体積含水率 θ の関係を示した。図には、室内試験で求めた不攪乱コアの不飽和透水係数 K_c も示した。A 層、B 層ともに、 K_{fa} は θ の僅かな低下とともに急激に低下し、A 層では θ が 0.43 から 0.40 に低下する間に K_{fa} は 3 オーダ低下し (10 から 0.01mm/h)、B 層では θ が 0.54 から 0.50 に低下する間に K_{fa} は 2 オーダ低下した (10 から 0.1mm/h)。このような不飽和透水係数の低下は土壌構造により、A 層ではマクロポアを含む団粒外間隙から脱水が

進行した水分状態で急激に透水性が小さくなったものと思われる。B 層でも同様にマクロポアを含む粗間隙の脱水が進んだ水分状態で透水性が小さくなったものと思われる。

K_c も K_{fa} と同様に θ の僅かな低下とともに急激な低下を示した。しかし、 K_c は K_{fa} よりも小さな値を示した。両者の違いは測定スケールの違いにあり、原位置では連続したマクロポアを含む 30cm 程度の比較的マクロなスケールで不飽和透水係数を算出しているのに対し、不攪乱コアは直径 5cm、高さ 5cm の小さなスケールで不飽和透水係数を算出している。このため、マクロスケールではマクロポアに沿った局所的な水みち、いわゆる選択流の寄与を含んだ透水係数を測定し、コアスケールではマクロポアの連続性が乏しいスケールで透水係数を測定した結果、 K_c が K_{fa} より小さな値を示したものと考えられる。

一般に、マクロポアが水みちとして機能するためには、マクロポア以外の領域 (マトリックス) が十分に飽和している必要がある ([6], [7])。本サイトでは、Fig. 3 に示したように先行雨量の大小にかかわらず排水強度のすばやい応答が得られた。このことから、計測期間中、マトリックスは十分飽和状態にあり、降雨浸透後すぐに選択流が発生し、下方への水移動に寄与したものと考えられる。

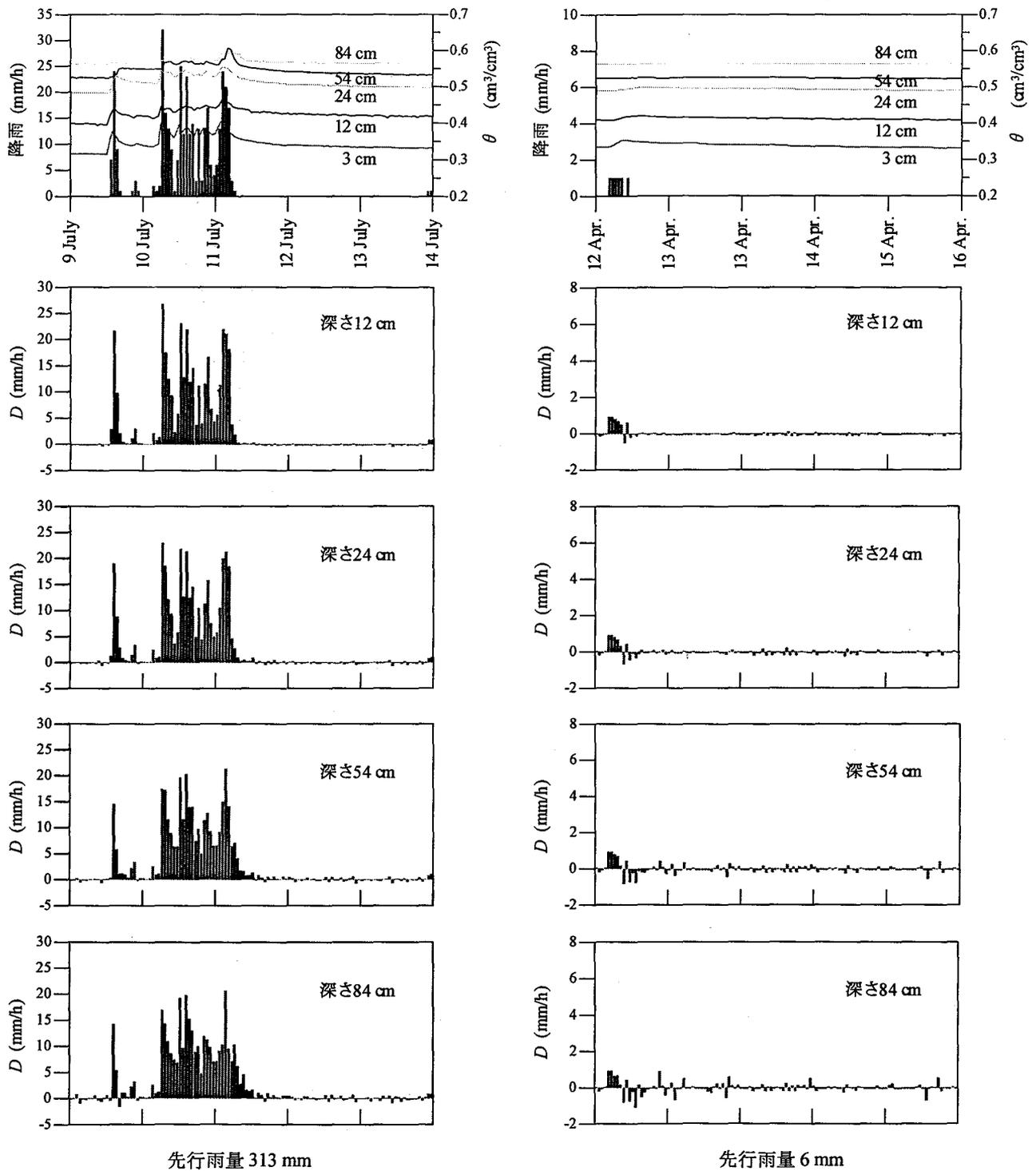


Fig. 3 降雨前後の排水強度の変化

4. おわりに

降雨にともなう表層崩壊や浅層地盤開発後の植生回復を考えると、浅層地盤における水分動態の把握

や透水性の評価は重要な鍵を握る。本研究では、原位置計測により自然丘陵地における水分動態を長

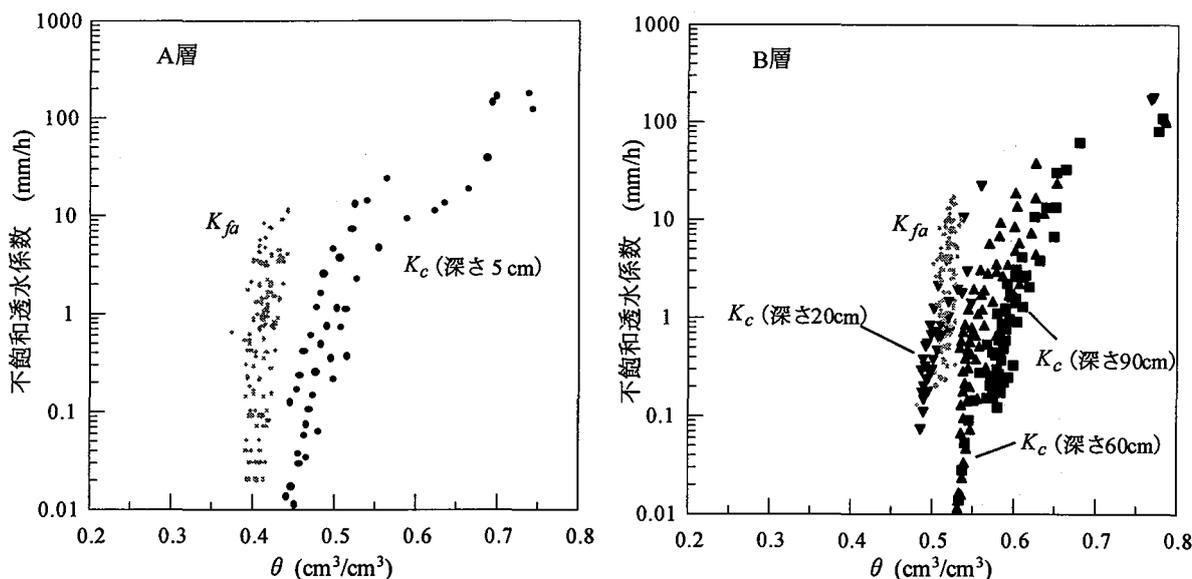


Fig. 4 不飽和透水係数と体積含水率 θ の関係

期にわたり適切に把握することができた。また、原位置計測データと室内試験から得られた不飽和透水係数を比較することで、室内試験では原位置の透水性を過小評価すること、この理由として選択流の寄与が考えられることを示した。今後は、選択流の発生メカニズムや水分移動に及ぼす影響をより詳しく調べるとともに、今回得られたデータをもとに斜面安定解析などに展開する予定である。

謝辞

本研究は、受託研究「自然調和型浅層地盤開発における基礎的研究」(委託：(株)高協基礎工事)の一環として行った。

参考文献

[1] 地盤工学会北関東・南東北豪雨災害緊急調査団: 速報 1998年8月北関東・南東北豪雨災害調査報告 - 土砂災害の概要 -, 土と基礎, Vol. 47, No. 1, pp. 39-42 (1999).

[2] 地盤工学会緊急調査団: 平成11年6月29日豪雨による広島県の斜面災害に関する緊急調査報告, 土と基礎, Vol. 49, No. 10, pp. 40-45 (1999).

[3] Kawamoto, K., Oda, M., and Suzuki, K.: Hydro-Geological Study of Landslides Caused by Heavy Rainfall on August 1998 in Fukushima, Japan, Journal of Natural Disaster Science, Vol. 22, No. 1, pp. 13-23 (2000).

[4] 風間聡, 多田毅, 沢本正樹: 衛星データを用いた東北地方の年水収支解析, 水工学論文集, Vol. 40, pp. 81-86 (1996).

[5] 鈴木雅一: 短期水収支法による森林流域からの蒸発散量推定, 日林誌, Vol. 67, pp. 115-125 (1985).

[6] Radulovich, R., Sollins, P., Baveye, P., Solorzano, E.: Bypass water flow through unsaturated microaggregated tropical soils, Soil Sci. Soc. Am. J. 56, pp. 721-726 (1992).

[7] Tsuboyama, Y., Sidle, R. C., Noguchi, S., Hosoda, I.: Flow and solute transport through the soil matrix and macropores of a hillslope segment, Water Resour. Res. 30, pp. 879-890 (1994).